

ISSN 0004 - 4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XLIII - N° 2
Abril - Junio
Buenos Aires 1988

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA

(1987-1989)

<i>Presidente:</i> Dr. HECTOR A. LEANZA	<i>Vocales Suplentes:</i>
<i>Vicepresidente:</i> Dr. MIGUEL A. ULIANA	Lic. ROBERTO R. KOKOT
<i>Secretario:</i> Dr. RICARDO VARELA	Dr. SERGIO MATHEOS
<i>Tesorero:</i> Lic. LUIS A. FAUQUE	Lic. ANA MARÍA SATO
<i>Vocales:</i>	
Dr. JORGE O. CODIGNOTTO	<i>Director de la Revista:</i> Dr. FRANCISCO E. NULLO
Lic. ADELMA BAYARSKY	
Lic. LUIS GRIECO	<i>Coordinador de Publicaciones:</i> JORGE O. CODIGNOTTO

COMITE EDITORIAL

DR. FLORENCIO G. ACEÑOLAZA, ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. ARTURO J. AMOS, DRA. MILKA K. DE BRODTKORB,
DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. CARLOS CINGOLANI, DR. GUALTER CHEBLI,
DR. LUIS DALLA SALDA, DR. FRANCISCO FIDALGO, DR. FÉLIX GONZALEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ
ING. ANTONIO INTROCASO, DR. HÉCTOR A. LEANZA, DR. ENRIQUE LINARES, DR. EDUARDO J. LLAMBÍAS,
DR. NORBERTO MALUMIAN, DR. ROSENDO PASCUAL, DR. VÍCTOR A. RAMOS, DR. CARLOS W. RAPELA,
DR. JOSÉ A. SALFITTY y DR. LUIS A. SPALLETTI

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Dr. Adolfo Cano 1876, Bo. Güemes, 4700 Catamarca.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CC 217, 3400 Corrientes.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Y.P.F., Departamento de Geología de Exploración, Golfo San Jorge, km 3, 9005 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, FCEF y N-UNC, Cátedra de Estratigrafía, Av. Vélez Sársfield 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 160, 5500 Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Salvador Minutti, Comisión Geológica N° 1, YPF, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa N° 245, Campamento 1, Y.P.F., 8318 Plaza Huincul.
Río Cuarto: Lic. Mario Cantú, Univ. Nac. de Río Cuarto, Est. N° 9, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Muriel Miller, CC 246, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, Y.P.F., División Geología, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfitty, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Juan: Lic. Silvio H. Perault, Fac. Cs. Nat., Edificio Malvinas Argentinas, Av. Ignacio de la Rosa y Meglioli, 5400 Rivadavia, San Juan.
San Luis: Nilda E. Urbina, Las Heras 1180, 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: Dr. Hugo A. Peña, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.
Vespucio: Geol. Oscar Di Persia, Distrito Geológico, Campamento Vespucio, 4562 Salta.
Viedma: Dra. Elena Bernabó de Greco, Rivadavia 1027, 8500 Viedma.
Ushuaia: Lic. Gustavo Bujalevsky, CADIC, CC 92, 9410 Ushuaia.
Zapala: Lic. Marta Franchini, Dir. Gral. de Minería, Etcheluz y Monti, 8340 Zapala, Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134, 1001 Buenos Aires.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, 25 de Mayo 145, 5° p., 1002 Buenos Aires.
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Mozetic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8350 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Lic. Luis Humberto Ferpozzi, Mitre 3100 (1663) San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 65 (1526).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A.: Lic. Ana Virginia Vrba, 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 9, 1802 Ezeiza.
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria: Lic. Luis Moscatelli, Cabañas y Roseros, 1712 Castelar.
Instituto Nacional de Tecnología Industrial: Lic. Alejandra Pietrielli, Av. Gral. Paz s/n, 1650 San Martín.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Miguel Soría, 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 Cabeleiro, Av. Crisólogo Larralde, km 23500, 1188 Florencio Varela.

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Socco de Bioestratigrafía. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco. Escola de Geologia, 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.
Francia: Dr. Jean Claude Vicente, Laboratoire de Géologie Structurale, 4 Place Jussieu, Tour 26, 3° Etage, 75230 Paris, Francia.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo - C.C. 1662 - Asunción.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente. Departamento de Geología. Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

POROSIDAD SECUNDARIA EN FORMACIONES PRECARBONICAS DEL NOROESTE ARGENTINO

Elda Di Paola y Graciela Rial

RESUMEN

El objeto de este trabajo es la caracterización y el análisis genético de la porosidad secundaria desarrollada en las secuencias silicoclásticas que constituyen las Formaciones Santa Rosita (Tremadociano) y Acoite (Areningiano-Llanviriano), del Grupo Santa Victoria, en rocas de un perfil ubicado entre Santa Victoria y La Huerta, provincia de Salta.

Las secuencias están constituidas por una alternancia de aproximadamente 40 % de psamitas (arenitas y vaques) y 60 % de pelitas. Los rasgos petrográficos generales de las primeras indican porcentajes de 65-80 % de cuarzo, hasta 15 % de feldespatos, hasta 15 % de micas, 5 % promedio de restos fósiles, escasos litoclastos pelíticos parcialmente desagregados y minerales pesados, en la fracción clástica.

Diagenéticamente las psamitas están caracterizadas por rasgos que indican soterramiento profundo tales como contactos rectos y cóncavo-convexos entre granos, disolución y recristalización de sílice, cementación, reemplazo de clastos y fósiles fosfáticos por calcita y autigénesis de illita y clorita.

La porosidad primaria es del tipo irreductible, la porosidad secundaria está representada por texturas de "ensanchamiento poral" por disolución de sílice y de "ensanchamiento poral móldico" e "intracemento" por descarbonatación, así como por el desarrollo de fracturas rectas y bifurcadas, vacías o rellenas por óxidos de hierro o agregados microgranosos cuarzo-feldespáticos.

Todo el conjunto de rasgos descritos, es el resultado de procesos de compactación de los sedimentos y de la actividad de las aguas intersticiales. Se considera que la composición de las mismas debe haberse modificado sucesivamente por el aporte de aguas provenientes de niveles pelíticos, por procesos de decarboxilación de la materia orgánica y por el ingreso del agua expulsada durante la autigénesis de illita a partir de los primitivos minerales arcillosos hidratados, así como por la probable participación de fluidos hidrotermales, relacionados con el magmatismo vecino.

ABSTRACT

The purpose of this paper is to classify according to origine and texture the secondary porosity of silicoclastic rocks belonging to Santa Victoria Group, from the Northwestern Sedimentary Basin. Santa Victoria Group is composed of Santa Rosita Formation of Tremadocian age, and Acoite Formation of Areningian and Llanvirian age. Both units essentially consist of alternating psammites and pelites. The first ones are composed of 65-80 % of quartz, with secondary overgrowth, up to 15 % of feldspars and 15 % of mica flakes, 5 % of fossils, scarce lithic grains and heavy minerals. Mudstones are composed mainly of detritic oriented mica flakes and organic matter, subordinate quartz grains and authigenic mica clays, illita and chlorite.

Wackes and arenites have closed diagenetic textures, irreductible primary porosity, silica and carbonate cements and authigenic mica clay, features that are characteristic of deep burial diagenetic stages.

The spectrum of secondary porosity of Santa Victoria Group sedimentary rocks, is composed of "rock fractures", "intra-cement", "moldic" and "oversized" textures, the last one being the result of the dissolution of the sediment. Rock fractures are by far the most important secondary porosity type both in psammites and pelites. Fractures are partially filled with ferrous material and sporadically with quartz-feldespatic aggregates.

pH modifications of diagenetic waters are considered to be related with dewatering of pelitic layers, decarboxilization process of organic matter, expelled water from clay mineral transformations and hydrothermal fluids. The geothermal gradient is supposed to have changed due to magmatic events.

INTRODUCCION

La presente contribución tiene por objeto la caracterización e interpretación de la porosidad secundaria presente en las psamitas y pelitas del Grupo de Santa Victoria (Turner, 1960) de edad ordovícica, en la cuenca del Noroeste Argentino, y forma parte de un proyecto general de investigación sobre estadios diagenéticos en condiciones de soterramiento profundo.

Las muestras seleccionadas corresponden a un perfil de aproximadamente 1.500 m de espe-

sor, ubicado entre las localidades de Santa Victoria y La Huerta, provincia de Salta (véase figura 1), de los cuales los 650 m inferiores corresponden a la Formación Santa Rosita, de edad tremadociana (Rial, 1982), y el resto a la Formación Acoyte, de edad arenigiana-Llanviriana (Turner, *op. cit.*).

Ambas formaciones están constituidas por secuencias silicoclásticas correspondientes a una sucesión de estratos alternantes psamíticos (40 %) y pelíticos (60 %), entre cuyas características pueden mencionarse relaciones interes-

This One



54FK-WL1-JYPS

tratales paraconcordantes, óndulas, rastros y restos fósiles en los planos de estratificación, y estructuras internas de laminación paralela, entrecruzada por superposición de óndulas fuera de fase, bioturbaciones, etc. Cada unidad sedimentaria tiene un espesor que oscila entre 0,30 m a 1 m (estratificación gruesa), con desarrollo interno de estratificación fina y laminación gruesa a fina; bancos masivos de areniscas de hasta 2 m se intercalan cada 50-60 m entre los anteriores.

El Grupo Santa Victoria presenta una importante fauna de trilobites, braquiópodos y pelecípodos en los bancos arenosos, y de graptolites en los pelíticos, así como microfósiles de cónculas carbonáticas (figura 8).

La estructura general del afloramiento es homocliñal, con rumbo N40°E e inclinación 65° al noreste. Venas de cuarzo lechoso rellenan planos de diaclasas y fracturas.

El trabajo se realizó principalmente mediante observaciones microscópicas y macroscópicas de superficies seccionadas, con la apoyatura de estudios básicos previos realizados sobre el mismo material, referidos a evolución diagenética de minerales de arcilla (Rial, 1984) y los rasgos petrográficos de los sedimentos (Rial, 1986).

Por tratarse de una secuencia exhumada, las condiciones de soterramiento tales como paleogradiente de temperatura, naturaleza y variación de flujos porales han sido inferidos a partir de texturas y composiciones de minerales diagenéticos, utilizando como referencia los resultados obtenidos en el estudio de cuencas profundas por Burst (1969), Bruce (1984), Aoyagi

y Asakawa (1984), y en investigaciones experimentales con modelos en catálisis de minerales de arcilla realizados por Hoffman y Hower (1972).

Parafraseando a Hayes (1979), las autoras consideran esta investigación "como un acercamiento en el estilo de Sherlock Holmes para tratar de juntar los pedazos de información dispersos... "..."método que sigue siendo la principal aproximación para entender la cinética de los procesos diagenéticos en areniscas", *sic* Hayes (*op. cit.*).

LITOLOGIA

La *Formación Santa Rosita* está compuesta por arenitas y vaques feldespáticas, siguiendo la clasificación de Dott (1964). Las arenitas presentan selección moderada, con predominio de la fracción arena fina, textura cerrada por interpenetración, contactos entre granos rectos y cóncavo-convexos. La fracción clástica está constituida por 65-80 % de cuarzo monocristalino, con crecimiento secundario, 15 % de feldspatos representados por oligoclasa, ortosa y microclino, 15 % de minerales micáceos, principalmente biotita y moscovita; 5 % de micro y microfósiles, escasos litoclastos pelíticos muy desagregados y minerales pesados, que constituyen la asociación circón, turmalina, apatita, titanita (?), anfíboles y menas opacas.

Los fósiles están principalmente representados por fragmentos de valvas calcáreas y fosfáticas subordinadas, generalmente con los ejes mayores suborientados, asociados con ma-

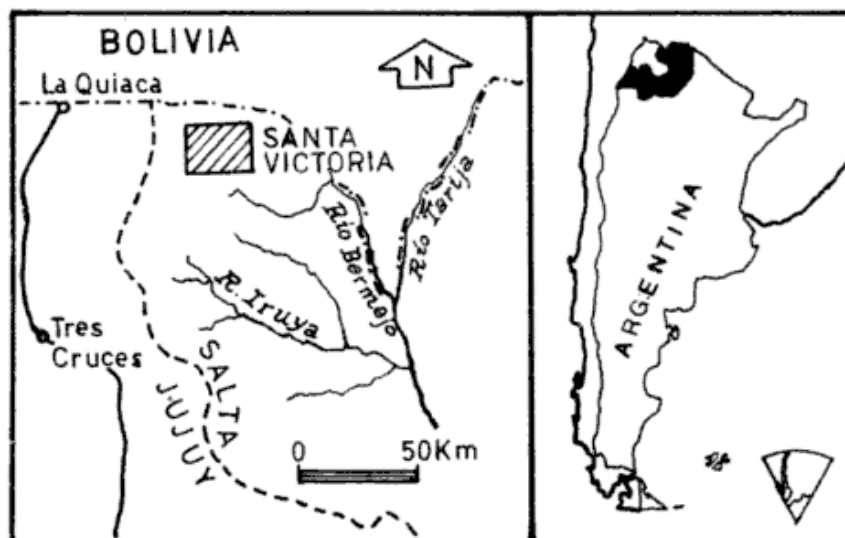


Figura 1: Mapa de ubicación.

teria orgánica. Los microfósiles de cónculas calcáreas, presentan sus cámaras rellenas con el fango primitivo modificado (figura 8).

La fracción arena fina de las *vaques* constituye el 60 % del total de la muestra, presentando mineralogía similar a la anteriormente descrita para las arenitas. La matriz está constituida por un agregado microcristalino de illita y clorita.

Las *fangolitas* están compuestas por láminas micáceas orientadas, escasos granos de cuarzo tamaño limo, agregados de minerales de arcilla de grano inferior a $0,05 \mu$ de origen autigénico, y materia orgánica opaca diseminada al azar. La illita de los agregados autigénicos es el polimorfo 2M, en tanto los valores del índice de Kubler (I_K) oscilan entre 3 y 5 (Rial, 1984), lo que las ubica en el estadio anquimetamórfico, redefinido por Dunoyer de Segonzac (1969).

La *Formación Acoyte* presenta predominancia de *vaques feldespáticas* con 60-80 % de cuarzo monocristalino con crecimiento secundario, 15 % de feldespatos (plagioclasa media y ortosa), 5 % de fósiles, 5 % de micas detríticas, y escasos clastos pelíticos cuasi desagregados, minerales pesados con una asociación similar a los de la Formación Santa Rosita. La matriz es microcristalina de composición illítico-clorítica.

Las *fangolitas* asociadas están compuestas principalmente por micas orientadas, y escasos granos de cuarzo, opacos diseminados y materia orgánica opaca y pulverulenta. El material arcilloso está constituido por agregados de granos de tamaño inferior a $0,05 \mu$ que corresponden al barro primitivo reorganizado. La illita de estos agregados es el polimorfo 2M, el I_K oscila entre 3,5 y 6,5, lo que indica estadio diagenético tardío a anquimetamórfico (premetamórfico) (Rial, 1984).

Las *arenitas* y las *vaques* presentan estructuras de bioturbación caracterizadas por la disposición circular de minerales planares (micáceos) conformando anillos de varios milímetros de diámetro en las primeras, así como distribución irregular de la matriz configurando zonas arenosas "limpias", en las segundas. También son comunes las perturbaciones en forma de "pellizcos" de las láminas y las deformaciones en torno a los restos fósiles.

Otro rasgo que es común y característico de las psamitas de ambas Formaciones es el tamaño de grano inferior a $0,05 \mu$ de los minerales micáceos autigénicos y su disposición periférica respecto a los clastos de cuarzo y láminas micáceas.

El conjunto está atravesado por escasas venillas microgranosas cuarzo feldespáticas.

CARACTERIZACION DIAGENETICA. DISCUSION

Las areniscas y vaques del Grupo Santa Victoria presentan *porosidad primaria irreductible* ($\ll 1 \%$), en el sentido de Schmidt y Mc Donald (1979), consecuencia de los procesos actuantes durante el soterramiento. Entre dichos procesos, la compactación produjo la pérdida de la porosidad primitiva, estimada en la etapa deposicional en el orden del 40-60 %, dependiendo del tamaño promedio de los sedimentos (Aoyagui y Asakawa, 1984); la deformación de las micas y la desagregación de los litoclastos pelíticos, sin obliterar sin embargo la disposición general subparalela original de los clastos planares y elongados, ni las estructuras internas más delicadas, tales como microlaminación y bioturbaciones. Estos rasgos indican un régimen de hundimiento y aporte sedimentario de tipo paulatino y uniforme, y por lo tanto, un aumento progresivo de la presión confinante.

Los contactos entre granos, son del tipo rectos y cóncavo-convexos, producto de la disolución por presión, de la sílice en la interfase sólido-sólido, y su recristalización en los espacios intergranulares como cuarzo secundario, determinando el desarrollo de la textura de interpenetración y la consecuente disminución de la porosidad intergranular primaria.

La precipitación de *carbonato de calcio* como cemento en espacios intergranulares, alrededor de fósiles carbonáticos, y reemplazando fósiles fosfáticos y granos de cuarzo, debe haber contribuido sólo parcialmente a la disminución de la porosidad primaria, debido a la cantidad subordinada de carbonatos en la columna sedimentaria. Se considera probable que la carbonatación haya tenido lugar durante distintas etapas de la diagénesis, en condiciones de soterramiento poco profundo; la decarbonatación estaría relacionada con la decarboxilización de la materia orgánica asociada con los restos fósiles.

Se toma como inicio del estadio de *soterramiento profundo* el desarrollo de los procesos filomórficos (Dapples, 1967) durante los que tuvo lugar la autigénesis de minerales de arcilla 2:1 (illita y clorita) a expensas del fango primitivo. Este conjunto de transformaciones de los minerales de arcilla ($Mt? \rightarrow Mt/III? \rightarrow$ illita +

clorita), habría determinado la disminución drástica de la porosidad primaria.

Al respecto, sería oportuno poder llegar a definir el tipo de actividad que caracterizó a los fluidos intersticiales en esta etapa del soterramiento, como así también el origen del K^+ necesario para la neoformación de illita. Hasta el momento de esta investigación, no se han detectado evidencias de disolución de feldespato potásico como fuente de aporte de dicho catión como sugirieron Hower *et al.*, (1976). Se considera por lo tanto que, cationes interfoliares tales como Mg^{++} , Ca^{++} , K^+ , etc., provenientes de minerales arcillosos, transportados por el agua expulsada de niveles pelíticos, habrían constituido una fuente de aporte durante los primeros estadios diagenéticos. En los estadios tardíos, por el contrario, parte del K^+ , conjuntamente con Na^{++} y Ca^{++} , podrían haber sido aportados por soluciones magmáticas, tal como lo evidencia la existencia de venillas discordantes microgranosas constituidas por cuarzo y plagioclasa ácida maclada (figuras 2 y 3).

Con respecto a la temperatura de formación de los minerales autigénicos arcillosos en estadios de soterramiento profundo, Aoyagui y Asakawa (*op. cit.*), sugieren que la asociación illita-clorita podría estar indicando un máximo de temperatura de $130^{\circ}C$, dependiendo de las condiciones de la cuenca.

POROSIDAD SECUNDARIA

Descripción y clasificación

Las sedimentitas pertenecientes a las Formaciones que integran el Grupo Santa Victoria

presentan caracteres comunes de porosidad secundaria, los que fueron descriptos e interpretados siguiendo los criterios expuestos por Schmidt y Mc Donald (*op. cit.*).

El espectro de texturas secundarias está integrado por los siguientes tipos:

a) *Porosidad por fracturación de roca (rock fracture)*. Corresponde a fracturas irregulares y/o rectas, a veces bifurcadas y ramificadas (figura 5), de varios centímetros de longitud, verticales o formando ángulos de aproximadamente 30° con la superficie de los estratos. Su característica principal es la frecuencia y densidad de distribución, así como su interconexión. Ocasionalmente están rellenos de óxido de hierro pulverulento o por agregados granosos cuarzo-albíticos (figura 1 y 2). Presenta buen desarrollo tanto en psamitas como en pelitas.

b) *Porosidad por decarbonatación*. Es la producida por la disolución del carbonato que constituye el cemento de las sedimentitas, las valvas de los fósiles, etc. La textura resultante se clasifica, siguiendo a Schmidt y Mc Donald (*op. cit.*), como texturas "intra-cemento" y "móldica". Esta última predomina sobre la del tipo "intra-cemento", que es esporádica.

El proceso de decarbonatación móldica se llevó a cabo principalmente a lo largo de los fragmentos de valvas de macrofósiles y en las cónchulas de microfósiles (figuras 6 y 8), pudiéndose observar los efectos del mismo en distintas etapas de desarrollo, desde la disolución incipiente hasta la disolución total (figuras 5, 6, 7 y 8). La decarbonatación de fragmentos de valvas produce poros del orden de varios mi-

Cuadro I: Procesos actuantes durante el soterramiento y sus texturas resultantes.

PROCESOS	TEXTURAS	POROSIDAD		TEMPERATURA °C	pH	ESTADIOS
		PRIMARIA	SECUNDARIA			
		60-40	<< 10-30	27 100 150	7,5-8	
COMPACTACION	DEFORMACION Y DESAGREGACION DE LABILES.	[Gráfico de porosidad primaria que disminuye con la profundidad]	[Gráfico de porosidad secundaria que aumenta con la profundidad]	[Gráfico de temperatura que aumenta con la profundidad]	[Gráfico de pH que fluctúa con la profundidad]	SOTERRAMIENTO POCO PROFUNDO
DISOLUCION DE SiO_2	CONTACTOS RECTOS Y CONCAVOS - CONVEXOS.					
CEMENTACION DE SiO_2	CRECIMIENTO SECUNDARIO DE CUARZO.			2,7/100m		SOTERRAMIENTO PROFUNDO
CEMENTACION DE CO_2Ca	REEMPLAZO-CRECIMIENTO INTERGRANULAR.					
FILOMORFISMO	AUTIGENESIS ILLITA - CLORITA					
DISOLUCION DE SILICATOS	ENSANCHAMIENTO PORAL					
DISOLUCION CO_2Ca	ENSANCHAMIENTO PORAL, MOLDICO, INTRACEMENTO.					
FRACTURACION DE ROCA	FRACTURAS					
APORTE DE FLUIDOS MAGMATICOS.	VENILLAS MICROGRANOSAS Y RELLENO DE FISURAS.					

límetros de longitud por medio milímetro de ancho, aislados, y agrupados en láminas donde predominan los fragmentos de fósiles carbonáticos.

La disolución del cemento carbonático, origina poros esporádicos y aislados, de 300 a 500 μ de diámetro, casi equidimensionales (figura 9). Afecta principalmente a arenitas y vaques.

c) *Porosidad por disolución*. La textura resultante es del tipo de "ensanchamiento poral" (*pore oversize*), producida por disolución del material silicático que conforma la fracción clástica e intersticial (figura 10 y 11). Los poros son escasos (1 %), dispersos y aislados, de formas elipsoidales, con el eje mayor generalmente subparalelo a la orientación general de la fracción clástica; los contornos son irregulares y presentan ocasionales pátinas arcillosas en las paredes (figura 12). El tamaño promedio oscila alrededor de los 300-500 μ . Se encuentran predominantemente en rocas psammíticas.

De los tres tipos descritos, la porosidad por fracturación de roca es la que contribuye principalmente a la porosidad efectiva de las sedimentitas estudiadas.

Se considera que el volumen de la porosidad secundaria pudo haber disminuído, por lo menos parcialmente, debido al aporte de soluciones de origen ígneo, las cuales, mezcladas o no con aguas diagenéticas, habrían sellado fracturas con agregados cuarzo-feldespáticos.

La circulación de las soluciones hidrotermales por el sistema de fracturas, pudo haber producido gradientes de temperatura generando condiciones de anquimetamorfismo durante el estadio filomórfico evidenciadas en las arcillas de la Formación Santa Rosita. La participación del plutonismo vecino a zonas de soterramiento profundo en relación con la diagénesis, como generador posible de gradientes térmicos anómalos, presiones localizadas y fuente de líquidos magmáticos; ha sido analizada entre otros, por Parker (1974).

Las condiciones de exposición a la intemperie debido al levantamiento regional de la sucesión sedimentaria (*uplift*), han promovido un aumento relativo de la porosidad secundaria en los afloramientos de las rocas del Grupo Santa Victoria. Este se manifiesta a pocos milímetros de las superficies expuestas en forma de porosidad móldica por disolución de fragmentos fósiles calcáreos.

En el cuadro I se esquematizan los procesos actuantes durante el soterramiento y las texturas

resultantes de ellos. Se infiere la variación del porcentaje de la porosidad primaria y secundaria, considerando en la primera, una porosidad inicial de 40-60 % y una final menor de 1 %; en tanto que la segunda encontraría sus máximos valores entre 30 y 40 %, según Schmidt y Mc Donald (*op. cit.*), para caer a porcentajes inferiores al 10 %.

El pH de los fluidos porales ha sido deducido en términos generales, a partir de las condiciones de solubilidad ya conocidas de la sílice y del carbonato, como mayor o menor que 7,5-8, en tanto que la asociación paragenética de la diagénesis indicaría un gradiente térmico normal (2,7°C/m), con probables variaciones locales debido al aporte de fluidos magmáticos.

CONCLUSIONES

Las rocas de las Formaciones Santa Rosita y Acoite, del Grupo Santa Victoria, presentan similitud de rasgos petrográficos y diagenéticos.

Los principales procesos diagenéticos fueron, esencialmente, *compactación, disolución y cristalización de sílice; precipitación y disolución de carbonato y autigénesis de illita y clorita*. Esto último, característico del estadio de soterramiento profundo.

La porosidad primaria relíctica es del tipo *baja e irreductible*.

La porosidad secundaria es del tipo de "ensanchamiento por disolución" del material silicático, por "decarbonatación" y por "fracturación de roca".

La porosidad por fracturación es la más importante de las descritas, y afecta tanto areniscas como pelitas.

La porosidad secundaria por disolución de material silicático y carbonático se considera relacionada con la actividad química de las aguas porales, vinculadas estrechamente a su vez, con la maduración de la materia orgánica y con las aguas expulsadas por recristalización de minerales de arcillas, predominando en las psammitas.

El volumen de la porosidad secundaria se considera parcialmente reducido por la cristalización de fluidos cuarzo-feldespáticos, de probable origen magmático, en venillas, microfrazuras y espacios intergranulares.

La presencia de las venillas micropegmatíticas cuarzo-albíticas, corroboraría la hipótesis de la actividad magmática como generadora de



Figura 2

100 μm

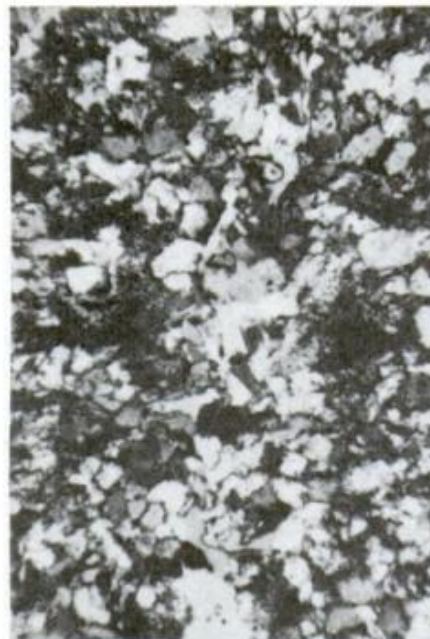


Figura 3

100 μm

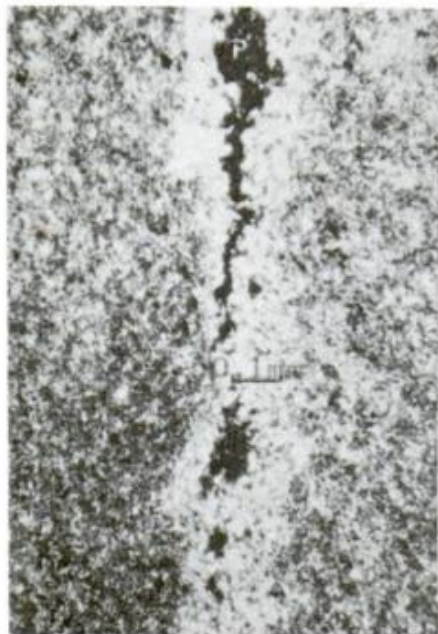


Figura 4

100 μm

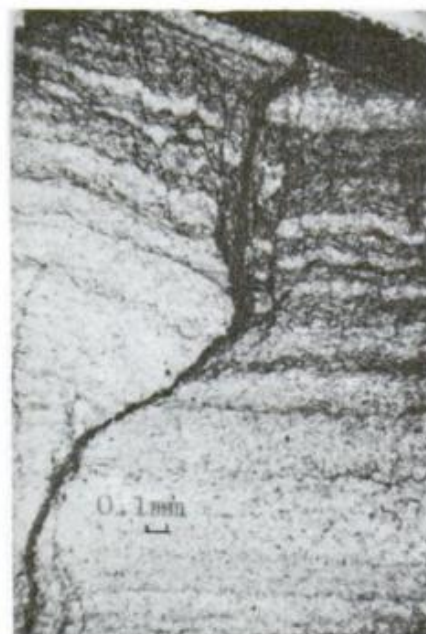


Figura 5

100 μm

LAMINA I

Figura 2: Porosidad por fracturación de roca. Fractura rellena por un agregado cuarzo-albítico. Formación Acoite, N//. Figura 3: Idem anterior, NX. Figura 4: Porosidad por fracturación de roca; fractura vacía en una pelita con paredes "lavadas" del pigmento de hierro. N//, Formación Santa Rosita. Figura 5: Fractura ramificada, rellena de óxidos de hierro, N//, Formación Acoite.

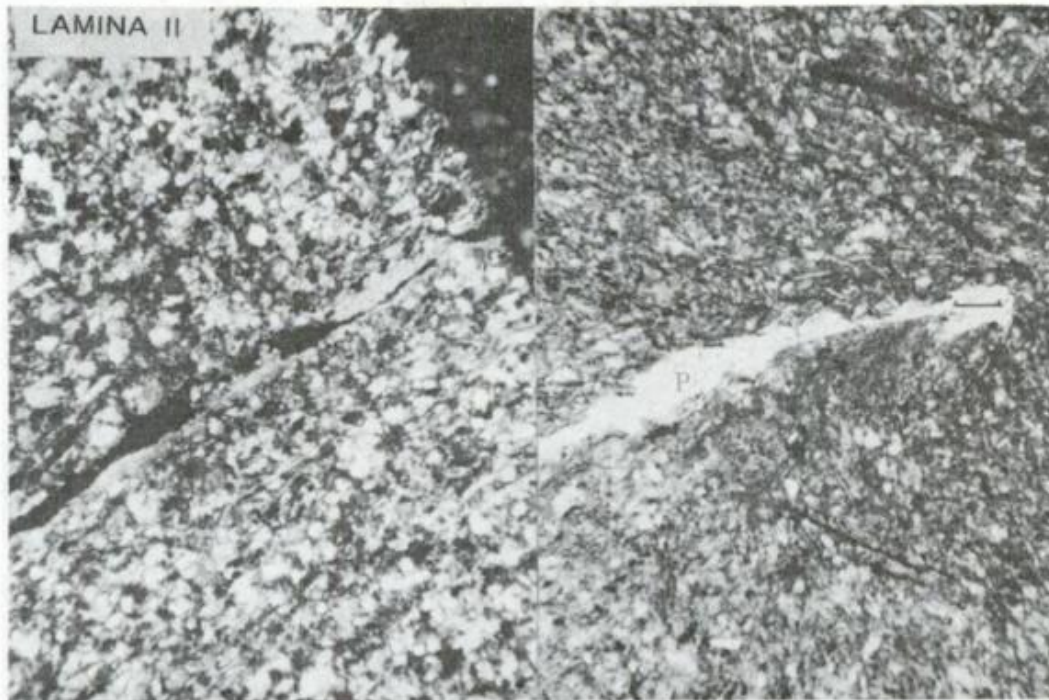


Figura 6

100 μm

Figura 7

100 μm

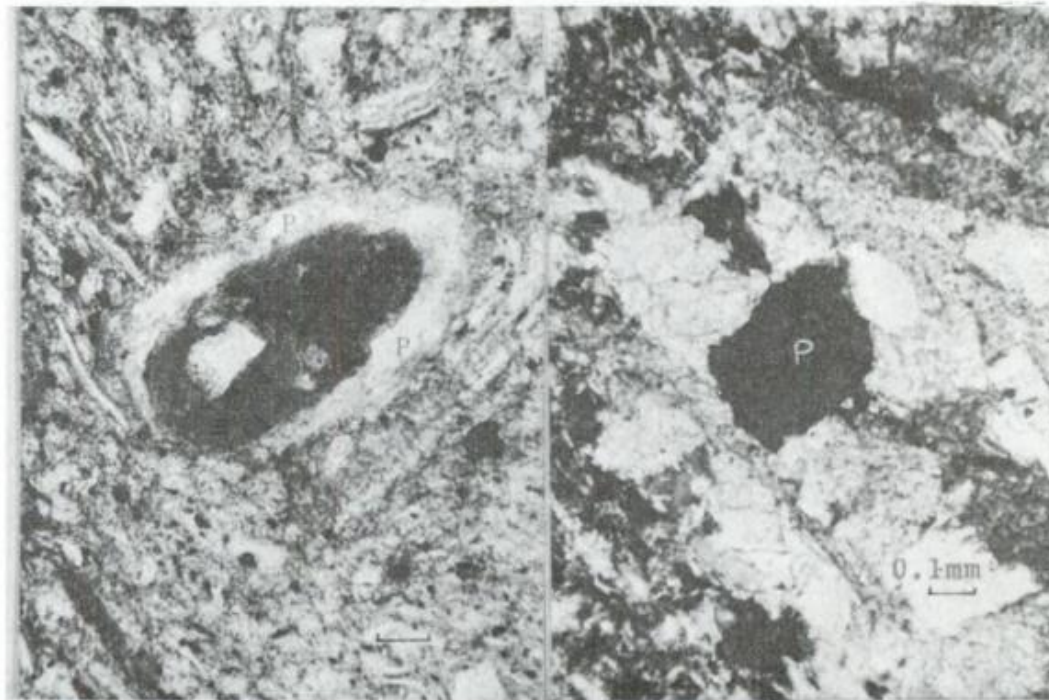


Figura 8

100 μm

Figura 9

100 μm

LAMINA II

Figura 6: Textura móldica, por decarbonatación parcial, se observan restos del carbonato en el extremo superior derecho del detrito fósil, NX, Formación Santa Rosita. **Figura 7:** Textura móldica, con decarbonatación total. N//, Formación Santa Rosita. **Figura 8:** Decarbonatación parcial de la cóncula de un microfósil con la cámara rellena por un agregado feruginoso-arcilloso N//, Formación Santa Rosita. **Figura 9:** Textura intracemento por decarbonatación. Poro aislado en un parche de cemento calcáreo. NX, Formación Santa Rosita.

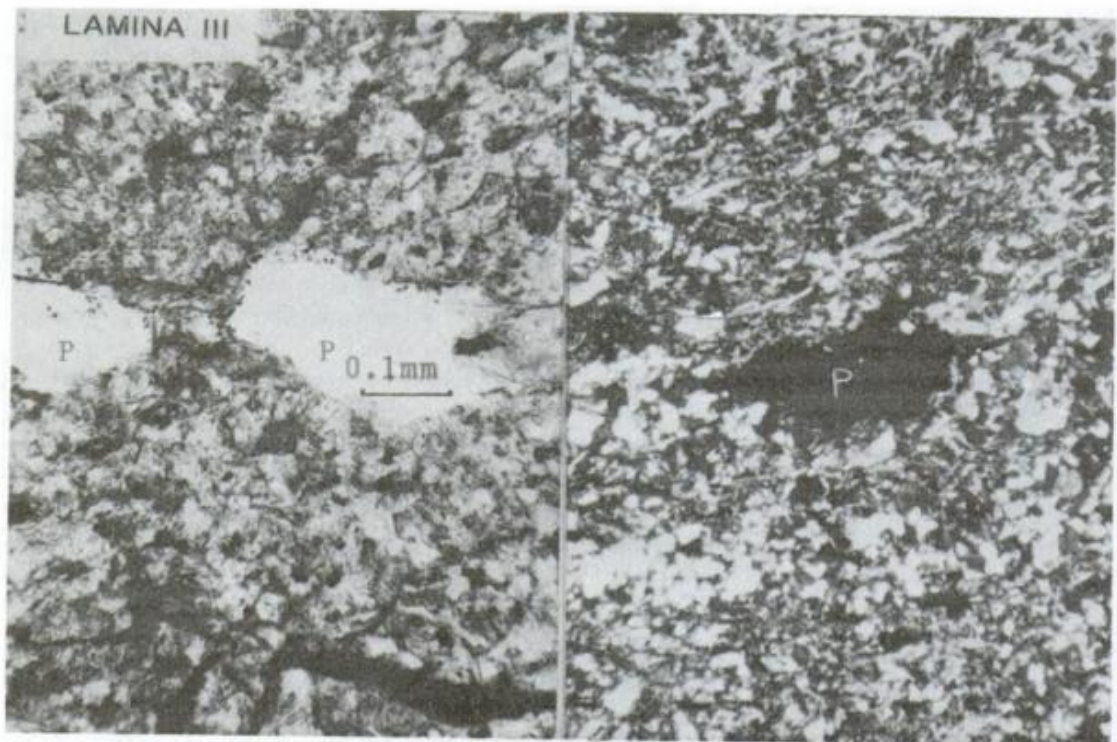


Figura 10

100µm

Figura 11

100µm

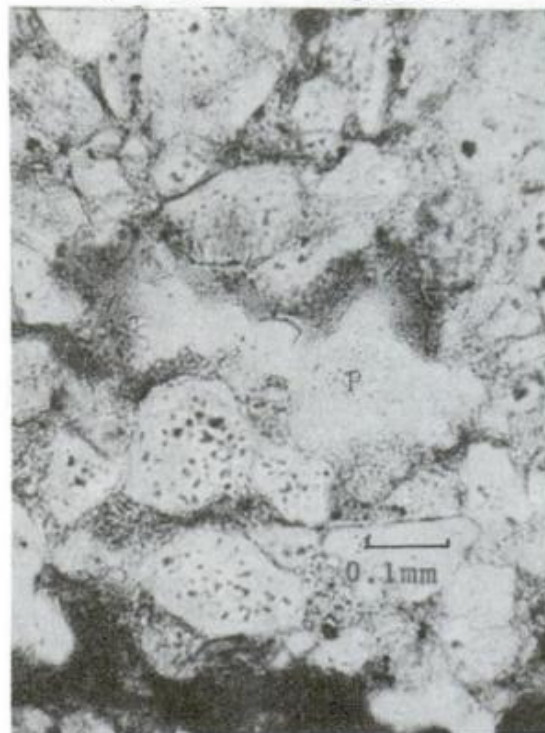


Figura 12

100µm

LAMINA III

Figura 10: Poro por disolución de material silicático, N//, Formación Santa Rosita. Figura 11: Poro por disolución de material silicático, Formación Santa Rosita, NX. Figura 12: Poro por disolución de material silicático con arcilla en sus paredes. N//. Formación Acoite.

gradientes de temperatura y de circulación de fluidos.

Las condiciones de equilibrio impuestas a la secuencia debido al levantamiento regional de la secuencia (*uplift*), produjo decarbonatación a pocos milímetros de las superficies expuestas a la intemperie en los afloramientos estudiados, por disolución de fragmentos fósiles calcáreos.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen al CONICET que proporcionó la posibilidad de realizar el presente trabajo; a la Dra. Milka Kronegoll por el uso del equipo de microfotografía, a la Lic. Norma Pezutti por su gentil asistencia, al Dr. Héctor Ciapuscio, debido al material bibliográfico proporcionado, y al Dr. Juan Carlos Riggi por las oportunas modificaciones sugeridas durante la lectura del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AOYAGUI, K. y T. ASAKAWA, 1984. *Paleotemperature analysis by authigenic minerals and its applications to petroleum exploration*. AAPG Bull., 68: 903-913, Tulsa.
- BRUCE, C. H., 1984. *Smectite dehydration. Its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern gulf of Mexico basin*. AAPG, Bull., 68: 673-683, Tulsa.
- BURST, J. F., 1969. *Diagenesis of gulf coast clayed sediments and its possible relations to petroleum migrations*. AAPG, Bull., 53: 73-93, Tulsa.
- DAPPLES, E., 1967. *Diagenesis of sandstones. Diagenesis in sediments*. Ed. G. Larsen y G. Chilingar. 91-125.
- DOTT, J. R., 1964. *Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?*. Journ. of Sed. Petrol., 14: 3.
- DUNOYER de SEGONZAC, G., 1969. *Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage du métamorphisme*. Mem. Serv. Carte Geol. Als Lorr. 29: 1-339.

- HAYS, J., 1979. *Sandstones diagenesis. The hole truth*. SEPM Special publ., 26: 127-139, Tulsa.
- HOFFMAN, J., y J. HOWER, 1979. *Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers application to the thrust faulted disturbed belt of Montana USA*. SEPM Special Publ., 26: 127-139, Tulsa.
- HOWER, J., E. ESLINGER, M. HOWER y E. A. PERRY, 1976. *Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment, mineralogical and chemical evidence*. Geol. Soc. of Am. Bull., 87: 725-737.
- PARKER, C. A., 1974. *Geopressures and secondary porosity in the deep Jurassic of Mississippi gulf coast*. Amer. Geol. Soc., 24: 69-80, Boulder.
- RIAL, G. E., 1982. *Aplicación del método Rubidio-Estroncio a la datación de rocas sedimentarias*. Universidad de Buenos Aires., Tesis doctoral, (inéd.), Buenos Aires.
- , 1984. *El índice de cristalinidad de la illita en la historia sedimentaria y su pasaje al metamorfismo. Su aplicación al Grupo Santa Victoria, provincia de Salta*. Asoc. Arg. Min. Petr. y Sed., 15 (3-4): 81-85, Buenos Aires.
- , 1986. *Caracterización diagenética de las Formaciones Santa Rosita y Acoite, provincia de Salta*. Iº Reun. Arg. Sed., 239-241, La Plata.
- SCHMIDT, V. y D. Mc. DONALD, 1979. *Secondary reservoir porosity in the course of sandstone diagenesis. A continuing education course presented at the 1979. AAPG Annual Meet. in Houston*.
- TURNER, J. C. M., 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Acad. Nac. de Cienc., Bol., 41 (2): 10-19, Córdoba.

Recibido: 20 de febrero, 1987
Aceptado: 15 de octubre, 1987

ELDA DI PAOLA

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

GRACIELA RIAL

CONICET
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas
Ciudad Universitaria, Pabellón II
Buenos Aires

MESOESTRUCTURAS FORMADAS EN EL CAMPO DEL COMPORTAMIENTO RIGIDO, ABRA DE LA VENTANA, SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

Luciano R. Di Nardo y Luis V. Dimieri

RESUMEN

Se realizó el estudio geométrico de todas aquellas estructuras mesoscópicas desarrolladas en el campo del comportamiento rígido, tales como: fracturas, diaclasas, fallas, vetas escalonadas, etc., a lo largo del Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires.

Se determinaron las resistencias de las litologías involucradas, como así también algunos parámetros físicos (porosidad, densidad). Se estimó la orientación y magnitud del campo de esfuerzos regionales actuante en función de los ángulos diedrales agudos (2θ) entre fracturas conjugadas, y considerando como variables a la resistencia de los distintos grupos litológicos, a la variación del esfuerzo diferencial y a la presión de fluidos.

La variación del ángulo diedral agudo entre fracturas conjugadas es directa consecuencia de las diferentes resistencias de las rocas. La variación del ángulo diedral para una misma litología se explica como un cambio en la magnitud del esfuerzo diferencial respecto del punto de aplicación de la fuerza. Todos los valores de los ángulos diedros entre fracturas conjugadas medidos en el terreno indican que el esfuerzo principal mínimo es siempre tensional, situación que evidenciaría la influencia de la presión de fluidos como fundamental en la generación y propagación de fracturas.

ABSTRACT

Structural elements such as fractures, joints, faults, en échelon veins, etc., were analysed at Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina.

Stress-strain parameters were measured from rock samples of each Formation outcropping in the area considered as well as others physical properties.

Based on the acute dihedral angle (2θ) between conjugate fractures and knowing the rocks strength, estimating the differential stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) and considering the influence of the regional stress in the area.

The angle 2θ is directly related to the different rocks strength. For a given rock type, a 2θ variation could be the result of stresses decreasing with distance and time respect to the point of force application. The minimum principal stress is tensional and then pore pressure is essential in the generation and propagation of fractures.

INTRODUCCION

El análisis de la geometría de las estructuras producto del comportamiento rígido de los materiales permitiría establecer la orientación de los esfuerzos actuantes, su variación en el tiempo y los posibles mecanismos que intervienen en la generación de tales estructuras. Para esto fue necesario realizar mediciones sistemáticas de los elementos estructurales presentes, a saber: fracturas, diaclasas, fallas, vetas, cordones de fracturas, vetas escalonadas, etc., y además determinar el valor de la resistencia y el grado de deformación de los materiales rocosos mediante ensayos específicos. También fue de interés conocer características tales como densidad, porosidad, composición de las muestras de roca en estudio, así como también espesor de estratos, alternancia de distintas litologías, etc.

El estudio abarcó los afloramientos de las Formaciones Bravard, Napostá, Providencia y Lolén a lo largo del Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. De acuerdo a Harrington (1947) tales unidades estratigráficas pertenecen al Grupo Ventana al cual le asigna una edad Devónica. Autores como Kilmurray (1975) y Varela (1978) proponen esquemas estratigráficos diferentes. No obstante, recientes estudios realizados sobre trazas fósiles de la Formación Napostá (Buggisch, 1986; Dimieri y Japas, 1986) nos llevarían a considerar a esta Formación como de edad Ordovícica.

MATERIALES Y METODOS

El área de estudio se dividió en seis zonas numeradas en orden creciente de oeste a este,

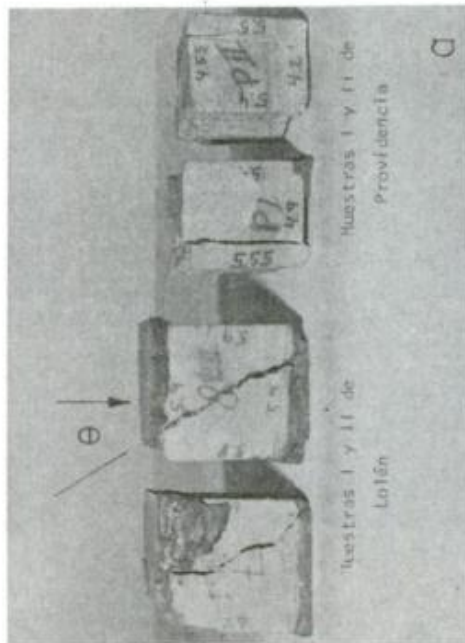


Lámina I: a) Muestras ensayadas a la compresión inconfiada. Nótese el ángulo θ entre la fractura y la dirección de carga (flecha) para las distintas muestras. b) Vetas de cuarzo en una charnela anticlinal. La pínula marca el norte. Las vetas del tipo *ac* (juego 1) son las más importantes. Si bien este juego desplaza ligeramente a los juegos 2 y 3, su relación temporal es incierta dado que la veta presenta pequeñas fracturas que indicarían un desplazamiento posterior al desarrollo de la misma. Nótese que los juegos 1, 2 y 3 se intersectan sin mostrar desplazamiento alguno en el extremo derecho de la foto. c) Fallas que afectan el limbo normal de un sinclinal volcado (Formación Napostá). Las fallas son verticales y el desplazamiento aparente es de unos 4 m. d) Fracturas escalonadas en una charnela anticlinal (Formación Napostá). La pínula marca el norte, el lápiz marca la posición del eje del pliegue. El sentido de la cizalla (marcado con flechas) es izquierdo. La orientación de estos indicadores cinemáticos es de 40° azimut.

incluyendo cada zona varias estaciones de medición (figura 1). Los afloramientos permitieron la medición de la estratificación y de las fracturas, tarea que comenzó a principios de 1985, realizándose varias campañas a la región estudiada.

En lo que respecta a la denominación y composición de las distintas Formaciones se siguen los lineamientos establecidos por Harrington (1947). Se utilizaron técnicas de medición de elementos estructurales de uso común ya descritas en la literatura (Hobbs *et al.*, 1976). En el presente trabajo se puso en práctica metodología especial que ayuda a la interpretación de las mediciones y a la caracterización de las estructuras, basadas en publicaciones específicas más recientes. En casos muy particulares se empleó metodología de análisis propia de los autores.

La medición se efectuó con brújula y cinta métrica y el trabajo, en general, se apoyó en hojas topográficas 1:50.000, fotomosaico 1:50.000 y hoja geológica 1:200.000. Las posiciones de los elementos estructurales quedaron establecidas mediante unas 400 mediciones aproximadamente. De cada Formación se tomaron muestras representativas para realizar ensayos a la compresión inconfiada. A tal fin se prepararon dos probetas cúbicas por Formación siguiendo la Norma IRAM 1510. Se cortaron en una máqui-

na de avance mecánico con disco de diamante y gasoil de lubricante. Las caras de las probetas cúbicas se orientaron paralelas y perpendiculares a la anisotropía dominante. Las probetas se encabezaron con una mezcla de azufre (70 %), arena (15 %) y grafito (15 %), y se ensayaron a la compresión inconfiada en estado seco en un aparato Amsler de una capacidad máxima de 200 toneladas, a una velocidad de aplicación de 25 kg por segundo. La deformación se midió con flexímetro de 0,01 mm de precisión y las probetas se ensayaron hasta la rotura.

Asimismo se determinaron los valores de densidad, la relación de vacíos, y la porosidad pesando las probetas en aire y en agua y asumiendo valores de peso específico para las rocas en consideración (figura 2). Para complementar la información obtenida desde un punto de vista cualitativo, se realizaron determinaciones de la resistencia de las rocas *in situ* utilizando para ello un esclerómetro (martillo a resorte que mide la dureza por rebote) calibrado para hormigón.

RESULTADOS

Los valores de densidad calculados (cuadro I) son altos, típicos de un agregado de composición silíceo con relación de vacíos extremada-

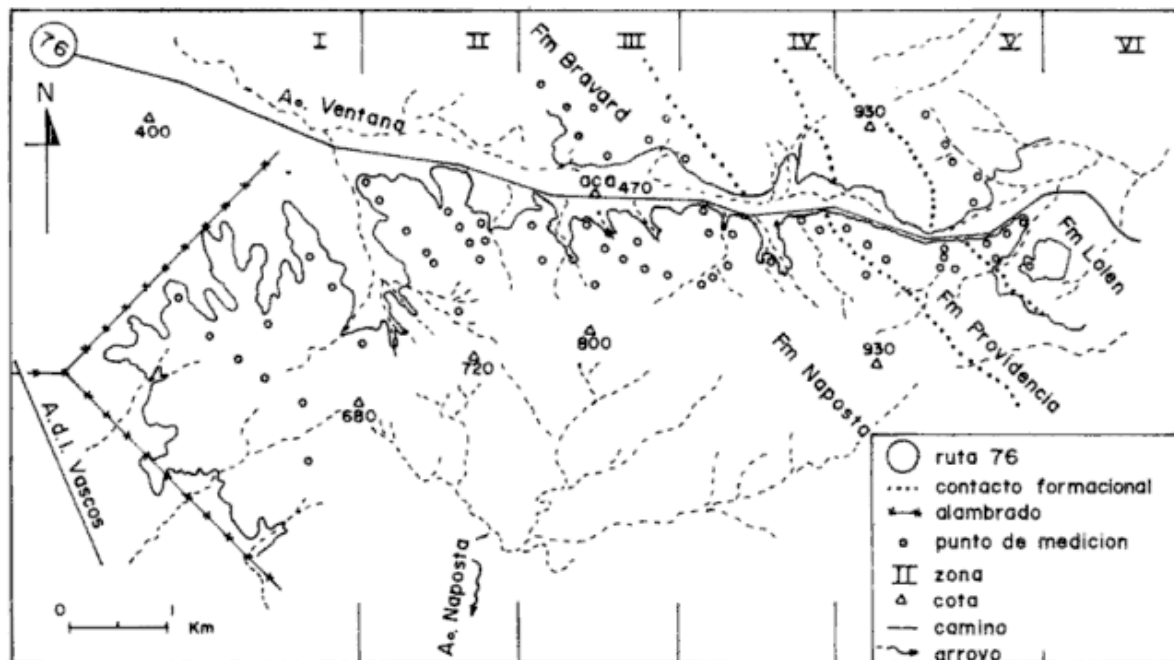


Figura 1: Ubicación del área de estudio, Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires.

mente baja. Para calcular los valores de porosidad se asumió un peso específico de 2,67 para las muestras de Lolén debido a su contenido micáceo, y de 2,65 para las muestras de las restantes formaciones.

La determinación de la resistencia a la compresión (cuadro I) se efectuó con el esfuerzo axial aplicado en forma perpendicular al plano de discontinuidad más visible de la roca, es decir la estratificación para las Formaciones Bravard, Napostá y Providencia, y la foliación para Lolén. En todos los casos la rotura de las probetas fue instantánea y explosiva. Los resultados se graficaron como curvas de esfuerzo-deformación para las distintas muestras (figura 3). En las mismas se observa que las rocas de las Formaciones Bravard, Napostá y Providencia muestran un comportamiento elástico con un punto de fractura bien definido, dando un alto nivel de resistencia y una baja deformación específica (aproximadamente 1,8 %). Las muestras de la Formación Lolén presentan una curva acostada a bajo nivel de esfuerzo, indicativa del cierre de los planos de discontinuidad que caracterizan a estas rocas. El nivel de resistencia es un 50 % menor que para las anteriores Formaciones y la deformación específica alcanza un promedio de 2,6 %. Los valores obtenidos con esclerómetro muestran tendencias similares a las anteriores. La figura 4 muestra los resultados obtenidos de los parámetros mencionados para las distintas Formaciones al efecto de compararlos entre sí.

Si tenemos en cuenta el ángulo formado por los planos de fracturas visibles, desarrollados en las probetas ensayadas, respecto de la carga axial (θ) vemos que para las rocas más resistentes dicho ángulo tiende a 0° , mientras que para las rocas menos resistentes (Formación Lolén) tal ángulo es del orden de los 30° (cuadro I, lámina Ia). Esto demuestra el desarrollo de fracturas del tipo cizalla para las menos resistentes.

Los principales tipos de mesoestructuras medidos fueron fracturas sistemáticas identificadas como diaclasas, vetas de cuarzo (lámina Ib), fallas de pequeña escala (lámina Ic), cordones de fracturas escalonadas (lámina Id), tomándose las mismas casi exclusivamente sobre los limbos normales de los pliegues, totalizando unas 400 mediciones aparte de las de superficie de estratificación.

Los datos de las mediciones de fracturas se proyectan estereográficamente, Red de Lambert, hemisferio inferior, utilizando el método de polos a planos (Hobbs *et al.*, 1976); se re-

alizó un diagrama por zona y se proyectaron todo tipo de fracturas incluyendo *kind bands* (figura 5a-f). Cabe mencionar que los diagramas con las letras *a*, *b*, *c*, *d* y *e* incluyen datos de las Formaciones cuya composición es cuarcítica, y el diagrama *f* incluye datos de la Formación Lolén. En un diagrama aparte (figura 5g) se proyectaron los *rumbos* de fracturas y vetas escalonadas halladas sólo en las cuarcitas del área en estudio.

En todos los diagramas de la figura 5 se observa que la fracturación dominante de cizalla (delimitada con líneas) está orientada con rumbo noreste-suroeste y es de posición vertical a altamente buzante tanto al noroeste como al sureste. Con respecto a las fracturas y vetas escalonadas se nota una dirección dominante en los 40° y los 80° azimut (líneas gruesas en la figura 5g). Se observó que en estas estructuras predominan los juegos de cizalla izquierda.

Algunas de las estructuras aquí mencionadas han sido ya tratadas por otros autores, entre ellos, Amos y Urien (1968), Llambías y Prozzi (1975), Rossello y Massabié (1981), Massabié y Rossello (1984), Dimieri (en prensa), y por lo tanto no son objeto de descripciones de detalle en la presente contribución.

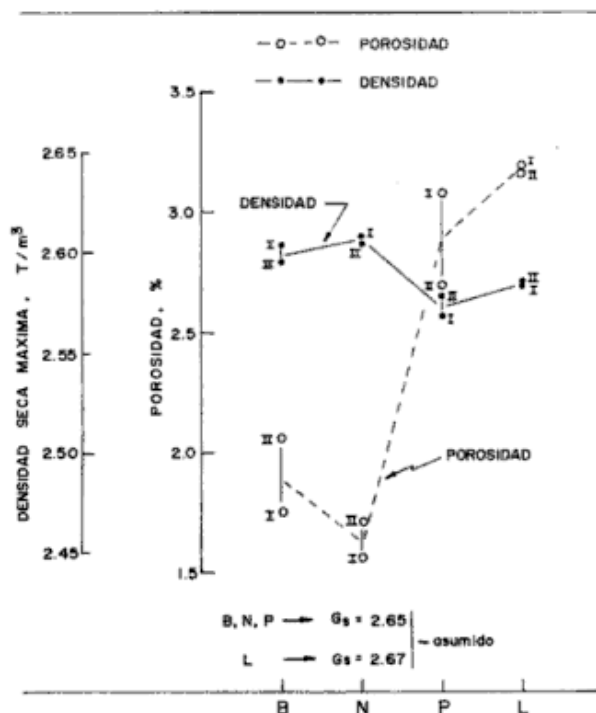


Figura 2: Valores de porosidad y densidad, Grupo Ventana (Gs: peso específico, B: Bravard, N: Napostá, P: Providencia, L: Lolén).

DISCUSION

Introducción

Las fracturas mesoscópicas son de sumo interés por ser ejemplos de estructuras desarrolladas durante la deformación rígida de las rocas y por su utilidad en el análisis de la evolución estructural de los materiales. También permiten localizar la posición de las componentes de los esfuerzos principales actuantes.

El análisis estereográfico de las orientaciones de los principales juegos de fracturas (figura 5) indica que están arregladas con una simetría definida respecto de los elementos de las estructuras de plegamiento presentes tales como superficie de estratificación buzante y eje de pliegue (figura 6), característica ya mencionada por Di Nardo y Dimieri (1984).

En este análisis sólo se considerarán los juegos de fracturas predominantes cuya orientación general es noreste-suroeste y que presentan una simetría vinculada con las estructuras de plegamiento, de tal manera que se los puede de-

riaciones en las trayectorias de los esfuerzos en el plano horizontal.

Resulta difícil identificar un único par como fracturas conjugadas entre sí debido a la alta densidad de fracturación y a la mencionada variación en la orientación de las fracturas; por esto se consideró adecuado establecer como ángulo diedro agudo (2θ) entre planos de fracturas conjugadas al valor dado por la dispersión máxima de los polos de tales fracturas (figura 5a-f).

En la figura 7 se observa que existe una tendencia decreciente del valor máximo del ángulo diedral (2θ) a medida que pasamos de la zona I a la V; en la zona VI se obtuvo un valor máximo de ángulo diedro (2θ) de unos 60° , el mayor de toda el área.

Consideraciones teóricas

Los distintos rangos de valores del ángulo diedro agudo (2θ) entre fracturas conjugadas están relacionados con tres variables: a) la resistencia de la roca, b) la magnitud del esfuerzo

Cuadro I: Parámetros físicos y de resistencia del Grupo Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires.

FORMACIÓN (HARRINGTON, 1947)	Bravard		Napotí		Providencia		Lolén	
LITOLOGIA DOMINANTE	cuarcitas		cuarcitas		cuarcitas		arenisca micácea	
MUESTRA NO	I	II	I	II	I	II	I	II
DENSIDAD APARENTE SECA (ρ , T/M ³)	2.600		2.607		2.574		2.585	
PESO ESPECÍFICO ASUMIDO (ρ_s)	2.65		2.65		2.65		2.67	
RELACIÓN DE VACIOS (v , PROMEDIO)	0.0194		0.0166		0.0297		0.0328	
POROSIDAD (% PROMEDIO)	1.9		1.6		2.9		3.2	
RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN UNIAIXIAL (σ , KG/CM ²)	1122	855*	1252	1133	1023	1214	396	573
DEFORMACIÓN ESPECÍFICA (ϵ , %)	1.50	---	1.65	1.90	2.20	1.75	2.75	2.40
ÁNGULO DEL PLANO DE ROTURA (θ , GRADOS)	0-5		0-5		0-5		20-40	
RESISTENCIA IN SITU CON ESCLE-RÓMETRO (σ , KG/CM ²)	---		700		600		350	
RESISTENCIA A LA TENSIÓN ESTIMADA APROX. COMO 1/8 DE LA RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN (σ , KG/CM ²)	140		140		140		70	

* Antes del ensayo la muestra presentaba una fractura importante que provocó la rotura prematura.

finir como juegos conjugados con ángulos diedrales agudos (2θ) que van de un máximo hasta llegar a cero (caso de fracturas de extensión). Se observa una pequeña rotación en la dirección de estos juegos de fracturas y una marcada variación de los ángulos diedrales de los mismos en cada una de las zonas en que fue dividida el área en estudio (figura 7). La rotación en la dirección mencionada podría vincularse a va-

diferencial ($\sigma_1 - \sigma_2$) y c) la presión de fluidos atendiendo a su variación entre estratos y con el tiempo (Hancock y Khadi, 1978).

a) Si consideramos rocas de distintas resistencias frente a un mismo nivel de esfuerzos diferenciales observamos que las de menor resistencia se fracturan presentando un ángulo diedro mayor. Como muestra la figura 8a, las rocas con alta resistencia presentan un 2θ cercano a

0°, las intermedias un 2θ de aproximadamente 30° y las débiles un 2q cercano a 60°, siempre considerando un mismo nivel de esfuerzos diferenciales. La presencia de fracturas conjugadas con ángulos diedros (2θ) de distinto valor para cada tipo litológico puede significar que el valor del esfuerzo diferencial (i.e., el diámetro del círculo de Mohr) sea siempre el mismo pero su magnitud variará, es decir, la magnitud de σ_1 y σ_3 será diferente al momento de rotura de las distintas rocas. Esto se puede apreciar claramente si expresamos al esfuerzo diferencial como múltiplo de la resistencia a la tensión de las rocas (T).

b) Para un mismo tipo de roca el círculo de Mohr será tangente a la envolvente en distintos puntos de acuerdo al valor del esfuerzo diferencial. Por consiguiente vemos que a mayor magnitud del esfuerzo diferencial ($\theta_1 - \theta_3$) se van a producir fracturas conjugadas con ángulos diedros mayores, y si el esfuerzo diferencial disminuye, 2θ decrece (figura 8b). El esfuerzo diferencial es una magnitud que varía con la distancia al punto de aplicación del esfuerzo regional, pudiéndose generar, para una misma litología, fracturas de cizalla, híbridas y de extensión (en ese orden) a medida que aumenta la distancia al punto de aplicación de la fuerza.

c) Un profundo conocimiento del efecto de la presión de fluidos sobre las distintas estructuras que se desarrollan en la corteza terrestre

constituirá uno de los pilares fundamentales para el entendimiento científico de los procesos que las originaron.

El valor de la presión de fluidos, en el momento de la aplicación de los esfuerzos y su variación en el tiempo bajo el esfuerzo aplicado, resulta de primordial importancia ya que proveyendo suficiente presión de fluidos (superior a la hidrostática), se producirá la fracturación de la roca (fracturación hidráulica), se reducirá a cero la fricción entre partículas imposibilitando fenómenos de consolidación y de disolución por presión, se eliminará la fricción en los planos de fracturas, fallas, superficies de estratificación y otras discontinuidades facilitando enormemente desplazamientos en fallas (Hubbert y Rubey, 1959), y posibilitando el plegamiento por flexura ya que la presión de fluidos se opone al esfuerzo θ_n (componente normal al plano de discontinuidad, Price, 1975) y a la cohesión entre partículas (Phillips, 1972).

Las cuencas sedimentarias presentan valores de λ , la razón entre la presión hidrostática y la litostática ($\lambda = \mu / \sigma_v$), superiores a la presión hidrostática normal (0,44) pudiendo llegar ésta, de acuerdo a lo medido en cuencas sedimentarias actuales, a valores de 0,8 y aún mayores, cercanos a 1,0; es decir que la presión de fluidos puede igualar a la presión vertical dada por la carga de sedimentos (Hubbert y Rubey, 1959). Esta presión de fluidos se mantiene alta

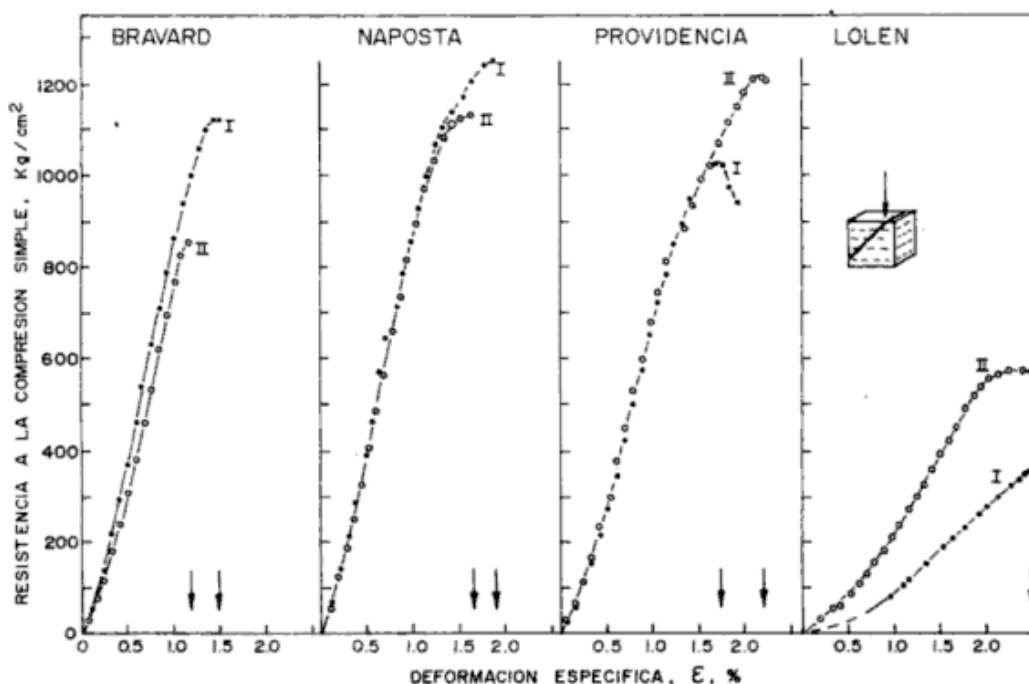


Figura 3: Curvas esfuerzo-deformación, Grupo Ventana.

en la masa de sedimentos aún posteriormente a su litificación, siendo variable de acuerdo al tipo de sedimento y a las posibilidades de drenaje en el tiempo.

Las evidencias de fluidos presentes en la masa rocosa rígida están dadas por la presencia de vetas, crecimiento de minerales en fracturas abiertas, zona de brecha en fallas, cementación en brechas, etc.

Los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 quedan reducidos por el valor de la presión de fluidos de manera que los esfuerzos efectivos se expresan como $\sigma_1' = \sigma_1 - \mu$; $\sigma_2' = \sigma_2 - \mu$ y $\sigma_3' = \sigma_3 - \mu$. El efecto de este concepto en el diagrama de Mohr consiste en desplazar los círculos hacia el origen de coordenadas en una magnitud igual al valor de μ (Secor, 1965). Por lo tanto el diámetro del círculo de Mohr dado por $(\sigma_1 - \sigma_3)$ no varía, pero éste puede llegar a ser tangente a la envolvente situación que representa la fracturación del material (figura 8c). De tal manera un análisis en términos de esfuerzos totales podría indicar estabilidad, pero hecho en términos de esfuerzos efectivos se ingresaría en el campo de la fracturación.

En la figura 9 se resumen los principales conceptos respecto de las relaciones que existen

entre las magnitudes de los esfuerzos efectivos principales máximo, intermedio y mínimo y sus orientaciones respecto de los valores del ángulo diedro agudo (2θ) entre fracturas conjugadas.

Las fracturas de extensión se desarrollan perpendicularmente a σ_3' , con 2θ igual a 0° . El plano de fractura contiene a los esfuerzos σ_1' y σ_2' . Las fracturas conjugadas con un ángulo diedro entre 0° y 60° se denominan híbridas o de transición entre la cizalla y la extensión. Cuando el ángulo diedro es superior a los 60° las fracturas son de cizalla propiamente dichas (Hancock, 1985).

A partir de la medición de los ángulos diedros en el terreno, según Price (1975), es posible estimar la magnitud de $(\sigma_1' - \sigma_3')$ expresado como múltiplo del valor de la resistencia a la tensión de las rocas (T). De tal manera:

- si $(\sigma_1' - \sigma_3')$ es menor que $4T$ entonces $2\theta = 0^\circ$ (fracturas de extensión).

- si $(\sigma_1' - \sigma_3')$ se ubica entre $4T$ y $8T$ entonces 2θ varía entre 1° y 60° (fracturas en la zona de transición cizalla-extensión)

- si $(\sigma_1' - \sigma_3')$ es mayor que $8T$ entonces $2\theta = 60^\circ$ (fracturas de cizalla).

Si el ángulo diedro 2θ medido es inferior a 45° significa que el esfuerzo diferencial $(\sigma_1' - \sigma_3')$ es inferior a $5,6T$. Por otra parte, un ángulo diedro inferior a 45° implica que el esfuerzo normal efectivo a la fractura (σ_n') es tensional, por consiguiente la componente principal del desplazamiento es de tipo dilatacional (Price, 1977).

Debemos destacar que las fracturas de extensión ($2\theta = 0^\circ$) pueden originarse o propagarse en estratos que contienen fluidos a alta presión aún cuando el esfuerzo principal mínimo es compresivo (Engelder, 1985).

Aplicación de los conceptos teóricos en las Sierras Australes

Los conceptos básicos de mecánica de rocas mencionados anteriormente son los que tienen aplicación como fundamento para explicar el origen de las estructuras presentes en el área investigada.

En vista de los juegos de fracturas conjugadas considerados en este estudio surge que el eje principal máximo de los esfuerzos podría ubicarse en dos posiciones, una cercana a la horizontal (para las fracturas hko, figura 6e) y otra cercana a la vertical (para las fracturas okl, figura 6d). En ambos casos estamos ante fracturas producidas en el campo de la extensión-ci-

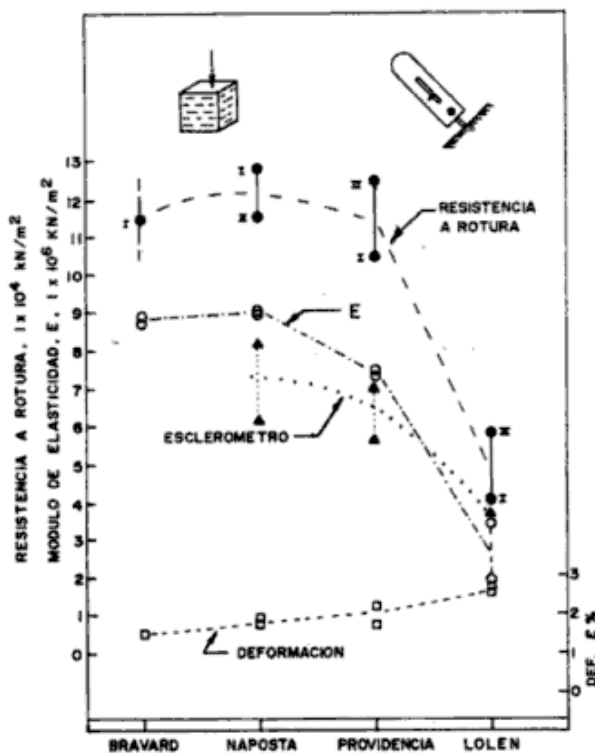


Figura 4: Resistencia máxima, deformación a la rotura y módulo de elasticidad, Grupo Ventana.

zalla (híbridas). En la figura 6b y c vemos que el esfuerzo principal mínimo (σ_3) permanece perpendicular al plano de la fractura de extensión, plano que contiene a los esfuerzos principales máximo e intermedio (σ_1 y σ_2). Por lo tanto s_3 es casi horizontal y, principalmente, paralelo al eje de los pliegues dado que la fracturación del tipo ac es dominante. Tales fracturas de extensión generan un desplazamiento cuya componente principal es dilatacional. De todas maneras tal desplazamiento, y la deformación que provoca, sería de muy bajo orden (Segall y Pollard, 1983).

La relación de resistencias entre las rocas de las distintas Formaciones (figura 4) y los ángulos diedros (2θ) máximos medidos para cada Formación (figura 7) están en concordancia con lo esperado teóricamente, es decir, que las Formaciones constituidas por rocas resistentes (Bravard, Napostá y Providencia) presentan fracturas conjugadas con valores 2θ menores que los que se observan en la Formación Lolén. Si el valor del esfuerzo diferencial ($\sigma_1' - \sigma_3'$) que afecta a los distintos grupos litológicos al momento de la fractura fuera constante entonces, para producir fracturas conjugadas con ángulos diedros diferentes en rocas de distinta resistencia, necesitamos que la magnitud de los esfuerzos principales máximo (σ_1') y mínimo (σ_3') sea distinta al momento de producirse la fractura de cada unidad litológica, por lo tanto la fracturación de las rocas de distinta resistencia está separada en el tiempo. Con valores individuales de (σ_1') y (σ_3') altos se fracturaría en primer lugar la roca menos resistente, y disminuyendo ambos valores a la vez (i.e., conservando constante al esfuerzo diferencial, hecho que trae aparejado la disminución del confinamiento), se fracturaría la roca más resistente con ángulos diedros conjugados (2θ) más pequeños (figura 8a).

Ahora bien, si consideramos la variación de los ángulos diedros en una misma litología (los ángulos diedros disminuyen cuando pasamos de la Formación Bravard a la Formación Providencia, figura 7) vemos que podemos explicar tal fenómeno si admitimos que la fuerza que produce la fracturación proviene del suroeste ya que, de tal manera, generaríamos fracturas conjugadas con ángulos diedros que van disminuyendo de valor a medida que nos alejamos de la zona de aplicación de la fuerza.

En la zona de estudio el valor del esfuerzo diferencial ($\sigma_1' - \sigma_3'$) puede ser estimado en función del ángulo diedro (2θ) entre fracturas conjugadas (Price, 1977). Por consiguiente, para las

Formaciones resistentes (con ángulos diedros máximos de 45°), el esfuerzo diferencial tendría un valor estimado igual o menor que $5,6T$; para el caso de las rocas menos resistentes (Formación Lolén con ángulos diedros máximos de 60°) el valor estimado sería igual o menor que $8T$.

Si utilizamos los valores de la resistencia a la tensión obtenidos teóricamente a partir de los ensayos a la compresión inconfiada (cuadro I), tenemos que:

$$\text{- para Lolén, } (\sigma_1' - \sigma_3') = 8T = 8 \times 70 \text{ kg/cm}^2 = 560 \text{ kg/cm}^2$$

$$\text{- para Bravard, Napostá y Providencia, } (\sigma_1' - \sigma_3') = 5,6T = 5,6 \times 140 \text{ kg/cm}^2 = 784 \text{ kg/cm}^2$$

luego, si promediamos, la magnitud del esfuerzo diferencial regional máximo actuante en la zona es del orden de los 650 kg/cm^2 .

La presencia de fracturas de extensión ($2\theta = 0^\circ$) implica en primer lugar que el esfuerzo diferencial que las origina es igual o menor a $4T$; en segundo lugar que, necesariamente, el esfuerzo principal mínimo (σ_3) debe ser tensional. El significado físico de s_3 tensional está asociado en forma ineludible con la presencia de fluidos a alta presión. Por lo tanto todo el análisis de las fracturas debería hacerse en términos de esfuerzos efectivos.

Ya vimos que para producir fracturas conjugadas con ángulos diedros menores a 60° es necesario tener un esfuerzo principal mínimo igual a cero o francamente tensional (figura 9). Al hacer el análisis en términos de esfuerzos efectivos vemos que la presión de fluidos se opone al esfuerzo principal mínimo logrando que el mismo sea, localmente, nulo o tensional. En el área de estudio la presión de fluidos podría llegar a valores máximos tal que $\lambda = 1 + T$, dado que así sería compatible con el desarrollo de fracturas conjugadas con 2θ inferiores a 60° (Price, 1977).

La presencia de vetas, cordones de vetas escalonadas y pequeñas fallas con brechas cementadas son indicadores de la presencia de fluidos en el macizo rocoso del Abra de la Ventana.

Las vetas y fracturas escalonadas se han iniciado en una zona de cizalla, gradando en general a fractura neta. Las vetas escalonadas son planares y muy rara vez muestran alguna pequeña distorsión sigmoidal, indicando en general una única pulsación de los esfuerzos en su formación.

La presencia de zonas de falla compuestas por material brechoso indica una fracturación hidráulica de las paredes a ambos lados de la

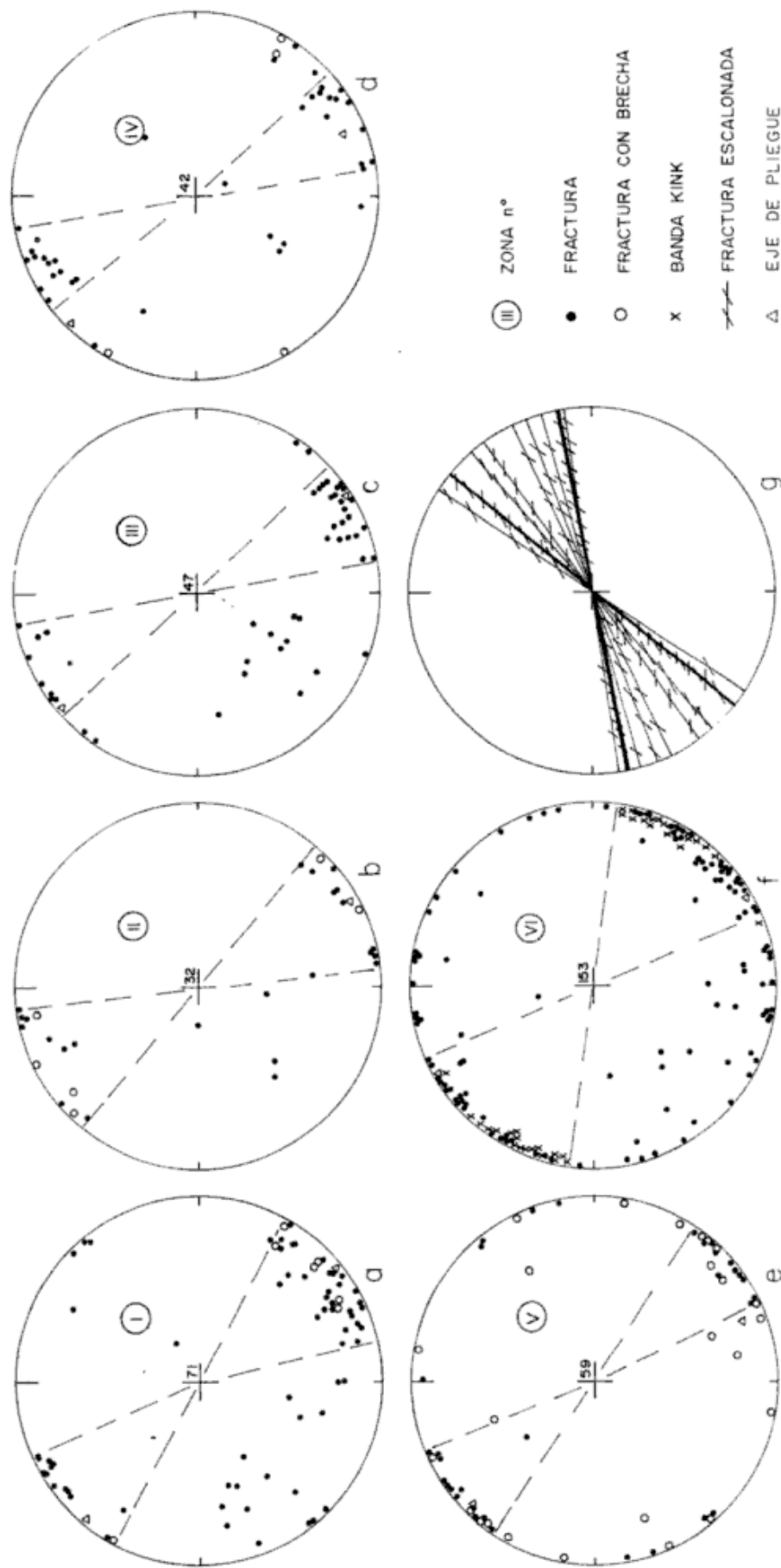


Figura 5: Orientación de fracturas por zona, Grupo Ventana. a-f: polos a planos, los números en el centro de los diagramas indican cantidad de mediciones, las líneas de trazos limitan las zonas de máxima dispersión de polos de la fracturación dominante; g: rumbos de fracturas y vetas escalonadas, las líneas diametrales indican la dirección principal del juego, las líneas pequeñas que atraviesan a las anteriores indican la posición de las fracturas y vetas propiamente dichas.

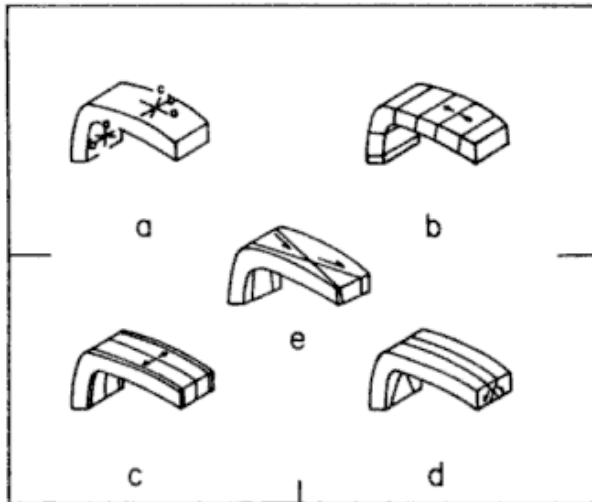


Figura 6: Simetría de las fracturas principales, Abra de la Ventana. a) ejes de simetría respecto del plegamiento, b) fracturas de extensión (bc), c) fracturas de extensión (ac), d) fracturas conjugadas (hko) con ángulo 2θ en c, fracturas conjugadas (okl) con ángulo 2θ en a. (Tomado de Hancock, 1985).

superficie de la fractura en propagación, debido a la abrupta caída en la presión de fluidos a lo largo de la superficie de fractura.

La densidad de fracturación es grande en capas de alta resistencia y de pequeño espesor en relación con capas de la misma resistencia pero de mayor espesor.

El desarrollo de zonas de cizalla, cordones de fracturas y vetas escalonadas se manifiesta en las Formaciones Bravard, Napostá y Providencia, rocas más resistentes, mientras que en la Formación Lolén la deformación se produce principalmente con el desarrollo de clivaje. Conviene agregar que la interacción agua-roca se considera un mecanismo importante en el desarrollo del clivaje a pocos kilómetros de profundidad (Engelder y Marshak, 1985).

Se observa un muy marcado paralelismo entre la posición de algunas fracturas y la posición de las estructuras de tipo *kink band*, negativos (i.e., indican acortamiento de los planos de la anisotropía existente), que afectan al clivaje de la Formación Lolén; esta evidencia podría indicar que estos *kinks* se desarrollarían en el campo del comportamiento rígido (Hancock, 1985).

CONCLUSIONES

Las rocas cuarcíticas de las Formaciones Bravard, Napostá y Providencia son dos veces más resistentes que las areniscas micáceas de la Formación Lolén.

Los sistemas dominantes de fracturas conjugadas, de posición general suroeste-noreste, presentan una simetría respecto

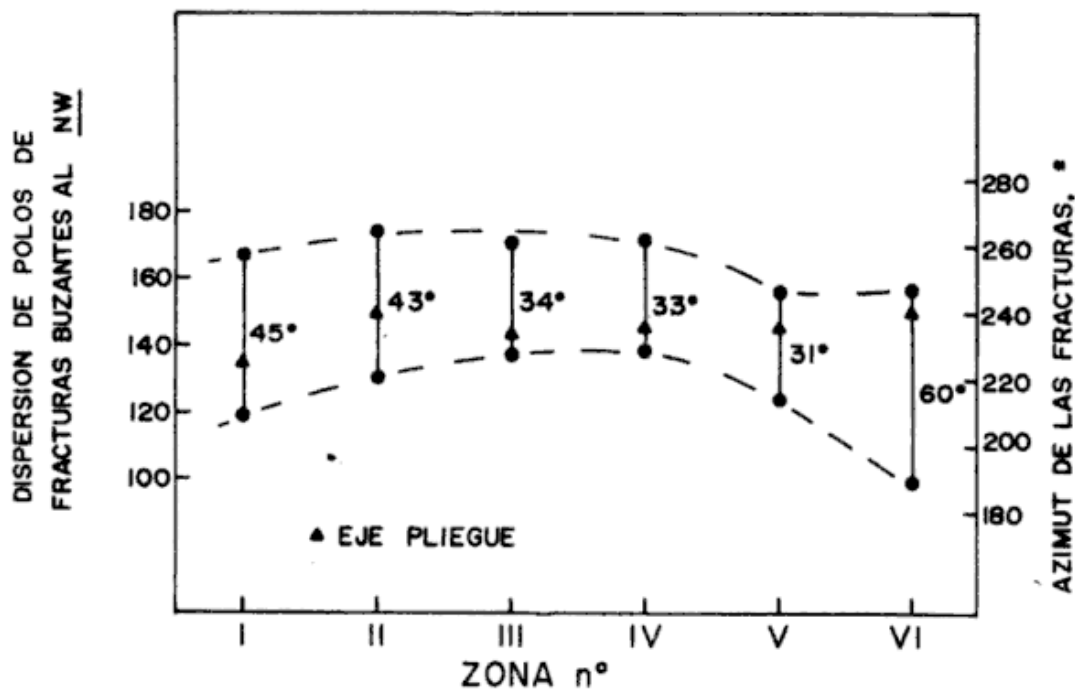


Figura 7: Azimut de fracturas y ángulos diedrales máximos, Grupo Ventana. Las zonas I a V incluyen afloramientos de las Formaciones cuarcíticas de Bravard, Napostá y Providencia, la zona VI incluye afloramientos de la Formación Lolén. Los valores ubicados en el centro de la figura para cada zona indican los ángulos diedrales máximos.

de la superficie de estratificación y del eje del pliegue.

Los ángulos diedros agudos (2θ) de las fracturas conjugadas de las rocas de la zona en estudio no son similares debido a la distinta resistencia de los materiales: en las cuarcitas los ángulos diedros son menores que en las areniscas micáceas.

El esfuerzo regional actuante en la zona de estudio tendría dirección, sentido y magnitud definidos: la dirección estaría dada por indicadores cinemáticos y sería suroeste-noreste (240° - 60° azimut); el sentido estaría dado por la variación angular entre fracturas conjugadas de una misma litología y sería suroeste atenuándose hacia el noreste; y el orden

de magnitud del esfuerzo diferencial actuante estaría dado en función de la resistencia a la tensión de las rocas y de los ángulos diedros agudos (2θ) entre fracturas conjugadas y sería, como promedio, del orden de 650 kg/cm^2 .

Para todas las fracturas conjugadas consideradas (con ángulos diedros menores de 60°) el esfuerzo principal mínimo (σ_3) es tensional, y para aquellas donde el ángulo diedro es menor a 45° el esfuerzo normal al plano de fractura (σ_n) es tensional; el significado físico de estas condiciones sólo puede explicarse considerando el efecto de la presión de fluidos, que podría alcanzar una magnitud equivalente a una vez la resistencia a la tensión de la roca en exceso de la presión litostática ($\lambda=1+T$).

La presencia de fluidos a una presión superior a la normal en el macizo rocoso está evidenciada por vetas, cordones de vetas escalonadas y fallas con brechas cementadas. Tales brechas son el producto típico del fenómeno de fracturación hidráulica.

La influencia de la presión de fluidos no estaría circunscripta sólo al comportamiento rígido de los materiales, por el contrario su presencia sería fundamental para explicar fenómenos tal como, por ejemplo, el deslizamiento entre capas que posibilite el plegamiento de las rocas por medio del mecanismo de deslizamiento flexural.

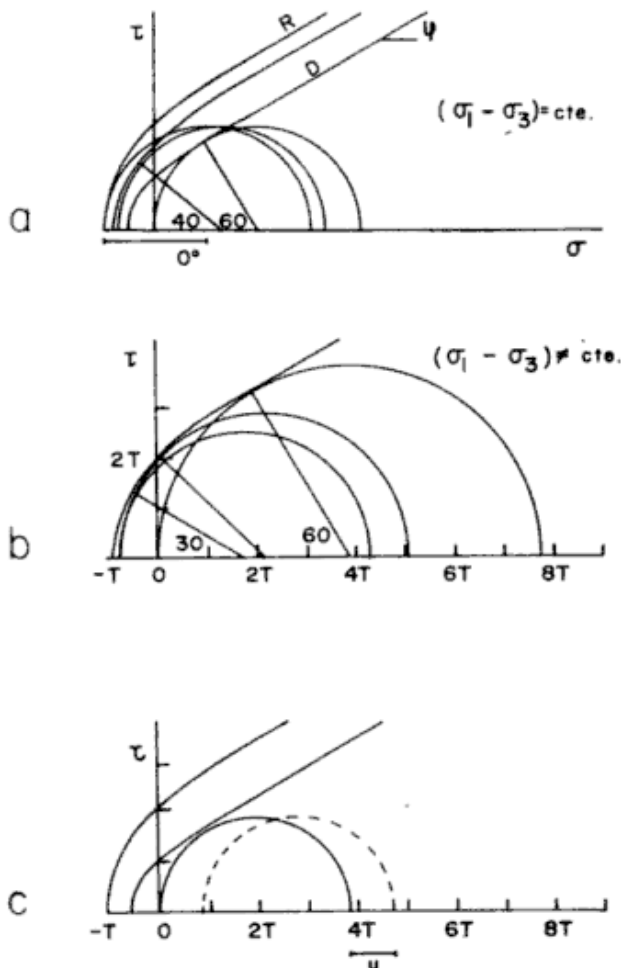


Figura 8: Análisis de la relación entre el esfuerzo diferencial y la presión de fluidos *versus* el ángulo diedral 2θ utilizando círculos de Mohr (T: resistencia a la tensión, R: resistente, D: débil, m: presión de fluidos). a) Influencia de la resistencia; b) influencia del esfuerzo diferencial; c) influencia de la presión de fluidos. (Modificado de Hancock y Khadi, 1978).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece especialmente a Paul Hancock por haber brindado importantes sugerencias que encauzaron nuestros pensamientos. El Departamento de Geología de la Universidad del Sur proveyó apoyo logístico para las campañas. Los ensayos de resistencia se realizaron en los laboratorios de Ensayos de Materiales y Mecánica de Suelos y Vías de Comunicación del Departamento de Ingeniería de la Universidad Nacional del Sur; se agradece al personal de dichos laboratorios por la colaboración prestada. La Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires financió parte de este trabajo con subsidio expte. N° 2109-2986/83.

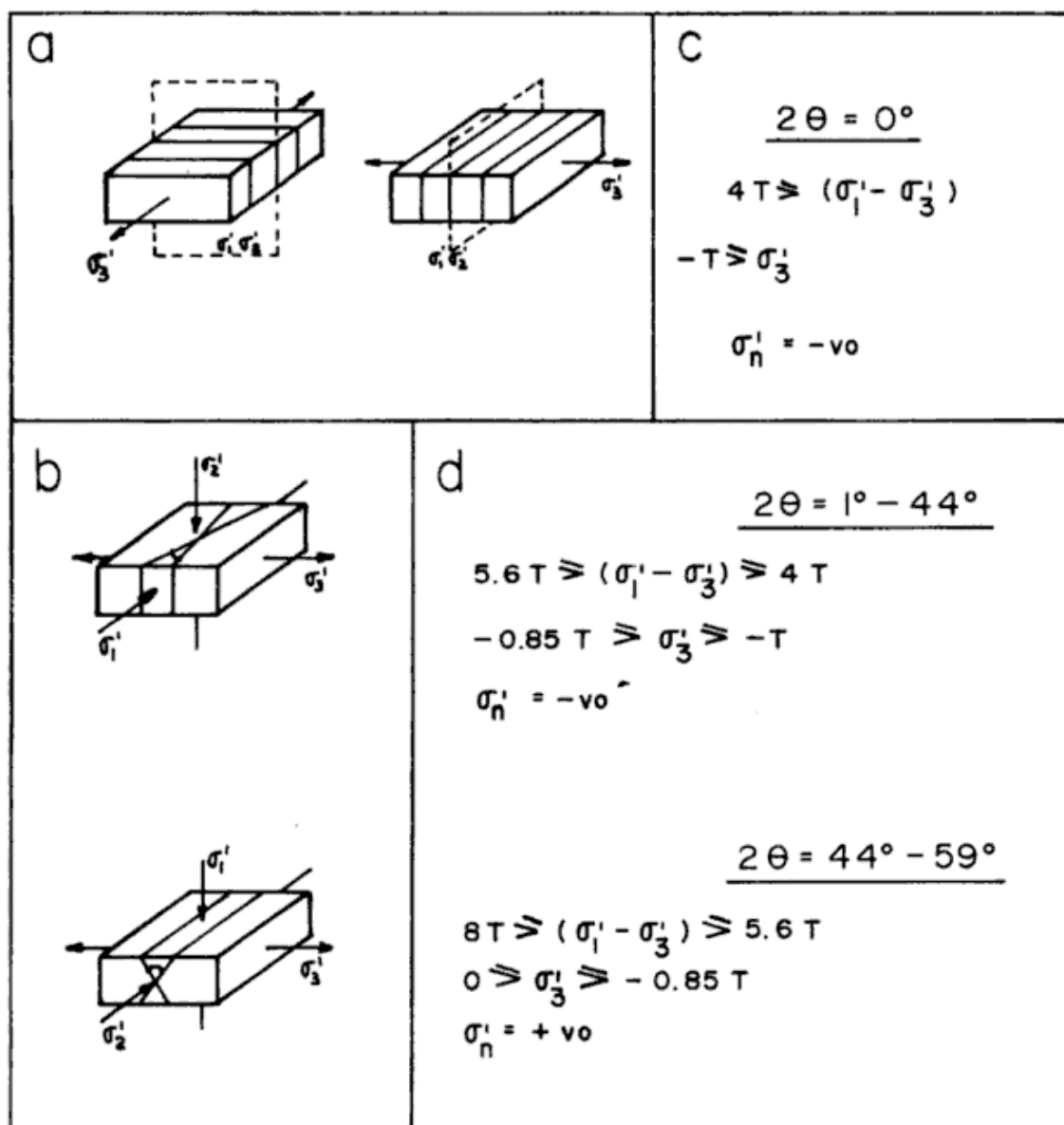


Figura 9: Geometría de las fracturas, ángulos 2θ y posición de los esfuerzos (σ_1' , σ_2' y σ_3' : esfuerzos principales efectivos; T : resistencia a la tensión; σ_n' : esfuerzo normal efectivo). a) geometría de las fracturas principales del Abra de la Ventana; b) relación entre los esfuerzos principales efectivos y el ángulo 2θ . (Modificado de Hancock y Khadi, 1978).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMOS, A. J. y C. M. URIEN, 1968. *La falla "Abra de la Ventana" en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIII (3): 197-203, Buenos Aires.
- BUGGISCH, W., 1986. *Stratigraphie und Metamorphose in der Sierra de la Ventana (Argentinien)*. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlung, Reihe A, Sonderband, 24-25, Berlin.
- DIMIERI, L., 1985. *Plegamiento en las cuarcitas de las Formaciones Napostá y Providencia, Sierras Australes de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bonaer., Actas, (en prensa), Tandil.
- y M. S. JAPAS, 1986. *Trazas fósiles distor-*

- sionadas como indicadores de la deformación en la Formación Napostá, Abras de la Ventana y del Hinojo, Sierras Australes de Buenos Aires*. IIIº Reun. Microtect., Actas, 32-39, UNLP, La Plata.
- DI NARDO, L. R. y L. V. DIMIERI, 1984. *Posibles mecanismos de deformación de la masa rocosa en las Formaciones Napostá y Providencia, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. Iº Reun. Microtect., Actas, 14-17, UBA, Buenos Aires.
- ENGELDER, T., 1985. *Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, USA*. J. Struc. Geol., 7: 459-476, Oxford.
- y S. MARSHAK, 1985. *Disjunctive cleavage formed at shallow depths in sedimentary rocks*. J. Struc. Geol., 7: 327-343, Oxford.

- HANCOCK, P. L., 1985. *Brittle microtectonics: principles and practice*. J. Struc. Geol., 7: 437-458, Oxford.
- y A. KHADI, 1978. *Analysis of mesoscopic fractures in the Dhurma-Nisah segment of the central Arabian graben system*. J. Geol. Soc. Lond., 135: 339-347, Northern Ireland.
- HARRINGTON, H., 1947. *Hojas geológicas 33m y 34m. Sierras de Curamalal y Ventana*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol., 61, Buenos Aires.
- HOBBS, B. E., W. E. MEANS y P. F. WILLIAMS, 1976. *An outline of structural geology*. John Wiley and Sons, Nueva York.
- HUBBERT, M. K. y W. W. RUBEY, 1959. *Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting*. Bull. Geol. Soc. Am., 70: 115-166, Boulder.
- KILMURRAY, J. O., 1975. *Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (4): 331-348, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E. J. y C. R. PROZZI, 1975. *Ventania*. VIº Congr. Geol. Arg., Relatorio, 79-101, Bahía Blanca.
- MASSABIE, A. C. y E. A. ROSSELLO, 1984. *Estructuras deformativas del Abra de la Ventana y adyacencias, Sierras Australes de Buenos Aires*. Iº Reun. Microtect., Actas, 22-25, UBA, Buenos Aires.
- PHILLIPS, W. J., 1972. *Hydraulic fracturing and mineralization*. J. Geol. Soc. Lond., 128: 337-359, Northern Ireland.
- PRICE, N. J., 1975. *Fluids in the crust of the earth*. Sci. Prog., 62: 59-87, Oxford.
- , 1977. *Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults*. J. Geol. Soc. Lond., 133: 311-327, Northern Ireland.
- ROSSELLO, E. A. y A. C. MASSABIE, 1981. *Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas, Sierras Australes de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (3): 272-285, Buenos Aires.
- SECOR, D., 1965. *Role of fluid pressure in jointing*. Am. J. Sci., 263: 633-646, New Haven.
- SEGALL, P. y D. D. POLLARD, 1983. *Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada*. Geol. Soc. Am., Bull., 94: 563-575, Boulder.
- VARELA, R., 1978. *Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (1): 52-62, Buenos Aires.

Recibido: 5 de abril, 1987

Aceptado: 8 de junio, 1988

LUCIANO RAFAEL DI NARDO

Universidad Nacional del Sur
Departamento de Ingeniería

LUIS VICENTE DIMIERI

Universidad Nacional del Sur
Departamento de Geología
CONICET

FE DE ERRATA

En el trabajo de J. C. M. Zanettini *et al.*, tomo XLII (3-4): 338-348, en la página 340 se ha omitido al "GRUPO PALAOCO", que deberá ubicarse en el espacio vacío correspondiente al recuadro del Mioceno situado a la izquierda de "Miembro Efusivo" y "Miembro Plutónico". Idem "GRUPO MENDOZA" correspondiente al recuadro del Cretácico ubicado a la izquierda de las Fm. Agrio, Mulichinco y Vaca Muerta.

Asimismo deberá agregarse la fase Pehuénchica, omitida en el límite Oligoceno/Mioceno. Finalmente la fase diastrófica Diaguítica deberá ubicarse en el límite Basalto Coyocho/Basalto Chapua y la fase diastrófica Quéchuica reubicarse en el límite Plioceno/Mioceno.

GEOLOGIA Y ESTRUCTURA AL OESTE DE LA CORDILLERA DE LA ORTIGA, SAN JUAN

Graciela Marín y Francisco E. Nullo

RESUMEN

Se presenta la geología de esta área de la provincia de San Juan, que no era conocida en detalle con anterioridad. Las rocas más representativas corresponden al magmatismo gondwánico y al volcanismo terciario (Mioceno). En las primeras se han separado las del volcanismo inicial (Carbónico) de las del volcanismo final (Permo-Triásico). Dentro del volcanismo terciario se ha reconocido y mapeado una unidad cuyas edades varían entre 27 a 18,9 Ma.

Los efectos de los movimientos de la Fase Quechua (Mioceno) han producido un estilo estructural compresional, en el que predominan los corrimientos. Sobre esta base se interpreta el levantamiento de la sierra de la Ortiga, como por efecto de un bajocorrimiento. Concomitantemente se produce una estructura plegada. Por arriba, a raíz del mismo estilo se dispone un afloramiento corrido sobre un plano de falla que lo rodea por todos sus lados.

Por su estilo tectónico se interpreta a esta porción de la Cordillera Andina, como perteneciente a la Cordillera Principal.

ABSTRACT

The recognition of the geology in this poorly known area of San Juan province was carry out. The geology of this area is characterized principally by Gondwanic magmatic and Miocene volcanic rocks. In the first ones it is possible to separated two phasies, one belonging to Carboniferous and the other to Permo-Triassic age. In Tertiary volcanic rocks we recognized one pulse consisting of the Doña Ana Formations (27-18,9 Ma).

During the Miocene (Quechua phase) and intense compressional deformation, where upthrusts are the most important features took place. The uplift of sierra de la Ortiga, was interpreted here as an underthrust. A klippe to the west of this area related to this tectonic scheme is considered.

Based on these observations we assume that segment of the Andean Cordillera belongs to the Principal Cordillera.

INTRODUCCION

El área del presente trabajo está ubicada en la cordillera andina, en el sector norte de la provincia de San Juan, limitando al oeste con Chile. Sus coordenadas geográficas son 29°10' y 29°30' de latitud sur y una longitud de 70° oeste (figura 1).

El ambiente geológico se corresponde con el de la Cordillera Frontal, mientras que desde el punto de vista estructural corresponde a la Cordillera Principal, este sector no presentaba investigaciones previas.

El objetivo del trabajo es dar a conocer las observaciones referentes a la estructura y litología de la comarca las que se realizaron con motivo del levantamiento geológico de la Hoja 16a, Sierra de San Guillermo, iniciada en marzo de 1987.

Esta región muestra expectativas de interés minero, las que llevaron a emprender trabajos geológicos de detalle, centralizados en las áreas de alteración, algunas de las cuales están ubicadas en este sector.

En el área chilena aledaña, se han llevado a cabo investigaciones de carácter regional y petrológicas, tales como las de Makshev *et al.* (1984) y Nasi *et al.* (1985). Ambos tratan con detalle la estratigrafía y geoquímica de las volcánicas terciarias y granitoides paleozoicos respectivamente, brindando numerosos datos radiométricos.

Al sur de la comarca Ramos *et al.* (1987) describen principalmente la secuencia volcánica terciaria en los faldeos de los cerros Tórtolas y Vacas Heladas.

El presente trabajo es una contribución al Proyecto 249 - IGCP "Andean Magmatism and its Tectonic Setting".

ESTRATIGRAFIA

La nomenclatura de las unidades estratigráficas reconocidas responde en gran parte a aquella utilizada en el sector chileno. De esta manera para las sedimentitas carbónicas, se ha seguido la nomenclatura de Thiele (1964), mientras

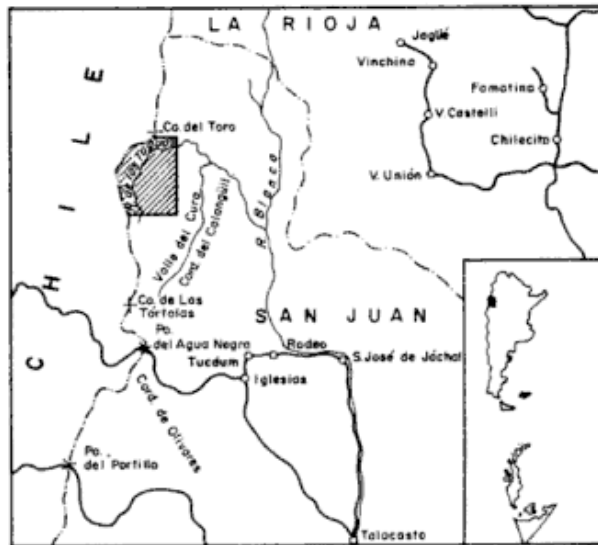


Figura 1: Mapa de ubicación del área.

que para los granitoides paleozoicos se ha adoptado la nomenclatura de Nasi *et al.* (1985). Para el ciclo volcánico permotriásico se ha preferido utilizar la nomenclatura argentina propuesta por Groeber (1946, 1951) de Grupo Choiyoi, el que actualmente tiene una representación regional bien definida. Con respecto al volcanismo terciario se sigue con la nomenclatura de Maksaev *et al.* (1984) y Ramos *et al.* (1987).

Formación Las Placetas

Esta unidad fue descrita inicialmente por Reutter (1974) en la región aledaña al río Valeriano (Chile) al norte de nuestra comarca. Se trata de grauwacas de color verde oscuro y esquistos, intruidos por granitos, junto con areniscas de color verde con niveles carbonáticos intercalados. En la secuencia grauváquica se han encontrado restos de flora fósil, que Tavera (1971) ubica en el Carbónico superior alto.

Maksaev *et al.* (1984) al describir el marco geológico, mencionan esta unidad, constituida por una secuencia pelítico arenosa con bajo metamorfismo, con más de 1000 m de espesor. Los restos determinados por Tavera son: *Lepidodendron peruvianus* Freng., *Sigilaria sauli* Brongt y *Plagiozamites?* sp.

Nasi *et al.* (1985) correlacionan esta unidad con la Formación Hurtado, ubicándola en el rango Devónico-Carbónico, en tanto que Nasi

et al. (1985a) en el mapa de la Hoja Geológica Guanta, ubican a estas rocas en el Carbónico superior y le asignan un origen marino.

En este trabajo se asimila a la Formación Las Placetas a un conjunto de areniscas de grano fino, con intercalaciones de niveles pelíticas de color negro a violáceas, bien estratificadas, que afloran al oeste del río de las Taguas al sur del arroyo de las Yaretas y en las nacientes del arroyo Guanaco Zonzo, donde en los términos basales se exponen aproximadamente 20 m de conglomerados morados, cuyos clastos pertenecen a rocas volcánicas. Sus relaciones con las otras unidades son de tipo tectónico y presentan una inclinación general hacia el oeste, excepto en el arroyo Guanaco Zonzo donde los términos superiores pasan gradualmente al volcanismo de la Formación Pastos Blancos. Según los antecedentes previos, se considera a estas areniscas de edad carbónica superior.

Formación Pastos Blancos

Thiele (1964) designó con este nombre a una sucesión de lavas, piroclásticas y sedimentitas continentales, que afloran en el sector occidental de la Cordillera de Elqui (Chile).

Maksaev *et al.* (1984: 15) observan que la Formación Pastos Blancos "... a lo largo de toda la extensión de sus afloramientos, está atravesada por cuerpos de granitos leucocráticos, rosados, pórfidos riolíticos, rojos, que tienen edades K-Ar comprendidas entre 276 y 238 Ma (Supunidad Ingaguás, Mpodosis y Cornejo, en prep.; Nasi *et al.*, en prep.)". Nasi *et al.* (1985) en el tratamiento del Batolito de Elqui-Limari, mencionan al este del mismo la presencia de granitoides que intruyen a la Formación Pastos Blancos. Los mismos autores al tratar la Unidad Chollay, presente en nuestra área, describen la intrusividad de esta en la Unidad Guanta y en las volcanitas ácidas de la Formación Pastos Blancos.

En nuestra comarca, los afloramientos de la Formación Pastos Blancos, se exponen hacia el oeste, cercano a las nacientes de los arroyos Los Amarillos y Guanaco Zonzo; se trata de ignimbritas de composición riolítica a riodacítica de colores claros a blanquecinos. En la primera localidad las rocas son de color morado oscuro a pardo, las que muestran signos de metamorfismo de contacto, producto de la intrusividad de los granitoides de la Superunidad Ingaguás.

La Formación Pastos Blancos no ha sido asignada en forma precisa a una edad determinada. Thiele (1964) la ubicó en el Triásico (Su-

patriásico) por correlación con secuencias similares ubicadas en territorio chileno, haciendo referencia a una posible edad antracófica, si se la correlacionara con secuencias similares ubicadas en los alrededores del arroyo Vacas Heladas (Groeber, 1951). Makshev *et al.* (1984: 15) mencionan que esta unidad "...está atravesada por cuerpos graníticos... que tienen edades K-Ar comprendidas entre 276 y 238 Ma" por lo cual se interpreta que las rocas de la Formación Pastos Blancos tendrían una edad mínima pre-permiana inferior. Sin embargo le asignan una edad mínima del Triásico medio, por suprayacencia de la Formación San Félix.

Nasi *et al.* (1985) al tratar la Unidad Chollay, mencionan la relación de intrusividad de esta unidad dentro de la Formación Pastos Blancos. La Unidad Chollay tiene edades mínimas de 238 Ma, por lo que la edad de la Formación Pastos Blancos sería pre-triásica inferior-carbónica superior.

Superunidad Ingaguás

Las rocas graníticas que afloran en esta área se han tratado en una forma similar a la propuesta por Nasi *et al.* (1985). El término de mayor jerarquía utilizado es la superunidad mientras que el de menor es la unidad. Al igual que Nasi *et al.* (1985) se han utilizado los conceptos de Cobbing y Mallick (1983) y Pitcher (1985) cuando describieron los cuerpos batolíticos de la costa de Perú.

La Superunidad Ingaguás está constituida por un conjunto de cuerpos tabulares, de dirección norte-sur, dispuestos aproximadamente paralelos al límite internacional. Incluyen granitos rosados, con términos granodioríticos subordinados y pequeños afloramientos aislados de gabros. Son rocas no deformadas y heterogéneas, contienen escasos xenolitos y generalmente no tienen diques básicos asociados. La Superunidad Ingaguás está integrada por varias unidades características, de las cuales, las Unidades Chollay y Los Carrizitos, presentan afinidades litológicas que permiten correlacionarlas con las aquí estudiadas. También podrían ser correlacionadas con los granitos y pórfidos graníticos aflorantes al norte, en el cerro de Comecaballos (Caminos, 1972), quien los describe como los afloramientos más septentrionales del batolito variscico.

La faja occidental está integrada por granitos rosados a granodioritas, de grano mediano a fi-

no, en algunas áreas presentan un mayor porcentaje de biotita. En otras oportunidades se presentan contaminados con inclusiones de rocas anfibólicas las que le proveen un mayor contenido en hornblenda que las áreas sin inclusiones.

Los afloramientos al oeste del río de las Taguas están notablemente tectonizados, por lo que es común la presencia de bandas deformadas, sin llegar a constituir milonitas.

Referente a la edad de las rocas graníticas, Caminos (1972) obtuvo dos dataciones radiométricas, en el cerro de Comecaballos, que arrojaron valores de 224 ± 14 y 233 ± 12 Ma. En la región chilena, las rocas de la Superunidad Ingaguás fueron también datadas por Nasi *et al.* (1985), las que dieron valores que fluctúan entre 276 ± 4 y 221 ± 3 Ma, comprendiendo desde el Pérmico inferior hasta el Triásico medio.

Grupo Choiyoi

Esta unidad fue denominada por primera vez por Groeber (1929) como "Serie Porfirítica Supatriásica". Posteriormente el mismo autor, en 1946 la denominó "Choiyoiense". Presenta un gran desarrollo areal y vertical. En este trabajo se ha utilizado la denominación de Grupo Choiyoi según Rolleri y Criado Roque (1969).

Litológicamente está constituida por una asociación de rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias clásticas intercaladas. La composición varía entre riolítico-dacítica a basáltica, esta última en las áreas tipo y de poca distribución.

En la comarca en estudio las exposiciones de estas rocas se observan en varios afloramientos que de norte a sur se ubican sobre el faldeo occidental de la sierra de la Ortiga, culminando en el sur de la misma, con una estructura plegada y fallada, cubierta por las volcanitas terciarias principalmente de la Formación Doña Ana. En su composición se destacan riolitas, aglomerados volcánicos e ignimbritas riolíticas.

La secuencia es monótona, presentando en su parte media delgadas intercalaciones sedimentarias, bien estratificadas, compuestas principalmente por fragmentos líticos de volcanitas de composición similar que las infrayacentes.

En su constitución mineralógica se puede mencionar la presencia de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, este último en proporciones subordinadas. Los fenocristales de plagioclasa y

feldespatos potásicos están muy alterados en agregados de sericita.

En el sector austral forman una estructura anticlinal, mientras que al oeste de la sierra de la Ortiga, muestran una inclinación homoclinal al oeste y fuerte alteración, producto principalmente de la tectónica sobreimpuesta.

La edad del Grupo Choiyoi es variable, según el tratamiento de los diferentes autores. Abarcando desde el Carbónico superior al Triásico superior.

Stipanovic (1983) la restringe al Triásico medio bajo; en cambio los términos inferiores pueden llegar al Pérmico inferior, representados en la Formación Portezuelo del Cenizo, datada en 275 ± 10 Ma (Vilas y Valencio, 1982; Cortés, 1985). En nuestra área las secuencias lávicas y tobáceas superiores son equivalentes a la Formación Horcajo (Mirre, 1966) las que tienen edades que fluctúan entre 244 ± 10 y 211 ± 10 Ma (Caminos *et al.*, 1979) abarcando así el Triásico s.l.

Estratos del Valeriano

En el área en estudio, se asigna a esta unidad, a la secuencia tobácea expuesta al norte de la cordillera de la Ortiga, sobre la margen izquierda del río de las Taguas y al sur del paso Valeriano. La misma está integrada por tobas, brechas, conglomerados y areniscas tobáceas, de tonos rojizos, pardo amarillentos y en parte blanquecinos. Los clastos son predominantemente, de granitoides y brechas, en menor proporción de rocas más básicas.

Esta secuencia se apoya discordantemente sobre granitoides de la Superunidad Ingaguás e inclinan entre 35° y 40° hacia el oeste. Asimismo, por procesos tectónicos, los granitoides se superponen a las rocas de esta unidad, en el lado del río de las Taguas.

En la comarca no se dispone de datos que permitan definir con certeza la edad de estas rocas. Estratigráficamente se disponen discordantes sobre los granitos de la Superunidad Ingaguás. Con respecto al techo aparentan ser anteriores a las rocas de la Formación Doña Ana. Tentativamente serían correlacionables con las rocas Jurásico-Cretácicas aflorantes en el territorio chileno.

Formación Doña Ana

Esta unidad fue descrita inicialmente por Thiele (1964) para la cordillera de Doña Ana y

el cerro de las Tórtolas; fue redefinida posteriormente por Makshev *et al.* (1984) en lo referente a su distribución y edad en los sectores chilenos vecinos al área del presente estudio. La Formación Doña Ana es una secuencia volcánica de edad oligocena superior a miocena inferior; que se apoya discordantemente sobre la Formación Pastos Blancos en su área tipo. Está integrada en el sector chileno por dos miembros, uno inferior denominado Tillito caracterizado por tobas ignimbríticas, riolitas y dacitas y un miembro superior o Escabroso integrado por andesitas y basaltos.

Entre los pasos Potrerillos y Zancarrón, Makshev *et al.* (1984) describen una exposición potente de lavas y brechas andesíticas y basálticas, con intercalaciones de términos más ácidos y sedimentitas rojas, que incluyen en esta unidad.

En la comarca en estudio, las rocas de la Formación Doña Ana se distribuyen de norte a sur, desde el límite internacional, al norte del arroyo Soberado, aflorando sobre ambos márgenes del río de las Taguas hasta sus nacientes. Se trata de brechas volcánicas, mantos lávicos y subordinadamente bancos de tobas, de colores predominantes verde oscuro, pardo verdoso y violáceo, en menor proporción rojizos; que se disponen discordantemente sobre rocas del Grupo Choiyoi y la Formación Pastos Blancos.

La composición de las rocas de la Formación Doña Ana es andesítica a dacítica en general, en alguno de los sectores presenta cristales megascópicos de anfíbol, llegando a constituir fenocristales de hasta un centímetro de largo. Son frecuentes las variaciones laterales de brechas a tobas y la interdigitación de mantos y brechas volcánicas. En el norte de la comarca, la unidad tiene una disposición subhorizontal mientras que en el sur se encuentra muy afectada tectónicamente por fallas de bajo ángulo, cuya inclinación, es hacia el oeste al poniente del río de las Taguas. En los alrededores de los Baños de los Despoblados y del arroyo Veladero las rocas están muy alteradas y se asocian a aguas termales, de variada entalpía. En el sector sudoeste por arriba de las brechas dacíticas y andesíticas, se disponen lavas e ignimbritas de composición riolítica a riodacítica, de color morado a rojizo, de un espesor de 60 m aproximadamente, que llegan hasta el límite internacional. Esta secuencia inclina hacia el poniente al oeste del arroyo Veladero y se presenta subhorizontal en el área de la cordillera del Zancarrón.

Makshev *et al.* (1984) establecen la edad de la Formación Doña Ana sobre la base de data-

ciones radimétricas, entre el Oligoceno superior (27 Ma) y el Mioceno inferior (18,9 Ma).

Las dataciones radimétricas más cercanas de que se dispone pertenecientes a esta unidad al oeste del límite internacional en el área del paso Potrerillos y son de $26,4 \pm 2,6$ Ma; $26,6 \pm 4,7$ Ma y $27,0 \pm 3,0$ Ma (Maksaev *et al.*, 1984).

Depósitos cuaternarios

Se han reconocido depósitos de origen glacial, que predominan principalmente en las quebradas al oeste del río de las Taguas, constituyendo morenas de dimensiones importantes. En los faldeos orientales de la cordillera de la Ortiga, los depósitos glaciares son menos conspicuos, probablemente debido a su pendiente mucho mayor que la del límite internacional.

En el fondo de los arroyos y ríos, se han diferenciado los depósitos aluviales, aunque para los fines de este trabajo se han generalizado sus afloramientos, a fin de visualizar mejor las rocas más antiguas.

ESTRUCTURA

En la comarca no se han realizado estudios detallados que describan la estructura. Regionalmente Caminos (1979) describe la estructura ándica de la Cordillera Frontal como integrada por un bloque mayor desmembrado en bloques menores subparalelos, ascendidos diferencialmente, limitados por fallas inversas de ángulo alto. Esta observación está basada en un perfil levantado más de cien kilómetros al norte y al este del área aquí tratada (Caminos, 1972). En el sector chileno, la estructura se ha descrito con mayor detalle, Maksaev *et al.* (1984, figura 10a), quienes observan, en el perfil del paso de los Baños, como la falla Baños del Toro es un corrimiento, que pone en contacto rocas más antiguas sobre aquellas más jóvenes.

El área de este trabajo presenta una estructura ándica de tipo compresional, en la que se observan dos sectores, uno oriental y otro occidental. En el occidental, se produjo un importante acortamiento horizontal, con predominio de corrimientos, mientras que el oriental es de fallas inversas con un ángulo de inclinación entre 60° y 70° e inclinación hacia el naciente.

Sector occidental

El sector occidental es el que ocupa la mayor superficie. En él, los planos de falla inclinan hacia el oeste, con vergencia hacia el este. La separación entre ambas áreas, marcada por la inclinación opuesta en los planos de falla entre ambas áreas, está delimitada por una línea imaginaria de rumbo noreste-sudoeste.

Los corrimientos del sector occidental están marcados por planos de falla cuya inclinación es mediana a baja, oscilando entre 45° y 20° al oeste. Planos de falla más inclinados se disponen al poniente del sector. El espaciamento entre los planos de falla del sector occidental es menor.

Los planos de falla al oeste del río de las Taguas, que involucran a rocas de la Superunidad Ingaguás y del Grupo Choiyoi o de la Formación Pastos Blancos último con la Formación Las Placetas, son netos; mientras que los planos de fallas al este del río de las Taguas que inclinan hacia el este, involucran una zona regionalmente mayor hacia al naciente y de otro estilo tectónico, desarrollada particularmente en el Grupo Choiyoi y la Formación Doña Ana constituyendo brechas, en general silicificadas y alteradas.

Las unidades aflorantes no presentan deformaciones plásticas importantes. Las únicas deformadas son las del Grupo Choiyoi, que al norte del Baño de los Despoblados presentan un anticlinal buzante hacia el sur. Le sigue en competencia la Formación Doña Ana, que si bien no presenta estructuras plegadas, muestra inclinaciones y alabeos en las áreas más deformadas.

Los granitoides asignados a la Superunidad Ingaguás son los más resistentes a la deformación; los planos de falla los ponen en contacto con rocas más jóvenes, sin que medie entre ambos una zona de brechamiento. Por otro lado en el Grupo Choiyoi se presentan notables zonas de hasta 30-40 m de brechas de origen tectónico, lo mismo ocurre con las Volcanitas de la Formación Pastos Blancos.

De oeste a este, las fallas presentan inicialmente una dirección noroeste-sudeste, pasando a norte-sur al naciente del río de las Taguas. El trazo sinuoso muestra el bajo ángulo de inclinación con que intersecta el plano topográfico.

Teniendo en cuenta la presencia positiva de la cordillera de la Ortiga que marca un cambio en la inclinación y vergencia de la estructura cordillerana, es posible interpretar que las fallas

de menor angularidad al oeste del río de las Taguas, constituyen el frente de avance de deformación de la faja corrida, su mayor extensión areal se encuentra en territorio chileno, donde Makshev *et al.* (1984, figura 10) marcan un ángulo de inclinación del plano de falla con mayor pendiente. Esta continuidad del frente de avance permite correlacionar las estructuras a través del límite internacional. Es así que la falla al este del paso Valeriano se corresponde con la Falla del Encierro, así nominada en el sector chileno. Al sur de Guanaco Zonzo, también es posible correlacionar esta estructura con la propuesta por Makshev *et al.* (1984, figura 3).

Este esquema evolutivo del frente de avance, si bien es similar al de fajas plegadas y corridas aplicado por Ramos (1985) en la Cordillera Principal, se diferencia en que aquí existe una mayor competencia litológica y en la falta del gran desarrollo de las sedimentitas mesozoicas involucradas en la deformación al sur de esta comarca.

Sector oriental

El sector oriental se ubica desde los faldeos occidentales de la sierra de la Ortiga hacia el este. Está caracterizado por fallas inversas de dirección norte-sur, cuyo ángulo de inclinación es de 70° a 60° hacia el este. La más importante es la que en territorio chileno fue denominada Falla de la Coipa, y que en nuestro territorio es la responsable del levantamiento de la cordillera de la Ortiga. Al norte el trazo entre el río de las Taguas y el límite internacional superpone las rocas graníticas de la Superunidad Ingaguás sobre las volcanitas de la Formación Doña Ana. Al este de esta traza, se observan fallas antitéticas, cuya inclinación es hacia el oeste, y pone en contacto rocas graníticas por sobre sedimentitas de los Estratos del Valeriano. Hacia el sur, en su trazado recto, se disponen rocas volcánicas del Grupo Choiyoi muy alteradas y fracturadas, sobre las que se ha producido el plano de despegue y la superposición de las rocas del Grupo Choiyoi, forman un anticlinal buzante al sur (perfil BB') el que ha permitido que se interprete como un bajo corrimiento y se extrapole este esquema hacia el norte de la estructura.

En la parte alta de la cordillera de la Ortiga, se repiten estructuras de igual dirección e inclinación, en el ambiente de rocas graníticas.

Interpretación de los perfiles

Se han seleccionado dos perfiles, AA' y BB', que cortan transversalmente a la estructura, y en los que se ha interpretado el mecanismo de deformación de los sectores occidental y oriental (figura 3).

Ambos perfiles muestran la estructura compresional del área. En el perfil BB', al este del río de las Taguas, el anticlinal producido en volcanitas del Grupo Choiyoi y Formación Doña Ana, se supone que se ha formado por la presencia de una rampa, dispuesta en profundidad, que explicaría el acortamiento observado en superficie. Otra posibilidad sería que por sucesivos apilamientos en profundidad de cuñas de granito, diera como resultado una estructura externa parecida, pero este caso dificulta la explicación del levantamiento y bajocorrimiento en la cordillera de la Ortiga. Se ha considerado como espesor de las volcanitas 2000 m de potencia a fin de equilibrar el diseño del anticlinal. La continuación de esta estructura anticlinal hacia el norte, perfil AA', se manifiesta como una zona intensamente fracturada y alterada mecánica y químicamente, en la que no se han podido observar estructuras internas de las rocas que la constituyen.

La falla de bajo ángulo que está inmediatamente al oeste de esta área alterada, se ha interpretado como la continuación hacia el sur de la Falla del Encierro, así nominada en territorio chileno. Esta falla al sur del arroyo de las Yaretas, se divide en varias ramas, produciendo escamas tectónicas menores, por lo que se ha decidido no continuar hacia el sur con su denominación. Una de estas ramas, como se muestra en el perfil BB', sobre el río de las Taguas, es la responsable de la presencia de ignimbritas del Grupo Choiyoi sobre rocas más jóvenes de la Formación Doña Ana. Este corrimiento ha sido erosionado por el río, separando físicamente las rocas a una y otra margen, dando como resultado, un afloramiento circunscripto por un plano de falla (*klippe*) dispuesto sobre volcanitas de la Formación Doña Ana.

El esquema estructural propuesto en este trabajo, se diferencia del presentado por Reutter (1974) en zonas aledañas. En la foto de su figura 3, se puede observar como el ángulo del plano de inclinación de la falla es de aproximadamente 20° al oeste, como los marcados en nuestros perfiles AA' y BB'. Sin embargo en la in-

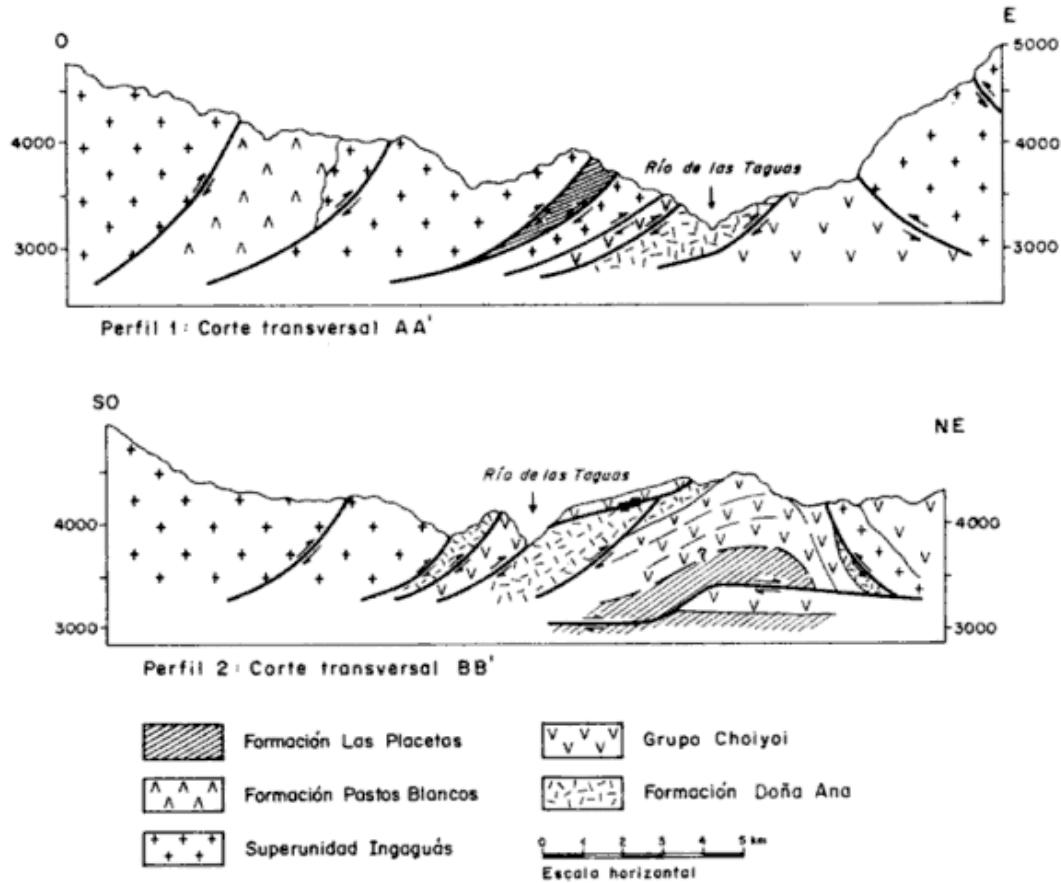


Figura 3: Perfiles transversales a la estructura. La localización se encuentra en la figura 2.

interpretación de los perfiles, Reutter (1974 figura 6), coloca las fallas como inversas de alto ángulo, dando como resultado una estructura de bloques o, como muestra en su figura 4, una interpretación de bloques rotados.

Edad de la estructura

Todas las fallas reconocidas en la comarca han actuado con posterioridad al Mioceno inferior, ya que afectan a rocas de la Formación Doña Ana, cuya edad más joven es de 26 Ma (Maksaev *et al.*, 1984), por lo cual los movimientos responsables serían probablemente de la Fase Quechua, como ha sido expresado por numerosos autores. Sin embargo, del esquema propuesto se desprende que durante la evolución del frente de avance, no hubo contemporaneidad en el movimiento de las fallas entre sí, aunque pueden haber ocurrido en un tiempo breve. Este hecho ha provocado un acortamiento importante en la superficie de este sector cor-

dillerano. Debido a las características litológicas de las rocas que constituyen esta área, no se han podido balancear los perfiles, por desconocer los espesores de las rocas graníticas y volcánicas involucradas, por ello no se sabe cual es la magnitud del acortamiento.

El estilo tectónico de la comarca, la edad de los movimientos y la posible presencia de rocas mesozoicas, al sur de esta zona, ubican a este sector dentro del ámbito estructural de la Cordillera Principal, por lo menos al oeste de la Cordillera de la Ortiga, mientras que las características litológicas y la estructura que se desarrolla hacia el este muestran semejanzas a las propuestas para la Cordillera Frontal.

Marco geotectónico

Las rocas que constituyen el basamento del área, están circunscriptas a los procesos del magmatismo gondwánico. En este sector se han separado: el volcanismo inicial del arco, representado en la Formación Pastos Blancos; el arco magmático propiamente dicho por la Superuni-

dad Ingaguás y el volcanismo final por las volcanitas del Grupo Choiyoi.

La presencia del volcanismo inicial del Carbónico se ha restringido al oeste de la comarca, mientras que el volcanismo final, permo-triásico está presente al este, observación coincidente con aquella realizada regionalmente por Ramos *et al.* (1985: 97) y Ramos *et al.* (1986).

El arco magmático, de naturaleza calcoalcalina, fue estudiado en detalle por Nasi *et al.* (1985), observaciones que concuerdan con la postulada naturaleza siálica del substrato, interpretada como producida por la presencia de un microcontinente, a partir del cual se generaron los magmas presentes en este arco.

Llambías *et al.* (1987) postulan la existencia de dos arcos magmáticos. El área de este trabajo abarcaría un sector del arco magmático externo propuesto por dichos autores. Ambos arcos se diferenciarían en la mayor profundidad de emplazamiento y mayor antigüedad de los cuerpos que constituyen el arco externo. El esquema propuesto por estos autores está basado en la comparación del comportamiento del batolito de la costa del Perú realizado por Cobbing *et al.* (1981).

Durante el Terciario, hasta el Mioceno, tiene lugar un importante volcanismo (Formaciones Doña Ana y Cerro de las Tórtolas), coincidente con la mayor actividad del arco volcánico andino. Posteriormente a la tectónica de deformación (Fase Quechua) son numerosas las contribuciones que indican el cese de actividad volcánica en este segmento de la Cordillera (Jordan *et al.*, 1983 a y b) aunque Ramos *et al.*, (1987) describen rocas volcánicas, al sur de nuestra comarca, cuyas edades indican el Post-Mioceno superior.

CONCLUSIONES

Durante el desarrollo del arco magmático gondwánico, se han diferenciado, en esta comarca, dos episodios volcánicos, uno inicial del Carbónico y otro final del Permo-Triásico.

Se describe una estructura de tipo compresional, con la cual se interpreta el levantamiento de la sierra de la Ortiga. El mismo está asociado a un bajocorrimiento. Este estilo tectónico produce un corrimiento de volcanitas del Grupo Choiyoi sobre las de la Formación Doña

Ana al sur del área, el que está circunscripto por un plano de falla, dando como resultado un *Klippe*.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una Contribución al Proyecto 249 "Andean Magmatism and Its Tectonic Setting" del I.G.C.P. y fue parcialmente subsidiado con fondos del CONICET.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- CAMINOS, R., 1972. *Perfil geológico de la cordillera entre 28°00' y 28°30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVII (1): 71-83, Buenos Aires.
- , 1979. *Cordillera Frontal*. En: *Simp. de Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 1: 397-453, Córdoba.
- , U. G. CORDANI y E. LINARES, 1979. *Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal*. IIIº Congr. Geol. Chileno, Actas, I: 143-160, Arica.
- COBBING, E. S. y D. I. MALLICK, 1983. *A new approach to mapping granites*. I.U.G.S., Episodes, (3): 10-14, Ottawa.
- CORTES, J. M., 1985. *Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la estancia Tambillos provincia de Mendoza, República Argentina*. VIº Congr. Geol. Chileno, I: 1/89-1/108, Antofagasta.
- GROEBER, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. *Dir. Nac. Geol. Min., Publ.*, 58: 1-109, Buenos Aires.
- , 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º, Hoja Chos Malal*. *Soc. Geol. Arg., Rev.*, I (3): 177-208, Buenos Aires.
- , 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34º y 29º30'*. *Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Rev.*, Cienc. Geol., 1 (5): 1-352, Buenos Aires.
- JORDAN, T. E., B. ISACKS, V. RAMOS y R. ALLMENDINGER, 1983a. *Mountain Building in the Central Andes*. I.U.G.S., Episodes, (3): 20-26, Ottawa.
- , R. W. ALLMENDINGER, J. A. BREWER, V. A. RAMOS y C. J. ANDOS, 1983b. *Andean Tectonics related to geometry of subducted Nazca plate*. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 94 (3): 341-361, Tulsa.
- LLAMBIAS, E. J., A. M. SATO, H. H. PUIGDOMENECH y C. E. CASTRO, 1987. *Neopaleozoic Batholiths and their tectonic setting. Frontal Range of Argentina Between 29º and 31ºS*. Xº Congr. Geol. Arg., San Miguel de Tucumán.
- MAKSAEV, J., R. MOSCOSO, C. MPODOZIS y C. NASI, 1984. *Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29º-31ºS): Geología, alteración hidrotermal y mineralización*. *Rev. Geol. de Chile*, 21: 11-51, Santiago.

- MIRRE, J. C., 1966. *Geología del valle del río Los Patos entre Barreal y Las Hornillas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXI (4): 65-109, Buenos Aires.
- NASI, P. 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.
- PITCHER, W. S., 1985. *A multiple and composite batholith*. En: *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. (Pitcher, W.; M. P. Atherton; R. D. Cobbing, Ed.). Blackie y Sons. Ltd., 1-328, Londres.
- RAMOS, V. A., 1985. *El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Reconstrucción tectónica de sus facies - Argentina*. IVº Congr. Geol. Chileno, I:2/104-2/118, Antofagasta.
- , T. E. JORDAN, R. W. ALLMENDINGER, C. MPODOZIS, S. M. KAY, J. M. CORTES y M. PALMA, 1986. *Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes*. Tectonics, 5 (6): 855-880.
- , R. N. PAGE, S. KAY, O. LAPIDO y D. DELPINO, 1987. *Geología de la región del volcán Tórtolas, Valle del Cura, provincia de San Juan*. Xº Congr. Geol. Arg., San Miguel de Tucumán.
- REUTTER, K. J., 1974. *Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hechkordillere im Bereich 29º südlicher Breite*. Neues Jahrb. Geol. Palaont. Abh., 146 (2): 153-178, Stuttgart.
- ROLLERI, E. y P. CRIADO ROQUE, 1969. *Geología de la provincia de Mendoza*. IVº Jorn. Geol. Arg., Actas, II: 1-46, Buenos Aires.
- STIPANICIC, P., 1983. *The Triassic of Argentina and Chile*. The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic, B., (Moullade, M. y A. Naim Ed.), Ch. 7: 181-198, Elsevier.
- THIELE, R., 1964. *Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui*. Univ. Chile, Dpto. Geol., Pub. 27, 1-73, Santiago.
- VILAS, J. F. A. y D. A. VALENCIO, 1982. *Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de las Formaciones asignadas al Paleozoico tardío-Mesozoico temprano del centro-oeste argentino*. Vº Congr. Lat. Amer. Geol., Actas, III: 743-759, Buenos Aires.

Recibido: 24 de julio, 1987

Aceptado: 20 de abril, 1988

GRACIELA MARÍN

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548
1060 Buenos Aires

FRANCISCO E. NULLO

Servicio Geológico Nacional
CONICET
Av. Santa Fe 1548
1060 Buenos Aires

HIDROGEOLOGIA DE LA CUENCA DEL ARROYO FELICIANO, PROVINCIA DE ENTRE RIOS

Ofelia C. Tujchneider y Mario F. Fili

RESUMEN

Con la información extraída de perfiles de perforaciones y otros antecedentes, se confeccionó una sección geológica que vincula a los ríos Paraná y Uruguay por el sector norte de la provincia de Entre Ríos. Se desarrolló además la columna litoestratigráfica del área a partir del Cretácico, edad de los afloramientos más antiguos.

Sobre esta base se elaboró el esquema hidrogeológico de la región, integrado por cinco grandes unidades; se describieron sus características e incidencia en la hidrología subterránea.

ABSTRACT

With data obtained from perforation profiles and other records it was prepared a geological section which connects the rivers Paraná and Uruguay by the north portion of the Entre Ríos province.

Furthermore, it was developed the lithostratigraphic column of the area since the Cretacic, that is the age of the most ancient outcrops.

On this basis it was elaborated the hydrogeological scheme of the region which is formed by five great unities; its characteristics were described and influence on the underground hydrology.

INTRODUCCION

Este trabajo tiene por finalidad dar a conocer las características hidrogeológicas del subsuelo en el norte y noroeste de la provincia de Entre Ríos, para lo cual se ha tomado como marco de referencia a la cuenca Arroyo Feliciano, que ocupa la mayor parte del área en consideración.

Mediante el procesamiento de información de subsuelo proveniente de unos treinta perfiles de perforaciones distribuidas en el perímetro de la cuenca y datos consignados en diversas fuentes, se ha integrado un esquema hidrogeológico para la región. Este esquema, así como la columna estratigráfica correspondiente, se desarrollan tomando como base a las areniscas y basaltos de edad cretácica; estas rocas, además de constituir los afloramientos más antiguos de la mesopotamia, tienen gran significado, tanto en superficie como en subsuelo, desde el punto de vista de la hidrología subterránea.

El tratamiento de la hidrogeología se hace dando a ésta el alcance que le atribuyó al término Lucas en 1879 para referirse a la geología del agua subterránea (Davis y De Wiest, 1971) y adoptado en nuestro país por otros autores (Sala, 1969; Hernández *et al.*, 1979). Es por ello que las características litoestratigráficas regionales han merecido especial consideración.

ANTECEDENTES

Los aportes principales sobre el tema de las aguas subterráneas en el territorio de la provincia de Entre Ríos datan de dos períodos separados por más de 30 años.

Los primeros antecedentes, realizados mayormente entre 1920 y 1950, se componen de perfiles de perforaciones, algunos informes inéditos donde se consignan datos diversos sobre aguas subterráneas en las principales localidades de la provincia y pocos trabajos publicados de reducida circulación. A este período corresponde la mayoría de las perforaciones con información confiable y fueron realizadas por los organismos pioneros en la exploración del agua subterránea: Ferrocarriles del Estado, Dirección Nacional de Minería y Obras Sanitarias de la Nación. De las obras publicadas tienen particular importancia para esta contribución la de Stappenbeck (1926), que hace referencia a una perforación profunda en Santa Elena, y las cartas "geológica-militar y de aguas" del Comando de Ingenieros del Ejército que cubren el área de estudio y aportan información sobre las características geológicas superficiales y del subsuelo menos profundo así como datos sobre la presencia y calidad de las aguas subterráneas (Coco, 1948; Banchemo, 1951 y García, 1952; entre otros).

En los últimos 10 años, a raíz de las investigaciones geohidrológicas realizadas por Agua y Energía Eléctrica, para el Proyecto Paraná Medio y por el Proyecto Caracterización Geohidrológica de la Cuenca del Río Gualeguay que se desarrolla en la Universidad Nacional del Litoral, los autores han efectuado nuevos aportes que comprenden parcialmente a la cuenca y áreas aledañas entre los que cabe mencionar a Filí (1983) y Tujchneider y Filí (1983).

UBICACION Y CARACTERISTICAS DE LA CUENCA

La cuenca del arroyo Feliciano, tributaria del Río Paraná, se encuentra ubicada en la porción nor-noroeste de la provincia de Entre Ríos (figura 1) y ocupa una superficie de aproximadamente 8.500 km². Su forma es elongada en sentido noreste-sudoeste, su curso principal se desarrolla por un valle recto de 150 km de longitud, al que confluyen 11 tributarios principales por su margen izquierda y sólo uno, el arroyo Estacas, lo hace por la derecha luego de escurrir paralelamente al arroyo Feliciano por más de 40 km. Esta marcada asimetría de la red de avenamiento y los lineamientos observados, sugieren la presencia de controles estructurales profundos.

La morfología general de la región es suavemente ondulada con un desarrollo del paisaje entre cotas 80 y 15; los elementos destacados, de interés geohidrológico, son los interfluvios, algunos con bañados como en la cabecera de la cuenca, el valle aluvial medio e inferior del cauce principal y algunos tributarios a esos tramos.

El clima de la región, analizado mediante parámetros registrados por las estaciones climatológicas Concordia y La Paz, del Servicio Meteorológico Nacional (período 1941-1960), según la clasificación propuesta por Thornthwaite varía de este a oeste entre subhúmedo y húmedo, con pequeña o nula deficiencia de agua, mesotermal.

Las precipitaciones medias anuales oscilan entre 1.200 mm en la costa del Río Uruguay y alrededor de 1.030 mm en la del Río Paraná.

La evapotranspiración potencial evoluciona en dirección inversa a las lluvias, incrementándose de este a oeste desde 885 mm hasta 960 mm.

Según los registros fluviométricos realizados por Agua y Energía, a partir de 1975 en la Estación de Aforo de Paso Medina, para una super-

ficie colectora de 5.500 km², el arroyo Feliciano tiene un módulo de 40 m³/seg y caudales extremos comprendidos entre 1 y 2.000 m³/seg.

ESTRATIGRAFIA

El área de estudio forma parte de los ambientes geológicos "cuenca chaco-paranense", en lo referente al subsuelo profundo y "mesopotamia" en lo que respecta a los terrenos aflorantes.

La geología de la región fue tratada por numerosos autores, correspondiendo las contribuciones más modernas a Padula y Mingramm (1968), Herbst (1971, 1977 y 1980), Padula (1972), Herbst *et al.* (1976), Iriondo (1973, 1980), Iriondo y Rodríguez (1973), Aceñolaza (1976), Gentili y Rimoldi (1979), Russo *et al.* (1979) y Aceñolaza y Sayago (1980).

Tomando como base los aportes citados, datos extraídos de numerosas perforaciones seleccionadas y observaciones de campo, se ha elaborado el perfil geológico regional (figura 2) y se ha compuesto la siguiente columna estratigráfica:

- *Formación Solari* (Cretácico inferior). Está representada por dos miembros, uno compuesto por basaltos, identificado como Miembro Serra Geral y otro integrado por areniscas, en partes muy silicificadas, denominado Miembro Solari (Herbst, 1971). Aflora en la mitad oriental de la provincia de Corrientes y, en forma saltuaria, por la margen derecha del Río Uruguay hasta pocos kilómetros al sur de Concordia, provincia de Entre Ríos.

En el ámbito de la cuenca del arroyo Feliciano se encuentra en el subsuelo a profundidades crecientes hacia el oeste. La perforación realizada en Estacas por la ex-Dirección Nacional de Minería, alcanzó basaltos a la profundidad de 386 m, es decir aproximadamente a cota -320. Según información proporcionada por Yacimientos Petrolíferos Fiscales a la Dirección de Minería de Entre Ríos, mediante sísmica se detectó el techo de los basaltos a 99 m en Los Conquistadores y entre 371 y 405 m, hundiéndose hacia el oeste, en la zona de Villa Federal; en la margen izquierda del Río Paraná, sísmica de reflexión realizada por Agua y Energía Eléctrica entre Pueblo Brugo y Villa Urquiza detectó el techo de los basaltos a profundidades variables entre 520 y 670 m.

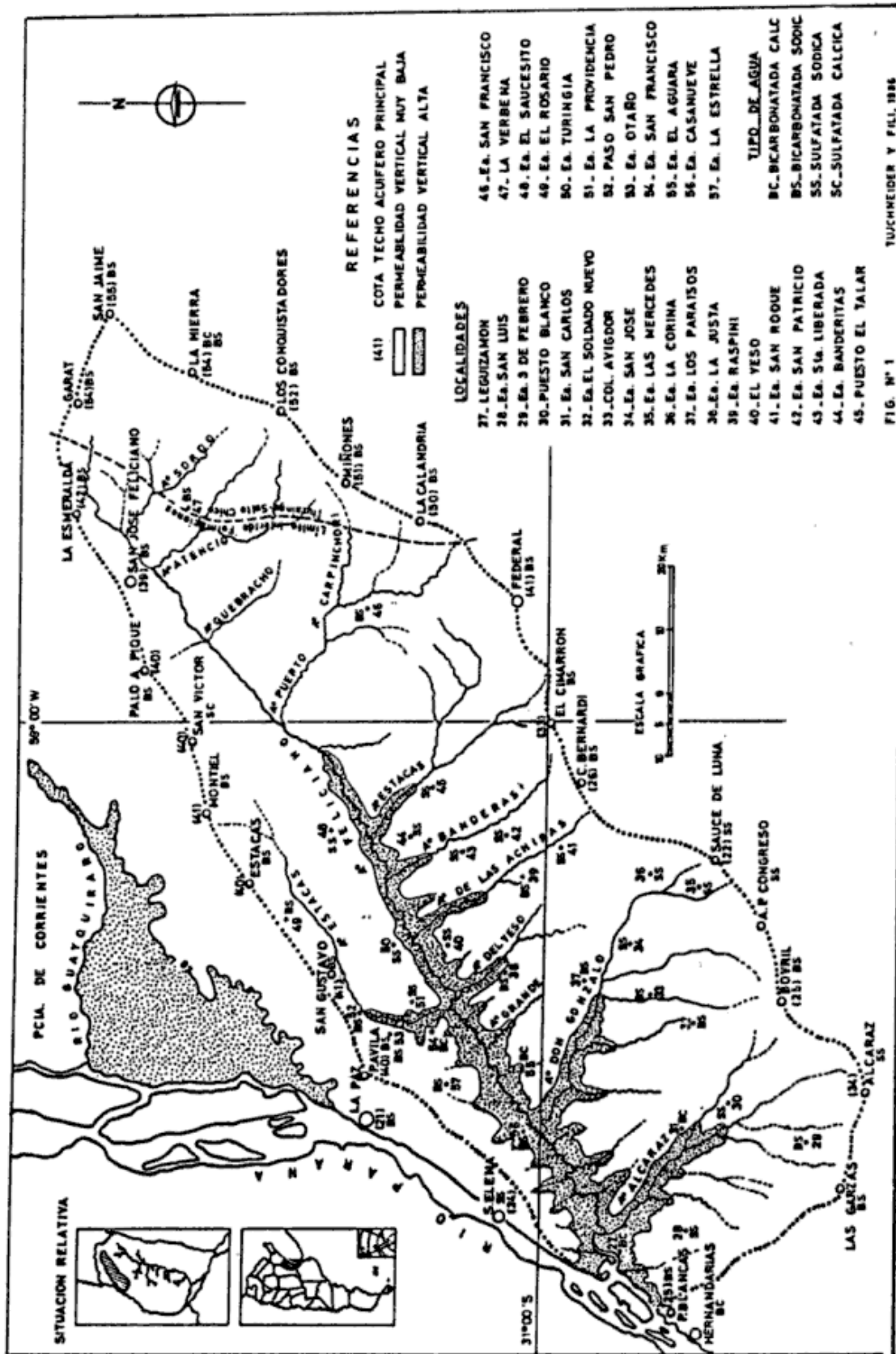


Figura 1: Mapa hidrogeológico.

- *Formación Yerúa* (Cretácico superior). Está compuesta por arenas y areniscas conglomerádicas de tonalidad predominantemente rojiza. Aflora en la porción nororiental de la provincia de Entre Ríos, en las proximidades del Río Uruguay (Herbst, 1971) y fue alcanzada por perforaciones en Salto Chico y Colón (Gentili y Rimoldi *op. cit.*). En el subsuelo de la cuenca varias perforaciones alcanzaron sedimentos que podrían corresponder a esta unidad. Así, en la arrocera El Yacaré, próxima a San Jaime de la Frontera, se encontraron arenas rojizas, medianas, con rodaditos de arena fina aglomerada, desde 84 hasta 106 m; litologías semejantes se registraron en San José de Feliciano entre 125 y 138 m (fondo de pozo) y desde 285 hasta 386 m en Estacas, único lugar donde la secuencia fue atravesada totalmente. Por otra parte, Stappenbeck (1926) menciona la presencia de sus "areniscas superiores" a 422 m de profundidad en una perforación realizada en Santa Elena, a orillas del Río Paraná, correlacionables con lo descripto anteriormente.

- *Formación Pay Ubre* (Cretácico superior). Está integrada por areniscas calcáreas y calcáreos arenosos parcialmente silicificados que afloran en las proximidades de Mercedes y Felipe Yofré, provincia de Corrientes y de Colón, provincia de Entre Ríos (Herbst, 1980).

Por semejanzas litológicas y ubicación en la columna sedimentaria posiblemente se correspondan con esta unidad las areniscas calcáreas muy duras atravesadas en San Jaime entre 48 y 84 m y en Los Conquistadores por debajo de los 56 m. También en Estacas se perforaron areniscas calcáreas entre 195 y 285 m bajo boca de pozo. En Santa Elena, la parte media e inferior de las "arcillas superiores" de Stappenbeck (*op. cit.*), compuestas por "arcilla roja y margas con intercalaciones de arena roja y areniscas", probablemente constituyan una transición entre Pay Ubre y la Formación Mariano Bodeo - Cretácico superior a Paleoceno-, descrita para el subsuelo de la llanura chaco-pampeana (Padula y Mingramm, 1968) (Russo *et al.*, 1979).

- *Formación Fray Bentos* (Oligoceno inferior a medio). Está compuesta por areniscas y limos calcáreos de coloración rosado-anaranjada. Aflora en la parte central y sud oriental de Corrientes y noreste de Entre Ríos hasta Concepción del Uruguay; en el subsuelo fue localizada por numerosas perforaciones en las áreas que bordean a los afloramientos basálticos (Herbst, 1971 y 1980; Herbst *et al.* 1976; Santa

Cruz, 1981; Herbst y Santa Cruz, 1985). En Corrientes la detección más occidental se debe a la perforación realizada por Agua y Energía en el paraje San Isidro, entre Buena Vista y Goya; allí, a cota -45, por debajo de arcillas verdes de la Formación Paraná, se encontraron limos calcáreos anaranjados, semejantes a los que afloran al sur de Peruggorria en el arroyo Avalos (Paso Picada Chamorro Cue) aproximadamente a cota 50, siendo las muestras tomadas en este afloramiento algo más arenosas que la de la perforación citada.

En el subsuelo de la cuenca del arroyo Feliciano debe corresponder a Fray Bentos lo descripto por los perforistas como "arcilla roja terrosa disgregable", "arcilla limosa rosada" o "limo arenoso rosado" que en las perforaciones de San Jaime de la Frontera, Los Conquistadores y San José de Feliciano se encuentra aproximadamente a cotas 45, 42 y 34 con espesores de 24, 22 y 13 m respectivamente. Más hacia el oeste, las perforaciones que superan las arcillas verdes basales de la Formación Paraná entran en arcillas pardas y rosadas, en partes calcáreas con abundancia de yeso, semejantes a las que en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires se conoce como "Mioceno Rojo" (Groeber, 1945) o Formación Olivos (Yrigoyen, 1975). Herbst (1980) señala la posibilidad de que Fray Bentos tenga relación con la Formación Chaco (Eoceno-Mioceno) integrada por "areniscas y pelitas de colores rojizos y morados" (Russo *et al.*, *op. cit.*) cuya presencia en el subsuelo de la porción occidental de la zona de estudio se infiere en el trabajo citado en último término. Todas las evidencias señalan que las sedimentitas rosadas se profundizan hacia occidente haciéndose la secuencia más pelítica y más potente. En Estacas se atravesaron 98 m de arcillas pardas yesíferas a partir de cota -32 y las mismas fueron alcanzadas por las perforaciones de Agua y Energía a cotas -56, en La Paz, -70 en Santa Elena y -64 en Hernandarias.

- *Formación Paraná* (Mioceno superior). Está constituida por depósitos marinos que se encuentran en todas las cuencas sedimentarias del noreste argentino, desde Barranca Final, provincia de Río Negro hasta Paraguay (Camacho, 1967; Yrigoyen, 1969 y 1975; Russo *et al.*, *op. cit.*, entre otros).

En la región mesopotámica los sedimentos del mar miocénico fueron tratados por numerosos autores desde mediados del siglo pasado hasta la actualidad, no obstante lo cual subsisten discrepancias en las interpretaciones estra-

tigráficas. Para citar sólo algunos de los aportes más modernos, hay quienes consideran a estos depósitos como una sola unidad integrada por varios niveles (Iriondo, 1973; Aceñolaza, 1976) y quienes designan con el nombre de Formación Paraná a las arcillas basales y Formación Entre Ríos a las arenas calcáreas fosilíferas con las que culmina la secuencia, admitiendo la concordancia de ambos depósitos (Russo *et al.*, *op. cit.*).

Los geólogos de Agua y Energía que trabajan para el Proyecto Paraná Medio, tomando como base la gran cantidad de información de superficie y subsuelo lograda en los últimos años para el valle del Río Paraná y sus márgenes desde Bella Vista, Corrientes hasta Victoria, Entre Ríos, consideran que se trata de una sola formación integrada por tres miembros: un miembro basal de arcillas verdes con macro y microfósiles, poco potente pero de extensión regional que sobreyace a arcillas pardas con yeso, continentales; un miembro intermedio, constituido predominantemente por arenas grises, finas y medianas, con intercalaciones de estratos discontinuos de arcilla verde, algo arenosas, con microfósiles y, finalmente un miembro cuspidal integrado por niveles de arcillas arenosas, calcáreas y bancos conglomerádicos fosilíferos. Los dos primeros miembros se han detectado en todas las perforaciones realizadas en el área mientras que el último sólo es observable en afloramientos dispersos a lo largo de la margen izquierda del Río Paraná, entre Pueblo Brugo y Paraná, y con mayor continuidad entre esta ciudad y Victoria (Fili, 1983).

En el ámbito de la cuenca, por lo general están presentes en el subsuelo los miembros basal e intermedio, debido a que desde la ciudad de Paraná hacia el norte, la parte superior de la formación ha sido erosionada por el gran sistema fluival que dio origen a la Formación Ituzaingó. No se descarta la posibilidad de que en algunos lugares de la cuenca queden relictos del miembro superior.

Según los datos disponibles hasta el presente, el límite oriental de la Formación Paraná en el subsuelo de la cuenca sería aproximadamente coincidente con el meridiano de 59°O.

El miembro basal, compuesto por arcillas verdes, se encuentra en Estacas N° 1 a cota -12 y tiene 20 m de espesor y las perforaciones realizadas por Agua y Energía lo detectaron en Pueblo Brugo a -37, en Hernandarias a -44, en Santa Elena a -46 y en La Paz a -55, con espesores que varían entre 15 y 25 m; estos y otros

datos regionales evidencian una profundización de la sección basal hacia el oeste y el norte.

El miembro intermedio, predominantemente arenoso, fue alcanzado a las siguientes cotas: Federal 24, Sauce de Luna 16, Bovril 17, Alcaraz 20, Pueblo Brugo 16, Hernandarias 7, Santa Elena 8, La Paz 11 y Estacas 21, con espesores variables entre 33 y 66 m.

-*Formación Salto Chico* (Plioceno superior-Pleistoceno inferior). Está integrada por depósitos fluviales de composición heterogénea donde predominan arenas de granulometría variada con tonalidades rojizas y amarillentas. Tanto en Uruguay, donde se la conoce por Formación Salto, como en Entre Ríos, la secuencia comienza con una base de arcillas blanquecinas y gris verdosas continuando hacia arriba en forma alternante con niveles de arena, grava, conglomerados y arcilla (Iriondo, 1980).

Sobre la margen derecha del Río Uruguay se distribuye en afloramientos discontinuos desde Alvear, Corrientes, hasta Gualaguaychú, Entre Ríos, en una faja irregular cuyo ancho máximo es de aproximadamente 100 km en la zona de Mercedes y unos 30 km en proximidades de Concordia (Gentili y Rimoldi *op. cit.*). En el subsuelo de la provincia de Entre Ríos su presencia fue detectada a distancias de la ribera del Río Uruguay que varían, de norte a sur, desde 35 hasta 70 km.

El espesor de Salto Chico es muy variable, observándose un marcado incremento hacia el sur, con un registro máximo de 70 m.

La presencia de esta formación en el área de estudio se conoce por perforaciones y se encuentra restringida al extremo nororiental; en opinión de los autores, el límite occidental cruza a la cabecera de la cuenca de norte a sur, pasando aproximadamente a la altura de las estaciones Garat y La Calandria (véase figura 1).

En San Jaime el techo de la Formación se encuentra aproximadamente a cota 55 y va descendiendo hacia el oeste y sur, habiéndose registrado en Garat y La Hierra a cota 54, en Los Conquistadores a 52, en Miñones a 51 y en La Verbena y La Calandria a 50. El espesor registrado en el área es de pocos metros: 6 en San Jaime y 10,5 en Los Conquistadores, únicas perforaciones que la han sobrepasado; en ambos casos se trata de arenas superpuestas a varias decenas de metros de arcilla roja.

- *Formación Ituzaingó* (Plioceno superior-Pleistoceno inferior). Es de origen fluvial y está constituida predominantemente por arenas finas

y medianas de color amarillo ocre y limos grises. Su composición mineralógica es fundamentalmente cuarzosa con cantidades menores de feldespatos, micas, magnetita y otros máficos (Iriando y Rodríguez, 1973). Presenta diversos grados de compactación, desde totalmente sueltas hasta muy duras debido a la cementación con hidróxidos de hierro y sílice.

Aflora en extensos tramos de las barrancas de la margen izquierda del Río Paraná, desde Ituzaingó, en Corrientes hasta Paraná, Entre Ríos y se encuentra en el subsuelo de la mitad occidental de ambas provincias.

En el área de estudio, durante las grandes bajantes del Río Paraná, puede observarse en algunos lugares el contacto entre las formaciones Paraná e Ituzaingó, mediante discordancia erosiva; entre Pueblo Brugo y La Paz este contacto se encuentra a cotas variables entre 7 y 15. Por lo general la secuencia comienza con un nivel basal de rodados de arcilla, lentes de grava, capas fusiformes de arcilla pardo verdosa con restos de flora, planchones de arenisca y troncos silicificados; la estratificación es entrecruzada. Siguen hacia arriba arenas medianas y finas, limpias, con estratificación horizontal e intercalaciones mantiformes, de pocos centímetros de espesor, de arcillas grises. En la parte cuspidal de la secuencia se hace predominantemente pelítica, con arena muy fina y arcilla en capas intercaladas de espesor milimétrico.

Como se ha indicado en el mapa de la cuenca (figura 1), el techo de la formación aflora o se encuentra a pocos metros de la superficie por debajo de cota 40. Su espesor es bastante regular, variando entre 20 y 30 m desde La Esmeralda hasta Piloto Avila, pero se reduce notablemente y la cota de su techo es más variable en la divisoria sudeste.

- *Formación Alvear* (Pleistoceno). A lo largo de la mayor parte de las barrancas del Río Paraná, desde La Paz hacia el sur, por encima de la Formación Ituzaingó hasta Paraná y de ahí en adelante sobre la Formación Paraná, aflora un horizonte calcáreo cuyo espesor generalmente no sobrepasa los 5 m.

Aceñolaza y Sayago (1980), en un estudio realizado en la región de Villa Urquiza, unos 18 km al noreste de Paraná, al tratar sobre esta unidad lo hacen dubitativamente bajo el nombre de Formación Yopof, designación formal creada por Herbst (1969) para referirse a arenas y arcillas que afloran en Corrientes en posición estratigráfica semejante. Según estos autores "está constituida por una toba calcárea de textura masiva y aspecto loésico, de color pardo anaranjado a pardo amarillento... El carbonato aumenta hacia abajo, llegando a constituir una tosca blanquecina de hasta 0,5 m de potencia en la base de la formación e incluso aparece infiltrada en las arcillas del techo de la formación

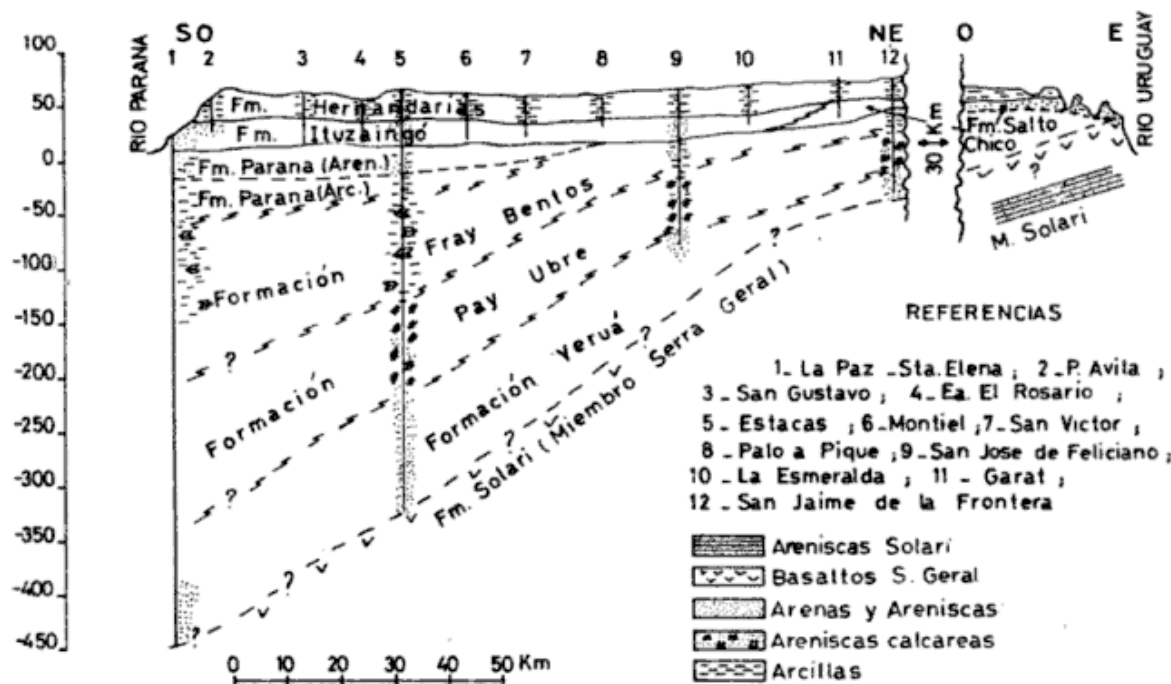


Figura 2: Perfil geológico regional.

precedente. Con posterioridad Iriondo (1980) al tratar sobre el Cuaternario de la provincia de Entre Ríos hizo la designación formal que aquí se emplea.

En el área de estudio el nivel de "tosca" se encuentra con regularidad entre cotas 35 y 40 pero en subsuelo es difícil detectar su presencia en perforaciones distanciadas a más de 20 km de la línea de ribera

- *Formación Hernandarias* (Pleistoceno). Esta unidad está constituida fundamentalmente por arcillas montmorilloníticas y aflora en gran parte del territorio de la provincia, cubriendo en discordancia a formaciones de distinta edad.

En el área de estudio solo falta totalmente en los valles de los arroyos donde la erosión en cárcava ha sobrepasado la cota 40. En las perforaciones realizadas en el perímetro de la cuenca, los espesores observados varían normalmente entre 20 y 30 m, a excepción del tramo comprendido entre El Cimarrón y Alcaráz, donde se produce un incremento importante a expensas de la Formación Ituzaingó, con un máximo en Sauce de Luna de 48 m.

El perfil típico de la región está compuesto por una parte basal de arcillas predominantemente grises, algo arenosas, con concreciones calcáreas; una parte intermedia de arcillas marrones con abundante yeso, que llega a constituir yacimientos explotables. Finalmente, en los últimos 5 a 10 m superiores la secuencia es más limo-arcillosa, el carbonato de calcio forma grava, concreciones y agregados pulverulentos manchados por óxido de manganeso.

- *Depósitos modernos y actuales*. Por encima de las unidades descriptas, la culminación de la columna estratigráfica muestra, con distribución mucho menos importante y de reducido espesor, a depósitos de loess pulverulento, depósitos agradacionales en los valles de los arroyos y arenas finas y muy finas de origen eólico. Iriondo (1980, 1985) los ha descrito formalmente pero, dado que no son relevantes desde el punto de vista hidrogeológico se ha obviado abundar en detalles.

HIDROGEOLOGIA

Las formaciones descriptas presentan variaciones regionales en su constitución y/o estado físico, que afectan a la hidrología subterránea. Por tal motivo, tomando como base a las unida-

des estratigráficas representadas en el perfil geológico, se ha procurado identificar a las grandes unidades y subunidades hidrogeológicas que rigen la presencia, circulación y constitución química de las aguas subterráneas, así como sus posibles vinculaciones con el ciclo exógeno. Este esquema conceptual (figura 3), constituye un punto de partida para entender el funcionamiento del subsistema hidrológico subterráneo de la región. En futuras investigaciones, con la incorporación de nuevos datos sobre el subsuelo y el empleo de técnicas isotópicas en el estudio de la dinámica de los acuíferos, se intentará comprobar la validez del modelo propuesto.

- *Unidad hidrogeológica A*

Esta unidad se corresponde totalmente con las areniscas y basaltos de la Formación Solari. Dentro de ella pueden distinguirse tres subunidades:

A₁: Compuesta por areniscas. Los antecedentes más cercanos provienen de las perforaciones de Guaviyú, Daymán y Arapey, entre otras, realizadas en el oeste de la República Oriental del Uruguay. Allí se explota el acuífero constituido por las areniscas de la Formación Tacurembó (equivalente a Solari), localizadas por debajo de basaltos a profundidades que varían entre 500 y 1.000 m; las aguas son mesotermiales (39°-42°C), bicarbonatadas sódicas, con salinidad media de 500 ppm, surgentes y con rendimientos actuales del orden de 120 a 150 m³/h; la recarga de este acuífero se produce en la parte centro-norte del territorio uruguayo, donde las areniscas se encuentran aflorando, unos 200 km al este del río Uruguay. Hacia el norte, este acuífero se continúa en el subsuelo de Brasil con similares características hasta la latitud de Uruguayana, correspondiéndose con lo que en ese país se denominan Areniscas de Botucatú (Hausman, 1962). De existir condiciones geológicas semejantes en la región estudiada, y de acuerdo a los antecedentes de la vecina orilla, la zona con mayores probabilidades de detectar paquetes importantes de arenisca se localizaría en el extremo noreste de la provincia, entre las nacientes de la cuenca del arroyo Feliciano y el Río Uruguay, pero a profundidades superiores a los 1.000 m.

A₂: Compuesta por basaltos fisurados y alterados; aflora o está a poca profundidad en las

proximidades del río Uruguay; esta subunidad es acuífera por permeabilidad secundaria y, por ser un medio hidráulico discontinuo, la producción de los pozos es de moderada a baja, no superando por lo general los 20 m³/h; las aguas son de baja salinidad, predominantemente bicarbonatadas cálcicas y sódicas. En las áreas periféricas de los cuerpos basálticos suele haber continuidad de acuíferos en fisuras a acuíferos en medios porosos.

A₃: Compuesta por basaltos masivos y potentes; constituye un pasaje en profundidad y hacia el oeste de la subunidad anterior y se comporta como el basamento acuífugo de la región.

- Unidad hidrogeológica B

Esta unidad se corresponde en su totalidad con lo descrito como Formación Yerúa, compuesta principalmente por material samítico. De características predominantemente acuíferas, probablemente está integrada por varios horizontes productivos; su extensión es regional pero, como puede apreciarse en el esquema hidrogeológico, a medida que se va haciendo más profundo hacia el oeste sus condiciones hidráulicas e hidroquímicas desmejoran.

En San Jaime de la Frontera, la perforación Arrocera El Yacaré alcanzó el techo de la unidad aproximadamente a cota -15 y penetró 22 m en el acuífero; el nivel de agua ascendió hasta 4 m bbb, es decir un nivel piezométrico de aproximadamente +65; el pozo fue bombeado ininterrumpidamente por el lapso de 48 días a un caudal de 250m³/h sin que se observaran disminuciones en su rendimiento.

En San José de Feliciano el techo del acuífero profundo se encuentra aproximadamente a cota -57 y la perforación N° 3 del Servicio Provincial de Agua Potable penetró en él unos 14 m; el nivel estático ascendió hasta 15 m bbb, siendo el nivel piezométrico aproximado +53; esta capa se explota en forma conjunta con otras localizadas más arriba porque su rendimiento es bajo; probablemente esto se deba más que a las características hidráulicas de la formación a la baja eficiencia de la obra de captación.

En Estacas el techo de la unidad se encuentra a cota -220 y se detectó un acuífero con 65 m de espesor con agua ascendente hasta 25 m bbb, es decir un nivel estático de aproximadamente +40.

No se poseen datos sobre las características hidráulicas de la unidad pero por las caracte-

terísticas granométricas y los rendimientos en la zona de cabecera de la cuenca las permeabilidades son relativamente altas (35-45 m/d) y decrecen marcadamente hacia el oeste por disminución del tamaño de grano y aumento de la densidad.

Como puede observarse los niveles piezométricos descienden de este a oeste; la recarga debe producirse en las proximidades del río Uruguay donde la unidad se encuentra muy próxima a la superficie; la descarga natural seguramente se opera por escurrimiento profundo en el valle aluvial del río Paraná.

La composición química de las aguas es bicarbonatada sódica en San Jaime de la Frontera y San José de Feliciano y clorurada sódica en Estacas y la salinidad total que en la primera localidad es de alrededor de 800 ppm y en Feliciano algo más de 1.000 ppm, pasa en Estacas a más de 65.000 ppm.

- Unidad hidrogeológica C

Esta unidad integra a las Formaciones Pay Ubre, Fray Bentos y al miembro basal de la Formación Paraná. El conjunto constituye un paquete sedimentario que aumenta su potencia notablemente de este a oeste y su comportamiento hidráulico varía en el mismo sentido desde predominantemente acuitardo, con intercalaciones de algunas capas acuíferas de poco espesor, hasta francamente acuícludo en el extremo occidental.

En San Jaime de la Frontera el techo de la unidad se localiza aproximadamente a cota 45; tiene una potencia de casi 60 m y solo se detectó la presencia de capas acuíferas de algunos decímetros en la parte más profunda.

En Los Conquistadores comienza alrededor de cota 40 pero no se conoce el espesor total. Aquí se localizó una capa acuífera también en la parte predominantemente calcárea (cota 20, aproximadamente), con 10 m de potencia y el nivel ascendió hasta 26 m bbb, es decir un nivel piezométrico de +49.

En San José de Feliciano la unidad se encuentra entre cotas 34 y -57, con un espesor de algo más de 90 m; presenta tres capas productivas, la mayor de casi 10 m de potencia, separadas por sedimentos acuitardos de similar espesor y el agua asciende hasta 15 m bbb (NP + 53), conformando el conjunto un acuífero multiunitario.

En Estacas la unidad comienza a cota -12 y tiene una potencia de casi 180 m compuesta fundamentalmente por arcillas verdes y pardas

con yeso en los dos tercios superiores y calcáreos y areniscas calcáreas en la parte inferior; en esta última se localizó una capa acuifera de 2 m a cota aproximada -200 y el agua ascendió hasta 44 m bbp (NP +21).

A orillas del Río Paraná, entre Pueblo Brugo y La Paz, el techo de la unidad se encuentra entre cotas -37 y -55 y su potencia supera los 400 m.

En los niveles piezométricos de las capas acuiferas detectadas en esta unidad también se observa sentido general del escurrimiento hacia el valle del Río Paraná.

El análisis de agua realizado en Los Conquistadores da una constitución bicarbonatada sódica con 780 ppm de sales totales; según el control efectuado cuando se realizó la perforación en Estacas, el agua es clorurada sódica, con casi 70 g/l de sales totales.

- Unidad hidrogeológica D

Integran esta unidad la parte superior de la Formación Paraná y las Formaciones Salto Chico e Ituzaingó, compuestas predominantemente por arenas; ellas conforman el cuerpo acuifero más importante de la mayor parte de la región considerada.

Como puede observarse en el esquema hidrogeológico, la unidad aumenta su espesor moderadamente hasta aproximadamente el meridiano 59° y desde allí hacia el oeste con la incorporación de la Formación Paraná se incrementa notoriamente. Alcanza en la ribera del Río Paraná un máximo de 50 m.

El techo se encuentra a cotas que varían desde 55 en San Jaime de la Frontera hacia valores del orden de 25 en las orillas del Paraná; los mínimos se registran entre Conscripto Bernardi y Bovril.

La secuencia completa de la unidad está integrada por arenas finas a muy finas con intercalaciones de arcilla en capas milimétricas, concreciones calcáreas y niveles de arena fina cementada. Hacia abajo se pasa a arenas finas y medianas, limpias, con tamaño de grano en aumento hasta llegar a niveles delgados, gravillosos.

En algunos lugares puede observarse un pase gradual de arenas amarillas, predominantemente medianas, a arenas grises y blanquecinas finas, con capas delgadas y discontinuas de arcillas verdes. Continúan luego arenas donde predomina el tamaño mediano y grueso; en otros casos se presentan, directamente por debajo de

las arenas amarillas capas de arcilla lenticular con espesores que varían entre 1 y 10 m. Estas arcillas semiconfinan a una capa de arenas medianas limpias desarrolladas por encima de las arcillas basales.

Hidráulicamente el conjunto se comporta como un acuifero multiunitario con dos o tres capas acuiferas separadas por otras acuitardas.

Con motivo de los estudios realizados por Agua y Energía para el Proyecto Paraná Medio bajo la dirección de uno de los autores (Filí), se realizó un gran número de determinaciones de conductividad hidráulica mediante ensayos de infiltración en las arenas no saturadas de la Formación Ituzaingó; además de ensayos por bombeo principalmente en la sección acuifera de la Formación Paraná.

De acuerdo a los resultados obtenidos, la parte superior de la unidad por encima de cota 30 tiene muy baja permeabilidad y elevada anisotropía, con valores de conductividad hidráulica del orden de 5 m/día. Por debajo de cota 28 el valor del parámetro aumenta casi bruscamente llegando al máximo entre cotas 23 y 19, coincidentemente con niveles de arena mediana, limpia y uniforme; con 40 m/día. Hacia abajo, a partir de cota aproximadamente 15, la conductividad hidráulica decrece.

En los ensayos por bombeo, realizados normalmente entre cotas 15 y -15, las arenas medianas presentan valores medios del orden de 30 a 35 m/día. Estas conductividades hidráulicas son congruentes con las obtenidas para esa granometría por un estudio de correlación entre el parámetro hidráulico y varios parámetros granulométricos realizados para la región del Paraná Medio (Filí, 1985).

Las transmisividades (T) obtenidas mediante bombeo en Pueblo Brugo, Hernandarias, Santa Elena y La Paz varían entre 700 y 900 m²/día, los coeficientes de almacenamiento (S) son propios de acuiferos semiconfinados.

En los lugares en que la unidad está compuesta exclusivamente por las formaciones Ituzaingó o Salto Chico, siempre para el ámbito de la cuenca, la conductividad hidráulica estimada por granometría como elemento orientativo, decrece. Esto, conjuntamente con la reducción de espesores hacia el este, da para la unidad valores regionales de T del orden de 300 a 400 m²/día.

No se dispone de información isotenométrica con la densidad necesaria como para conocer con exactitud el movimiento de las aguas subterráneas de la unidad, pero por lo que

se conoce hasta el presente, habría dos sentidos principales del escurrimiento subterráneo desde la cuenca, uno hacia el Río Paraná y otro hacia el Río Gualeguay.

En lo que hace a la recarga, se considera que ésta es local y se produce fundamentalmente en aquellos lugares en que la erosión ha degradado fuertemente o eliminado la capa confinante.

Lo dicho precedentemente se reafirma al estudiar las características geohidroquímicas, que son motivo de otro trabajo. En tal sentido cabe señalar que prevalecen dos tipos de agua: bicarbonatadas sódicas y sulfatadas sódicas. Las primeras se encuentran presentes en un 80 % del área y las segundas se localizan en la porción centro meridional e inferior de la cuenca, coincidentemente con la presencia en esos lugares de abundante cantidad de yeso en la Formación Hermandarias.

Agua bicarbonatada cálcica se encuentra en perforaciones próximas a cursos de agua en los que el techo de la unidad aflora o está muy cercano a la superficie y siempre subordinada a las dos grandes familias definidas precedentemente.

- Unidad hidrogeológica E

Con esta unidad, que comprende a las Formaciones Alvear, Hermandarias y demás sedimentos sobrepuestos, culmina la columna hidrogeológica.

Por su extensión areal, potencia, constitución y posición en la columna, tiene una importancia fundamental en la hidrología superficial y subterránea de la cuenca.

En lo que respecta al comportamiento hidráulico, a diferencia de lo que ocurre en la unidad infrayacente, predominan las variaciones verticales sobre las areales, de tal modo que puede dividirse en dos partes. La parte superior, con un espesor medio que varía entre 5 y 10 m es predominantemente acuitarda y contiene a un acuífero freático de muy bajo rendimiento; la parte inferior, más potente va acentuando en profundidad su carácter acuícludo y actúa como capa semiconfinante hasta confinante del acuífero principal.

La presencia abundante de material calcáreo, yeso y cenizas volcánicas en la constitución tiene, como se ha visto, marcada influencia en la composición química de las aguas subterráneas de toda la región.

CONCLUSIONES

El estado actual del conocimiento hidrogeológico regional permite arribar a las siguientes conclusiones preliminares.

Existe la posibilidad que, en el sector noreste de Entre Ríos, por debajo de los basaltos, se localicen areniscas acuíferas como ocurre

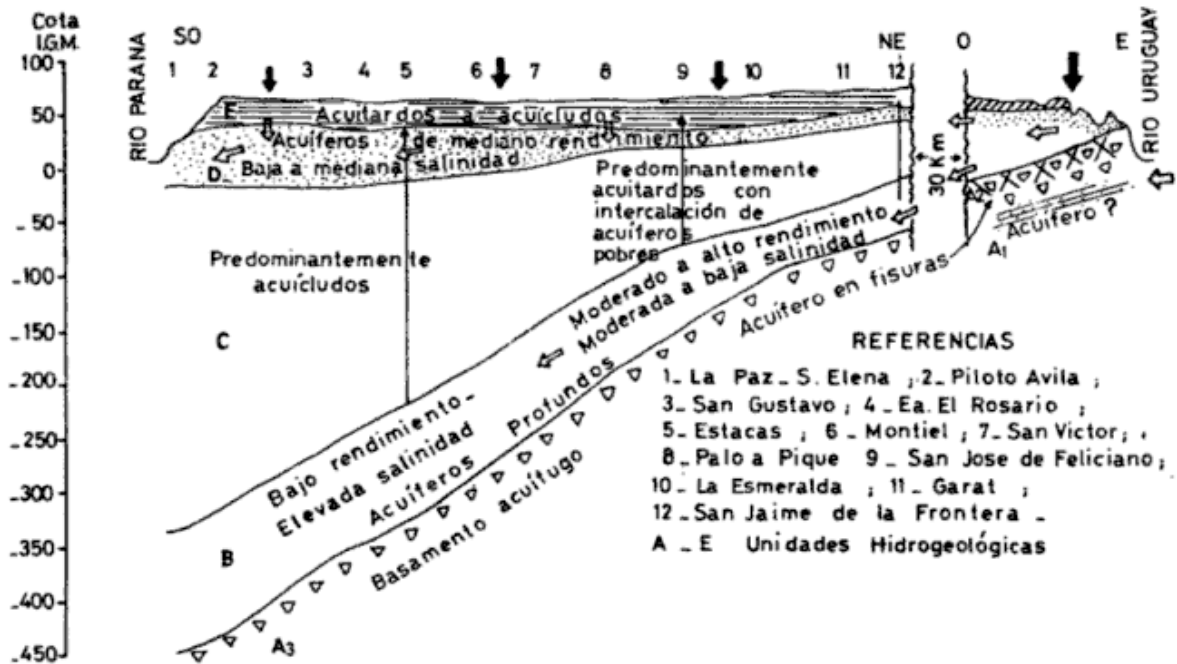


Figura 3: Esquema hidrogeológico regional.

en el este del río Uruguay, con baja salinidad, caudales elevados y profundidades mayores de 1.000 m.

La existencia de acuíferos en basaltos se restringe a las áreas de afloramientos y hasta profundidades no mayores de 100 m. Se definen como acuíferos en fisura con pozos de bajo rendimiento.

En la zona de cabecera de la cuenca, la Unidad Hidrogeológica B, presenta posibilidades acuíferas muy buenas en cantidad y calidad. Se estimaron permeabilidades entre 30 y 35 m/día. Químicamente las aguas son bicarbonatadas sódicas en el área oriental y cloruradas sódicas en el área occidental. En esta área hay niveles productivos más erráticos y con caudales inferiores, aportados por la Unidad Hidrogeológica C.

La Unidad Hidrogeológica D es la de mayor potencial acuífero regional, con transmisividades entre 300 y 400 m²/día, dos sentidos principales de escurrimiento y problemas químicos en importantes áreas por exceso de sulfatos.

La Unidad Hidrogeológica E rige las características hidroquímicas de los acuíferos infrayacentes y determina las posibilidades de recarga local. En estas condiciones la validez del balance de la capa acuífera es muy limitada.

La esquematización hidrogeológica regional es fundamental para entender el funcionamiento del sistema en su conjunto. Además la identificación de grandes unidades salva, en gran medida, las deficiencias de información básica y permite asignar a cada una de ellas su rol específico en la hidrología subterránea.

NOTA: Con posterioridad a la presentación de este trabajo, Agua y Energía realizó una perforación de 1157 m en San Víctor.

Los techos de las formaciones Fray Bentos, Paraná e Ituzaingó se registraron a cotas -6,23 y 36 respectivamente, correspondiéndose con lo inferido previamente en el perfil geológico regional.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F. G., 1976. *Consideraciones bioestratigráficas sobre el Terciario marino de Paraná y alrededores*. Acta Geol. Lilloan., XIII (2): 91-108, San Miguel de Tucumán.

- y J. M. SAYAGO, 1980. *Análisis preliminar sobre la estratigrafía, morfodinámica y morfogénesis de la región de Villa Urquiza, provincia de Entre Ríos*. Acta Geol. Lilloan., XV (2): 139-154, San Miguel de Tucumán.
- BANCHERO, J. C., 1951. *Hoja geológica Concordia*. Com. Ing. Ejer., 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.
- COCO A. L., 1948. *Hoja geológica Federación*. Com. Ing. Ejer., Buenos Aires.
- DAVIS, S. N. y R. J. M. DE WIEST, 1971. *Hidrogeología*. Ed. Ariel, Barcelona.
- FILI, M. F., 1983. *Hydrogeology of the "Paraná Medio" region. Effects of the southern reservoir upon groundwaters*. En Proc. Int. Symp. Ground water in water resources planning. UNESCO-IAH-IAHS. I: 91-101, Koblenz.
- FILI, M. F., 1985. *Relación entre conductividad hidráulica y granulometría en arenas de la región del Paraná Medio*. XII^o Congr. Nac. del Agua, en prensa, Mendoza.
- GARCIA, R., 1952. *Hoja geológica Hernandarias*. Com. Ing. Ejer., Buenos Aires.
- GENTILI, C. A. y H. V. RIMOLDI, 1979. *Mesopotamia, en Geología de la República Argentina*. IP^o Simp. Acad. Nac. Cienc., I: 195-223, Córdoba.
- GROEBER, P., 1945. *Las aguas surgentes y semisurgentes del norte de la provincia de Buenos Aires*. Rev. La Ingeniería, XLIX (6): 371-387, Buenos Aires.
- HAUSMAN, A., 1962. *Aspectos hidrogeológicos das áreas basálticas*. I^o Jorn. Geol. Arg., An., II: 103-136, Buenos Aires.
- HERBST, R., 1969. *Nota sobre la geología de Corrientes*. IV^o Jorn. Geol. Arg., Actas, 3: 87-95, Buenos Aires.
- , 1971. *Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 221-243, Buenos Aires.
- , *Consideraciones estratigráficas y litológicas sobre la Formación Fray Bentos (Oligoceno inferior-medio) de Argentina, con especial referencia de Argentina y Uruguay*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (1): 308-317, Buenos Aires.
- , J. N. SANTA CRUZ y L. L. ZABERT, 1976. *Avances en el conocimiento de la estratigrafía de la mesopotamia argentina, con especial referencia a la provincia de Corrientes*. Asoc. Cs. Nat. Litoral, Rev., 7: 101-121, Santa Fe.
- , 1985. *Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes*. D'Orbignyana, 2, Corrientes.
- HERNANDEZ, M. A., M. F. FILI, M. B. AUGE y J. H. CECI, 1979. *Geohidrología de los acuíferos profundos de la provincia de Buenos Aires*. VI^o Congr. Geol. Arg., Actas, II: 479-500, Buenos Aires.
- IRIONDO, M. H., 1973. *Análisis ambiental de la Formación Paraná en su área tipo*. Asoc. Geol. Córdoba, Rev., 2, Córdoba.
- , 1980. *El Cuaternario de Entre Ríos*. Asoc. Cienc. Nat. Litoral, Rev., II: 125-144, Santa Fe.
- y E. D. RODRIGUEZ, 1973. *Algunas características sedimentológicas de la Formación Ituzaingó entre La Paz y Brugo, Entre Ríos*. V^o Congr. Geol. Arg., Actas, I, Buenos Aires.
- , R. N. TARDIVO y C. N. CERUTI, 1985. *Geomorfología y Cuaternario del tramo inferior del Arroyo Feliciano (Entre Ríos, Argentina)*. Asoc. Cienc. Nat. Litoral, Rev., 16 (2): 149-156, Santa Fe.

O. C. Tujchneider y M. F. Fili

- PADULA, E., 1972. *Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes*. En: *Geología Regional Argentina*. Iº Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- y A. MINGRAMM, 1968. *Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranense*. IIIº Jom. Geol. Arg., Actas, I: 291-331, Buenos Aires.
- RUSSO, A., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1979. *Llanura Chaco Pampeana*. En: *Geología de la República Argentina*. IIº Simp. Acad. Nac. Cienc., I: 139-183, Córdoba.
- SALA, J. M., 1969. *El agua subterránea al nordeste de la provincia de Buenos Aires*. En: *Relatorio: Reunión sobre la geología del agua subterránea de la provincia de Buenos Aires*. C.I.C.: 25-49, La Plata.
- SANTA CRUZ, J. N., 1981. *Bases hidrogeológicas generales de la provincia de Corrientes*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 231-242, San Luis.
- STAPPENBECK, R., 1926. *Geologie und Grundwasserkunde der Pampa*. Stuttgart, Alemania.
- TUJCHNEIDER, O. C. y M. F. FILI, 1983. *Aspectos geohidrológicos del noroeste de la provincia de Entre Ríos*. XIº Congr. Nac. del Agua: Tomo Aguas Subterráneas: 71-83, Córdoba.
- YRIGOYEN, M., 1975. *Geología del Subsuelo y Plataforma Continental*. En: *Relatorio: Geología de la provincia de Buenos Aires*. VIº Congr. Geol. Arg., 139-168, Buenos Aires.

Recibido: 12 de noviembre, 1986

Aceptado: 3 de mayo, 1988

OFELIA C. TUJCHNEIDER

CONICET
Universidad Nacional del Litoral
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
CC 495, 3000 Santa Fe

MARIO F. FILI

Universidad Nacional del Litoral
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
CC 495, 3000 Santa Fe

PETROGRAFIA Y PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS CRETACICAS SUPERIORES DE LA CUENCA AUSTRAL ARGENTINA

Marcelo J. Manassero

RESUMEN

Se analiza la petrología sedimentaria de la secuencia cretácica superior de la Cuenca Austral en base a observaciones de campo, mineralogía y análisis modal de areniscas en corte delgado. Se cuantifica de esta forma, la cantidad de material proveniente del cratón versus el de la cordillera emergente a través del estudio de 116 muestras de arenisca del sector comprendido entre el Lago Argentino al norte y la localidad de Río Turbio al sur. Estas areniscas provinieron de un orógeno reciclado (Formación La Anita) con una fuente probable ubicada al norte y noreste del área de estudio; y de un arco magmático (Formaciones Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea) con una fuente probable al oeste de la misma área.

El análisis modal de las areniscas muestra a) un incremento en plagioclasa y fragmentos volcánicos hacia el techo de la Formación Calafate, b) aumento relativo de fragmentos volcánicos y feldespato de potasio de norte a sur, dentro de la Formación Cerro Cazador; y c) una gran abundancia de cuarzo en las petrofacies de la Formación La Anita.

El cambio composicional de la Formación La Anita a la Formación Calafate suprayacente, puede ser atribuido a un magmatismo coetáneo que se incrementa de sur a norte durante el intervalo Campaniano-Maastrichtiano, a un cambio en las áreas de aporte y direcciones de transporte de los sedimentos en la cuenca de norte-sur a oeste-este, o bien a una combinación de ambos procesos.

La presencia de abundantes fragmentos de plagioclasa cuhedral junto con horizontes tobáceos hacia el techo de la Formación La Anita y en la Formación Calafate indica un magmatismo activo en el área de Lago Argentino hacia el límite Cretácico-Terciario.

Los más altos valores de porosidad están restringidos a las areniscas del Miembro Cachorro de la Formación La Anita.

ABSTRACT

The sedimentary petrology of the Upper Cretaceous sequence of the Austral Basin (Argentina) is analysed on the basis of field observations, sandstone mineralogy and modal analysis. The relative amounts of material coming from the craton versus the material coming from the emerging Andean Cordillera is estimated through the study of 116 sandstone samples from the area between Lago Argentino and Río Turbio. These samples show a recycled orogen provenance (La Anita Formation) with a probable source to the north and northeast of the study area, and a magmatic arc provenance (Calafate, Cerro Cazador and Cerro Dorotea formations) with a probable source to west of this area.

The modal analysis of the sandstones show: a) an increase in plagioclase and volcanic rock fragments towards the top of the Calafate Formation, b) an increase in volcanic rock fragments and K-feldspar from north to the south, in the Cerro Cazador Formation, and c) abundance of quartz in the La Anita Formation petrofacies.

The compositional change from the La Anita to the overlying Calafate Formation can be explained by a coeval magmatism increasing from south to north during the Campanian-Maastrichtian, by a change in the source areas and paleoflow directions of deposition from N-S to W-E or by a combination of both processes.

The presence of abundant euhedral plagioclase fragments, together with tuffaceous horizons in the uppermost La Anita and in the Calafate formation indicates that there was an active volcanism in the Lago Argentino area at approximately the K-T boundary.

The highest values of porosity are restricted to the sandstones of the Cachorro Member within the La Anita Formation.

INTRODUCCION

La Cuenca Austral o de Magallanes, con sedimentos jurásicos, cretácicos y terciarios, permanece aún como una de las cuencas menos exploradas del país.

La secuencia cretácica superior aflora hacia el oeste de la cuenca (figura 1) con escasa distorsión tectónica con rumbo paralelo a los principales lineamientos cordilleranos y buza-

miento aproximado de 16° hacia el este. Estas rocas están bien expuestas en el sector sur del Lago Argentino (secciones 1, 2 y 3) y a lo largo del límite Argentino Chileno hasta la localidad de Río Turbio (secciones 4, 5 y 6), ambas áreas pueden ser contrastadas por sus diferencias litofaciales.

Este estudio se concentra en las mencionadas áreas donde las secciones relevadas son equidistantes pues el objetivo fue detectar los

cambios composicionales y tendencias de norte a sur y de base a techo de estas secuencias del Cretácico superior. Las variaciones en la composición de las areniscas en espacio y tiempo han permitido realizar inferencias acerca de la evolución tectosedimentaria y caracterizar a las áreas de aporte de la cuenca durante el Cretácico tardío.

Un total de 116 muestras de las formaciones La Anita (50), Calafate (13), Cerro Cazador (44) y Cerro Dorotea (9) fueron examinadas petrográficamente con un conteo de 400 puntos por corte delgado, reconociendo los minerales presentes. El intervalo de muestreo no es constante debido a los diferentes espesores de pelitas intercaladas y a la cubierta moderna.

En el estudio petrográfico de estas areniscas,

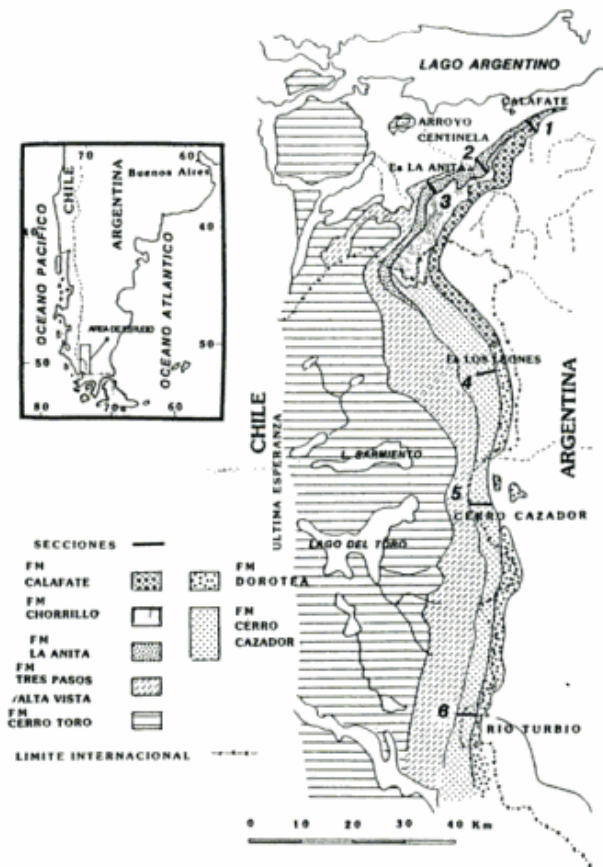


Figura 1: Mapa geológico del sector sur del Lago Argentino que muestra la posición relativa de las secciones relevadas.

muestreadas en las seis secciones relevadas, se estimó el tamaño de grano, la porosidad y el porcentaje de matriz. Los datos del análisis modal se representaron en gráficos verticales y diagramas ternarios de composición.

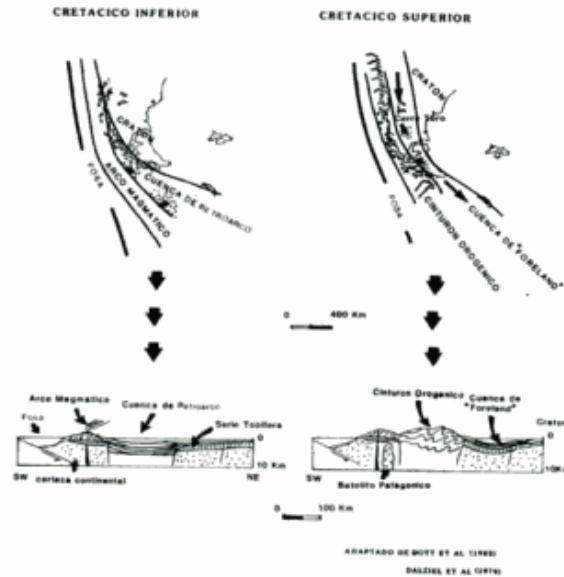


Figura 2: Evolución geotectónica esquemática de la Cuenca Austral durante el Cretácico.

MARCO TECTONICO

Durante el Cretácico inferior (figura 2), se depositaron en una cuenca de retroarco -"backarc"- (Dalziel, 1974, 1979, 1981; Bruhn, 1979; Winslow, 1980, 1981, 1982), turbiditas en un ambiente marino profundo; durante el Cretácico superior esta sedimentación se continuó (Formaciones Cerro Toro, Tres Pasos y Alta Vista) progradando a una sedimentación de carácter deltaica, fluvial y marina somera (Formaciones La Anita, Chorrillo, Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea) en una cuenca de antepaís -(*Foreland*)- (Dalziel *et al.*, 1979; Dott *et al.*, 1982). Estas últimas unidades deltaicas y litorales son las descritas en el presente trabajo.

ESTRATIGRAFIA

Luego del trabajo inicial de Feruglio (1938, 1944, 1949) se han propuesto varias subdivisiones para la secuencia cretácica superior campaniana-maastrichtiana (figura 3).

La correlación regional de las secciones relevadas se muestra en la figura 4. Si bien existe un acuerdo general acerca de estos límites, aún hay diferencias debido a las distintas interpretaciones faciales; por ej. contactos Chorrillo-La Anita (Riccardi y Rolleri, 1980), Formación Río Guanaco (Nullo *et al.*, 1981) y contacto Chorrillo-Calafate (Arbe y Hechem, 1984).

Esta última relación de contacto entre las formaciones Chorrillo y Calafate ha sido definida de diferentes maneras, Arbe y Hechem (1984) postulan un contacto interdigitado (figura 3) y reconocen en la secuencia Cretácica superior varios ciclos depositacionales controlados por las fluctuaciones del nivel del mar, que se desarrollaron en ambientes continentales y marinos someros. Para Feruglio (1949) y Furque (1973), este contacto es concordante, en tanto que para Russo y Flores (1972) el contacto es mediante una discordancia erosiva en la base de la Formación Calafate sobre la base de la variación de espesores de las unidades infra-yacentes, ausencia de amonites y presencia de conglomerados basales de gran madurez textural.

En este trabajo, las unidades litoestratigráficas se discriminaron teniendo en cuenta la evolución de los paleoambientes de depositación, y se postula la existencia de una discordancia regional en la base de la Formación Calafate siguiendo el criterio de Russo y Flores (1972) y Di Benedetto (1973) evidente por:

1) Diferente extensión paleogeográfica de las formaciones Chorrillo y Calafate y la relación de angularidad entre ambas unidades (Maccellari, Barrio y Manassero, 1988).

2) Brusco cambio de las facies continentales de las formaciones La Anita (Miembro La Irene) y Chorrillo a las facies marinas de la Formación Calafate.

3) Cambio composicional de las areniscas de la Formación La Anita a las areniscas de la Formación Calafate.

DESCRIPCION DE LAS UNIDADES FORMACIONALES ESTUDIADAS

Formación La Anita: esta unidad se compone de areniscas finas a gruesas de colores blanquecinos a grises con intercalaciones de pelitas y lentes de conglomerados. Está bien representada en el sector sur del Lago Argentino, especialmente en las localidades de la Estancia La Anita y Arroyo Centinela (secciones 3 y 2 respectivamente en figura 1). Hacia el este, en el Cerro Calafate (sección 1), sólo aflora la parte superior de esta unidad. En la sección 3, posee 480 m de espesor y suprayace a las turbiditas de la Formación Alta Vista. Es cubierta en concordancia por la Formación Chorrillo.

En las Barrancas de La Anita, los miembros Cachorro y La Irene de esta formación se encuentran muy bien representados. El Miembro Cachorro con 380 m de espesor, se compone de areniscas macizas y entrecruzadas que forman cuerpos lenticulares y que presentan abundantes trazas fósiles y restos plantíferos, estos cuerpos que se interpretan como barras distributarias en un ambiente deltaico, se intercalan con depósitos mas finos de bahías asociadas.

El Miembro La Irene comprende 100 m conglomerados macizos y areniscas entrecruzadas que se disponen en ciclos granodecrecientes con base erosiva y con estructuras de corte y relleno típicas de un ambiente fluvial. La composición modal de los conglomerados muestra una gran abundancia (45 %) de clastos provenientes

	FERUGLIO (1944)	FURQUE (1973)	RICCARDI AND ROLLER (1980)	NULLO ET AL (1981)	ARBE ET AL (1984)	ESTE ESTUDIO	
						LAGO ARGENTINO	CERRO CAZADOR Y RIO TURBIO
MAA STRICHTIANO/TC	ESTRATOS DE CALAFATE	FM CALAFATE	FM MAN AIKE	FM CALAFATE	FM CALAFATE	FM CALAFATE	FM CERRO DOROTEA
	ESTRATOS DEL CHORRILLO	FM CHORRILLO	FM PARIAIKE	FM CHORRILLO	FM CHORRILLO	FM CHORRILLO	FM CERRO CAZADOR
CAMPARIANO	ESTRATOS DE LA ANITA	FM ANITA	FM LA ANITA	FM ANITA	FM CERRO FORTALEZA FM ANITA	FM ANITA	
	COMPLEJO ARCILLO-FTANITICO (parte superior)	FM LAS HAYAS Miembro Alta Vista	FM CERRO TORO (parte superior)	FM RIO GUANACO (parte superior)	FM ALTA VISTA	FM ALTA VISTA	FM TRES PASOS

FM CERRO TORO

Figura 3: Cuadro estratigráfico del Cretácico superior en las áreas de Lago Argentino, Cerro Cazador y Río Turbio.

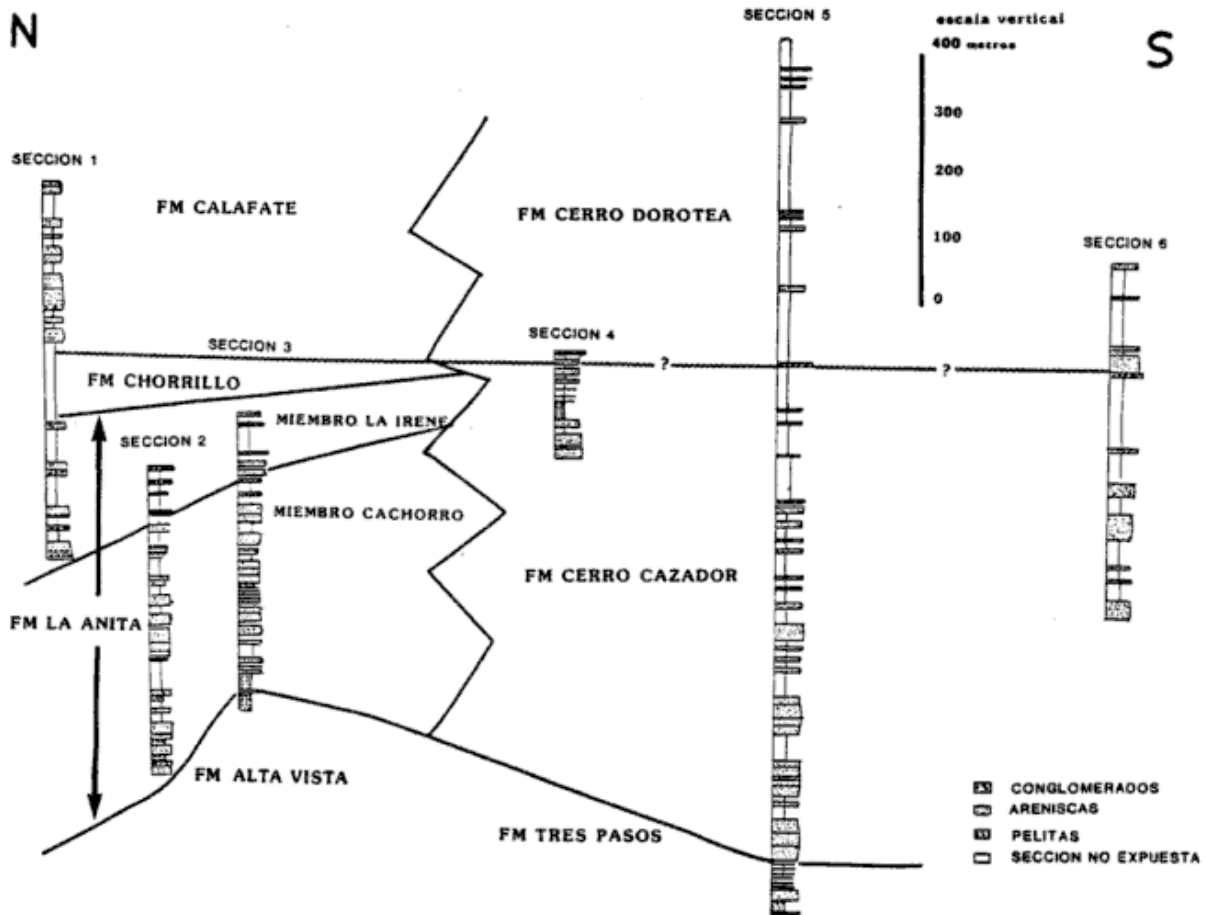


Figura 4: Correlación de las secciones relevadas a lo largo del margen occidental de la Cuenca Austral.

de rocas volcánicas ácidas. El tamaño medio de 7 cm sugiere una relativa proximidad de las áreas de aporte y una reactivación de las mismas con efusiones piroclásticas ya que hacia el techo de esta unidad hay intercalaciones tobáceas.

Hacia el sur la Formación La Anita se correlaciona con la Formación Cerro Cazador.

Formación Chorrillo: esta unidad suprayace a la Formación La Anita en el sector sur del Lago Argentino y comprende 200 m de pelitas continentales con intercalaciones de areniscas y lentes de conglomerados (Arbe y Hechem, 1984).

La Formación Chorrillo se acuña hacia el este, y en el Cerro Calafate está representada sólo por 50 m pobremente expuestos. Esta unidad se correlaciona con el techo de la Formación Cerro Cazador y no ha sido muestreada en este estudio.

Formación Calafate: su sección tipo aflora en el sector sur del Lago Argentino y comprende 290 m de areniscas grises y verdosas con

intercalaciones de pelitas y lentes conglomerádicos. Las areniscas presentan estratificación entrecruzada y hacia el techo de la unidad, horizontes de coquinas con abundante fauna de pecelípodos, gasterópodos y braquiópodos.

Estos sedimentos fueron depositados en un ambiente marino somero intermareal a submareal (Arbe y Hechem, 1984) marcando el reestablecimiento de condiciones de depositación marina durante el Cretácico tardío a Terciario temprano. La Formación Calafate se correlaciona con la Formación Cerro Dorotea aflorante al sur del área de estudio.

En el sector sur del área estudiada, las facies deltaicas, continentales y marinas de las unidades previamente mencionadas son reemplazadas por los sedimentos marinos proximales de las formaciones Cerro Cazador y Cerro Dorotea.

Formación Cerro Cazador: esta unidad estudiada en las secciones 4, 5 y 6 (figura 1) aflora a lo largo del límite Argentino-Chileno

SECCION 6

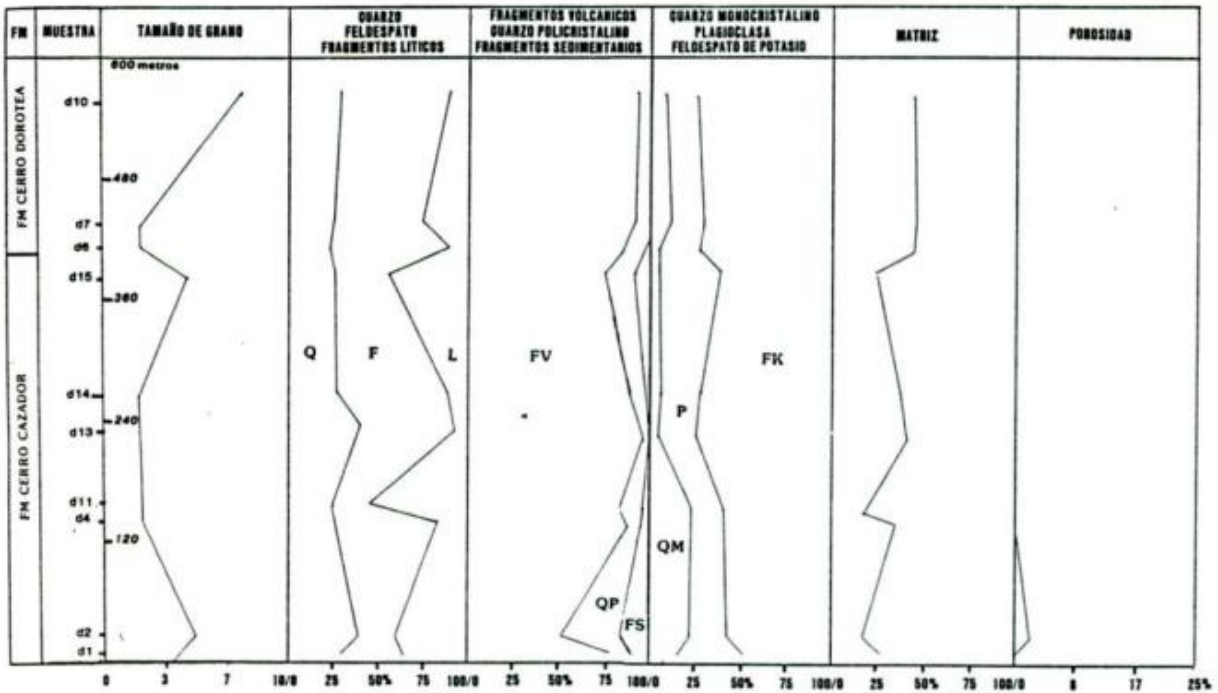


Figura 5: Diagrama que muestra la variación vertical de la composición de la Formación Cerro Cazador en una de las secciones estudiadas (sección 6). El tamaño de grano 0 corresponde al límite inferior de areniscas muy finas, el 10 al límite superior de areniscas muy gruesas

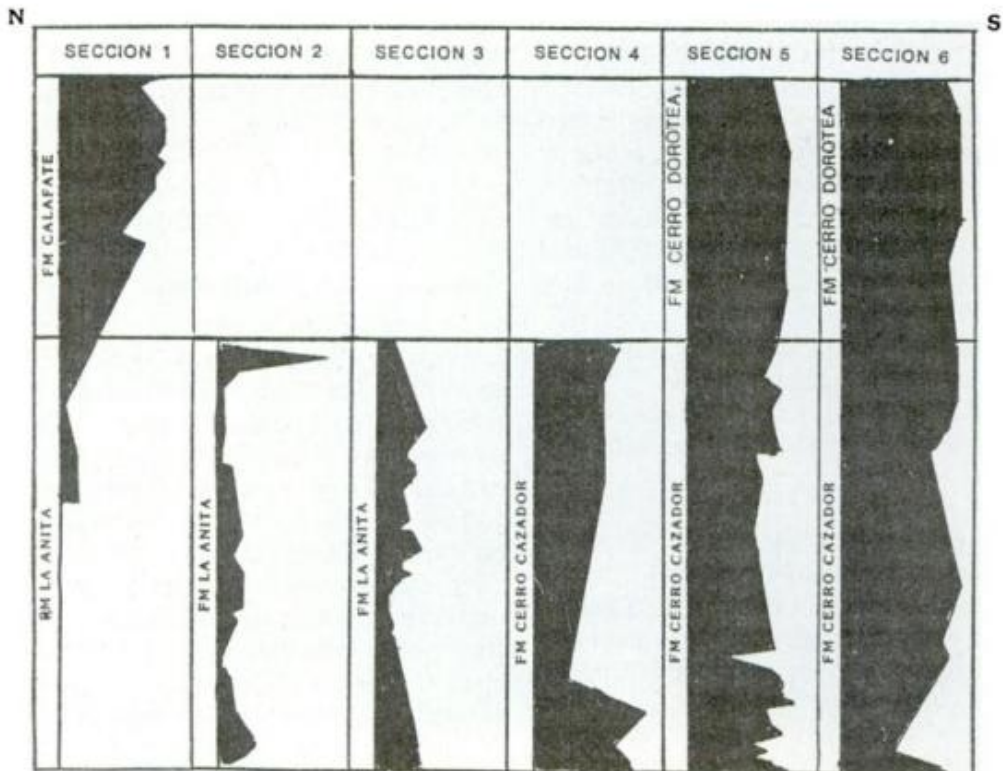


Figura 6: Incremento relativo de fragmentos volcánicos en las secciones relevadas, de norte a sur.

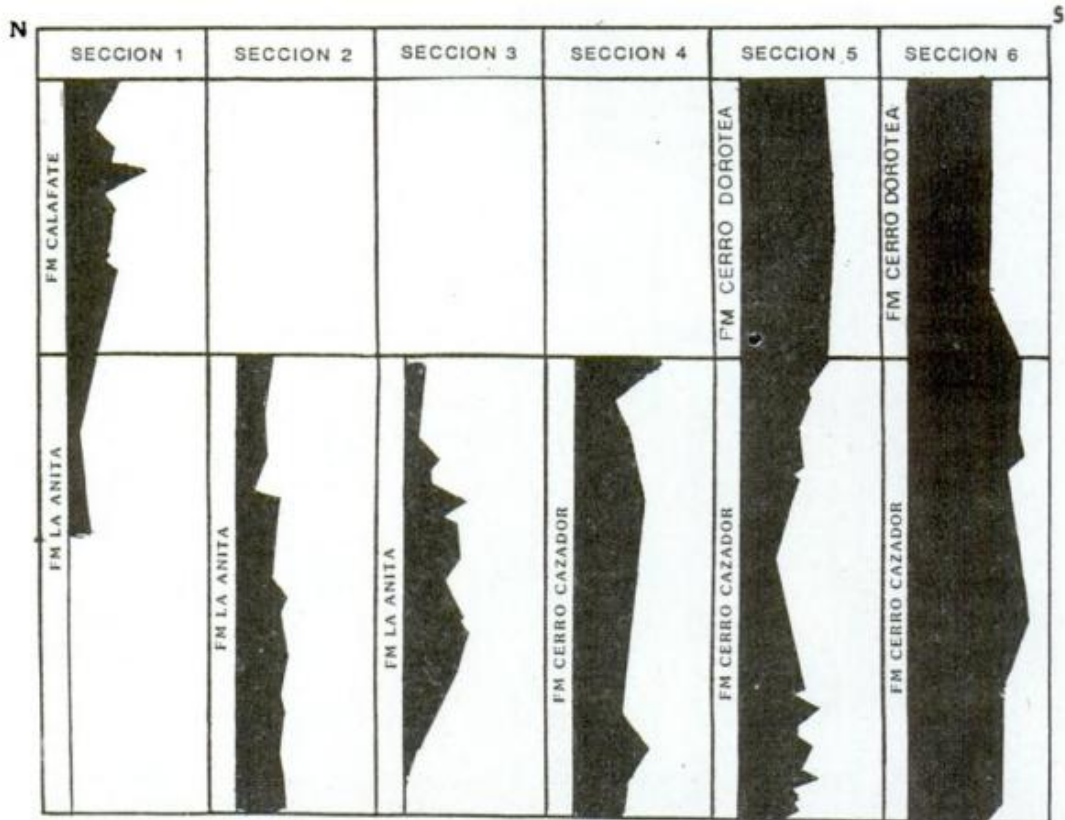


Figura 7: Incremento relativo de feldespato de potasio en las secciones relevadas, de norte a sur.

desde el Cerro Cazador al norte hasta la localidad de Río Turbio al sur, con rumbo norte-sur y buzamiento al este de 20° . Está compuesta por 900 m de areniscas verdosas finas a medianas macizas y entrecruzadas con intercalaciones de pelitas, calcáreos y conglomerados. Contiene abundantes cefalópodos, gasterópodos y pelecípodos que incluyen a la típica fauna de Lahillia Luisa (Feruglio, 1949; Hunicken, 1955; Riccardi y Rolleri, 1980; entre otros).

La Formación Cerro Cazador de edad campaniana-maastrichtiana (Hunicken, 1955, 1965; Riccardi y Rolleri, 1980) suprayace a la Formación Tres Pasos e infrayace a la Formación Cerro Dorotea.

Formación Cerro Dorotea: aflora desde la Sierra Contreras, el Cerro Cazador y Cancha Carrera al norte hasta la localidad de Río Turbio al sur y está compuesta por 550 m de areniscas laminadas grises y verdosas con intercalaciones de conglomerados con la fauna de *Ostrea rionegrensis*.

La Formación Cerro Dorotea de edad maastrichtiana-paleocena (Feruglio, 1938; Hunicken,

1955; Freile, 1972) suprayace a las facies marinas de la Formación Cerro Cazador e infrayace a los sedimentos continentales de la Formación Río Turbio; hacia el norte se la correlaciona con la Formación Calafate.

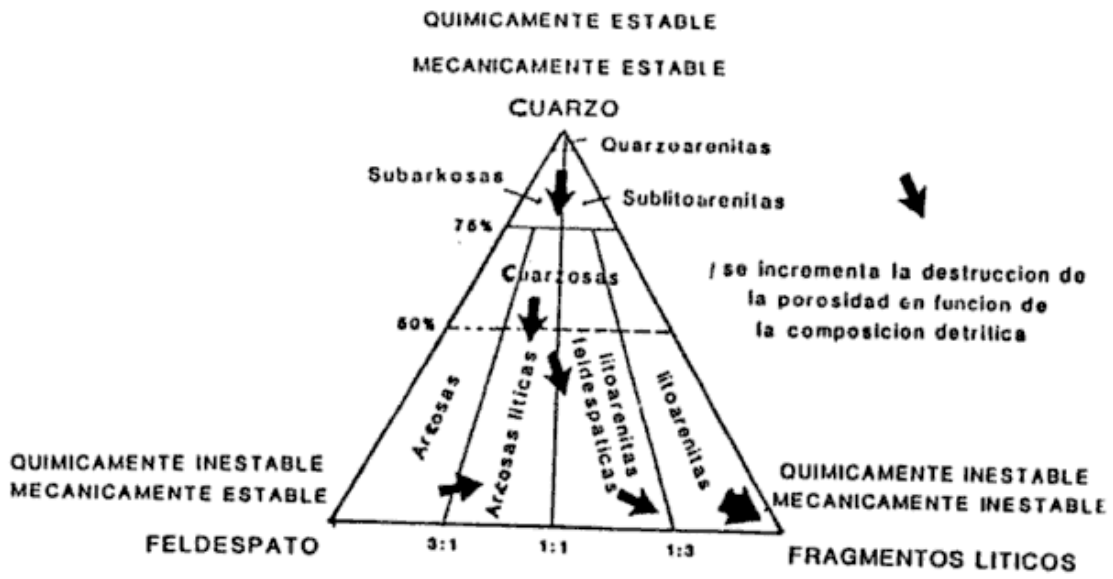
PETROGRAFIA DE ARENISCAS

Constituyentes principales

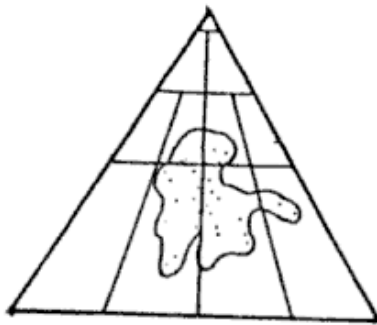
Los minerales reconocidos son: cuarzo en sus variantes monocristalino, policristalino (metamórfico), volcánico, microcristalino o "chert"; feldespatos incluyendo a la plagioclasa (andesina An₃₃ dominante determinada por el método de Michel Levy) mayormente derivada de rocas andesíticas, y al feldespato de potasio (microclino escaso). Entre los clastos líticos se identificaron fragmentos de andesita que presentan tablas de plagioclasa en una pasta microcristalina; fragmentos sedimentarios como "chert" e intraclastos de arcilla; y metamórficos que incluyen al cuarzo policristalino, a líticos de esquistos y de filitas micáceas.

Como minerales secundarios se identificó a la calcita como cemento, a la sericita y la clorita

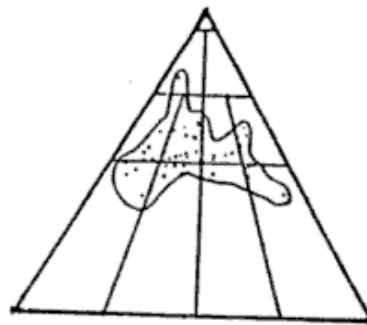
CLASIFICACION DE ARENISCAS SEGUN FOLK (1968)
 POLOS DE ESTABILIDAD ADAPTADOS SEGUN HAYES (1979)



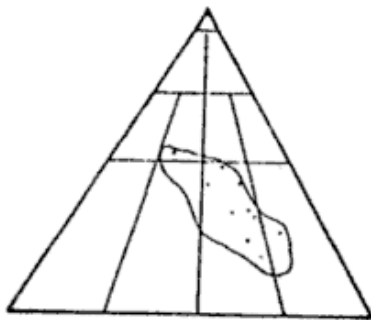
FM TRES PASOS



FM LA ANITA



FM CALAFATE



FM CERRO CAZADOR

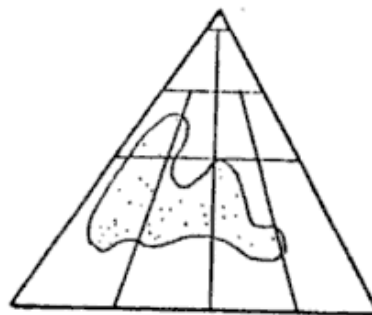


Figura 8: Clasificación de areniscas, madurez y porosidad.

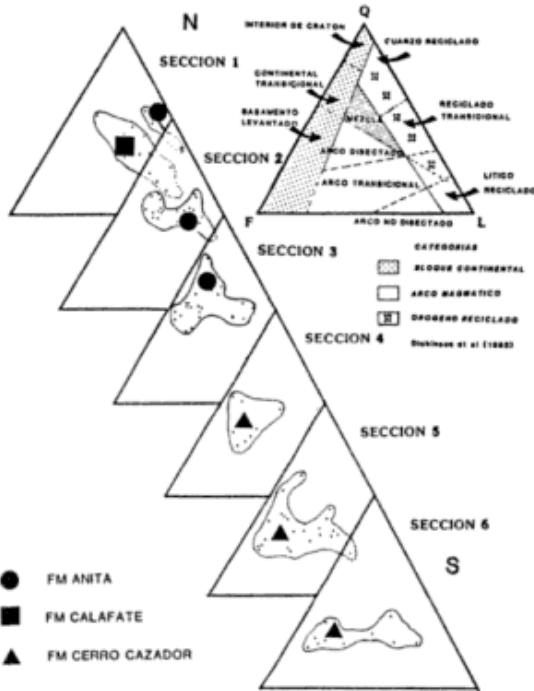


Figura 9: Secuencia de triángulos Cuarzo-Feldespato-Líticos (Q-F-L) de norte a sur.

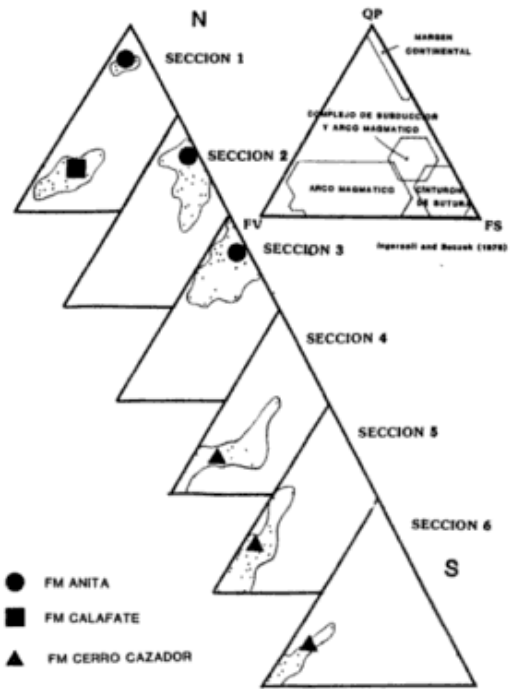


Figura 10: Secuencia de triángulos Cuarzo Policristalino-Fragmentos Volcánicos-Fragmentos Sedimentarios (QP-FV-FS) de norte a sur.

como producto de alteración y en algunos casos, a los argilominerales, no sólo como producto de alteración sino también de origen detrítico.

Resultados

Los datos obtenidos mediante el conteo de puntos fueron utilizados para establecer los porcentajes de los constituyentes principales, matriz, cemento y porosidad (figura 5). Estos resultados se representaron en gráficos verticales y en diagramas ternarios (figuras 6, 7, 8, 9, 10 y 11) para clasificar y mostrar la evolución composicional de las areniscas de las secuencias estudiadas tanto de base a techo como de norte a sur. Dos gráficos verticales simplificados se presentan aquí para mostrar el incremento relativo de fragmentos volcánicos y feldespato de K en las secciones de norte a sur (figuras 6 y 7). Los valores de porosidad obtenidos a través del conteo de puntos en el corte delgado alcanzan valores de 14 % sólo dentro de la Formación La Anita, siendo mucho menores en las demás unidades.

Las tendencias composicionales en la transecta norte-sur se representan con tres series de

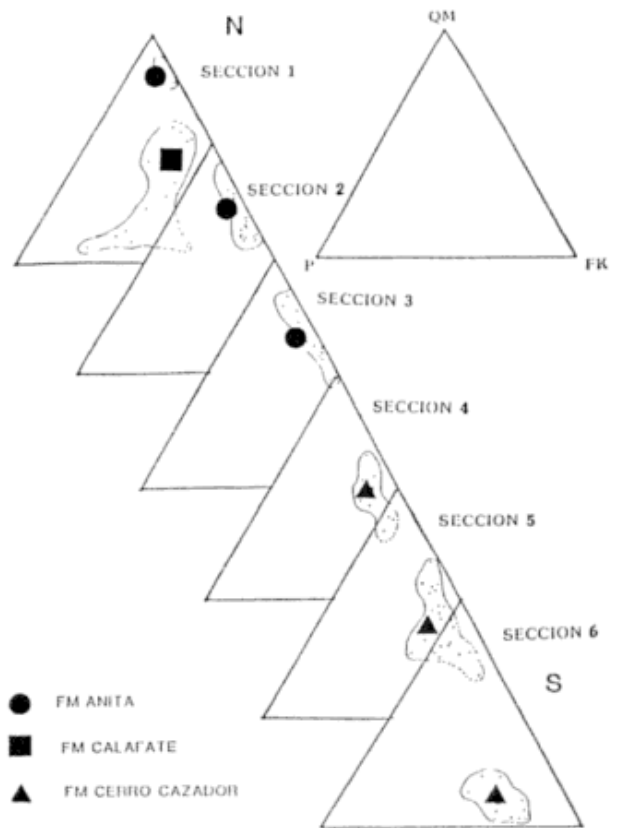


Figura 11: Secuencia de triángulos Cuarzo Monocristalino-Plagioclasa-Feldespato de K (QM-P-FK) de norte a sur.

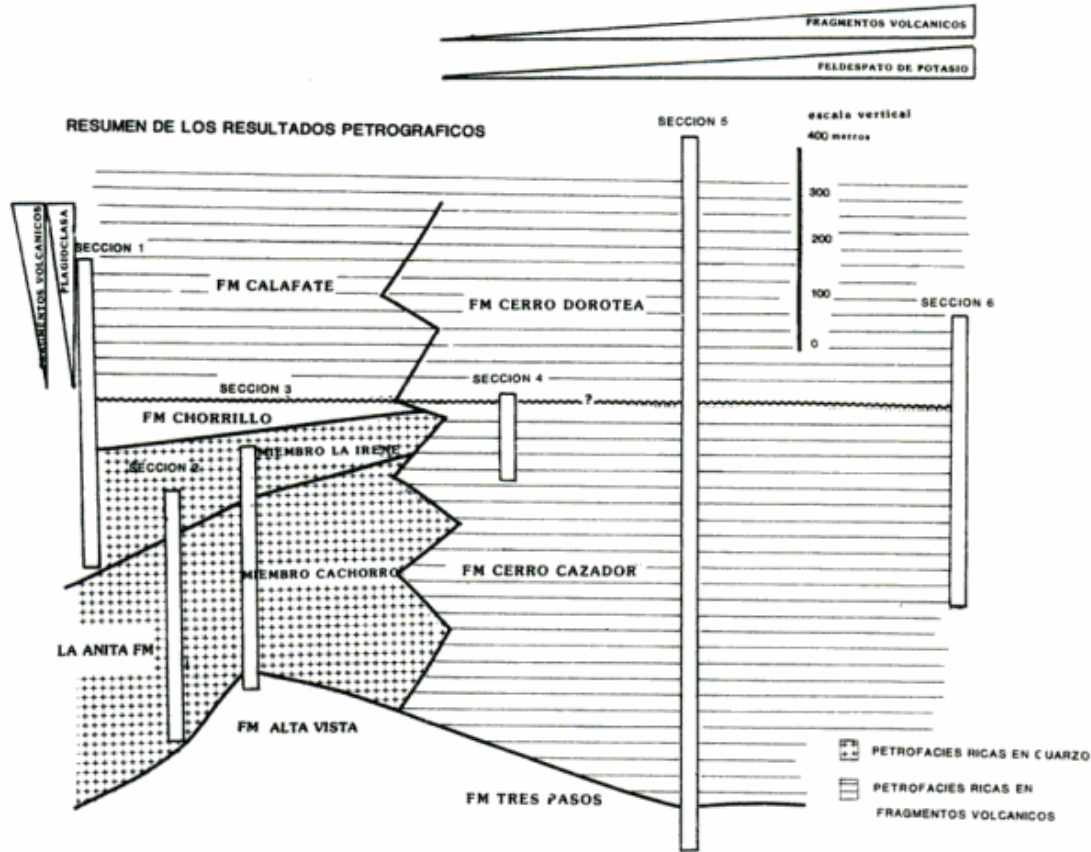


Figura 12: Resumen de los resultados petrográficos: tendencias y distribución de las petrofacies en tiempo y espacio.

diagramas ternarios según Dickinson *et al.* (1979, 1983) e Ingersoll y Suczek (1979).

Las areniscas consideradas en este estudio junto con las de la Formación Tres Pasos, subyacentes a la Formación Cerro Cazador en territorio chileno, estudiadas por Smith (1977), han sido clasificadas según Folk (1968) con los polos de estabilidad sugeridos por Hayes (1979) en la figura 8.

Los diagramas verticales y triangulares muestran que las formaciones Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea son ricas en fragmentos volcánicos mientras que la Formación La Anita lo es en cuarzo.

Los triángulos Cuarzo-Feldespato-Líticos (Q-F-L) en la figura 9, muestran un fuerte agrupamiento de muestras para la Formación La Anita en el campo de orógeno reciclado, mientras que las formaciones Calafate y Cerro Cazador tienen procedencia de arco magmático.

Los triángulos Cuarzo Policristalino-Fragmentos Volcánicos-Fragmentos Sedimentarios (QP-FV-FS) en figura 10, muestran un agrupamiento de las muestras de la Formación La Ani-

ta en el campo de margen continental u orógeno estable mientras que las muestras de las formaciones Calafate y Cerro Cazador se agrupan, nuevamente en el campo de arco magmático.

Finalmente los triángulos Cuarzo monocristalino-Plagioclasa-Feldespato de potasio (QM-P-FK) en la figura 11, muestran un agrupamiento de las muestras de la Formación La Anita hacia el polo de cuarzo monocristalino, gran dispersión para las muestras de la Formación Calafate y un incremento en FK hacia el sur dentro de la Formación Cerro Cazador.

Se verifica un incremento relativo de fragmentos volcánicos y feldespato de potasio de norte a sur dentro de la Formación Cerro Cazador y un incremento de fragmentos volcánicos y plagioclasa de base a techo dentro de la Formación Calafate (figura 12).

PROCEDENCIA

Los sedimentos de las formaciones La Anita, Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea sugie-

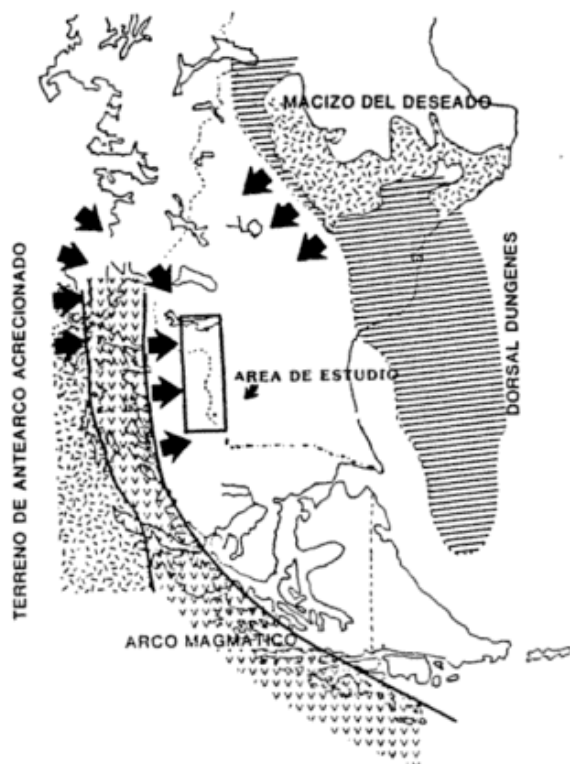


Figura 13: Probables áreas de aporte para las petrofacies de las formaciones La Anita, Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea.

ren fuentes de aporte ígnea, metamórfica y sedimentaria.

Si bien las estructuras sedimentarias direccionales constituyen un excelente medio para determinar procedencia, en este estudio no se cuenta con un número estadísticamente significativo de mediciones para todas las unidades mencionadas. Además, las mediciones realizadas muestran una considerable dispersión que impide realizar mayores inferencias. A pesar de esto, considerando las características composicionales de las petrofacies estudiadas (figuras 13 y 14) podemos establecer dos fuentes posibles para la Formación La Anita:

1) A partir de terrenos paleozoicos aflorantes a lo largo del margen occidental de Chile, compuestos por rocas sedimentarias como pelitas, areniscas, conglomerados, calcáreos y cherts, rocas volcánicas entre las que se describen basaltos y riolitas, y rocas metamórficas como cuarcitas, esquistos, gneises y anfibolitas.

2) A partir del Macizo del Deseado, extensa anteclisa de extensión regional en la Patagonia extra andina ubicada a 400 km hacia el noreste del área de estudio, con un basamento paleozoico inferior compuesto por rocas metamórficas, cuarzosas y micáceas seguidas por rocas erupti-

vas y cubiertas en discordancia por sedimentos carbónicos y triásicos.

Ambos terrenos presentan los tipos de roca apropiadas para generar esta petrofacies, pero en el último caso debemos considerar una mayor distancia de transporte. La fuente de aporte probable para las formaciones Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea es el arco magmático que se ubicaba al oeste de la cuenca, y la Serie Tobífera, con rocas volcánicas de composición riolítica hasta andesítica que fueron exponiéndose por el levantamiento cordillerano.

Para entender la evolución geológica del área estudiada, debemos considerar la distribución espacial y temporal de estas petrofacies. Las facies de La Anita (orógeno reciclado) y Cerro Cazador (arco magmático) son equivalentes en el tiempo a pesar de sus diferencias en composición. Posteriormente, se desarrolla, en el sector del Lago Argentino, una facies (Formación Calafate) que es similar a las facies del Cerro Cazador y Cerro Dorotea. Este cambio admite tres explicaciones posibles:

1) El magmatismo al oeste del área de estudio migró de sur a norte durante la depositación de las formaciones Cerro Cazador y Calafate, en este caso, la aparición de las petrofacies volcánicas de la Formación Calafate implica un cambio en las fuentes de aporte desde un orógeno (Formación La Anita) a un arco magmático a la vez que un cambio en el paleoflujo deposicional de norte-sur a oeste-este debido al cambio de la paleopendiente regional causado por el levantamiento andino. Este cambio se insinúa también con la aparición de conglomerados ricos en clastos de origen volcánico e intercalaciones piroclásticas hacia el techo de la Formación La Anita (Miembro La Irene) como preludeo del tectonismo cordillerano hacia el oeste con el cambio subsecuente en las áreas de aporte.

2) Si el magmatismo no hubiese cambiado durante la depositación de las unidades estudiadas, las características de la sedimentación pudieron estar controladas por la distribución regional de las rocas generadoras. Así, la presencia de un arco magmático disectado y/u orógeno al norte del área de estudio habría suministrado material para las petrofacies de la Formación La Anita mientras que hacia el sudoeste el aporte se habría dado por la casi exclusiva erosión de terrenos volcánicos (arco magmático no disectado más volcanitas Jurásicas de la Serie Tobífera. Vale agregar que el in-

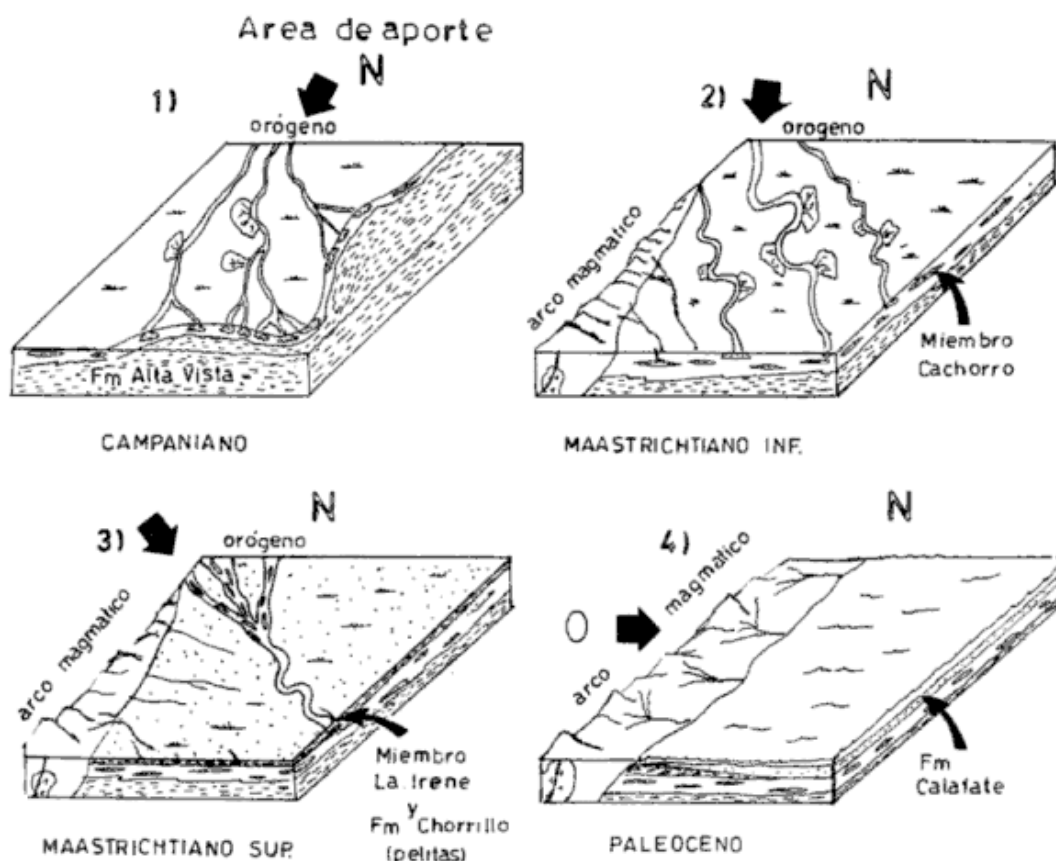


Figura 14: Cambio del área de aporte en el sector norte del área de estudio durante el Cretácico superior.

cremento de feldespato de K hacia el sur, dentro de la Formación Cerro Cazador puede explicarse por un suministro mayor de sedimentos provenientes de rocas volcánicas ácidas de la Serie Tobífera expuestas y erosionadas en el sector cordillerano ubicado al sudoeste.

3) Una combinación de los procesos mencionados en 1) y 2).

CONCLUSIONES

Dos petrofacies distintas han sido reconocidas, una de proveniencia a partir de un orógeno reciclado para la Formación La Anita y la otra proveniente de un arco magmático para las formaciones Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea.

Se han hallado tendencias composicionales al incremento de fragmentos volcánicos y plagioclasa hacia el techo de la Formación Calafate. Dentro de la Formación Cerro Cazador, se advierte incremento de fragmentos volcánicos y feldespato de K desde el norte

hacia el sur del área estudiada.

Estas petrofacies y tendencias han sido reconocidas dentro del marco regional y geotectónico como indicativas de un mayor aporte de detritos andesíticos y riolíticos provenientes del arco magmático en el sur durante la deposición de la Formación Cerro Cazador. Gradualmente este aporte se extendió hacia el norte, durante el Maastrichtiano, donde hasta entonces prevalecían los sedimentos provenientes de un orógeno. La aparición de las petrofacies de la Formación Calafate marca un cambio de fuentes de aporte y de paleoflujo de deposición, posiblemente causado por el levantamiento de la cordillera. Este levantamiento que expuso rocas del arco magmático en el sector norte del área estudiada, fue precedido por pulsos de conglomerados ricos en clastos de origen volcánico ácido y areniscas con intercalaciones piroclásticas en el techo de la Formación La Anita.

Los valores más altos de porosidad intergranular (hasta 14 %) fueron detectados en la For-

mación La Anita, en especial en los cuerpos arenosos del Miembro Cachorro.

Los datos de paleocorrientes no fueron concluyentes por la falta de un número estadísticamente significativo de mediciones y por su dispersión, pero considerando la composición de las petrofacies descritas se pueden asignar las siguientes fuentes de aporte: para la Formación La Anita, un terreno paleozoico acrecionado hacia el oeste y/o el Macizo del Deseado al noreste; para las formaciones Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea, el arco magmático que se ubica al oeste.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue realizado con la ayuda económica del National Science Foundation (subsidio EAR 84-18145) y de la Universidad de Carolina del Sur (USA) como parte del programa de estudios de Master seguido por el autor, parte de los datos han sido obtenidos en el Centro de Investigaciones Geológicas UNLP-CONICET. Se agradece en especial la valiosa ayuda prestada y sugerencias de los doctores Carlos Macellari, Alan Nairn, Robert Ehrlich y Claudio Barrio; y al doctor Luis Spalletti por la lectura crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARBE, H. A. y J. J. HECHER, 1984. *Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz*. IX^o Congr. Geol. Arg., Actas, VII, 124-158, Buenos Aires.
- BRUHN, R. L., 1979. *Rock structures formed during back arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego*. Geol. Soc. Am., Bull., part 1, v.90: 998-1012.
- DALZIEL, I. W. D., 1981. *Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. A: 319-335.
- y K. F. PALMER, 1979. *Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes*. GSA Bull., 90: 259-280.
- , M. J. DE WIT y K. F. PALMER, 1974. *A fossil marginal basin in the southern Andes*. Nature, 250: 291-294.
- DI BENEDETTO, H. J., 1973. *Informe geológico zona sur Lago Argentino*. Y.P.F., (inéd.), Buenos Aires.
- DICKINSON, W. R. y C. A. SUCZEK, 1979. *Plate tectonics and sandstone composition*. AAPG Bull., 63: 2164-2182.
- , L. S. BEARD, G. R. BRAKENRIDGE, J. L. ERJAVEC, R. C. FERGUSON, K. F. INMAN, R. A. KNEPP, F. A. LINDBERG y P. T. RYBERG, 1983. *Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*. Geol. Soc. Am., Bull., 94: 222-235.
- DOTT, R. M. Jr., F. D. WINN Jr. y C. M. L. SMITH, 1982. *Relationship of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc*. En: E. Craddock (ed.) *Antarctic Geoscience*. Univ. Wisconsin Press, 193-203, Madison.
- FERUGLIO, E., 1938. *El Cretáceo superior del Lago San Martín y de las regiones adyacentes*. Rev. Physis, 12: 293-342, Buenos Aires.
- , 1944. *Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia)*. Acad. Nac. Cienc., Bol., 37 (1): 3-255, Córdoba.
- , 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dir. Gen. Y.P.F., I, II, III.
- FOLK, R. L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*, Austin, Texas. Homphill Pub. Comp., 1-182.
- FREILE, C., 1972. *Estudio palinológico de la Formación Cerro Dorotea (Maastrichtiano-Paleoceno) de la provincia de Santa Cruz*. Mus. La Plata, Rev., 6 (Paleont. 38): 39-63.
- FURQUE, G., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol., 140, 1-51.
- HAYES, J. B., 1979. *Sandstone diagenesis, the hole truth*. En: P. a. Sholle and P. R. Schluger eds. *Aspects of diagenesis*. SEPM, 26:127-139.
- HUNICKEN, M., 1955. *Depósitos Neocretácicos y Terciarios del extremo SSW de Santa Cruz (cuenca carbonífera de Río Turbio)*. Rev. Inst. Nac. Invest. Cien. Nat., Bernardino Rivadavia, C. Geol., II (1): 1-161.
- INGERSOLL, R. V. y C. A. SUCZEK, 1979. *Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218*. Jour. Sed. Petrol., 49: 1217-1228.
- IÑIGUEZ, A. M. y D. D. DECASTELLI, 1984. *Mineralogía y diagénesis de arcillas de las formaciones Cretácico-Terciarias de la Cuenca Austral*. IX^o Congr. Geol. Arg., Actas, 3: 402-414, Buenos Aires.
- MACELLARI, C. E., C. A. BARRIO y M. J. MANASSERO, 1988. *Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile)*. (En prep.).
- MANASSERO, M. J. y C. E. MACELLARI, 1987. *Petrografía de La Cuenca Austral; Formación La Anita en el sector sur del Lago Argentino*. X^o Congr. Geol. Arg., San Miguel de Tucumán.
- , 1987. *Petrology of Late Cretaceous Sediments, western margin of the Austral Basin, Argentina*. Univ. of South Carolina, (Ms thesis), 1-130.
- NULLO, F., C. PROSERPIO y G. BLASCO DE NULLO, 1981. *Estratigrafía del Cretácico superior en el Cerro Indice y alrededores, provincia de Santa Cruz*. VIII^o Congr. Geol. Arg., Actas, III: 373-387.
- RICCARDI, A. C. y E. O. ROLLERI, 1980. *Cordillera Patagónica Austral*. En: II^o Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Ciencias, II: 1173-1306, Córdoba.
- RUSSO, A. y M. A. FLORES, 1972. *Patagonia Austral Extraandina*. En: A. F. Leanza. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 707-725, Córdoba.
- SMITH, C. H., 1977. *Sedimentology of the Late Cretaceous (Santonian-Maastrichtian) Tres Pasos Formation, Ultima Esperanza district, southern Chile*. Univ. of Wisconsin, (msc thesis), 1-126.
- WINSLOW, M. A., 1980. *Mesozoic and Cenozoic tectonics of the fold and thrust belt in southernmost South*

Asociación Geológica Argentina

America and stratigraphic history of the Cordilleran margin of the Magallanes Basin. Columbia Univ., (PhD dissertation), 1-254.

- WINSLOW, M. A., 1981. *Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America.* En: K. R. Mc Clay and N. J. Price (Eds.) *Thrust and Nappe Tectonics.* Geol. Soc. London, Spec. Pub., 9: 513-528.
- , 1982. *The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes.*

En: E. Craddock (Ed.) *Antarctic Geoscience.* Univ. of Wisconsin Press, 143-154, Madison.

Recibido: 28 de agosto, 1987

Aceptado: 30 de agosto, 1988

MARCELO J. MANASSERO

Centro de Investigaciones Geológicas
Calle 1 644
La Plata
CONICET

GEOLOGIA DE LA COMARCA DE BAHIA SLOGGETT, TERRITORIO NACIONAL DE LA TIERRA DEL FUEGO, ANTARTIDA E ISLAS DEL ATLANTICO SUR

Juan C. M. Zanettini y Eduardo D. Zappettini

RESUMEN

Se describe la geología de la comarca de Bahía Sloggett, situada en la Isla Grande de la Tierra del Fuego. La columna estratigráfica se compone de volcanitas jurásicas, parcialmente dinamometamorfizadas, y sedimentitas marinas cretácicas sobre las que, en discordancia, yacen acumulaciones marinas cretácico-terciarias y continentales del Terciario inferior; depósitos glaciarios pleistocenos y turbales y suelos holocenos cubren a las entidades más antiguas. La estructura de la comarca es el resultado de varias fases de deformación sucedidas durante el ciclo Andínico.

ABSTRACT

The geology of the Bahía Sloggett region, located in the Isla Grande de la Tierra del Fuego, is described. The stratigraphic sequence is composed by Jurassic volcanic rocks, partially dynamometamorphized, and Cretaceous marine sedimentary deposits on which, Cretaceous-Tertiary marine and Lower Tertiary continental accumulations unconformably lie; Pleistocene glacier deposits and Holocene peat bogs and soils cover the older entities. The structure of the region is the result of several phases of deformation occurred during the Andean cycle.

INTRODUCCION

El trabajo tiene por objetivo hacer conocer las características geológicas de la comarca de Bahía Sloggett reconocidas durante la ejecución de tareas de prospección minera llevadas a cabo por la Dirección General de Fabricaciones Militares por contrato con el gobierno del Territorio Nacional de la Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur.

La zona se halla situada en la costa de la Isla Grande de Tierra del Fuego, 130 km al este de la ciudad de Ushuaia. Por ser una comarca despoblada y carente de caminos para automotores el acceso a ella sólo es posible por vía marítima o con helicóptero.

Investigaciones anteriores

Caminos *et al.* (1981) presentaron una síntesis completa de los estudios geológicos y mineros desarrollados en la Tierra del Fuego desde el descubrimiento del Canal de Beagle por Fitz Roy en 1827. En esta contribución nos referiremos exclusivamente a los estudios geológicos en la comarca de Sloggett, los que fueron publicados por Furque (1966) y Caminos *et al.* (*op.*

cit.), mientras que a recursos minerales de la misma se refirieron las obras de Popper (1887 y 1891) y Penrose (1908), que hace alusión a placeres auríferos, Piatnitzky y Angelelli (1943), que dan información sobre el carbón presente en la Formación Sloggett, y más recientemente de la Subsecretaría de Minería de la Nación (1980) que realizó estudios tácticos sobre sedimentos de playa y de un sector con alteración hidrotermal.

GEOLOGIA

ESTRATIGRAFIA

En la geología de la bahía Sloggett participan rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas sobre las que yacen en discordancia sedimentitas terciarias y depósitos glaciarios cuaternarios. El conjunto se halla parcialmente cubierto por una espesa capa de turba y localmente se han desarrollado suelos sobre los que se implanta un bosque de lengas y ñires.

El cuadro estratigráfico sintetiza las características de las unidades expuestas en la comarca.

Asociación Geológica Argentina
CUADRO ESTRATIGRÁFICO

UNIDADES DE TIEMPO		UNIDADES LITOLÓGICAS	LITOLOGIA	ESP.
CUATERNARIO	HOLOCENO	Turba - suelos Depósitos de playa Depósitos aluviales Depósitos fluvioglaciares		3,50 m 4,00 m + 3,00 m 1,00 m
	PLEISTOCENO SUP	Depósitos glaciares		25,00 m
TERCIARIO	EOCENO	Formación Sloggett	Conglomerados, areniscas, fangolitas, mantos de carbón	+ 180 m
	PALEOCENO	Formación Punta Cactus	Conglomerados y areniscas	125 m
CRETACICO	MAASTRICHTIANO			
	INF.	Formación Yaghan	Grauvacas lutitas y calizas	+500 m
JURASICO		Volcanita Lemaire	Riolitas, volcanitas dinamometamorfizadas	

JURASICO

Volcanita Lemaire (Borello, 1969)

Corresponde a la unidad que Furque (*op. cit.*) denominó Lucio López. Sus afloramientos se ubican al este del río Lucio López constituyendo los montes del mismo nombre y las manifestaciones que, sobre la costa atlántica, integran el cerro Cutter, la Punta Cactus y la Barranca Blanca. Estos tres últimos afloramientos son incluidos por Furque en la Formación Yaghan y otro tanto hacen Caminos *et al.* (*op. cit.*) con el de Barranca Blanca.

La base no se observa y es cubierta en discordancia por las Formaciones Punta Cactus y Sloggett, como así también por depósitos glaciares.

En los cerros Cutter y Otero, en Punta Cactus y en las estribaciones del monte Lucio López, se halla compuesta por lavas ácidas de color gris blanquecino a gris mediano, con superficies rugosas y aspecto macizo. En Barran-

ca Blanca han sufrido una transformación a esquistos por dinamometamorfismo.

Son riolitas que en los cerros Cutter, Otero y otros, que marginan el valle del río Lucio López por el este, se presentan con textura porfírica, con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y escasos mafitos. El cuarzo se halla algo fracturado y con extinción ondulosa, distinguiéndose texturas de engolfamiento. El feldespato potásico es sanidina, algunos de cuyos cristales se encuentran parcialmente reabsorbidos por la pasta. En menor proporción hay albita, fresca en su mayor parte y localmente sericitizada, que presenta bordes con fenómenos de reabsorción. El mafito es biotita desferrizada y con gran cantidad de opacos dispuestos en los bordes y según el clivaje. La pasta es una mezcla de cuarzo y feldespato potásico microcristalinos, con escasa cantidad de sericita.

Se observa silicificación expresada por venillas de cuarzo blanco lechoso, de milímetros a 5 cm de espesor, y por lentes de calcedonia de textura fibroradial. Esta silicificación se localiza

en fracturas que responden a un incipiente brechamiento de la roca.

En Punta Cactus las volcanitas han sido afectadas por movimientos tectónicos que originaron la formación de una potente brecha de falla. La roca presenta color verde olivo oscuro y se encuentra intensamente fracturada, dando lugar localmente al desarrollo de lentes irregulares de diversa posición espacial formados por clastos angulosos de volcanita, de hasta 2 cm de diámetro, y harina de roca. En los planos de corrimiento internos ocurren cristales euhedrales de pirita, frescos a parcialmente oxidados, de los cuales derivan pátinas de oxidación de color rojo sangre a ocre.

Petrográficamente la volcanita presenta variación composicional entre riolita y riolacita, estando compuesta por fenocristales de cuarzo, sanidina, ortosa albitizada y oligoclasa; se observan además muy escasos cristales de hornblenda reabsorbidos por la pasta. Localmente hay agregados fibroradiales de cuarzo-feldespato potásico, probables productos de devitrificación. Existe intensa silicificación orientada que da lugar a una pseudofluidalidad de la roca.

En los afloramientos que constituyen las estratificaciones del monte Lucio López, la roca es riolita de color gris mediano; presenta textura porfírica con pasta microfelsítica fluida en la que se destacan fenocristales de cuarzo, sanidina y escasa plagioclasa, siendo comunes los cristales euhedrales de pirita y una silicificación en venillas y lentes.

En Barranca Blanca las volcanitas se hallan afectadas por un intenso dinamometamorfismo de manera similar al descrito por Caminos (1976) y Caminos y Nullo (1979) para la misma formación en Isla de los Estados. Las efusivas han sido transformadas en esquistos cuarzosos y cuarzosericíticos y, excepto localmente, la destrucción de los elementos relícticos ha sido completa.

Las rocas, de grano fino a muy fino, son color blanco a blanco amarillento y gris mediano, localmente con tonos ocres y ocre rojizo por la presencia de óxidos.

En el extremo oriental de Barranca Blanca aún se conservan fenocristales relícticos de las lavas lo que confiere a la roca una estructura porfiroblástica. Se distinguen cristales milimétricos de cuarzo y sanidina con texturas de engolfamiento y regularmente distribuidos en un agregado microcristalino compuesto por cuarzo y laminillas de sericita cuya orientación paralela ha originado clivaje pizarreño. La so-

breimposición de una fase de milonización ha dado lugar a la rotación de los porfiroblastos en ángulos de hasta 90° ocasionando una fracturación parcial de los mismos, un reacomodamiento de las laminillas de sericita y el desarrollo de un clivaje de fractura que, localmente, evolucionó a clivaje de transposición.

Hacia el oeste los efectos de la milonización disminuyen y solamente se observa flexuración de las bandas ricas en sericita.

En el extremo occidental de Barranca Blanca los esquistos se distinguen de los anteriores por la desaparición de los fenoblastos, por lo que la textura de la roca es lepidoblástica con bandeamiento fino debido a la alternancia de fajas ricas en sericita y otras ricas en cuarzo. Localmente se observan cristales idiomorfos de zircón.

La esquistosidad tiene una orientación de 300° y su inclinación es de 80° al sur.

Los afloramientos de Barranca Blanca están afectados por una intensa silicificación de carácter masivo que se manifiesta también como cuarzo en venillas concordantes y discordantes con la esquistosidad y como relleno de grietas en echelón. Se distinguen venas milimétricas de cuarzo blanco lechoso a oriente del arroyo Barranca Blanca, mientras que en el acantilado a occidente del mismo se hallan venas milimétricas de cuarzo hialino y otras de 1 a 10 cm de espesor de cuarzo gris rosado que cortan a las anteriores ocasionando en ellas una estructura en peine.

Las venas de cuarzo, sobre todo el gris rosado, portan localmente cristales de pirita que aparecen diseminados o en finas guías irregulares. Se encuentra también pirita diseminada en la masa rocosa y en planos de cizallamiento donde llega a constituir venillas que se ramifican siguiendo dichos planos. En superficie la pirita se halla en su mayor parte oxidada y ha dado lugar a la formación de pátinas limoníticas color ocre a ocre rojizo que tiñen a los esquistos; en sectores está acompañada por pátinas grises, dendriformes, de óxido de manganeso.

En el extremo oeste del acantilado de Barranca Blanca, en relación con venas de cuarzo gris rosado piritosas, se han observado microscópicamente escasas chispas de oro nativo de 30 micrones.

Teniendo en cuenta que se considera que la deformación de la volcanita Lemaire sucedió en el comienzo del Cretácico superior, el hidrotermalismo mencionado podría estar conectado con el plutonismo granítico de la Cordillera

Fueguina acaecido entre los 82 y 77 Ma (Caminos *et al.*, *op. cit.*).

De acuerdo con Uliana *et al.* (1985) la Volcanita Lemaire representaría la culminación de la actividad efusiva relacionada con la extensión regional que generó la separación de América del Sur-Africa a partir de los 200 Ma. Según dichos autores son volcanitas sintectónicas ligadas a la fusión de materia cortical que fluyó a la superficie a través de fisuras de extensión.

Por sus relaciones estratigráficas se correlaciona con la Serie Tobífera del subsuelo del norte de Tierra del Fuego, como así también con unidades de la Patagonia que conforman el volcanismo mesosuprajurásico, tales como los Complejos El Quemado y Marifil, los Grupos Bahía Laura y Lonco Trapial (Uliana *et al.*, *op. cit.*).

Es referida al Jurásico superior por Furque (*op. cit.*) y al Suprajurásico-Neocomiano inferior por Borrello (1972), en tanto que Dalziel *et al.* (1974) la ubican en el Jurásico medio a superior. La relación de digitación con la Formación Yaghan observada en otras regiones del Territorio, entre ellas la bahía del Arenal al este de bahía Sloggett (Caminos *et al.*, *op. cit.*), señala para la entidad, localmente, edad jurásica superior que regionalmente se extendería hasta el Jurásico medio.

JURASICO SUPERIOR-CRETACICO INFERIOR

Formación Yaghan (Krank, 1932)

Considerada como Formación Alvear por Caminos (1980) esta entidad aflora en el extremo occidental de la bahía Sloggett y en el islote San Martín de Tours. Su base se halla oculta y es sobreyacida en discordancia angular por sedimentos glaciares.

El sector reconocido sobre la costa de la bahía se inicia con grauvacas de grano fino color gris oscuro a gris mediano, dispuestas en bancos de 30 a 60 cm de espesor, con las que alternan lutitas negras y gris oscuro en capas de 10 a 50 cm de potencia con estratificación laminar a delgada. Localmente las grauvacas contienen pequeños clastos de lutitas, de 1,5 cm de diámetro máximo, constituyendo pequeños niveles lenticulares interestratales.

Hacia arriba en la sucesión, las grauvacas toman color gris verdoso y son de grano muy fi-

no, aumentando el espesor de los estratos hasta un metro como así también el de las intercalaciones pelíticas hasta 70 cm.

Siguiendo en la secuencia se hallan calizas líticas color gris y grauvacas gris claro verdoso, con tonos ocres por la oxidación superficial, conteniendo esporádicos clastos de lutitas negras, subredondeados, de hasta 15 cm de diámetro, dispuestas en bancos de 0,50 a 2 m de potencia con interposiciones de lutitas negras, pardas por oxidación superficial, de hasta 2,50 m de espesor con estratificación laminar a mediana.

Las grauvacas están constituidas por litoclastos de andesita acompañados por clastos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y baja proporción de ftanita. Similar es la composición de los líticos presentes en las calizas. Los clastos andesíticos sugieren la presencia de un arco volcánico marginando externamente la cuenca de sedimentación (véase Ramos *et al.*, 1986).

La secuencia, que inclina 35° al sur, se correlaciona con la litofacies Canal de Beagle de Caminos *et al.* (*op. cit.*).

Localmente está afectada por pequeñas fallas directas, de hasta 1,50 m de rechazo, con las que se asocian brechas y en algunos casos un relleno hidrotermal compuesto por cuarzo, epidoto, calcita y escasa piritita, que constituye vetas de 5 a 10 cm de espesor en las que microscópicamente se han observado muy escasas y pequeñas chispas de oro. En relación con este hidrotermalismo se registra una alteración propilítica (epidoto-calcita-piritita) en la sucesión sedimentaria. El epidoto reemplaza a minerales originales y constituye cristales dispersos, mientras que la calcita forma parches en la matriz y reemplaza parcial o totalmente a feldespato y plagioclasa. La piritita se encuentra como fina diseminación en la matriz.

La presencia de vetas hidrotermales y piritita en la entidad es mencionada también por Furque (*op. cit.*).

Se interpreta que el fenómeno está ligado a los procesos hidrotermales registrados en la Volcanita Lemaire. Venillas de calcita que localmente rellenan diaclasas se consideran supergénicas.

No se han hallado restos paleontológicos en los afloramientos reconocidos. De acuerdo con su litología la unidad responde aquí a depósitos de talud.

Según Caminos *et al.* (*op. cit.*) la edad de la Formación quedaría circunscripta al lapso Ti-

thoniano-Cretácico inferior de acuerdo con su contenido de invertebrados fósiles.

CRETACICO-TERCIARIO

Formación Punta Cactus (nom. nov.)

Se propone esta denominación para la unidad sedimentaria aflorante inmediatamente al este de Punta Cactus, donde apoya mediante contacto discordante y fallado sobre la Volcanita Lemaire y es cubierta en relación no discernible (discordancia?), ya que el contacto está fallado y brechado, por la Formación Sloggett; le sobreyacen además en discordancia sedimentos glaciarios.

La sucesión se inicia con 65 m de conglomerado compuesto por rodados angulosos a subredondeados, con predominio de subangulares, de dimensiones variables hasta 50 cm de diámetro, correspondientes a volcanitas ácidas y esquistos cuarzo-sericíticos distribuidos de manera caótica en una matriz de arena mediana color gris verdoso claro, con tonos rosados y ocre rojizo por oxidación.

Siguen 20 m de arenisca calcárea conglomerádica, masiva, color ocre a blanco amarillento en partes rosado y gris verdoso claro, formada por litoclastos de volcanitas ácidas y cristoclastos de cuarzo y feldespatos subangulosos, y ftanita en matriz carbonática fina. La intercalación de delgados bancos de rodados de efusivas silíceas de hasta 15 cm de diámetro, le confieren al conjunto cierta estratificación de 20 a 50 cm de potencia. Hacia la parte media se interpone una lente de conglomerado gris verdoso compuesto por rodados redondeados de esquistos cuarzo-sericíticos y volcanitas de hasta 25 cm de diámetro en matriz de arenisca fina a mediana.

Hacia arriba se disponen 5 m de conglomerado grueso constituido por clastos angulosos a subredondeados de hasta 60 cm de diámetro, aplanados, y conteniendo algunos bloques de 1 a 2,50 m, en matriz de arenisca mediana color amarillo ocre a gris verdoso. Los rodados corresponden a esquistos cuarzo-sericíticos, riolitas, riolacitas y cuarzo blanco lechoso.

La secuencia culmina con 13 m de arenisca fina a muy fina, conglomerádica, friable, color amarillo ocre a blanco amarillento, pardo por oxidación. Los rodados que contiene, angulosos a subangulosos, corresponden a esquistos, volcanitas ácidas y cuarzo blanco lechoso de hasta

8 cm de diámetro; al microscopio se observan también cristoclastos de feldespatos y nódulos de ftanita, siendo la matriz arcillosa.

La entidad se inclina 85° al este en la sección basal, se verticaliza en la sección siguiente y aparece invertida, inclinado 80° al oeste, en las tres secciones superiores. El espesor total de ella alcanza a 125 m.

Sus características litológicas señalan un ambiente de sedimentación litoral a supralitoral inestable correspondiente, tal vez, a una costa acantilada similar a la actual. El tamaño de los rodados presentes en los distintos niveles sugiere un área de aporte muy próxima y su petrografía permite deducir que corresponden a la Volcanita Lemaire, tanto en su facies normal como a la dinamometamorfizada.

La ausencia de elementos paleontológicos o, por lo menos, no hallados por los autores dificulta la asignación de edad a la Formación Punta Cactus. Su estado diagénico y la distinta deformación con respecto a la Volcanita Lemaire que le subyace, por un lado, y la superposición de la Formación Sloggett de edad eocena, por otro, sólo permite confinarla tentativamente al lapso Maastrichtiano-Paleoceno, pudiendo ser su deposición contemporánea con la de las entidades de ese tiempo que afloran en la costa norte de la península Mitre (véase Caminos, 1980).

TERCIARIO INFERIOR

Formación Sloggett (Caminos *et al.*, 1981)

La unidad aflora en la costa de la bahía Sloggett, entre Punta Cactus y Barranca Blanca, yaciendo en discordancia angular sobre la Volcanita Lemaire en el segundo lugar citado y en relación oculta por falla y brechamiento, aunque se presume discordancia, sobre la Formación Punta Cactus.

En Barranca Blanca comienza con una sección sefítica de 5 m de potencia que se inicia con un conglomerado color gris claro con litoclastos redondeados de hasta 1 cm de diámetro de esquistos cuarzo-sericíticos y cristoclastos de cuarzo de venillas provenientes de la entidad subyacente, cementados por calcita en agregados espásticos; materia orgánica vegetal se halla preservada en la matriz.

Siguen dos mantos de conglomerado mediano color verde olivo grisáceo, constituidos por rodados subangulosos a subredondeados de hasta 25 cm de diámetro correspondientes a riolita

milonitizada y esquistos cuarzo-sericíticos, en matriz de arenisca mediana a gruesa, entre los que se intercala un paquete lentiforme color gris verdoso claro, con tonalidad borra de vino superficial, que grada de arenisca conglomerádica a fangolita y porta escasos restos de vegetales carbonizados.

Los 6 m superiores de este afloramiento están constituidos por una sucesión cíclica de conglomerados finos, areniscas, fangolitas y mantos carbonosos, éstos de 10 a 30 cm de espesor.

Unos 100 m hacia el oeste se presenta un paquete de 8 m de potencia en el que se observa la ciclicidad característica de la unidad, compuesta por conglomerado mediano color gris verdoso de 1 m de espesor con rodados de hasta 8 cm de diámetro en matriz de arena mediana a gruesa, arenisca gruesa a mediana gris verdosa de 30 cm de potencia y fangolita color borra de vino de 10 a 60 cm de espesor con restos vegetales carbonizados dispersos o formando capas de 0,5 a 1 cm de potencia.

El conjunto descripto presenta una disposición homoclinal de rumbo norte e inclinación 30° al oeste y representa el ala oriental de un sinclinal cuya ala occidental está constituida por la sucesión aflorante en los aledaños de Punta Cactus, donde la inclinación de los estratos es similar aunque hacia el este.

La secuencia observada en Punta Cactus ha sido descripta por Caminos *et al.* (*op. cit.*). En síntesis está integrada por ciclotemas de variable espesor, entre 4 y 10 m, constituidos por una sucesión granodecreciente de arenisca conglomerádica, de clastos subredondeados de 1 a 2 cm de diámetro correspondientes a riolitas, esquistos y cuarzo procedentes de la Volcanita Lemaire, areniscas medianas a finas, fangolitas, fangolitas carbonosas y mantos de carbón cuya potencia varía entre 15 y 50 cm.

Los bancos de carbón son lentiformes y en ocasiones gradan lateralmente a fangolitas. Son de tipo lignítico y clasificados como mesoparálicos (Borrello, 1956) de formación similar a las actuales turberas según Caminos *et al.* (*op. cit.*).

Desde Punta Cactus a Barranca Blanca se observa aumento en el tamaño de grano de los componentes sercíticos y samíticos y disminución del espesor de los estratos carbonosos, lo cual sugiere que los afloramientos orientales se hallaban más próximos al área de aporte y que éste fue de este a oeste.

El espesor medido de la unidad es de 179 m en Punta Cactus, pero dada la presencia de sec-

tores cubiertos por sedimentos más modernos se estima que puede alcanzar y aún superar los 200 m.

La deposición de la misma se realizó en ambiente continental de carácter fluvial a lagunar reductor.

De acuerdo con su contenido microfósilífero, correspondiente a esporas de hongos, restos de algas y granos de gimnospermas y angiospermas, es asignada al Eoceno por Caminos *et al.* (*op. cit.*).

CUARTARIO

Depósitos glaciares

Los depósitos glaciares se disponen en discordancia angular sobre las entidades volcánica y sedimentarias descriptas. Dada la cubierta de turba y suelos que, a su vez, se impone sobre ellos, solamente es posible observar su composición en la costa de la bahía, específicamente en el acantilado hacia el sudoeste de puesto Sloggett, entre la laguna Cutter y Punta Cactus, entre los afloramientos occidentales y orientales de la Formación Sloggett y en el arroyo Barranca Blanca; parcialmente se observan también sobre la margen derecha del río Lucio López, desde la desembocadura en éste del arroyo de los Castores hasta el establo del puesto Sloggett.

Hacia el este del río Lucio López se asientan en discordancia sobre la Volcanita Lemaire y las Formaciones Punta Cactus y Sloggett. Corresponden a depósitos de estrechos valles glaciares en sus cabeceras, que pasan a acumulaciones glaciares pedemontanas hacia la costa. Están compuestos por bloques angulosos a subredondeados de efusivas y esquistos de la Volcanita Lemaire de hasta 60 cm de diámetro, alcanzando algunos hasta 1,50 m, distribuidos caóticamente en arena mediana a gruesa color castaño carente de estratificación.

Localmente al este de Punta Cactus se observa que las partes más profundas del paleorelieve sobre el que se asientan estos depósitos están ocupadas por sedimentos areno-conglomerádicos estratificados que se interpretan como deposición fluvial previa. Asimismo en el sector de las lagunas del Barril, donde ocurren fenómenos de remoción en masa, los sedimentos tillíticos pasan hacia arriba a depósitos fluviales pedemontanos compuestos por arena mediana a conglomerádica color castaño, en parte con es-

trificación cruzada y estructuras de corte y relleno, con intercalaciones lentiformes de conglomerados finos y turba.

Se estima en 25 m el espesor de los depósitos glaciares hacia el este del Cerro Cutter, estando ellos cubiertos en parte por turba color pardo oscuro y en parte por suelos arenosos a areno-limosos castaño grisáceos, ambos de escasa potencia.

Los sedimentos glaciares aflorantes en el acantilado costero al sudoeste del puesto Sloggett se disponen en discordancia sobre la Formación Yaghan, manifestándose además en el sitio antes mencionado sobre la margen derecha del río Lucio López; son cubiertos por sedimentos glaciares.

Dentro de ellos se diferencian dos secciones. La inferior que se presenta sólo en el acantilado, está compuesta por un conglomerado color gris, pardo rojizo por oxidación, constituido por rodados subangulosos a subredondeados de hasta 15 cm de diámetro correspondientes a metamorfitas, volcanitas y sedimentitas dispuestos de manera caótica en una matriz cuyo tamaño de grano varía de arcilla a arena gruesa. Se intercalan niveles lentiformes arenosos grises y areno-arcillosos gris oscuro de 5 a 10 cm de espesor. Carece de estratificación y localmente ocurren estructuras de corte y relleno areno-conglomerádico con estratificación oblicua que corresponden a la acción de cursos de agua. El máximo espesor se estima en 12 m.

La sección superior, que se interpreta como un till superglaciar, se apoya concordantemente sobre el anterior aunque la superficie de contacto inclina $0^{\circ}40'$ al este. Está constituida por un conglomerado de clastos subangulosos de hasta 20 cm de diámetro de litología similar a la anterior con muy escasa matriz de arena gruesa a mediana, color gris claro a oscuro en los afloramientos del río y pardo rojizo a ocre, por oxidación, en los del acantilado. En general carece de estratificación y sólo localmente en la barranca del río Lucio López se observa una insinuación de ella de 10 a 15 cm de espesor. Su máxima potencia visible es de 2 m.

Los sedimentos glaciares se relacionarían con la última glaciación cuaternaria ocurrida en el Pleistoceno superior.

Depósitos Glaciares

Estos sedimentos, que por razones de escala no han sido representados en el mapa, se manifiestan en el acantilado costero hacia el sudoeste del puesto Sloggett y en la barranca occiden-

tal de río Lucio López entre la desembocadura del arroyo de los Castores y el establo del puesto nombrado.

Se apoyan en discordancia sobre los depósitos glaciares allí expuestos y en el acantilado se observa que traslapan en dirección oeste la sección tillítica superior para sobreyacer a la inferior. La superficie de discordancia inclina ligeramente, $0^{\circ}30'$ hacia el este. Son cubiertos por un espeso manto de turba.

Están constituidos por arena fina a mediana, en partes arcillosa, color gris a gris claro, castaño por oxidación, con rodados dispersos de hasta 5 cm de diámetro correspondientes a volcanitas, metamorfitas y sedimentitas. La parte basal suele ser conglomerádica y se observa que localmente el material fino matriziza la parte superior de los sedimentos tillíticos subyacentes lo que lleva a confundir el contacto como concordante y transicional.

El espesor varía entre 30 cm y 1 m. Se interpreta que estas samitas corresponden a depósitos glaciares post-glaciares del Holoceno inferior.

Depósitos aluviales

Estas acumulaciones se expresan a lo largo del cauce actual del río Lucio López y en meandros abandonados por el mismo, dispuestas sobre sedimentos tillíticos y glaciares al oeste del río y sobre rocas de la Volcanita Lemaire al este de él.

Están compuestas por arena y grava irregularmente distribuidas, de color gris en su conjunto. Los clastos constituyentes son subangulosos a angulosos y alcanzan hasta 8 cm de diámetro en las gravas, correspondiendo a volcanitas, esquistos, sedimentitas y, en menor proporción, cuarzo blanco y calcedonia. Los minerales pesados se presentan en escasa cantidad y en orden de abundancia decreciente son: magnetita, epidoto, hematita especular y terrosa, apatita, zircón, granate, titanita, anfíboles, piritita y, ocasionalmente, oro.

El máximo espesor observado por sondaje hasta el nivel freático es de 3 m, aunque se estima que esta potencia es ampliamente superada.

Estos depósitos se ubican sobre la parte más profunda del valle glaciar por el que se desplaza el río Lucio López. Se considera que la principal acumulación de sedimentos se produjo luego de la época glaciar por colmatación asociada a la reducción de caudal. La corriente actual ha excavado su cauce sobre la planicie aluvial, for-

mando meandros, algunos hoy abandonados, y depositando sólo en épocas de crecida, generando barras de meandros.

Depósitos de playa

Los depósitos de playa se extienden de manera continua a lo largo de la costa hasta el extremo occidental de Barranca Blanca, de allí hacia el sudeste son discontinuos y de reducida superficie, ya que los acantilados costeros caen a pique sobre el mar.

Entre el puesto Sloggett y la tapera Torres constituyen restingas que han cerrado sectores de la bahía y dado lugar a la formación de albuferas (lagunas Gallardo y Cutter). El río Lucio López evacua sus aguas en el mar por un inlet, atravesando la restinga, que durante los temporales es obstruido por los sedimentos de playa removidos por el oleaje.

En el extremo oeste de la bahía, donde aflora la Formación Yaghan, y desde los afloramientos occidentales de la Formación Sloggett hacia oriente la playa es de bloques, algunos de los cuales alcanzan hasta 2 m³. El sector intermedio corresponde a una playa constituida por sedimentos maduros de tamaño arena a bloque, siendo característica la disposición imbricada de los clastos.

El mayor espesor de estos sedimentos es de 4 m sobre el nivel del mar.

Suelos

En relación con la implantación de una cubierta vegetal herbácea y arbórea en varios sectores de la comarca se han desarrollado suelos, siendo los más conspicuos los que lo han hecho sobre la planicie aluvial del río Lucio López.

De colores castaño y gris, con combinaciones tonales entre ellos, se hallan constituidos por material cuyas partículas varían desde tamaño arena fina a limo y arcilla, ocurriendo distintas proporciones de las cuales la más frecuente es la limo-arenosa. Se presentan localmente intercalaciones lentiformes de materia orgánica.

Lateralmente se interdigitan con la turba la cual, sobre todo al este del río, está avanzando sobre ellos y originando la destrucción del bosque de lengas allí presente.

El espesor observado del suelo varía desde 30 cm a 2,50 m.

Turba

La cubierta de turba ocupa gran parte de la comarca presentándose con mayor desarrollo en

el valle glacial por el que se desplaza el río Lucio López. Se sobrepone a la Volcanita Lemaire en Barranca Blanca y a la Formación Yaghan en el occidente de la bahía, aunque en general el subyacente lo constituyen sedimentos glaciares y glacifluviales.

Morfológicamente se distinguen dos tipos. Uno se desarrolla al oeste del río Lucio López y se presenta donde por debajo afloran o se infieren depósitos glacifluviales, caracterizándose por una superficie irregular con abundantes lagunas y cursos de agua definidos. El otro ocurre hacia el este del río y hacia el norte del arroyo de los Castores, donde no se han observado sedimentos glacifluviales, con una superficie regular carente de lagunas y cursos de agua. Las particularidades del primer tipo son atribuibles a los mencionados sedimentos subyacentes que dificultarían la infiltración del agua de la turba hacia niveles inferiores.

El manto de turba, de color pardo oscuro a pardo rojizo, se presenta estratificado y alcanza espesores variables entre 0,80 y 3,50 m. De acuerdo con Piatnitzky y Angelelli (*op. cit.*) *Sphagnum sp.* es el elemento florístico dominante en él.

Lateralmente se interdigitan con los suelos. Se observan fenómenos de deslizamiento horizontal en los afloramientos que dan a los acantilados costeros y a las barrancas del río Lucio López, los que también se distinguen en las fotografías aéreas en sectores internos de las turberas.

Según Borrello (1956) corresponden a turberas de clima húmedo y frío.

TECTONICA

Con el comienzo del ciclo Austrálico (Méndez *et al.*, 1987) se inició el desarrollo de los procesos extensivos que llevaron al desmembramiento del continente gondwánico. Con ellos se relaciona un volcanismo ácido de naturaleza cortical expuesto en la Patagonia y, en la comarca, expresado por la Volcanita Lemaire.

Esta efusividad ocurrida durante el Jurásico medio a superior culminó ante movimientos basculatorios, correlacionables con la fase Araucánica en el sentido de Digregorio (1978), que permitieron una relación de transición con los sedimentos marinos de la Formación Yaghan depositados en una cuenca marginal de trasarco durante el Tithoniano y el Cretácico inferior.

La fase Patagónica, que cierra el ciclo Austrálico e inicia el ciclo Andínico⁽¹⁾ en el Cretácico superior (Menéndez *et al.*, *op. cit.*) trajo aparejado el cierre de la cuenca marginal, la deformación de las unidades mencionadas y el ascenso de la comarca.

Los esfuerzos tectónicos dieron lugar a pliegues y fracturamientos regionales de dirección este-oeste. Localmente las Formaciones Lemaire y Yaghan presentan estructura homoclinal de rumbo 90° inclinada al sur que correspondería al ala meridional de un anticlinal de primer orden; longitudinalmente a la misma se observa una faja cizallada (Punta Cactus-Barranca Blanca) de rumbo 285° en la que se desarrollaron fenómenos dinamometamórficos que denotan una intensificación de la deformación.

Es así como en la Volcanita Lemaire de Barranca Blanca se expone una intensa esquistosidad de plano axial que enmascara la disposición original de las efusivas. Una primera etapa compresiva desarrolló clivaje pizarreño que fue microplegado llegándose, en una segunda fase, a un clivaje de fractura y milonitización. Un fuerte fracturamiento de la volcanita se manifiesta también en Punta Cactus.

En la Formación Yaghan no se observa el plegamiento descrito para la entidad en otras comarcas (véase Caminos, 1980), pero sí pequeñas fallas directas de rumbo 75° y 1,50 m de rechazo que estarían en consonancia con un relajamiento de las tensiones.

Movimientos correlacionables con la fase Huantráiquica, ocurridos entre el Maastrichtiano y el Paleoceno, dieron lugar a un nuevo ciclo de sedimentación marina que se expresa en los sedimentos costeros de la Formación Punta Cactus. Posteriores movimientos ocasionados por la fase Mapúchica, entre el Paleoceno y el Eoceno, provocaron regionalmente una fracturación transversal a las estructuras cretácicas que se reflejarían, en la comarca, en las pequeñas fallas que afectan a la Volcanita Lemaire en Barranca Blanca, pudiendo responder también a este tipo de fracturamiento el valle del río Lucio López. Localmente se configuró además una depresión en la que se acumularon los sedimentos continentales de la Formación Sloggett durante el Eoceno.

En ambas unidades, Punta Cactus y Sloggett, se observan los efectos compresivos de una reactivación debida a la fase Incaica, a partir del

⁽¹⁾ Se utiliza el término Andínico en reemplazo de Andico por cuanto este vocablo fue establecido por Groeber (1946) para denominar el ciclo sedimentario del Jurásico-Cretácico de la "cuenca geosinclinal andina".

Eoceno superior (Méndez *et al.*, *op. cit.*), que dio lugar a la verticalización y rebatimiento de las capas de Punta Cactus y al sinclinal y pliegues de arrastre que se manifiestan en la Formación Sloggett.

CONCLUSIONES

Los trabajos efectuados en la comarca permiten concluir que:

Las rocas aflorantes en Barranca Blanca, interpretadas como Formación Alvear (Caminos, 1980) o como Formación Yaghan (Caminos *et al.*, *op. cit.*), corresponden a efusivas dinamometamorfizadas de la Volcanita Lemaire.

La alteración y mineralización de carácter hidrotermal que afecta a la Volcanita Lemaire en Barranca Blanca y parcialmente en Punta Cactus, como así también la localizada en fallas de la Formación Yaghan, estaría relacionada con el plutonismo granítico de la Cordillera Fueguina ocurrido entre los 82 y 77 Ma.

Se ha definido una nueva unidad sedimentaria marina, Formación Punta Cactus, de posible edad maastrichtiana o paleocena, de distribución localizada en la comarca.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento a las autoridades de la Dirección General de Fabricaciones Militares por permitir la publicación del presente trabajo, al Dr. Vicente Méndez por el apoyo brindado al mismo, a los colegas Graciela Santamaría y Francisco Carpio por los estudios petrográficos y calcográficos realizados y a la Armada Argentina que facilitó el transporte naval y aéreo al área de trabajos. Nuestro reconocimiento también a los profesionales de la Dirección de Recursos Naturales del Territorio Nacional de la Tierra del Fuego por su apoyo logístico, ejecutado en ocasiones con dificultades de transporte, y a los radiooperadores de Defensa Civil del Territorio por su diario enlace radial con nuestro campamento.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BORRELLO, A. V., 1956. *Recursos minerales de la República Argentina. III. Combustibles sólidos minerales*. Inst. Nac. Inv. Cienc. Nat., Rev., V, Buenos Aires.

Asociación Geológica Argentina

- , 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Dir. Nac. Geol. y Min. An., 14, Buenos Aires.
- , 1972. *Cordillera Fueguina*, en: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 740-753, Córdoba.
- CAMINOS, R.**, 1976. *Tobas y pórfidos dinamometamorfizados de la Isla de los Estados, Tierra del Fuego*. VIº Congr. Geol. Arg., Actas II, Bahía Blanca.
- , 1980. *Cordillera Fueguina*, en: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., II: 1463-1501, Córdoba.
- y **F. NULLO**, 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 67e Isla de los Estados. Territorio Nacional de la Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur*. Serv. Geol. Nac., Bol. 175, Buenos Aires.
- , **M. J. HALLER**, **O. LAPIDO**, **A. LIZUAIN**, **R. PAGE** y **V. RAMOS**, 1981. *Reconocimiento geológico de los Andes fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 759-786, San Luis.
- DALZIEL, I. W. D.**, **R. CAMINOS**, **K. F. PALMER**, **F. E. NULLO** y **R. CASANOVA**, 1974. *South extremity of Andes: geology of Isla de los Estados, Argentina, Tierra del Fuego*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 58 (2): 2502-2512.
- DIGREGORIO, J. H.**, 1978. *Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas*, en: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. VIIº Congr. Geol. Arg., Relat., 37-65, Neuquén.
- FURQUE, G.**, 1966. *Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXI (1): 61-66, Buenos Aires.
- GROEBER, P.**, 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal*. Soc. Geol. Arg., Rev., I (3): 177-208, Buenos Aires.
- KRANK, E. H.**, 1932. *Geological investigation in the Cordillera of Tierra del Fuego*. Acta. Geogr. (Soc. Geogr. Fenniae), 4 (2): 1-231, Helsinki.
- MENDEZ, V.**, **J. C. M. ZANETTINI** y **E. O. ZAPPETTINI**, 1978. *Aspectos geológicos y tectónicos del Orogéno Andico Central*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, I, San Miguel de Tucumán.
- PENROSE, R. A. F.**, 1908. *The gold region of the strait of Magellan and Tierra del Fuego*. Journ. of Geol., 16, Chicago.
- PIATNITZKY, A.** y **V. ANGELELLI**, 1943. *Hallazgos de carbón en Bahía Sloggett*. Yac. Carb. Fisc., (inéd.), Buenos Aires.
- POPPER, J.**, 1887. *Exploración de la Tierra del Fuego*. Inst. Geogr. Arg., Bol. VIII: 74-115, Buenos Aires.
- , 1981. *Apuntes geográficos sobre Tierra del Fuego*. Inst. Geogr. Arg., Bol. XII: 130-170, Buenos Aires.
- RAMOS, V.**, **M. J. HALLER** y **F. BUTRON**, 1986. *Geología y evolución tectónica de las islas Barnevelt, Atlántico Sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (1-2): 137-154, Buenos Aires.
- SECRETARIA DE MINERIA DE LA NACION**, 1980. *Reconocimiento geológico-económico de los Andes Fueguinos*. Sec. Min. Nac. (inéd.), Buenos Aires.
- ULIANA, M. A.**, **K. T. BIDDLE**, **D. W. PHELPS** y **D. A. GUST**, 1985. *Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XL (3-4): 231-253, Buenos Aires.

Recibido: 5 de agosto, 1987

Aceptado: 18 de abril, 1988

JUAN CARLOS M. ZANETTINI

Dirección General de Fabricaciones Militares
(Centro de Exploración Geológico Minera)
Casilla de Correo 160
5500 Mendoza

EDUARDO D. ZAPPETTINI

Dirección General de Fabricaciones Militares
(Subdirección de Desarrollo Minero)
Cabildo 65, 2º piso
1426 Buenos Aires

FORMACION LAS AGUILAS, BARKER, SIERRAS SEPTENTRIONALES DE BUENOS AIRES. NUEVA PROPUESTA ESTRATIGRAFICA.

Patricia E. Zalba, Renato R. Andreis y Adrián M. Iníguez

RESUMEN

Se propone la redefinición de la Formación Las Aguilas, para la Cuchilla de Las Aguilas, ubicada estratigráficamente, entre la Formación Sierras Bayas, (Precámbrico) y la Formación Balcarce (Ordovícico), separada de ambas por sendas discordancias.

La Formación Las Aguilas queda constituida por tres litofacies: Litofacies 1 (inferior): brechas de ftanitas; Litofacies 2 (media): pelitas rojas hasta blanquecinas y Litofacies 3 (superior): repetidas y finas intercalaciones de ortocuarcitas y pelitas. Composicionalmente, las tres litofacies son esencialmente caoliníticas, con illita y pirofilita en proporciones variables, disminuyendo la última hacia arriba, hasta desaparecer por completo en el techo de la Litofacies 3. En la Formación Las Aguilas se observan estructuras mecánicas y deformacionales de diversos tipos y faltan estructuras orgánicas. Las paleocorrientes de la Litofacies 3, bipolares, se orientan hacia el suroeste y noreste o menos frecuente hacia el este, sureste y noroeste. Por su posición estratigráfica, presencia de redepositos de antiguos calcáreos en su base y edad precámbrica, es posible su correlación con la Formación Cerro Negro de la cual formaría sus facies proximales.

La Formación Balcarce queda definida por ortocuarcitas y ortoconglomerados oligomícticos, con escasos y delgados niveles pelíticos de composición caolinito-illítica, sin rastros de pirofilita. Se advierte una amplia dispersión de las paleocorrientes desde el este al suroeste, con predominio de las orientaciones sursuroeste. Es portadora de abundantes estructuras mecánicas y orgánicas de tipo epichnia; estas últimas permiten su correlación con otros depósitos similares de las Sierras Septentrionales y sugieren una edad ordovícica para esta formación.

ABSTRACT

A redefinition of the Las Aguilas Formation is put forward for the Cuchilla de Las Aguilas area, stratigraphically located between the Sierras Bayas Formation (Precambrian) which it overlies and the Balcarce Formation (Ordovician) which it underlies. The Las Aguilas Formation is separated from the other two formations by unconformities.

The Las Aguilas Formation comprises now three lithofacies: Lithofacies 1 (inferior): silicified breccia; Lithofacies 2 (middle): reddish to whitish pelitic sediments and Lithofacies 3 (superior): a thin alternating succession of claystones-siltstones and sandstones. Compositionally the clays from the three lithofacies are kaolinitic, with illite and pyrophyllite in variable proportions, the latter diminishing till disappearance towards the top of the third lithofacies. Various mechanical and deformational structures are present in the Las Aguilas Formation, which lacks organic structures. Paleocurrents of the Lithofacies 3 are bipolar and orientated to SW and NE directions while others of less significance are orientated E, SE and NW. The stratigraphical position, presence of ancient calcareous redeposits and its precambrian age, make it possible to correlate the Las Aguilas Formation with the Cerro Negro Formation, the former representing the proximal facies of the latter.

The Balcarce Formation is now defined by orthoquartzites and oligomictic conglomerates with thin, rare, kaolinitic-illitic clayey levels, lacking pyrophyllite. A great dispersion on the paleocurrent pattern is observed, from E to W, although they show a major transport direction towards the SSW. Different mechanical structures are present as well as organic ones (epichnia essentially), which allow its correlation with other similar deposits of the Sierras Septentrionales, considered Ordovician in age.

INTRODUCCION

La sucesión sedimentaria de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires ha sido objeto, desde el siglo pasado, de numerosos estudios geológicos generales, estratigráficos, composi-

cionales, estructurales y geocronológicos (véase síntesis de Bonhomme y Cingolani, 1980), así como otros de interés económico (Angelelli *et al.*, 1973).

Esencialmente, las sierras de Olavarría, Azul, Balcarce y el litoral marplatense, fueron

las áreas mas examinadas y en ellas se propusieron esquemas estratigráficos y cronológicos que se extendieron y generalizaron para todo el ámbito del Sistema de Tandilia (Teruggi y Kilmurray, 1980). Curiosamente, no fueron muchos los trabajos realizados en el área de Barker, a pesar de explotarse allí, desde hace varias décadas, niveles pelíticos para uso cerámico y cemento en la Sierra de La Tinta, Cuchilla de Las Aguilas y Sierra La Juanita y se intentaron explotar los niveles ferruginosos del Cerro El Sombrerito (Angelelli *et al.*, 1973). Entre ellos merecen citarse, además del primer estudio de Heusser y Claraz (1863), las contribuciones de Montero (1951); Teruggi (1964); Iñíguez (1970); Borrello (1966); Antonioli (1969); Iñíguez y Zalba (1974a); Di Paola y Marchese (1974); Marchese y Di Paola (1975), quienes analizan aspectos estratigráficos y sedimentológicos generales así como de composición de los niveles pelíticos, de la secuencia localizada sobre el Miembro Cuarcitas Superiores de la Formación Sierras Bayas, entonces conocidos como Formación La Tinta.

En 1978, Zalba comenzó estudios de detalle en la Cuchilla de Las Aguilas. En contribuciones posteriores de Zalba, (1979 a,b); Zalba *et al.* (1982) y Andreis y Zalba (1985, 1986), expusieron nuevas concepciones acerca de la estratigrafía, la interpretación paleoambiental y la reconstrucción de la paleogeografía de las sucesiones allí aflorantes. Sin embargo, en el aspecto estratigráfico, existe aún cierta disparidad en

la nomenclatura de las unidades. La revisión bibliográfica ha revelado que las secuencias pelíticas examinadas por Zalba (1978), incluidas en la Formación La Tinta por Borrello (1966), Marchese y Di Paola (1975) y Leveratto y Marchese (1983) habían sido denominadas Formación Las Aguilas (Zalba, *op. cit.*) (cuadro Ia) o Formación Balcarce, dividida en dos miembros informales por Zalba *et al.* (1982); Andreis y Zalba (1985, 1986) (cuadro Ib). Esta disparidad es atribuible a diferentes criterios utilizados por los autores en el análisis estratigráfico y a la evolución de los conocimientos con el avance de los trabajos de investigación estratigráfica y sedimentológica.

Ya en las tareas de mapeo de la zona ubicada al oeste de Barker (Andreis y Zalba, 1986), comenzó a ser evidente que los dos miembros informales en los cuales se dividía entonces a la Formación Balcarce pertenecían a unidades formacionales diferentes. Entre los criterios que se tuvieron en cuenta para separar aquellas subunidades siguen siendo válidos: a) la existencia de una superficie de discordancia angular entre las dos subunidades, con notables procesos de erosión en el Miembro inferior; b) la ausencia total de trazas fósiles en esa subunidad, en contraposición a la relativa abundancia de icnofósiles en el Miembro superior, similares a los hallados en Mar del Plata, Balcarce y Chillar en la Formación Balcarce; c) la distinta composición mineralógica de las pelitas en ambos miembros y d)

Cuadro I: Evolución de la nomenclatura estratigráfica de las formaciones La Tinta, Las Aguilas y Balcarce, según los autores, en la Cuchilla de Las Aguilas.

	A	B	C	
	Zalba, 1978	Zalba et al., 1982	Este trabajo	
Cambro-Ordovícico	F. Las Aguilas	FORMACION BALCARCE M. superior	F. Balcarce	ORDOVÍCICO
		M. inferior	F. Las Aguilas	
Precámbrico	F. La Tinta	F. Sierras Bayas	F. Sierras Bayas	PRECÁMBRICO
	BASAMENTO CRISTALINO		BASAMENTO CRISTALINO	

las diferencias en las características paleoambientales.

En consecuencia, sobre las Cuarcitas Superiores, se propone reconocer nuevamente la Formación Las Aguilas, pero ahora constituida por las tres litofacies que habían sido asignadas al Miembro inferior de la Formación Balcarce (Brechas silicificadas, pelitas rojizas hasta blanquecinas y fina alternancia de ortocuarcitas y pelitas amarillentas, (Zalba *et al.*, 1982) y se restringe el alcance de la Formación Balcarce a los ortoconglomerados y ortocuarcitas portadoras de icnofósiles y estructuras entrecruzadas, que se atribuían antes al Miembro superior (cuadro Ic).

FORMACIONES LAS AGUILAS Y BALCARCE: CARACTERES PALEOAMBIENTALES GENERALES Y EDAD

Sobre la base de trabajos previos ya citados y datos inéditos de los autores, se ofrece a continuación, una síntesis de las dos unidades (cuadro II). Cabe consignar que el estratotipo de la primera unidad se ubica en la mencionada Cuchilla de Las Aguilas (Zalba *et al.*, 1982) y se propone, siguiendo el Código de Nomenclatura Estratigráfica (Hedberg, 1980) como holoestratotipo la localidad N° 35 (Vittor y Pessino) por presentar la sucesión completa de las tres litofacies y como paraestratotipo la localidad N° 30 (Campos de la estancia Della Maggiora, figura 1), por estar mejor representadas las litofacies 2 y 3 (figura 2).

FORMACION LAS AGUILAS

Esta unidad abarca la región comprendida entre la Sierra de La Tinta y la Cuchilla de Las Aguilas, al oeste de Barker (Andreis y Zalba, 1985) y se extiende hacia el este por la Sierra La Juanita (*cf.* Zalba, 1985b; Cingolani, Varela y Leone, 1985; Rodríguez, 1985; Manassero, 1985, 1986). Observaciones recientes efectuadas en la Hoja La Numancia (3760-35-2), han permitido reconocer que litofacies asignadas a esta unidad afloran aún en las cercanías del Almacén La Numancia, a 17 km al este de Barker.

Las tres litofacies se acuñan hacia el norte y noroeste y cada una es transgresiva sobre la anterior, aunque la superior ha sido parcialmente erosionada por la transgresión ordovícica (An-

dreis y Zalba, 1986). En consecuencia, los espesores mínimos, de 3 a 8 m, aparecen en la Sierra de La Tinta y en el borde norte de la Cuchilla de Las Aguilas, en tanto que los valores máximos, de hasta 20 m, se ubican en el sector de la estancia Las Sierras (figura 1). En todos los perfiles estratigráficos es posible encontrar secuencias completas de las litofacies 2 y 3, mientras que la litofacies basal sólo puede ser examinada en la vertiente oriental de la Cuchilla de Las Aguilas y en algunos perfiles al sur del Arroyo Los Sauces (figura 1).

Las características generales de las litofacies identificadas en la Formación Las Aguilas son las siguientes:

a) Litofacies 1 (inferior): su potencia máxima alcanza 5,25 m y está constituida esencialmente por brechas muy silicificadas, macizas, compuestas por guijas y guijones angulosos a subangulosos de ftanitas de colores rosados, amarillentos, rojos y negros, unidos por escasa matriz wáquica. Los fragmentos corresponden a anteriores calizas oolíticas y probables agregados oncolíticos, en tanto que la matriz contiene cuarzo (mono y policristalino), oolitas completas, frecuentes peloides (?) de 10-20 μ de diámetro, y diversos argilominerales detríticos (pirofilita, illita y trazas de caolinita).

b) Litofacies 2 (media): las secuencias son mayormente pelíticas (facies M, Johnson, 1980) y corresponden a la subfacies Mb y en menor proporción Ma. La primera se compone de arcilitas y limolitas macizas o laminadas (a veces con laminación convoluta) y puede incluir delgados niveles con intraclastos pelíticos, de distribución muy localizada. Ocasionalmente se han observado deslizamientos gravitacionales cuya orientación indica paleopendiente hacia el sur.

Por su parte, las subfacies minoritarias parecen restringirse al sector austral (23 y 29, figura 1) y están representadas por intercalaciones de limolitas y psamitas finas con laminación paralela, ondulada y en menor proporción con estructuras flaser. Las pelitas presentan tonalidades rojizas en la base, castaño-rojizas, rojo pálido o lila en el medio y gris-amarilleno o gris-verdoso en el techo, con contactos planos netos o transicionales. Las pelitas rojas de la base tienen una elevada concentración de óxidos de hierro y son comunes las estructuras de tipo Liesegang. Contienen argilominerales detríticos, con caolinita dominante y variables proporciones de illita y pirofilita, aunque esta última

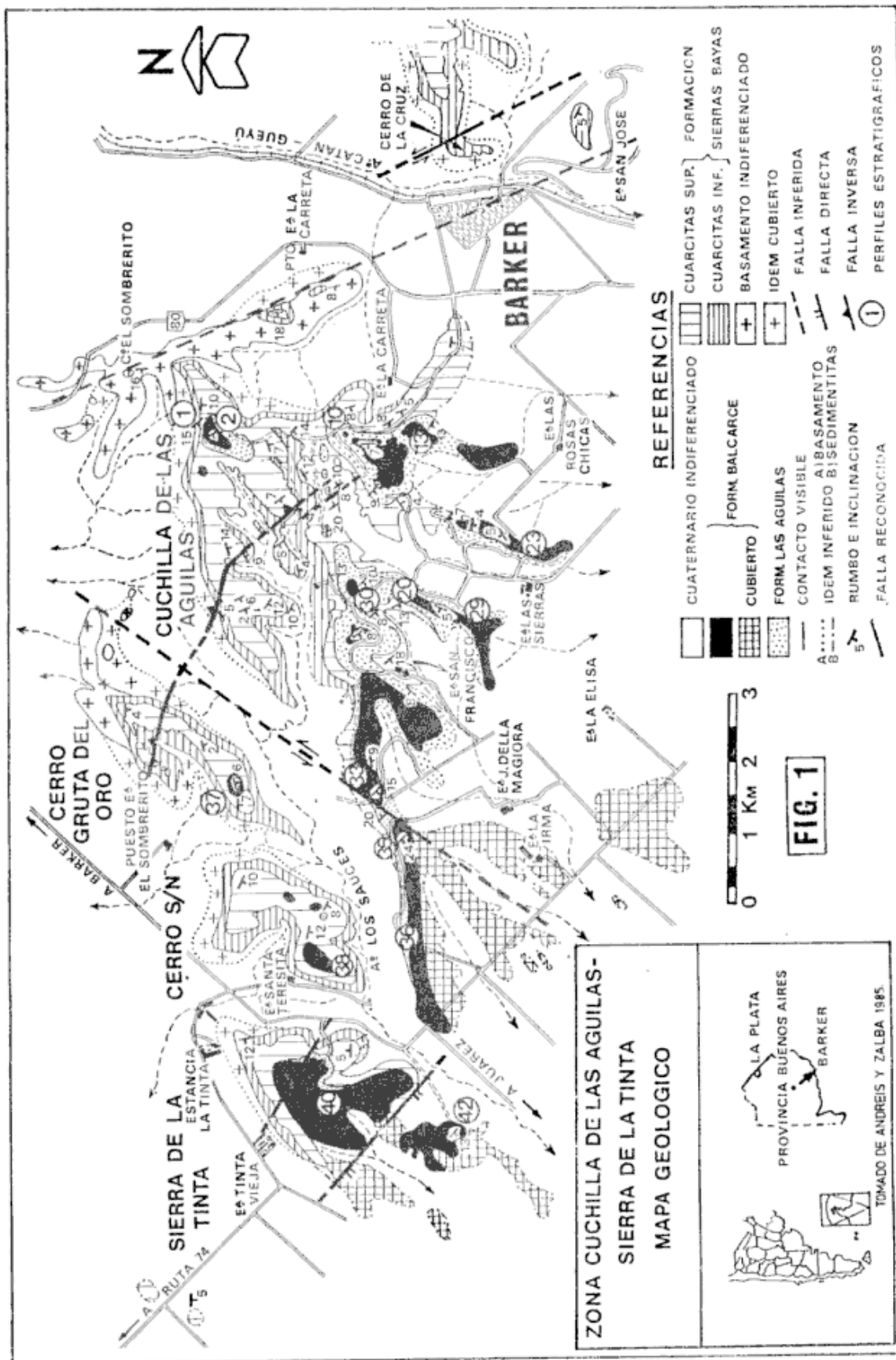


Figura 1: Mapa de ubicación.

disminuye su participación hacia arriba. Por su parte, los niveles castaño-rojizos y gris-amari-llentos, presentan lentes centimétricas de alunita, asociadas a diásporo y halloysita (10A), considerados como de origen diagenético, en contraposición al origen hidrotermal sustentado por Dristas y Frisicale (1983).

c) *Litofacies 3* (superior): yace concordante sobre las pelitas y su espesor máximo alcanza a 9 m. Está formada por repetidas intercalaciones de ortocuarcitas finas y pelitas (grises, amarillentas y rosadas), en capas lenticulares de varias decenas de metros de extensión y de poco espesor (el 93 % de los estratos mide entre 1 y 10 cm). Los contactos entre psamitas y pelitas pueden ser planos, algo ondulados o deformados (calcos de carga). Hay formas acordonadas de distribución este-oeste, cuya génesis parece ser depositacional, aunque no se descarta la posibilidad de modificaciones posteriores vinculadas con los procesos de truncamiento y excavación producidos por la transgresión ordovícica (facies psefticas de la Formación Balcarce suprayacentes).

En general se trata de facies heterolíticas (H), con subfacies mixtas (Hb), o psamíticas dominantes (Ha), siendo raras las pelíticas (Hc, Ma o Mb). La subfacies Hb es la más abundante y está representada por estratificación centimétrica ondulosa ("wavy"), con intercalaciones ocasionales de estratos delgados tabulares de ortocuarcitas laminares y rara lineación por partición. Los estratos arenosos contienen óndulas escalonadas, fuera de fase, con crestas simétricas redondeadas. Las pelitas (limolitas y arcilitas) son macizas o mal laminadas y con raras grietas de desecación o más comunes de sinéresis (figura 3). Se han reconocido algunos calcos de carga y faltan evidencias de actividad orgánica. Por su parte, la subfacies Ha incluye capas tabulares con contactos ondulados de ortocuarcitas finas, portadoras de óndulas simétricas y algunas estructuras flaser y hummocky; ocasionalmente, se incluyen delgados tapices de gránulos y guijas dispersos de ftanitas o lentes sabulíticos delgados, constituidos por clastos bien redondeados de ftanitas con estructura oolítica y litoclastos de waques cuarzosas. Finalmente, la subfacies pelíticas puras (Mb, arcilitas o limolitas macizas). La composición de las pelitas es esencialmente illítica, con caolinita subordinada y escasa pirofilita; esta última disminuye aún más su frecuencia hasta desaparecer en los niveles superiores de la litofacies.

Las paleocorrientes, bipolares, se orientan hacia el suroeste y noreste, o menos frecuentemente hacia el este, sureste o noroeste (figura 2).

INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL

Las brechas basales (Litofacies 1) representan un episodio transgresivo-regresivo, del cual sólo quedan los depósitos regresivos, interpretados como brechas de talud. Las pelitas rojas de la Litofacies 2, serían facies de intermarea inferior, totalmente desvinculadas de las brechas y su depositación fue favorecida por un abundante aporte desde el continente cercano, cuya erosión aportó a la cuenca abundantes argilominerales detríticos y óxidos de hierro. El proceso progradacional inicial se revierte y los cambios a coloraciones más claras, la aparición de alunita (derivada de anteriores depósitos evaporíticos) y las psamitas finas, sugieren una progresiva modificación del clima y también una evidente somerización. Estas nuevas condiciones favorecieron la instalación de facies de intermarea superior (litofacies 3) que se depositaron en áreas sublitorales. Las variaciones verticales en sus secuencias reflejan fluctuaciones mareales, incluso con la formación de escasas grietas de desecación, así como en la intensidad de las condiciones hidrodinámicas de los procesos sedimentarios y de aporte de detritos a la cuenca. El conjunto de depósitos ondulíticos (cuadro II), refleja la acción de olas y corrientes. La ausencia de bioturbaciones indicaría que los procesos sedimentarios fueron estrictamente depositacionales y continuos y con la mayor parte de los sedimentos depositados bajo condiciones de flujo inferior o más raramente superior (psamitas) o por suspensión (pelitas). Con cierta frecuencia aparecen facies de tempestitas, representadas por depósitos eventuales de psamitas con lineación por partición, estructuras hummocky, y escasas estructuras gradadas o por tapices de rodados dispersos. La transición de estos depósitos a otros con estratificación ondulosa, podría sugerir un progresivo mejoramiento de las condiciones climáticas.

Hay algunos elementos de juicio que permitirían suponer que la Formación Las Águilas podría ser equivalente a la Formación Cerro Negro (Iñíguez y Zalba, 1974b) y a las pelitas gris-oliva (Zalba, 1981) aflorantes en Olavarría y Villa Caci que respectivamente. En primer lu-

Cuadro II: Cuadro comparativo de los atributos de las formaciones Las Aguilas y Balcarce.

ATRIBUTO	DIFERENCIAS	F. LAS AGUILAS	F. BALCARCE
TEXTURA			
brechas	++	2	0
Psefitas			
conglomerados	++	0	2
Psamitas gruesas	+	1	2
Psamitas medianas	++	1	3
Psamitas finas	++	3	1
Pelitas	+++	4	0
COLORES			
Grises	-	4	4
Amarillento	+	3	2
Rosado	++	2	0
Rojos	+++	4	0
ESPESOR DE LAS CAPAS			
Finas (5 cm)	++	3	1
Medias(5-60cm)	+	1	2
Gruesas (60 cm)	+++	0	3
CONTACTOS ENTRE CAPAS			
Plano (nítido o transicional)	+	2	1
Ondulado	+	3	2
Irregular (erosivo)	++	0	2
Irregular (deformacional)	++	2	0
ESTRUCTURAS PRIMARIAS			
Meciza	-	1	1
Laminación	+++	4	1
Ondulas	++	4	2
Estratificación entrecruzada (megándulas)	+++	0	4
Deslizamiento gravitacional	+	1	0
Marcas subestratales (carga)	++	2	0
Grietas de sinéresis	+++	3	0
Grietas de desecación	+	1	0
Hummoky	+	1	0
Líneación por partición	+	1	0
TIPOS DE ESTRATIFICACION			
Tabular	-	0	0
Lenticular	-	3	3
Cuneiforme	-	0	0
RESTOS FOSILES			
Ignofósiles			
a)epichnia	+++	0	3
b)endichnia	+	0	1
COMPOSICION DE LAS PELITAS			
Caolinita	+	2	3
Illita	+	2	3
Pirofillita	+++	3	0
FACIES			
Arenosas (S)	+++	0	4
Heterolíticas (H)	++	3	1
Fangosas (M)	+++	3	0
Diferencias Significativas (+)			
No significativas (-)			
Ausente o casi ausente 0			
Raro 1			
Poco frecuente 2			
Frecuente 3			
Abundante 4			

gar, las base de la Formación Las Aguilas contiene oolitas calcáreas, al igual que las brechas intraformacionales de la base de la Formación Cerro Negro, proveniente de la erosión de antiguos depósitos calcáreos. Ambas formaciones se encuentran en la misma posición estratigráfica: por debajo de la Formación Balcarce y es probable que la Formación Las Aguilas represente facies proximales de la Formación Cerro Negro. La edad de las unidades en cuestión es precámbrica, determinada por la presencia de Acritarcos de morfología simple (*Spheromorphitae*) en las pelitas negras de la Formación Cerro Negro (Cingolani y Rauscher, 1985) y las dataciones radimétricas (método K-Ar) realizadas por Cingolani y Bonhomme (1982). Estas últimas permitieron asignar una edad promedio de 600 Ma a la Formación Las Aguilas (correspondiente al ciclo orogénico brasiliano, Almeida et al., 1972) y de 680 Ma a la Formación Cerro Negro. Estas edades ubicarían las dos unidades en el Precámbrico superior (Vendiano).

FORMACION BALCARCE

Se apoya en discordancia angular sobre la Litofacies 3 de la Formación Las Aguilas en la Cuchilla de Las Aguilas (10, 13, 35, 36, entre otros sectores, figura 1) y en la Sierra La Juanita (Rodríguez, 1985), mientras que en la Sierra de La Tinta lo hace sobre la Litofacies 2 (40, figura 1) y en la parte norte de la Cuchilla sobre la Litofacies 1 (1, figura 1). Por otra parte, en el sector occidental de la Cuchilla de Las Aguilas y en los cerros Gruta de Oro y Sin Nombre yace sobre el Miembro Cuarzitas Superiores de la Formación Sierras Bayas (figura 1). El espesor de los afloramientos varía desde 0,90 hasta 9 m.

La unidad en cuestión está constituida por psefitas hasta pelitas, aunque con notable predominio de facies psamíticas (80 %). Las psefitas son de tipo ortoconglomerádico clastostén y están formadas por guijas y gujarros angulosos a subangulosos de ftanitas varicolores. Los estratos son lenticulares muy extendidos, con techo plano y base cóncava o irregular (de génesis erosiva), pueden mostrar gradación normal o inversa y, ocasionalmente, exhibir discretas sucesiones estratodecrecientes.

Las psamitas, de composición ortocuarcítica, tienen granulometría fina a muy gruesa y pueden ser macizas, laminadas, ondúllicas o presentar frecuente estructuras entrecruzadas (planares, en artesa y sigmoides). Las facies pelíti-

cas, lenticulares, aparecen como estratos de hasta 1 m de potencia o forman delgados recubrimientos asociados con facies arenosas con ondulitas (*mud drapes*); en este caso, las pelitas presentan abundantes marcas de bioturbación horizontal (*epichnia*, Martinsson, 1970), correspondientes al género *Didymaulichnus* (figura 4). Las pelitas son caoliníticas, con illita subordinada y de muy buena cristalinidad.

En general, las estructuras direccionales indican una amplia dispersión de las paleocorrientes entre el sursuroeste y noroeste, aunque con predominio de las orientaciones al sursuroeste; localmente, aparecen paleocorrientes dirigidas al este (figura 2).

Cabe consignar, además, que la Formación Balcarce, en todo el ámbito serrano, contiene una variada asociación de icnofósiles pertenecientes a las biofacies de *Cruziana* y *Skolithos* (cf. Rhoads, 1975)

- (1) *Arthropycus alleghaniensis*, Harlan
- (6) *Bergaueria*, Prantl.
- (1) *Crossopodia scotica*, M'Coy
- (1) *Cruziana bonariensis*, Borrello
- (1) *Cruziana flexosa*, Borrello
- (2,8) *Cruziana furcifera*, d'Orbigny
- (2) *Cruziana semiplicata*?
- (5) *Cochlichnus* sp., Hitchcock
- (1) *Chondritoides insolitus*, Borrello
- (1) *Dimorphicnus bontempii*, Borrello
- (2,4) *Didymaulichnus* sp., Young
- (1) *Isopodichnus problematicus*, Schindewolf
- (6) *Monocraterion* sp., Torell.
- (6) *Monomorphicnus* sp.
- (1) *Nereites elegans*, Borrello
- (8) *Neonereites uniserialis*,
- (1) *Palaeophycus gracilis*, Borrello
- (1) *Palaeophycus tabularis*, Borrello
- (1) *Palaeophycus vulgaris*, Borrello
- (1) *Palaeosoportia loedeli*, Borrello
- (1) *Phyllodocites* sp., Geinitz
- (5,6) *Plagiogmus* sp., Roedel
- (7) *Planolites* sp., Nicholson
- (3) *Phycodes* aff. *pedum*, Seilacher
- (1) *Rhizocorallium* sp., Zenker
- (1) *Rouaultia lyelli*, Rouault (= *Didymaulichnus*)
- (1) *Rusophycus bilobatus*, Vanuxem
- (1) *Rusophycus didymus*, Salter
- (1) *Sagittichnus lincki*, Seilacher
- (1,7,8) *Skolithos* sp., Haldemann
- (8) *Scolicia* sp., De Quatrefages
- (1) *Tigillites dufrenoyi*, Häntzschel

mente, la asociación de *Arthropycus*, *Cruziana* y *Skolithos* es típica del Ordovícico inferior en Portugal y *Skolithos* y *Cruziana* son distintivos del Ordovícico inferior de Salta y Jujuy (Borrello, 1966). También *Didymaulichnus* (= *Fraena* = *Rouaultia*) es característico del Ordovícico en Europa (Aceñolaza, *op. cit.*), aunque ya aparece en el Precámbrico alto.

Otro argumento, además de los icnofósiles, en favor de una edad ordovícica para la Formación Balcarce, es la datación realizada por Rapela *et al.* (1974) sobre diabasas que la atraviesan, arrojando una edad de 450-498 Ma.

Un dato de interés para agregar a la nómina de trazas encontradas hasta el presente en la Formación Balcarce es el hallazgo, por los autores, de trazas en U, horizontales, en las cuarcitas de Constante 10 y Cerro Chato (aquí asociadas a *Didymaulichnus*) que se suman a las ya mencionadas y descritas por Borrello (1966) en Cabo Corrientes, Cantera Los Curros y Cantera Cerámica del Plata. Estas marcas fueron clasificadas como *Corophyoides scagliai* por este autor y también por del Valle (1986) en la Cantera Dazeo, aunque tal denominación resulta ser inconveniente pues se restringe a formas en U verticales (Poiré *et al.*, 1984)*. El hecho de que Poiré *et al.* (1984) también hayan descrito marcas en U horizontales en la Formación Sierras Bayas, estimula el interés en su estudio detallado, por tratarse de formas desconocidas en otros lugares del mundo (T. P. Crimes, *com. verb.*, 1986).

INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL

Los procesos sedimentarios se produjeron en plataformas someras, posiblemente en condiciones infralitorales muy cercanas a la línea de costa. Las sucesiones exhiben cierta ciclicidad, la cual puede ser reconocida por la alternancia de facies arenosas de mar abierto con facies heterolíticas correspondientes a tidalitas, menos frecuentes (10, figura 1). Las primeras fueron generadas por la migración de megaóndulas lunadas (estructuras en artesa), en tanto que las segundas incluyen estructuras sigmoides con algunas superficies de reactivación, ondulitas, canales con estructuras en artesa separadas por recubrimientos pelfíticos (*mud drapes*) y paleocorrientes bipolares. Es común que las superficies

* Recientemente, uno de los autores (P.Z.), encontró marcas en U verticales en ortocuarcitas de Cabo Corrientes, no mencionadas hasta el presente.

de las ondulitas muestren señales del desplazamiento de organismos de cuerpo blando (= *Didymaulichnus*), indicando así un alto potencial de preservación ambiental; asimismo, la ausencia de evidencias de exposición subaérea, sugiere que estas bioturbaciones ocurrieron al menos debajo de una delgada lámina de agua.

La alternancia de condiciones de sedimentación afectadas por corrientes oceánicas y por mareas, también se corresponde con las icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos* descritas para la unidad. La primera incluye a zonas de plataforma con fondos estables (excepto durante tormentas) y con aguas con salinidad normal, modificaciones estacionales de temperatura y alto contenido en oxígeno. Por su parte, la segunda resulta ser típica de ambientes internareales, donde la salinidad, temperatura y turbidez de las aguas pueden variar diariamente (Rhoads, *op. cit.*).

Solamente en el sector norte de la Cuchilla de Las Aguilas, la faja de depósitos psefíticos señala la existencia de playas pedregosas, con moderado ancho (aproximadamente 400 m) y sugiere la existencia de mareas de baja amplitud y escasa pendiente de la planicie costera hacia el sur. En gran parte, los materiales derivan de la erosión de las brechas silicificadas y de las pelitas de la Formación Las Aguilas y su baja madurez textural es un argumento a favor de un proceso transgresivo rápido. Algunos canales estrechos, excavados en las psefitas, parecen haber sido producidos por acción erosiva de las mareas, en especial durante la fase de bajamar.

Los depósitos de la Formación Balcarce representan, en su conjunto un episodio transgresivo, que se extiende al norte y noroeste de la Cuchilla de Las Aguilas y cubre la Sierra de La Tinta, el Cerro Gruta de Oro, el Cerro Sin Nombre, así como zonas más alejadas del basamento cristalino, localizadas en Chillar y Constante 10 (Andreis y Zalba, 1986).

CONCLUSIONES

En la Cuchilla de Las Aguilas se vuelve a utilizar la denominación de la Formación Las Aguilas para designar una secuencia integrada por brechas silicificadas, pelitas rojas y una fina alternancia de cuarcitas y pelitas amarillentas, la cual había sido anteriormente considerada como Miembro inferior de la Formación Balcarce.

La Formación Balcarce queda ahora definida por facies ortocuarcíticas con estructuras entrecruzadas y facies pelíticas portadoras, estas últimas, de frecuentes icnofósiles.

En consecuencia, en Cuchilla de las Águilas se superponen tres formaciones: la Formación Sierras Bayas, la Formación Las Águilas y la Formación Balcarce (en orden estratigráfico).

Si bien hay pocas evidencias concretas, se estima que la Formación Las Águilas podría tener una edad precámbrica superior (Vendiano) en base a dataciones radimétricas y a la naturaleza carbonática de las brechas silicificadas de la base, que podrían corresponder a redepósitos de las calizas negras micríticas de la Formación Sierras Bayas que afloran en Villa Cacique. Teniendo en cuenta que sobre las calizas continúan las pelitas precámbricas de la Formación Cerro Negro, se supone una edad precámbrica superior (Vendiano) también para la Formación Las Águilas, consideradas aquí como facies proximales de la primera.

La edad de la Formación Balcarce es considerada ordovícica inferior sobre la base

del contenido icnofacial y de la edad de la diabasa que la intruye.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer el apoyo económico recibido del CONICET para la realización de este trabajo. También se agradece el apoyo local recibido de la empresa Loma Negra CIASA y la colaboración del Sr. C. Brianese por la confección de los dibujos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F. G., 1978. *El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., XV (1-2): 15-64, Buenos Aires.
- ALFARO, M. B., 1981. *Estudio geológico de la zona comprendida por las hojas La Numancia, Lic. Matienzo y estancia San Antonio, en las Sierras Septentrionales de Buenos Aires*. Vº Reun. Cient. Inf., CIC, Res., La Plata.
- ALMEIDA, F. F. M. de, G. AMARAL, U. CORDANI y K. KAWASHITA, 1972. *The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin of the Amazon River*. En: *Ocean Basins and Margins. Vol. 1. The South Atlantic*. Edit. Naim, A. y Stehli, F., Plenum Pub. Co., 441-446, New York.



Figura 3: Grietas de Sinéresis en pelitas de la litofacies 3, Formación Las Águilas. (Perfil 18, Cuchilla de Las Águilas).

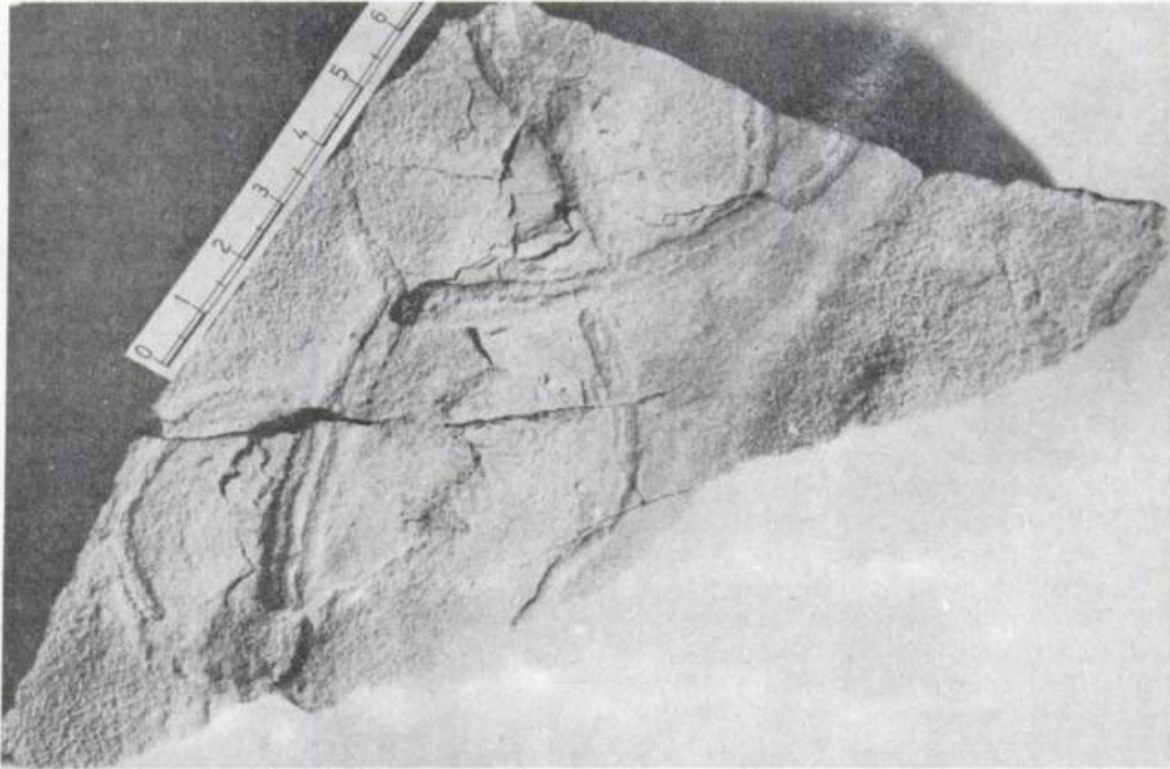


Figura 4: Trazas de *Didymaulichnus* en el contacto psamita-pelita de la Formación Balcarce. Nótese la superficie ondulada del estrato. Perfil 10, Cuchilla de las Águilas.

- ANGELELLI, V., R. VILLA y J. M. SURIANO, 1973. *Recursos Minerales y rocas de aplicación de la provincia de Buenos Aires*. Rev. An. L.E.M.I.T., II, 1-14, La Plata.
- ANDREIS, R. y P. E. ZALBA, 1985. *Estratigrafía y paleogeografía de las secuencias cuarcíticas al oeste de Barker (Buenos Aires, Argentina)*. Iº Jorn. Geol. Bon., Actas, Tandil, 1985. CIC Publ., 105-106, La Plata.
- y —, 1986. *La transgresión del Ordovícico inferior y la evolución paleogeográfica del basamento cristalino en el sector Barker-Chillar, provincia de Buenos Aires, Argentina*. Iº Reun. Arg. Sediment., Res. Exp., 189-192, La Plata.
- ANTONIOLI, J. A., 1969. *Formación La Tinta (Ordovícico provincia de Buenos Aires)*. Com. Inv. Cient., Notas, 6 (5), Buenos Aires.
- 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, Buenos Aires.
- BORRELLO, A. D., 1966. *Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires, Paleont. Bon., V: 1-142, La Plata.
- CINGOLANI, C. A. y M. G. BONHOMME, 1982. *Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic Sedimentary rocks, Argentina*. Precamb. Research, 18: 119-132, Sc. Publ. Co., Elsevier.
- y R. RAUSCHER, 1985. *Datos geocronológicos en las Sedimentitas del Grupo La Tinta de Villa Caciue, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bon., Tandil, 1985, Res., CIC, 128, La Plata.
- , R. VARELA y F. ACEÑOLAZA, 1985. *Caracteres geológicos y paleoicnológicos del Cerro del Corral (partido de Necochea), provincia de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bon., Tandil, 1985, Res., CIC, 101-102, La Plata.
- , — y E. LEONE, 1985. *Las unidades precenozoicas del área comprendida entre la Numancia y Sierra Larga, Sierras Septentrionales de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bon., Tandil, 1985, Res., CIC, 99-100, La Plata.
- DEL VALLE, A., 1986. *La Formación Balcarce en el sector oriental de Tandilia. Guía Excursión Primera Reunión Argentina de Sedimentología*. Public. de la Reunión, 13-16, La Plata.
- DI PAOLA, E. y H. MARCHESE, 1974. *Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta*. Asoc. Arg. Min. Petr. Sedim., Rev., V, 3-4, Buenos Aires.
- DRISTAS, J. A. y M. C. FRISICALE, 1983. *Presencia de alunita sódica y otras evidencias de alteración hidrotermal en el área ubicada al oeste de Barker, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. Asoc. Arg. Min., Petr. Sedim., Rev., 14, 1-2.
- HEDBERG, H. D., 1980. *Guía Estratigráfica Internacional*. Ed. Reverté, S. A., 1-205, Barcelona.
- HEUSSER, J. C. y G. CLARAZ, 1893. *Beitrage zur geognostische und physikalischen Kenntniss der Provinz Buenos Aires*. Neue Denkschr. allgem. Schweizeres f. d. gesamt. Naturw. t, XXI, 2.
- IÑIGUEZ RODRIGUEZ, M., 1970. *Composición mineralógica de las arcillas de la Serie de La Tinta*.

- provincia de Buenos Aires. M.O.P., LEMIT, Serie II, 156: 75-83, La Plata.
- y P. ZALBA, 1974a. *Geología de yacimientos de arcillas refractarias de la provincia de Buenos Aires, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (3): 304-310, Buenos Aires.
- y —, 1974b. *Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. M.O.P., LEMIT, Serie II, 164: 95-100, La Plata.
- JOHNSON, H. D., 1980. *Shallow siliciclastic seas*. En: H. G. Reading (Ed.) *Sedimentary Environments and Facies*. 207-258, Elsevier, New York.
- LEVERATTO, M. A. y H. G. MARCHESE, 1983. *Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de la sierra de La Tinta-Barker-villa Cacique-Arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (2): 235-247, Buenos Aires.
- MANASSERO, J. M., 1985. *Estudio estratigráfico-estructural del área ubicada en el sector oriental de la localidad de Barker, provincia de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bon., Tandil, 1985, Res., CIC, 107-109, La Plata.
- , 1986. *Estratigrafía y estructura en el sector oriental de la localidad de Barker, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (3-4): 375-384, Buenos Aires.
- MARCHESE, H. G. y E. DI PAOLA, 1975. *Miogeosinclinal Tandil*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (2): 161-179, Buenos Aires.
- MARTINSSON, A., 1970. *Toponymy of trace fossils*. En: T. P. Crimes and J. C. Harper (Eds.) *Trace Fossils*. Geol. Jour. Spec. Issue, 3: 323-330.
- MONTERO, C., 1951. *Estudio geológico de la zona de Barker (partido de Juárez), provincia de Buenos Aires*. Mus. La Plata, Tesis, (inéd.), La Plata.
- POIRE, D. C., A. DEL VALLE y G. M. REGALIA, 1984. *Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. IXº Congr. Geol. Arg., S. C. Bariloche, Actas, IV: 249-266, Buenos Aires.
- RAPELA, C., L. DALLA SALDA y C. CINGOLANI, 1974. *Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (Sierras de Los Barrientos, provincia de Buenos Aires)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (3): 319-331, Buenos Aires.
- REGALIA, G. M. y H. H. HERRERA, 1981. *Phycodes aff pedum (traza fósil) en estratos cuarcíticos de San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (3): 257-261, Buenos Aires.
- RHOADS, D. C., 1975. *The paleoecological and environmental significance of trace fossils*. En: R. W. Frey: *The study of trace fossils: a synthesis of principles, problems and procedures in ichnology*. Springer-Verlag, 147-160, Berlin.
- RODRIGUEZ, M. M., 1985. *Geología y mineralogía de arcillas de la Sierra La Juanita y sus inmediaciones, Barker, provincia de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bon., Res., CIC, 190-191, La Plata.
- TERUGGI, M. E., 1964. *Paleocorrientes y Paleogeografía de las ortocuarzitas de la Serie de La Tinta (provincia de Buenos Aires)*. Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires, An., V, 27, La Plata.
- TERUGGI, M. E. y J. Q. KILMURRAY, 1980. *Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. IIº Simp. Geol. Reg. Arg., II: 919-966, Córdoba.
- ZALBA, P. E., 1978. *Estudio geológico-mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires y su importancia económica*. Mus. La Plata, Tesis, 362, 1-75, (inéd.), La Plata.
- , 1979a. *Clay deposits of Las Aguilas Formation, Barker, Buenos Aires province, Argentina*. Clays and Clay Minerals, 27 (6): 433-439.
- , 1979b. *Sobre la presencia de diásporo y halloysita en las arcilitas de la zona de Barker, provincia de Buenos Aires*. VIIº Congr. Geol. Arg., Neuquén, 1978, Actas, II: 337-349.
- , 1981. *Nuevo nivel de arcilitas sobre las calizas de la zona de Barker, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 99-102, Buenos Aires.
- , 1985a. *Clasificación de arcillas de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bon., Tandil, 1985, Res., CIC, 189, La Plata.
- , 1985b. *Mapa Geológico de las unidades precenozoicas en escala 1:50.000 correspondiente a las Hojas López, Barker y La Negra, provincia de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bon., Tandil, 1985, CIC, 111-112, La Plata.
- , R. R. ANDREIS y F. C. LORENZO, 1982. *Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica en la Cuchilla de Las Aguilas, Barker, Argentina*. Vº Congr. Latinoam. Geol., Actas, II: 389-409, Buenos Aires.

Recibido: 11 de septiembre, 1987

Aceptado: 21 de junio 1988

PATRICIA E. ZALBA

CIC

Centro de Tecnología de Recursos Minerales y Cerámica
Camino Centenario 505 y 508
1897 M. B. Gonnet

RENATO R. ANDREIS

CONICET

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

ADRIAN M. IÑIGUEZ

CONICET

Centro de Investigaciones Geológicas
Calle 1 N° 644
1900 La Plata

EL VOLCANISMO CENOZOICO DE HUANTRAICO: EDAD Y RELACIONES ISOTOPICAS INICIALES, PROVINCIA DEL NEUQUEN

Víctor A. Ramos y Mario Barbieri

RESUMEN

La región de Huantraico está ubicada a lo largo del borde oriental de Los Andes a los 37°30' de latitud, en la provincia del Neuquén. Está caracterizada por un volcanismo de retroarco que se inició en el Oligoceno basal (36 Ma) y persistió en forma intermitente hasta el Plioceno inferior (4,5 Ma). Esta actividad volcánica se caracteriza por su composición andesítica a basáltica de tendencias alcalinas y sus bajas relaciones isotópicas Sr^{87/86} (0,7035 a 0,7036). Se interpreta la existencia del extenso magmatismo de retroarco en el segmento entre los 34° y 37°30' como condicionada por la edad de la corteza oceánica subducida. La geometría de la zona de Benioff en este segmento con una inclinación de 28 a 30°, es equivalente a la de otros segmentos, los cuales no tienen magmatismo de retroarco, como el ubicado entre los 22° y 27°S de latitud. La comparación entre los diferentes segmentos permite asumir que a geometrías de subducción equivalentes, el magmatismo de retroarco parece estar controlado por la absorción relativamente más rápida de la corteza oceánica más joven.

ABSTRACT

The Huantraico region is located along the eastern side of the Andes at 37°30'S latitude, in the province of Neuquén. It is characterized by a retroarc volcanism that begun in the Earliest Oligocene (36 Ma) and intermittently persisted up to the Early Pliocene (4,5 Ma). This volcanic activity has an andesitic to basaltic composition with alkaline affinities and low Sr^{87/86} ratios (0,7035 a 0,7036). The existence of this extensive retroarc magmatism between 34° and 37°30' segment is interpreted as conditioned by the age of the subducted oceanic crust. The geometry of the Benioff zone in this segment with 28-30° dip, is equivalent to other segments, which have not retroarc magmatism, such as the one between 22° and 27°S latitude. The comparison among the different segments permits to assume that at equivalent subduction geometries, the retroarc magmatism seems to be controlled by the most relatively rapid absorption of younger oceanic crust.

INTRODUCCION

El objetivo del presente estudio es dar a conocer la secuencia volcánica del sector extra-andino septentrional de la provincia del Neuquén, algunas características isotópicas y los condicionamientos estructurales y tectónicos de la región durante el desarrollo de esta actividad magmática.

El estudio se basa principalmente en observaciones de campo, dataciones geocronológicas, determinaciones isotópicas de Sr^{87/86} y en las características estructurales de yacencia de las diferentes unidades magmáticas.

Ubicación del área

El área analizada se halla ubicada entre los 37°15' y los 37°45' de latitud sur, y entre los 71°00' y los 70°15' de longitud oeste de Greenwich, en el extremo norte central de la provin-

cia del Neuquén (figura 1). Queda al norte limitada por el río Colorado, al oeste por las estribaciones volcánicas del Tromen, al este por el volcán Auca Mahuida y al sur por el dorso de los Chihuidos (véase figura 2).

Desde el punto de vista geológico el área se ubica en la región extra-andina abarcada por el engolfamiento neuquino, y caracterizada por un intenso volcanismo de retroarco, como el descrito por Bermúdez y Delpino (1987a y b) en la región inmediatamente al norte. Desde el punto de vista tectónico se halla desarrollada en un segmento con una inclinación de la zona de subducción normal, al sur del segmento de subducción subhorizontal (Isacks *et al.*, 1982; Jordán *et al.*, 1983a y b).

Antecedentes

Si bien son numerosos los geólogos que estudiaron la región de Huantraico desde los ini-

cios de este siglo, la mayor parte de ellos se concentró en caracterizar las secuencias sedimentarias mesozoicas. El primero en mencionar las rocas volcánicas del área fue Grober (1946), quien al describir el *palaocolitense*, extendió su área típica de desarrollo desde la sierra epónima hasta la sierra de Huantraico (Groeber, 1946: 192-193). Ese mismo año Herrero Ducloux (1946) dió a conocer los primeros levantamientos del área, recopilando los trabajos previos inéditos de YPF.

Con posterioridad se presentaron los levantamientos llevados a cabo por el Servicio Geológico Nacional, la mitad norte a cargo de Holmberg (1976) y la sur por Ramos (1981). En ellos se dieron a conocer el ordenamiento relativo de las unidades volcánicas, sin disponer de fechados radimétricos para una correcta ubicación.

La extensión de este campo volcánico en el sur de Mendoza, así como la secuencia relativa fue analizada desde el punto de vista regional por Yrigoyen (1950). Más recientemente Bettini (1982) se vuelve a ocupar de la distribución y posición estratigráfica de las secuencias volcánicas del sur mendocino, alcanzando en sus correlaciones la sierra de Huantraico.

En la región de retroarco del sur mendocino, este volcanismo fue caracterizado por Delpino y Bermúdez (1985), quienes definieron una provincia magmática basáltica andino cuyana entre los 35° y 37°S con características propias (Bermúdez y Delpino, 1987 a y b).

RESEÑA ESTRATIGRAFICA

La secuencia prevolcánica

La secuencia estratigráfica prevolcánica está caracterizada por una potente serie sedimentaria mesozoica, sobre la que se apoyan en discordancia erosiva las sedimentitas del Grupo Malargüe y otros depósitos terciarios (Ramos, 1981). Los primeros indicios de una actividad volcánica han quedado registrados en las sedimentitas paleógenas de la Formación Carrere.

a) Formación Carrere

Sobre el Grupo Malargüe se asientan en discordancia los depósitos piroclásticos de la Formación Carrere (Holmberg, 1976). Estos en su base presentan los clásicos *rodados lustrosos* mencionados más al norte por Groeber (1946).

Si bien algunos autores sobre la base de restos de mamíferos encontrados en la misma, la correlacionaron con la Formación Collon Cura del Mioceno medio (Marcón, 1975), otros más correctamente la asignaron al Oligoceno por su posición infrayacente con la Formación Palaoco (Uliana, 1978). Sin embargo, sobre la base de los datos aquí presentados se le asigna una edad pre-oligocena, probablemente eocena superior.

Su contenido fosilífero sería así correlacionable con las Tobas de Sarmiento o algunas de las edades mamalíferas que ellas representan. Estas fueron ya mencionadas con reservas por Pascual *et al.* (1978: 182), como aflorantes en la Meseta de la Barda Negra, así como a estratos portadores de los restos de *Pyrotherium romeroi* de edad deseadense (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) del alto Río Neuquén que podrían preceder de unidades equivalentes a la Formación Carrere y no de la supuesta Formación Collon Cura (Pascual *et al.*, *op. cit.*).

Con la asignación al Eoceno de la Formación Carrere, ésta integraría temporalmente el complejo efusivo eógeno definido por Bettini *et al.* (1979) y Bettini (1982: 87) en el sur de Mendoza y correlacionado con el Deseadense, sobre la base de su contenido fosilífero. Esta asignación permite retomar las viejas ideas de Groeber (1952), para quien estos depósitos de la base del "palaocolitense" corresponderían al Eoceno (véase Holmberg, 1976).

La frecuente participación de tobas de caída en la Formación Carrere, y la amplia extensión de las mismas, que se encuentran desde el sur de Mendoza, por el Alto Río Neuquén, hasta la Meseta de la Barda Negra, indicarían que durante el Eoceno en la región cordillerana existió a estas latitudes un importante volcanismo. Este se correspondería con el descrito por Llambías y Rapela (1987), al oeste de la región aquí estudiada, cuya edad varía entre 39 y 49 Ma, y representaría al arco magmático activo eoceno a estas latitudes.

La secuencia volcánica de retroarco

Las volcanitas de la región se hallan desarrolladas entre dos macizos volcánicos que registran actividad más reciente: al oeste el cerro Tromen y al este el volcán Auca Mahuida (véase mapa geológico de la figura 2). Sobre la base de sus edades relativas se las ha agrupado, siguiendo en parte a lo propuesto por Ramos (1981), en las siguientes unidades.

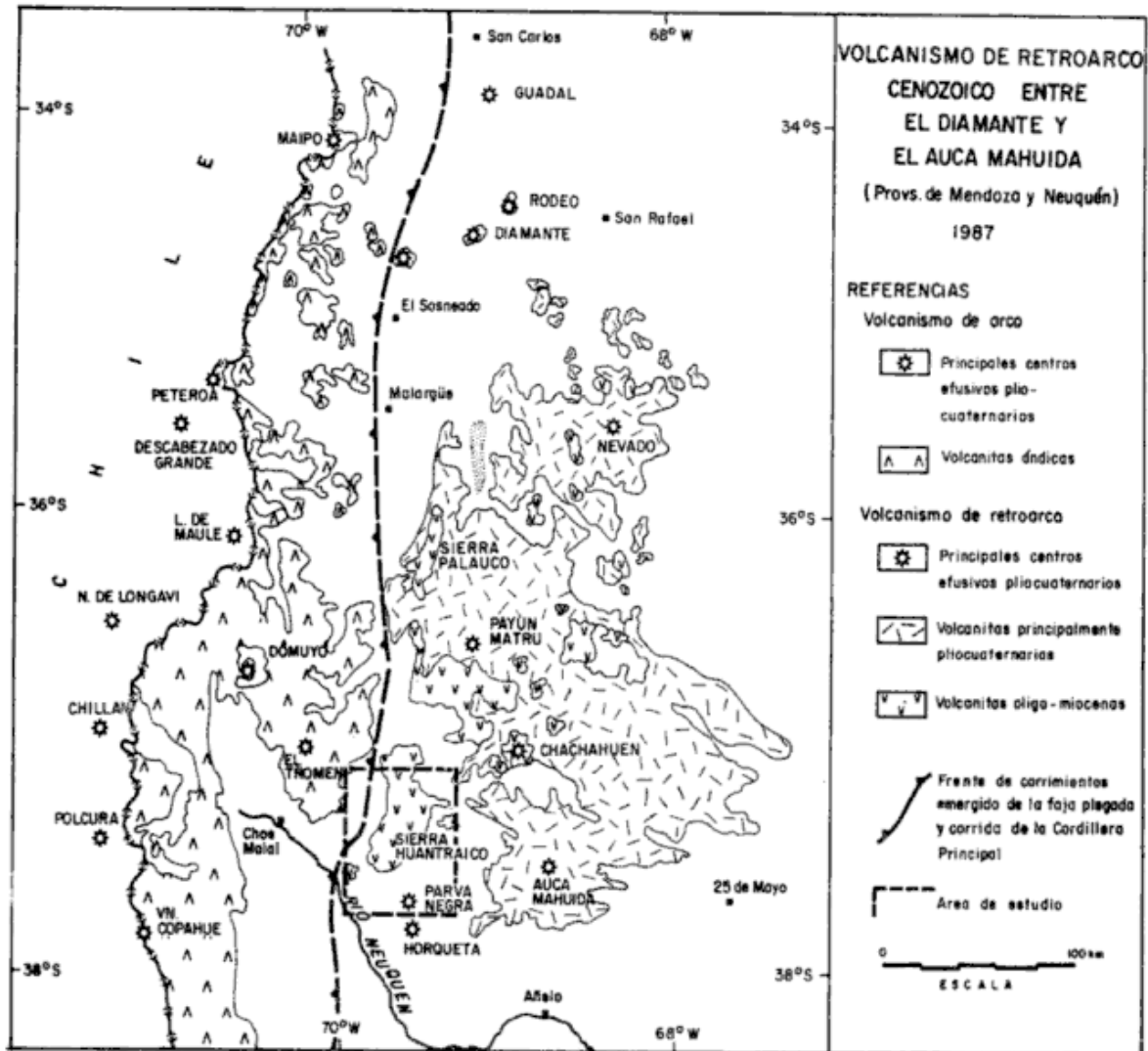


Figura 1: Ubicación del área estudiada dentro de la región de retroarco extra-andina de las provincias de Mendoza y Neuquén. La distribución de los principales centros efusivos cenozoicos está basada en Polanski (1957) y Bermúdez y Delpino (1987b), para el sector mendocino. La distribución de los afloramientos del arco volcánico y del retroarco está basada en Ramos y Pesce (1982). El frente de corrimientos no incluye sobrecorrimientos no emergentes que caracterizan la deformación del sector al este del mismo.

a) Formación Palaoco

Bajo esta denominación se han reunido, siguiendo la propuesta original de Groeber (1946), las volcanitas y depósitos piroclásticos y epiclásticos que afloran en la sierra de Huantraico. En ésta se pueden distinguir dos miembros, uno inferior compuesto por conglomerados y tobas, y uno superior con predominio de volcanitas basálticas. El espesor aflorante de estos depósitos sobrepasa los 400 m, aunque una perforación realizada por YPF (Nq.Hu.x-1) en la parte media de la sierra de Huantraico atravesó más de 1.000 m de rocas volcánicas, atribuidas a esta unidad.

La base es transicional con la Formación Carrere. Está representada por conglomerados gruesos, con restos de troncos silicificados, y abundantes clastos de volcanitas, en una matriz tobácea. A estos se interponen aglomerados volcánicos, bancos de toba de caída, en parte con retrabajo aluvial, y coladas de basalto. Estas hacia el techo se hacen más abundantes.

Las rocas volcánicas son de composición basáltica, textura porfírica, con abundantes fenocristales euedrales de piroxeno y plagioclasa de cuatro a cinco milímetros de diámetro. El feldespato dominante es labradorita media a cálcica, zonada, con tendencia a formar cumu-

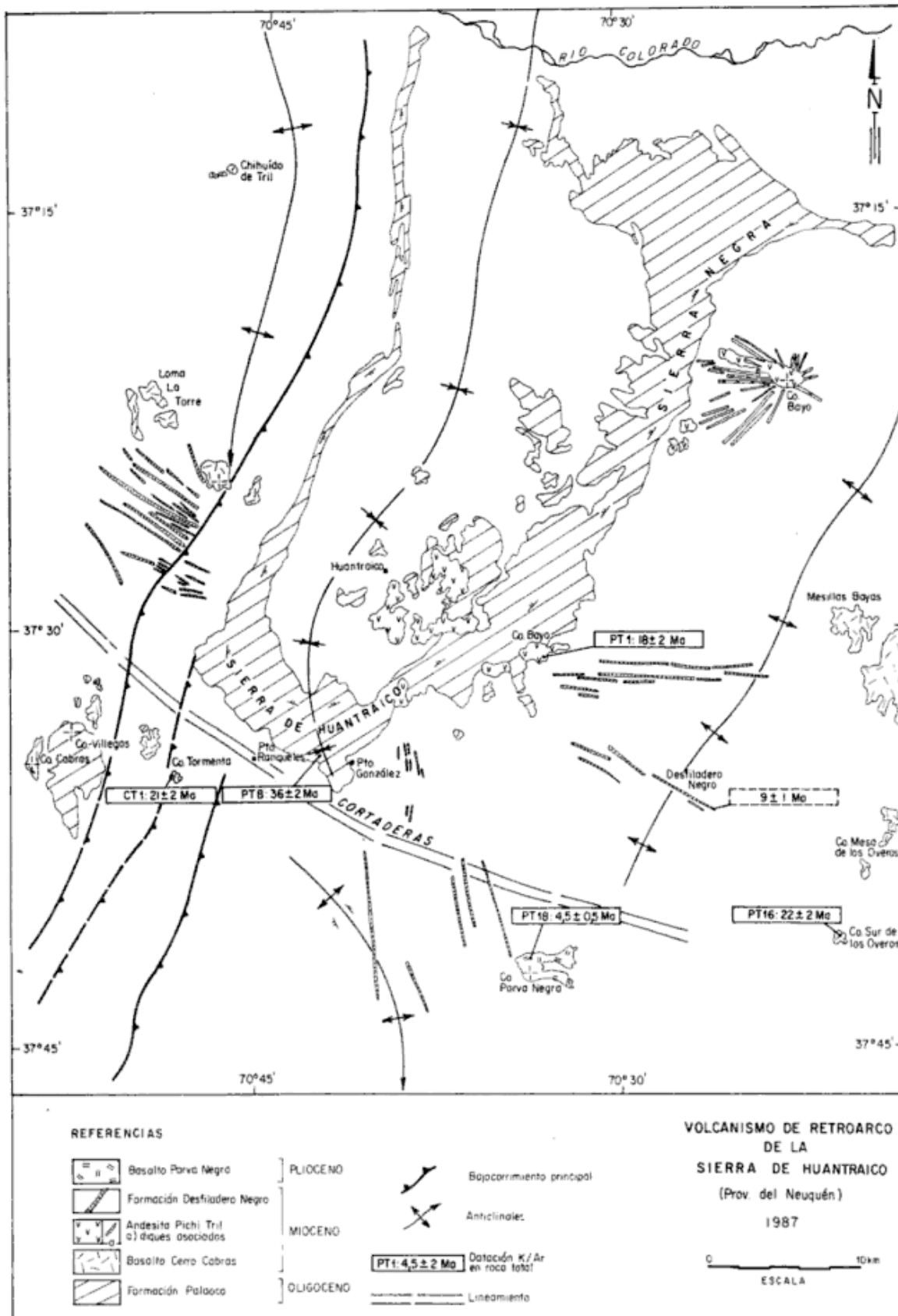


Figura 2: Mapa geológico generalizado de la región. Basado en Holmberg (1976) y Ramos (1981).

latos; olivina subhedral y clinopiroxeno. En la pasta además de pequeñas tablillas de plagioclasa, se encuentran feldespatos alcalinos intersticiales, y pequeños cristales de nefelina y analcima. Si bien tanto el feldespato alcalino como los feldespatoideos no superan el 5 % modal de la roca, su presencia evidencia tendencias alcalinas. El índice de color de las muestras es de aproximadamente 55, y son por lo general más claras que un basalto típico.

El miembro superior muestra un notable predominio de mantos de basalto, de 6 a 15 m de espesor, y escasos niveles de tobas intercalados. La composición de los basaltos es similar a los del miembro inferior, estando compuestos por fenocristales de olivino, labradorita media a cálcica y clinopiroxeno. La pasta de estos basaltos está compuesta principalmente por labradorita ácida, pequeños gránulos de magnetita y clinopiroxeno.

Toda la secuencia se halla fuertemente fracturada y plegada. Su composición y características son similares a las descritas por Bermúdez (1987) en la sierra de Palauco, donde también presentan afinidades alcalinas.

Edad

Una edad radimétrica de los niveles basales arrojó un valor de 36 ± 2 Ma (véase cuadro I), lo que permite datar el comienzo del volcanismo, como producido a principios del Oligoceno basal. Sus niveles superiores no han sido datados en la comarca, pero niveles equivalentes en la región al norte del río Colorado arrojaron edades entre 26 y 18 Ma (véase González Díaz, 1979: 50).

Si se integran estos valores, puede afirmarse que la actividad volcánica del retroarco comenzó en el Oligoceno basal y perduró hasta el techo del Mioceno inferior. Algunos autores como Bettini (1982), dividen esta actividad volcánica en dos ciclos diferentes, agrupados en un complejo efusivo paleógeno y otro neógeno y separados mediante discordancia. Como se verá cuando se analice el Basalto Cabras, existen discordancias entre los diferentes elementos volcánicos de la secuencia, aunque estas son de naturaleza local y no de importancia tectónica, por lo que se ha preferido agruparlos en la misma unidad.

b) Basalto Cerro Cabras

Bajo esta denominación se agrupó una serie de coladas basálticas (Ramos, 1981), y cuellos

volcánicos, que se hallan expuestos a ambos lados de la sierra de Huantraico y hacia el sur de la misma. Está representado por mesetas basálticas como las del cerro Cabras, las de Loma La Torre, las Mesillas Bayas, la Mesa de Los Overos y Sur de los Overos. Estas mesas o mesillas basálticas se apoyan en discordancia sobre las rocas anteriores, o sobre un paisaje esculpido en la Formación Palaoco. Son por lo general de reducido tamaño y se hallan afectadas tectónicamente en el sector occidental del área. Son basaltos olivínicos con afinidades alcalinas. Están compuestos por labradorita, clinopiroxeno y como accesorio, feldespato alcalino.

Se han agrupado en esta unidad los cuellos volcánicos, conocidos localmente como chihuidos^(*), tales como el Chihuido de Tril y el cerro Tormenta (también conocido como Chihuido de Las Liebres), entre otros. Estos se caracterizan por estar compuestos por basaltos de composición alcalina. El cerro Tormenta está constituido por una teschenita escasamente porfírica en un pasta granosa mediana, que denota su origen hipabisal (Ramos, 1981). Su mineralogía comprende olivina, labradorita con feldespato alcalino intersticial y analcima, siendo estos últimos muy abundantes.

Las dataciones disponibles de esta unidad permiten asignarle una edad entre 21 y 22 Ma, lo que la convertiría en parcialmente sincrónica con el miembro superior de la Formación Palaoco. En realidad corresponde a efusiones menores, de naturaleza parcialmente más alcalina que los basaltos de esta unidad, desarrollados en forma periférica al centro efusivo de Huantraico. Sobre la base de estas dataciones se la asigna al Mioceno basal.

c) Andesita Pichi Tril

Esta unidad comprende una serie de cuerpos subsuperficiales de andesita, que afloran en la parte sur de la sierra de Huantraico (Ramos, 1981). Por sus características petrográficas Holmberg (1976) los había asignado a la Formación Molle, o serie andesítica oligocena de la región cordillerana, homologándolos al *mollelense* de Groeber (1946).

La petrografía de estos cuerpos andesíticos está caracterizada por la constante presencia de hornblenda pardo-verdosa como máfico domi-

(*) Chihuido, en araucano puesto de vigía.

Cuadro I: Edades radimétricas de las volcanitas de la región de Huantraico, provincia del Neuquén(*)

Unidad	NºLab.	%K	Ar ⁴⁰ rad ¹	%Ar atm	Edad (Ma)
1) Basalto Parva Negra	0793	1,28	0,103	90,3	4,5± 0,5
2) Andesita Pichi Tril	0769	2,74	0,871	29,3	18±2
3) Basalto Cerro Cabras	0762	0,94	0,335	31,1	21±2
4) Basalto Cerro Cabras	0761	1,16	0,466	50,7	22±2
5) Formación Palaoco	0768	0,83	0,540	31,4	36±2

(*) Edades K/Ar sobre roca total obtenidas en el INGEIS.

Localidades

- 1) Cerro Parva Negra, al sur de la sierra de Huantraico.
- 2) Cerro Bayo sobre la ladera sudeste de la sierra de Huantraico.
- 3) Cerro Tormenta, al este del cerro Villegas.
- 4) Cerro Sur de los Overos, 32 km al este-noreste de Puesto González.
- 5) Sierra de Huantraico, 2 km al oeste de Puesto González.

¹⁾ Valores expresados en 10⁻¹⁰ moles por gramo.

nante, asociada a plagioclasa (andesina cálcica), escaso clinopiroxeno y biotita (Ramos, 1981).

Su exponente principal es el cerro Bayo de la Sierra Negra (Holmberg, 1976). Este intrusivo está asociado a un complejo de diques radiales de 3 a 4 km de extensión y de 2 a 10 m de potencia. Otros cuerpos menores afloran en el cerro Bayo de la Sierra de Huantraico, y en una serie de domos intrusivos que afectan a la Formación Palaoco en esta localidad.

Además de los domos subvolcánicos y de sus diques se observan filones capa emplazados en las areniscas del Grupo Neuquén. En el subsuelo del Chihuido de la Sierra Negra (o cerro Bayo) se puede verificar el hábito de estos cuerpos. Sobre la base de la información de los diferentes pozos perforados en este yacimiento de hidrocarburos, se puede constatar que se emplazan en las Formaciones Quintuco y Vaca Muerta y en menor medida en las Formaciones Multi-

chino y Agrio. En los diferentes sondeos se atravesaron hasta 251 m de rocas andesíticas en un sólo pozo, con un espesor máximo para un sólo cuerpo de 105 m, aunque normalmente alcanzan sólo 20 a 50 m (Orchuela, 1975).

En este sector el plegamiento de la cobertura está controlado por la presencia de estos filones capas que generan estructuras positivas de mediano a reducido tamaño. Cuando se eliminan los espesores de los filones capa andesíticos desaparecen los positivos estructurales confirmando su origen no tectónico (Cangini, 1972).

No se pudo constatar si estos cuerpos se hallan afectados estructuralmente, pues sus mejores exposiciones se hallan al este del frente de corrimiento en la comarca.

Edad

Una datación procedente del cerro Bayo de la sierra de Huantraico arrojó una edad de 18±2

Ma, lo que permite asignar este evento al Mioceno inferior, acotando también la edad mínima de la Formación Palaoco en la comarca.

Si bien sus características litológicas son similares a la serie andesítica cordillerana, o *mollilitense* de Groeber (1946) recientemente descrita como Formación Cayanta por Rapela y Llambías (1985), la edad de la misma es diferente. Esta actividad andesítica que en la cordillera arrojó edades entre 49,9 y 39,0 Ma (Llambías y Rapela, 1987), es más joven en la región de retroarco, donde sus cuerpos son más pequeños y aislados, además de más jóvenes. Estos cuerpos de edad miocena inferior se emplazan más hacia el antepaís que la actividad principal del arco magmático.

d) Formación Desfiladero Negro

Esta unidad comprende una serie de diques básicos cuyo rumbo dominante es transversal a la estructura regional del área (véase figura 2) y que atraviesan no solamente a las rocas andesíticas anteriores, sino que también a la mayor parte de la secuencia sedimentaria mesozoica (Ramos, 1981).

Alcanzan varios kilómetros de longitud y entre 10 y 15 m de espesor. Están compuestos principalmente por andesitas y basaltos, de textura porfírica con pasta microgranosa a intersertal fina. Están constituidos por plagioclasa (labradorita media), olivino y clinopiroxeno. La apatita es frecuentemente el mineral accesorio.

Son discordantes a la estructura de las unidades anteriores, y se puede afirmar que son posttectónicos a la deformación principal de la región. Se emplazan en direcciones de extensión transversales a los pliegues mayores o en forma oblicua a posibles fallas transcurrentes, como el lineamiento Cortaderas. En conjunto presentan una aparente disposición radial, cuyo centro se hallaría en la zona de Huantraico (véase figura 2).

Edad

Rocas equivalentes a las descritas han sido asignadas sobre la base de una datación en el área de Aguada San Roque, inmediatamente al este del área mapeada, al Mioceno superior (9 ± 1 Ma, K/Ar en roca total, Linares, 1977).

Esto permite restringir la edad de la deformación principal del área como previa a los 9 Ma.

e) Basalto Parva Negra

Esta unidad comprende una serie de aparatos volcánicos monogénicos, como el cerro epónimo, o los ubicados más al sur, tales como los del grupo del cerro Horqueta. Sus aparatos volcánicos están constituidos por conos piroclásticos y coladas de varios kilómetros de longitud que preservan sus líneas de flujo. Entre estas coladas se destaca la del cerro Horqueta con más de 13 km de longitud (Ramos, 1981).

Petrográficamente se caracterizan por ser lavas africas a vesiculares. La pasta está constituida por tablillas de plagioclasa, entre las que se distribuye vidrio y abundantes gránulos de minerales opacos y cristales de olivino. En la base de las coladas se observan texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa (labradorita media a cálcica), olivino y clinopiroxeno.

Edad

Si bien estas rocas fueron tradicionalmente asignadas al Cuaternario (Herrero Ducloux, 1946; Groeber, 1946; Ramos, 1981), la edad radiométrica obtenida en el cerro Parva Negra indica una antigüedad mayor. Su edad de $4,5 \pm 0,5$ Ma permite ubicar estas rocas efusivas en el Plioceno inferior.

Su ubicación está parcialmente controlada por fracturas, con posibles componentes trans tensionales. Controles de emisiones similares fueron descritos por Delpino (1987) en la región de Llancanelo, en la provincia de Mendoza.

La secuencia postvolcánica

Con la sólo excepción de los depósitos de la Formación Tristeza, al norte de la sierra de Huantraico (Holmberg, 1976), no hay afloramientos terciarios posteriores a la principal actividad volcánica del área. La sedimentación posterior es exclusivamente cuaternaria, predominando los depósitos aluviales, con escasos depósitos eólicos en el sector más oriental.

La actividad principal del arco magmático durante el Cuaternario se registró principalmente en los volcanes Chillán y Antuco (Chile) a lo largo del frente volcánico, y en el Volcán Tromen del lado argentino (véase Llambías *et al.*, 1982), con algunas edades en su sector sur cercano a Buta Ranquil, que oscilan entre 0,3 y 3,2 Ma (Valencio *et al.*, 1969).

La actividad volcánica de retroarco ha migrado aparentemente al volcán Auca Mahuida

que registra actividad volcánica de composición basáltica a los $4,8 \pm 2$; $2,8 \pm 0,8$; $1,8 \pm 0,5$ y $1,7 \pm 0,7$ Ma (Linares, 1979).

RELACIONES ISOTOPICAS

El contenido de rubidio y estroncio en las muestras fue analizado en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad di Roma, y medido por espectrometría de masa por el método de dilución isotópica. Las relaciones isotópicas del estroncio fueron obtenidas por espectrometría de masa en parte con un aparato AEI MS 503 y en parte con un espectrómetro Varian. Las rocas volcánicas fueron atacadas con una mezcla de HF-HClO₄, con su posterior secado y el residuo, reaccionado con HClO₄ + HCl. La solución fue hecha pasar a través de una resina de intercambio catiónico para separar el estroncio de los otros elementos (Barbieri *et al.*, 1981).

En las rocas volcánicas se han medido para una muestra representativa tenores de 565 ppm de Sr y 22 ppm de Rb, dando una relación Rb/Sr de 0,0389. Esta baja relación es intermedia a la de los basaltos alcalinos de la Patagonia sur: 0,036 para el campo volcánico de Pali Aike (Skewes y Stern, 1979) y 0,058 en la meseta de Las Vizcachas (Muñoz, 1982).

Las relaciones isotópicas obtenidas se observan en el cuadro II. Estas volcanitas presentan como característica común, independientemente de la edad, y del volumen de la roca eruptada, relaciones isotópicas muy bajas. Estas varían entre 0,703509 y 0,703612, y son levemente inferiores a los valores presentados por Ramos *et al.* (1982), para basaltos de retroarco de la Patagonia extra-andina de la provincia de Santa Cruz ($0,7036$ y $0,7039 \pm 0,0006$).

Los valores obtenidos por Muñoz *et al.* (1987) de las relaciones isotópicas de volcanitas cenozoicas de arco y retroarco entre Llanquanelo (sur de Mendoza) y río Agrío (Neuquén), son también levemente mayores, oscilando entre 0,7038 y 0,7042, aunque todas estas rocas presentan relaciones iniciales bajas, en comparación a otros segmentos de los Andes.

Cuando se las compara con las relaciones isotópicas de las volcanitas del arco, estas son relativamente mayores, como lo destacaran Muñoz y Stern (1985). Los valores encontrados para estas latitudes en el arco oscilan entre 0,7037 a 0,7044 (Harmon *et al.*, 1984), e indicarían una fusión parcial de una fuente en un manto contaminado por pequeñas proporciones de componentes corticales derivados de la placa oceánica subducida (Muñoz y Stern, 1985).

Las relaciones isotópicas del arco volcánico al norte y sur de los 37° de latitud, presentan un rápido incremento en el segmento norte, alcanzando valores de 0,7051 a 0,7055 (provincia I) y sólo un paulatino incremento hacia el sur de 0,7037 a 0,7045 (provincia II) con valores mínimos de 0,7037 a los 37° de latitud (López Escobar, 1984). Este brusco cambio del arco cordillerano, se explicaría debido que al norte de esta latitud se habría desarrollado sobre un componente cortical siálico acrecionado, mientras que en la región orogénica a los 37° se ubicaría al oeste del mismo (véase Ramos *et al.*, 1986).

Si se grafica la distancia a la trinchera oceánica *versus* la relación isotópica, se hace

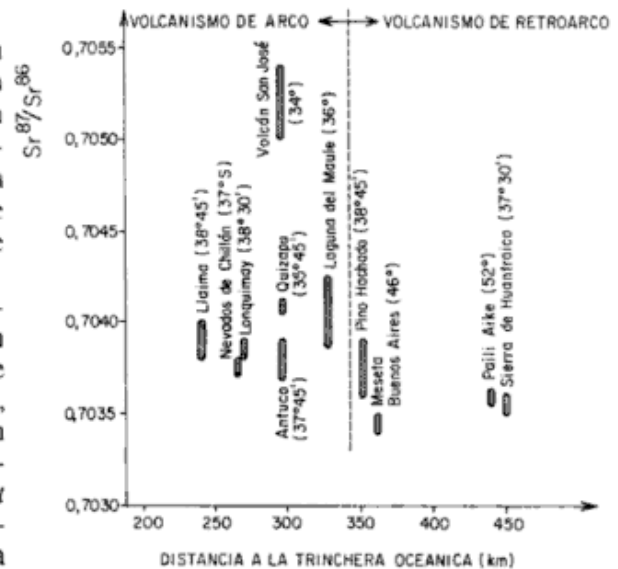


Figura 3: Distancia a la trinchera versus relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Basado en López Escobar (1984), Hickey *et al.*, (1984), Harmon *et al.* (1984) y Muñoz y Stern (1985) para la región del arco y datos de este trabajo para el retroarco.

evidente que esta última disminuye hacia el retroarco (véase figura 3). En una zona de subducción normal el engrosamiento cortical que sería dable esperar hacia la región del antepaís, produciría un incremento de la potencial contaminación cortical y por lo tanto se obtendrían relaciones más altas. Sin embargo a la latitud estudiada ocurre todo lo contrario. Esto había sido notado por Stern *et al.* (1984), quienes interpretan la existencia de volcanismo de retroarco del Cenozoico superior como el resultado de un intenso diapirismo en la cuña astenosférica.

Cuadro II: Relaciones isotópicas del Estroncio en las volcánitas de la región de Huantraico, provincia del Neuquén^(*)

Unidad	Nº Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SrError (± 1)
1) Basalto Parva Negra	PT-18	0,703509	39×10^{-6}
2) Andesita Pichi Tril	PT 1	0,703612	28×10^{-6}
3) Andesita Pichi Tril	R3	0,703556	38×10^{-6}
4) Formación Palaoco	CT 2	0,703548	27×10^{-6}
5) Formación Palaoco	R 1	0,703548	31×10^{-6}

^(*) Relaciones isotópicas efectuadas en el Instituto de Geochimica de la Universidad de Roma.

Localidades

- 1) Basalto del Cerro Parva Negra.
- 2) y 3) Andesitas hornblendíferas del cerro Bayo, sudeste de la sierra de Huantraico.
- 5) Andesita piroxénica del segundo manto volcánico del Puesto González, sierra de Huantraico.

Estas relaciones más bajas podrían indicar un atenuamiento cortical o una mayor facilidad de erupción de las volcánitas de retroarco como la que brindaría un campo extensional como el propuesto más al norte por Bermudez y Delpino (1987).

Cualquiera fuera la interpretación, si se asumen fuentes magmáticas asociadas al proceso de subducción similares entre el arco y el retroarco, las bajas relaciones encontradas estarían indicando una mayor facilidad de acceso y una menor contaminación con componentes corticales.

ESTRUCTURA

A fin de poder determinar las condiciones estructurales que caracterizan la región de retroarco, se examinó la estructura de una sección este-oeste (véase figura 4). Esta está basada en un corte estructural controlado por sondeos y líneas sísmicas presentado por Ploszkiewicz y Viñes (1987). La región de retroarco está caracterizada por un notable apilamiento tectónico de la cobertura mesozoica, la que es repetida me-

dante bajocorrimientos buzantes hacia el antepaís. La sierra de Huantraico es, como la han demostrado los autores mencionados, un amplio sinclinal que ha sido bajocorrido y levantado por la secuencia mesozoica, con el posible desarrollo de duplexes apilados antiformalmente. El basamento se hallaría implicado en la deformación en el sector más occidental.

La edad de esta estructura es post-Formación Palaoco, dado que esta unidad se halla plegada y fracturada. Si bien la deformación pudo haberse iniciado ya en el Cretácico superior en los sectores más internos, cuando se depositó esta unidad la región se hallaba incipientemente estructurada por la fase incaica a fines del Eoceno (Bettini *et al.* 1979). La deformación compresiva principal fue post-Andesita Pichi Tril y pre-Formación Desfiladero Negro. Esto permitiría acotar la fase diastrófica entre los 18 y 9 Ma, estando probablemente próxima a esta última edad, dado el carácter postectónico que presentan los diques. Sobre esta base se asigna la deformación principal a la fase quechua, que habría actuado a estas latitudes aproximadamente a los 10 Ma.

Con posterioridad pudo haber una segunda fase compresiva en la base del Plioceno, como lo demuestra la reactivación de viejas fracturas y la efusión posterior del Basalto Parva Negra a los 4,5 Ma.

Es interesante destacar, como se puede inferir de los mecanismos focales compresivos que caracterizan el arco magmático principal a la latitud del volcán Maipo (Isacks *et al.*, 1982), Jordan *et al.*, 1983b), que la Cordillera Principal está sometida a un régimen compresivo en la actualidad.

Una consecuencia obvia de estas fases de estructuración es que las relaciones isotópicas de las rocas anteriores o posteriores a la fase compresiva no presentan variaciones sustanciales, aparentemente la facilidad de acceso a la superficie no fue afectada. Es evidente que la estructura ándica a estas latitudes (véase figura 4), no presenta evidencias de atenuamiento cortical o extensión cenozoica importante, por lo que se puede concluir que muy posiblemente los derrames volcánicos de retroarco coincidan con períodos distensivos, alternados con las fases compresivas que estructuraron la comarca. Esta alternancia de períodos compresivos y distensivos había sido ya propuesta por Charrier (1973) para la subducción y el volcanismo asociado con la misma.

INTERPRETACION TECTONICA

Es interesante comparar la actual segmentación de la placa de Nazca subductada (Isacks *et al.*, 1982; Isacks, 1987), con el desarrollo del volcanismo de retroarco como fuera mencionado ya por Jordan *et al.* (1983 a y b). No hay una buena base de datos para caracterizar la geometría de la zona de Benioff al sur de los 34°S, dado la menor actividad sísmica registrada en la región de retroarco a esas latitudes. Sin embar-

go los datos disponibles han permitido a Swift y Carr (1974), postular una segmentación de orden menor a los aproximadamente 37°S de latitud (véase figura 5). La geometría que se puede reconstruir entre los 34 y 37° de latitud indicaría que la zona de Benioff estaría aproximadamente inclinándose unos 28 a 30° hacia el este. Al sur de los 37° la actividad sísmica es aún menor, lo que no permite definir con propiedad la geometría de la zona de Benioff, la que aparenta ser aún menos inclinada que el segmento anterior.

Cuando se comparan los diferentes segmentos de subducción de los Andes entre sí, se destaca la existencia del segmento ubicado entre los 34 y 26°S, el que no registra magmatismo desde por lo menos el Plioceno (Kay *et al.*, 1985 y 1987, Ramos *et al.*, 1987). Al norte del mismo se desarrolla un segmento en el que la actividad volcánica de retroarco es muy restringida, siendo la inclinación de la zona de Benioff de aproximadamente 30° (Isacks *et al.*, 1982). El frente orogénico se ubica a unos 900 km de la trinchera oceánica, y los hipocentros de los sismos de interplaca se registran a más de 600 km de la misma (figura 5).

Cuando se compara el segmento entre los 34 y 37°S de latitud se observa que la geometría de subducción es casi similar, pero no así la actividad sísmica, ni el desarrollo de volcanismo en el retroarco. Una diferencia significativa entre ambas áreas en la placa cabalgante consistiría en un menor espesor cortical en el segmento sur (Couch *et al.*, 1981, figura 12), el que no tendría el desarrollo de un substrato precámbrico tan potente como en el norte. Pero la principal diferencia se registra en la placa subducida. Hay un notable cambio en la edad de la corteza consumida. La corteza subducida es mucho más joven en el segmento sur que al norte (Wortel, 1984). Esto produce dos efectos interrelacionados: por un lado el frente orogénico no penetra

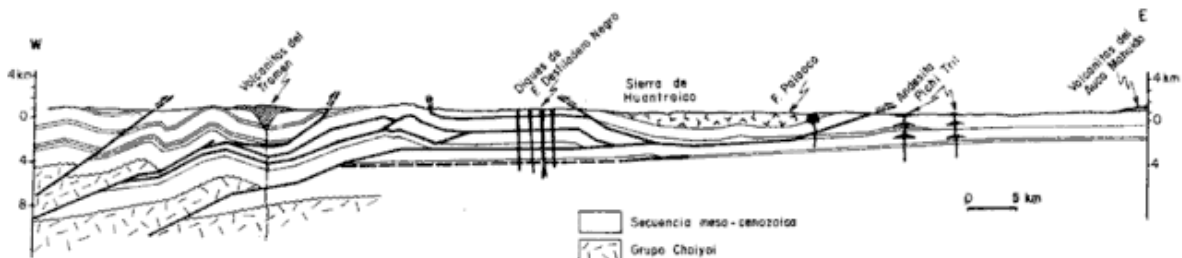


Figura 4: Perfil estructural a la latitud de la Sierra de Huantraico (basado parcialmente en Ploszkiewicz y Viñes, 1987).

tanto en el antepaís (450 contra 900 km en la zona norte), produciendo una menor actividad sísmica, y por el otro, se desarrolla un extenso volcanismo de retroarco. Este volcanismo está aparentemente relacionado con una mayor absorción de la corteza oceánica más joven, lo que impide la propagación del frente orogénico hacia el antepaís (Ramos, 1988).

El segmento al sur de los 37°S presenta un desarrollo aún más cercano a la trinchera oceánica del volcanismo de retroarco (Muñoz *et al.*, 1987). Estas diferencias son coherentes con la cada vez menor edad de la corteza oceánica a

medida que nos aproximamos al punto triple de Aysén (Herron, 1981).

CONCLUSIONES

Sobre la base de los datos expuestos se puede concluir en que la sierra de Huantraico comprende un extenso campo volcánico desarrollado a partir del Oligoceno basal en la región del retroarco, que fue intermitentemente activo hasta por lo menos el Plioceno. La actividad cuaternaria de

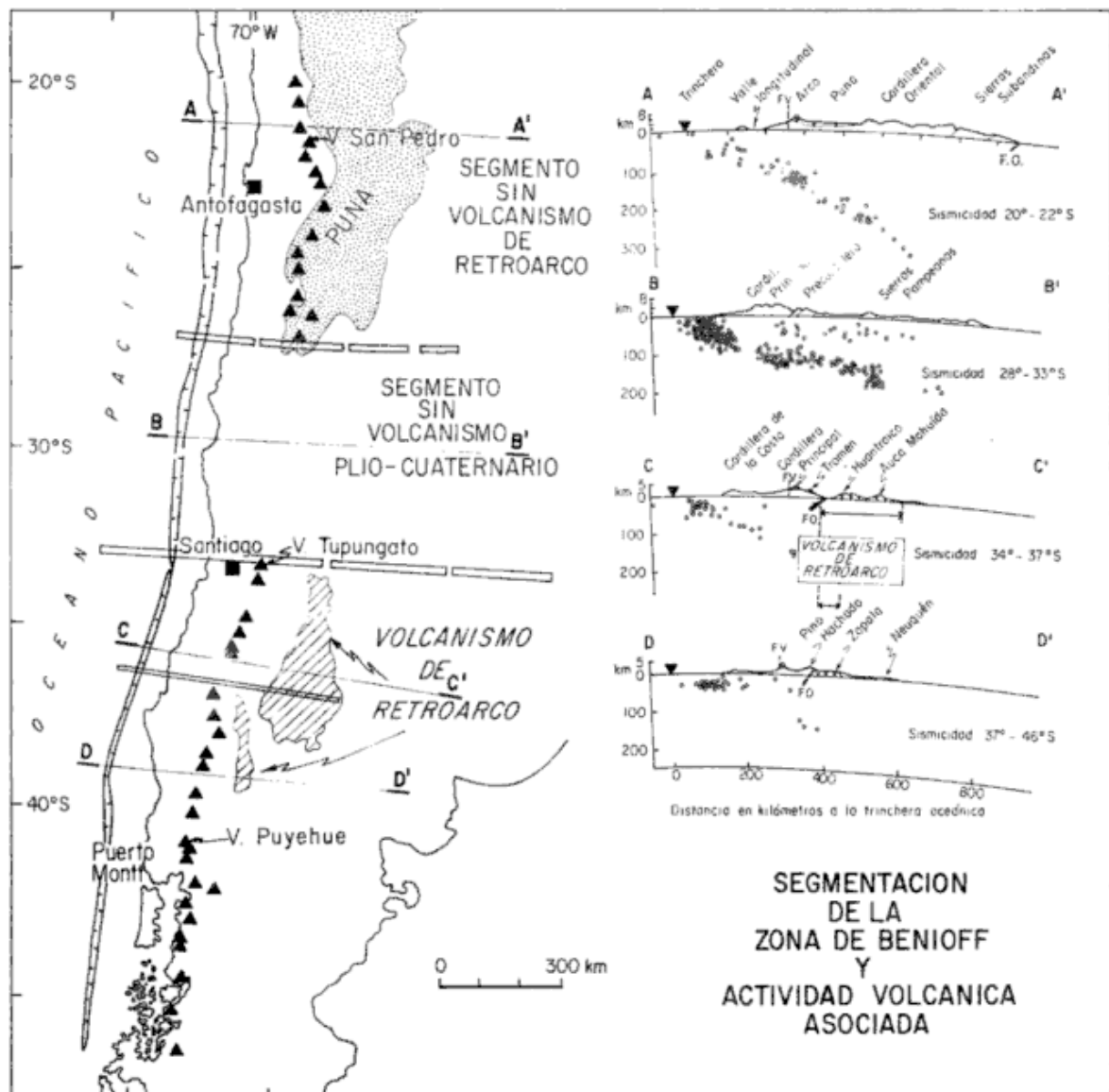


Figura 5: Ambiente tectónico actual y volcanismo asociado modificado de Isacks *et al.* 1982. Las secciones corresponden: las AA' y BB' a Jordan *et al.* (1983b) y la CC' y DD' a Swift y Carr (1974). F.O. indica el frente orogénico activo, F.V. el frente volcánico. La segmentación menor a los 37°S está basada en la geometría de la zona de Benioff.

retroarco se registra a estas latitudes en el volcán Auca Mahuida.

Este volcanismo se ubica en una región de intensa deformación compresiva durante el Cenozoico. Sin embargo la actividad volcánica parece haber alternado con períodos distensivos acaecidos con posterioridad a las fases compresivas principales, que a estas latitudes están representadas por la fase incaica (a fines del Eoceno) y la quechua (en el Mioceno superior).

Las relaciones isotópicas bajas, aún inferiores que en el arco volcánico a estas latitudes, corroboraría la falta de contaminación de estas lavas, que serían productos directos de la fusión parcial del manto superior como lo propusieron (Bermudez y Delpino, 1987 a y b) en la región de retroarco al norte de la aquí estudiada.

La comparación del segmento analizado (34-37°S), con el ubicado al norte de los 27°S, cuyas geometrías de subducción son similares, permite concluir que la existencia y extenso desarrollo de este volcanismo de retroarco estarían relacionados a una menor edad de la corteza oceánica subducida. Esta sería además responsable de la menor actividad sísmica en el antepaís y de la menor distancia entre el frente orogénico y la trinchera oceánica a estas latitudes.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean dejar expresa mención de su agradecimiento a la doctora M. K. de Brodtkorb por su valiosa ayuda en la ejecución del presente trabajo, así como a los licenciados Daniel Delpino y Adriana Bermúdez, por la lectura crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BARBIERI, M., M. K. de BRODTKORB, S. AMETRANO y V. A. RAMOS, 1981. Datos isotópicos de $Sr^{87/86}$ relacionados a los yacimientos de celestina y bariúta de la Formación Huitrín, provincia del Neuquén. VIIIº Congr. Geol. Arg. (San Luis), Actas, II: 787-796, Buenos Aires.
- BERMUDEZ, A., 1987. Basaltos alcalinos terciarios en la sierra de Palauco, provincia de Mendoza, Argentina. En: *Simpósio Vulcanismo Andino*. Xº Congr.

Geol. Arg., Actas, IV: 238-242, San Miguel de Tucumán.

— y D. DELPINO, 1987a. *La provincia basáltica andino cuyana (35-37°L.S.) Argentina*. En: *Simpósio Vulcanismo Andino*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 243-245, San Miguel de Tucumán.

—y —, 1987b. *La provincia basáltica andino cuyana (35-37°L.S.) Argentina*. En: *Simpósio Vulcanismo Andino*. B. Coira (Ed.). Asoc. Geol. Arg., Rev., (en prensa), Buenos Aires.

BETTINI, F. H., 1982. *Complejos efusivos terciarios presentes en las Hojas 30c y 32b, Puntilla de Huicán y Chos Malal, del sur de Mendoza y norte del Neuquén, Argentina*. Vº Congr. Latinamer. Geol., Actas, V: 79-114, Buenos Aires.

—, R. POMBO, C. MOMBRU y M. ULIANA, 1979. *Consideraciones sobre el diastrofismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre los 34°30' y los 37° de latitud sur*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 671-684, Buenos Aires.

CANGINI, J., 1972. *Informe sobre la estructura del Chihuido de la Sierra Negra, departamento Pehuenches, provincia del Neuquén*. Yac. Petrol. Fisc., (inéd.), Buenos Aires.

COUCH, R., R. WHITSETT, B. HUEHN y L. BRICENO-GUARUPE, 1981. *Structures of the continental margin of Peru and Chile*. Geol. Soc. Amer. Mem., 154: 703-726, Boulder.

CHARRIER, R., 1973. *Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of Meridional Andes*. Earth Plan. Sci. Lett., 20: 212-249, Amsterdam.

DELPINO, D. H., 1987. *Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco andino (35-36° L.S.), Mendoza, Argentina*. En: *Simpósio Vulcanismo Andino*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 233-237, San Miguel de Tucumán.

— y A. BERMUDEZ, 1985. *Volcan Plateado, vulcanismo andesítico terciario de retroarco en el sector extraandino de la provincia de Mendoza (35°45' L.S.), Argentina*. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas, III: 108-116, Antofagasta.

GONZALEZ DIAZ, E. F., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 31d La Matancilla, provincia de Mendoza*. Serv. Geol. Nac., Bol., 173: 1-95, Buenos Aires.

GROEBER, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°*. I. Hoja Chos Malal. Soc. Geol. Arg., Rev., 1 (3): 177-208, Buenos Aires.

—, 1952. *Mesozoico*. En: *Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geogr., 2: 1-541, Buenos Aires.

HARMON, R. S., B. BARREIRO, S. MOORBATH, J. HOEFS, P. W. FRANCIS, R. S. THORPE, B. DERUELLE, J. CMHUGH y J. A. VIGLIONE, 1984. *Regional O, Sr, and P isotope relationships in Late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera*. J. Geol. Soc. London, 141: 803-922, Northern Ireland.

HERRERO DUCLOUX, A., 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino*. Bol. Inf. Petrol., 23 (226): 245-281, Buenos Aires.

HERRON, E. M., 1981. *Chile margin near 38°S: Evidence for a genetic relationship between continental and marine geologic features of a case of curious coincidences?*. Geol. Soc. Amer. Mem., 154: 755-760, Boulder.

HICKEY, R. L., D. C. GERLACH y F. A. FREY, 1984. *Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33-42°)*. En: *Andean Magmatism, chemical and isotopic constraints*, R. S. Harmon y B. A. Barreiro (Eds.). Shiva Pub. Ltd., 72-95, Bristol.

- HOLMBERG, E., 1976. *Descripción geológica de la Hoja 32c Buta Ranquil, provincia del Neuquén*. Serv. Geol. Nac., Bol., 152: 1-90, Buenos Aires.
- ISACKS, B., 1987. *Topography and tectonics of the Central Andes*. J. Geophys. Res. (en prensa), Washington.
- , T. JORDAN, R. ALLMENDINGER y V. A. RAMOS, 1982. *La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada*. Vº Congr. Latinamer. Geol., Actas, III: 587-606, Buenos Aires.
- JORDAN, T. E., B. ISACKS, R. ALLMENDINGER, J. BREWER, V. A. RAMOS y C. ANDO, 1983a. *Andean tectonics related to geometry of subducted plates*. Geol. Soc. Amer., Bull., 94 (3): 341-361.
- , —, V. A. RAMOS y R. ALLMENDINGER, 1983b. *Mountain building in the Central Andes*. Episodes, 1983 (3): 20-26.
- KAY, S. M., V. MAKSAEV, C. MPODOZIS, C. NASI y R. MOSCOSO, 1985. *Evolution of Mid-Late Tertiary igneous rocks in the main Chilean Cordillera (29°-31°S): Correlation with changes in the slab geometry*. Comunicaciones, 35: 113-118, Santiago de Chile.
- , —, R. MOSCOSO, C. MPODOZIS y C. NASI, 1987. *Probing the evolving Andean lithospheres: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30'S) Over the modern zone of subhorizontal subduction*. J. Geophys. Res., 92 (B7): 6173-6189, Washington.
- LINARES, E., 1977. *Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina y Catálogo de edades radiométricas realizadas por el INGEIS y sin publicar*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie B (4): 1-38, Buenos Aires.
- , 1979. *Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina y Catálogo de edades radiométricas realizadas por el INGEIS y sin publicar*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie B (6): 1-32, Buenos Aires.
- LOPEZ ESCOBAR, L., 1984. *Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes*. En: *Andean Magmatism, chemical and isotopic constraints*, R. S. Harmon y B. A. Barreiro (Eds.). Shiva Pub. Ltd., 47-71, Bristol.
- LLAMBIAS, E. J. y C. W. RAPELA, 1987. *Las vulcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén - Mendoza y Patagonia*. En: *Simposio Vulcanismo Andino*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 249-251, San Miguel de Tucumán.
- , M. PALACIOS y J. C. DANDERFER, 1982. *Las erupciones holocenas del volcán Tromen (provincia del Neuquén) y significado en un perfil transversal E-O a la latitud 37°S*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, 3: 537-545, Buenos Aires.
- MARCON, V., 1975. *Geología del cerro Villegas (provincia del Neuquén), con especial mención del Terciario*. IIº Congr. Iberoamer. Geol. Econ., Actas, IV: 209-226, Buenos Aires.
- MUÑOZ, J., 1982. *Basaltos alcalinos y toleíticos del Cenozoico superior en Meseta Las Vizcachas, Magallanes, Chile*. IIIº Congr. Geol. Chileno, Actas, II (D): 136-153, Concepción.
- y Ch. STERN, 1985. *El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-occidental de la Patagonia (38-39°S): volcanismo plio-cuaternario trasarco en Sudamérica*. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas, III (4): 381-412, Antofagasta.
- , —, A. BERMUDEZ, D. DELPINO, M. F. DOBBS y F. A. FREY, 1987. *El volcanismo plio-cuaternario a través de los 34-39°S de Los Andes*. En: *Simposio Vulcanismo Andino*, B. Coira (Ed.). Asoc. Geol. Arg., Rev., (en prensa), Buenos Aires.
- ORCHUELA, I., 1975. *Los cuerpos andesíticos en el subsuelo del Chihuido de la Sierra Negra y distribución areal de la Arenisca Avilé*. Yac. Petrol. Fisc., (inéd.), Buenos Aires.
- PASCUAL, R., P. BONDESIO, G. J. SCILLATO-YANE, M. G. VUCETICH y Z. B. de GASPARINI, 1978. *Vertebrados*. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. VIIº Congr. Geol. Arg., Relat., 137-146, Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1957. *El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 12 (3): 165-196, Buenos Aires.
- PLOSZKIEWICZ, J. A. y R. VIÑES, 1987. *Filo Morado: un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado*. Bol. Inf. Petrol. Tercera Epoca, IV (10): 97-102, Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1981. *Descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte*. Serv. Geol. Nac., Bol., 182: 1-103, Buenos Aires.
- , 1988. *The Tectonics of the Central Andes: 30°33'S latitude*. En: *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, S. Clark, D. Burchfiel y J. Suppe (Eds.). Geol. Soc. Amer., Sp. Paper 218: 31-54, Boulder.
- y A. PESCE, 1982. *Mapa geológico de la República Argentina. Escala 1:2.500.000*. Coordinadores. Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- , H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. *The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes*. Earth Sc. Rev., 18 (3-4): 411-443, Amsterdam.
- , T. JORDAN, R. W. ALLMENDINGER, C. MPODOZIS, S. KAY, J. M. CORTES y M. A. PALMA, 1987. *Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes*. Tectonics 5 (6): 855-880, Washington.
- , S. M. KAY y R. N. PAGE, 1987. *La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan*. En: *Simposio Vulcanismo Andino*. B. Coira (Ed.). Asoc. Geol. Arg., Rev., (en prensa), Buenos Aires.
- RAPELA, C. W. y E. J. LLAMBIAS, 1985. *La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina*. IVº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 458-488, Antofagasta.
- SKEWES, M. A. y Ch. R. STERN, 1979. *Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas*. Jour. Volc. Geother., Rs., 6: 3-25.
- STERN, Ch., K. FUTA, K. MUEHLENBACHS, F. M. DOBBS, J. MUÑOZ, E. GODOY y R. CHARRIER, 1984. *Sr, Nd, Pb, and O isotope composition of Late Cenozoic volcanics, northernmost SVZ (33-34°S)*. En: *Andean Magmatism, chemical and isotopic constraints*, R. S. Harmon y B. A. Barreiro (Eds.). Shiva Pub. Ltd.: 96-105, Bristol.
- SWIFT, S. A. y M. J. CARR, 1974. *The segmented nature of the Chilean seismic zone*. Physics Earth Planet. Interiors, 9: 183-191, Amsterdam.
- ULIANA, M., 1978. *Estratigrafía del Terciario*. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. VIIº Congr. Geol. Arg., Relat.: 67-84, Buenos Aires.
- VALENCIO, D., E. LINARES y K. M. CREER, 1969. *Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y de*

Asociación Geológica Argentina

Neuquén. IV^o Jorn. Geol. Arg., Actas, II: 397-415,
Buenos Aires.

WORTEL, M. J. R., 1984. *Spatial and temporal variations
in the Andean subduction zone*. Jour. Geol. Soc.
London, 141: 783-791, Northern Ireland.

YRIGOYEN, M. R., 1950. *Algunas observaciones sobre
los basaltos cuaternarios del sur de la provincia de
Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., V (4): 205-226,
Buenos Aires.

Recibido: 23 de octubre, 1987

Aceptado: 5 de junio, 1988

VICTOR A. RAMOS

Universidad de Buenos Aires
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548, P. 13
1060 Buenos Aires

MARIO BARBIERI

Instituto di Geochimica
Universita di Roma
Citta Universitaria
00100 - Roma - Italia

CARACTERIZACION SEDIMENTOLOGICA Y PALEOMAGNETICA DE UNA SECCION DEL PAMPEANO, EN EL SUBSUELO DE LA CIUDAD DE BUENOS AIRES

Paulina Nabel y Alicia Spiegelman

RESUMEN

Se describen las características paleomagnéticas y sedimentológicas de tres perfiles extraídos de una excavación realizada con fines edilicios en la terraza baja del río, en el Barrio de Belgrano. En base a la información obtenida es posible asignar estos sedimentos al Ensenadense o Miembro inferior de la Formación Pampeana, acotando su edad entre los 0,7 y 2,41 Ma (Pleistoceno medio a Plioceno tardío), correspondiente a la zona de polaridad magnética de Matuyama.

Sedimentológicamente se identificaron tres niveles litológicos, correspondiendo el superior a un horizonte B de paleosuelo, por debajo del cual se emplazan limoarenitas y limolitas friables.

Se discute la aplicación de criterios de correlación estratigráfica basados en la mineralogía de las arcillas, en la identificación de paleosuelos y en la utilización de parámetros magnéticos tales como la susceptibilidad magnética y la intensidad de la magnetización.

ABSTRACT

Sedimentological and paleomagnetic characterization of three profiles, from a building excavation in the lower terrace of Belgrano neighborhood, allowed the identification of The Ensenada or The Pampeano Formation (lower member) sediments.

Their age ranges from 0,7 to 2,41 m.a. (Middle Pleistocene to Upper Pliocene) in accordance to Matuyama magnetic polarity epoch.

Three layers were identified in the sequence, the upper one is a paleosoil B horizon, followed down by friable siltarenites and siltstones.

Stratigraphic correlation criteria based on clay mineralogy, identification of paleosoils and magnetic susceptibility and intensity are discussed.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por objeto la caracterización paleomagnética y sedimentológica de niveles del subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires y su correlación estratigráfica.

Se ha encarado la utilización de estas técnicas en forma conjunta y a igual escala de detalle, ya que entendemos que esta metodología puede aportar criterios de identificación entre las unidades del Pampeano.

Las dificultades en la diferenciación de estos sedimentos debida a su característica homogeneidad litológica y sedimentológica han sido expresadas por diferentes autores. Fidalgo *et al.* (1975) dicen: "Desde el punto de vista geológico resulta por ahora imposible diferenciar no sólo las unidades mencionadas sino todas aquellas que van desde la Formación Arroyo Chasicó hasta la Formación Buenos Aires. Sus características macroscópicas resultan muy similares y los pocos estudios sedimentológicos realizados hablan a su vez de una semejanza mineralógica y aún textural pronunciada". Esta situación no ha variado sustancialmente, y hasta

hace pocos años, únicamente el estudio de los grandes mamíferos extinguidos permitió establecer diferencias cronológicas ciertas en los sedimentos asignados al Pampeano. Sin embargo no se cuenta con hallazgos paleontológicos en todas las secciones que se estudian.

La reciente utilización de técnicas paleomagnéticas en el estudio de los sedimentos Pampeanos, iniciada con Nabel y Valencio (1981), ha evidenciado la existencia de distintas zonas de polaridad magnética en estas secuencias sedimentarias.

Debido a que las reversiones de polaridad que han ocurrido en el pasado han sido registradas en los sedimentos independientemente de su localización, las zonas de polaridad identificadas posibilitan correlacionar secciones ampliamente separadas, con diferentes litologías y regímenes de sedimentación.

Los cambios de polaridad definen zonas de transición bruscas que pueden ser utilizadas como límites estratigráficos fácilmente identificables.

Sin embargo, esta metodología de amplia difusión en el estudio del Cuaternario, Kukla y

Nakagawa (1977), Liu Tungsheng *et al.* (1985), debe utilizarse cumplimentando las normas estratigráficas generales.

El reconocimiento de unidades en el campo, conjuntamente con el estudio paleomagnético y sedimentológico de detalle es el contexto adecuado para que la interpretación de la información sea confiable.

Por todo lo expuesto y con el fin de clarificar el enfoque metodológico adoptado, se ha incorporado en este trabajo únicamente la información que se considera relevante y significativa para el cumplimiento de los objetivos propuestos. Se ha evitado expresamente la incorporación de toda aquella información que si bien se fue obteniendo en etapas intermedias del estudio, su presentación no aporta al objetivo del mismo y por el contrario representa elementos de dispersión para el lector.

La sección estudiada corresponde a una excavación ubicada en la calle Cazadores, entre Juramento y Echeverría, en el Barrio de Belgrano, la que se encuentra en la base de la barranca a 4,54 m s.n.m. (figura 1). Esta cota está referida al Cero de la escala del Marcógrafo del Riachuelo, correspondiente al Cero Normal para las nivelaciones nacionales (Decreto 13/8/1899); con este criterio también fueron recalculadas las cotas de otros perfiles para realizar las correlaciones expuestas en este trabajo*.

Las muestras estudiadas corresponden a tres perfiles obtenidos en paredes opuestas de la excavación de aproximadamente 4 m de profundidad. En total se tomaron 53 muestras para el estudio paleomagnético, extraídas sistemáticamente con una equidistancia promedio de 0,07 m y 10 muestras para estudios mineralógicos, tomadas cuando se evidenciaron cambios litológicos.

SEDIMENTOLOGIA

El perfil analizado posee un espesor aproximado de dos metros, apoya sobre un banco de tosca no expuesto y el techo se halla cubierto por relleno de remoción artificial. Consta de una sucesión horizontal de bancos con contactos graduales y netos donde se diferenciaron

* Se considera necesario hacer esta aclaración, debido a la confusión introducida por autores, que al estudiar el Cuaternario de la Ciudad de Buenos Aires, han utilizado niveles arbitrarios de referencia en la ubicación de las cotas topográficas. Una explicación detallada del tema se encuentra en el trabajo de Nabel (1985).

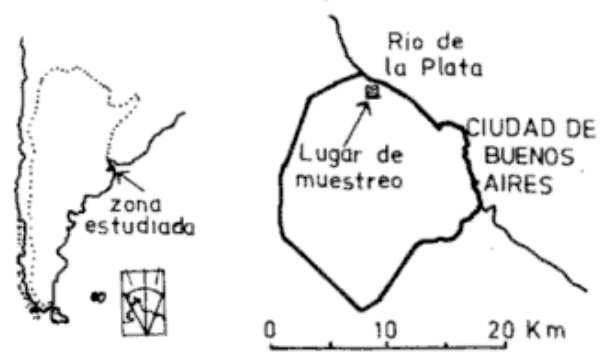


Figura 1: Mapa de ubicación.

macroscópicamente, tres niveles perfectamente identificables, denominados Nivel I o inferior, Nivel II o medio y Nivel III o superior.

Las muestras fueron estudiadas a grano suelto, aplicando técnicas microscópicas de rutina y la mineralogía de las arcillas se determinó por Difractometría de Rayos X.

Nivel I o inferior

Está constituido por una limolita masiva y friable, en partes algo arenosa, de color variable entre castaño amarillento (10YR 6/2) y gris oliváceo claro 5 y 6/1) (Rock Color Chart, 1963). Presenta un espesor variable entre 0,60 m y 0,70 m.

Caracteres microscópicos: El tamaño de grano varía entre arcilla y arena fina (hasta 250 μ), distribuidos en forma irregular. Por sectores predominan las fracciones limo grueso (30 μ), arena muy fina a fina (65-130 μ), mientras que en otros las fracciones arcilla-limo mediano (15 μ) son más abundantes. Los granos son angulosos a subredondeados.

Mineralógicamente la fracción arcilla es predominantemente de composición illítica, detectándose vestigios de yeso, montmorillonita, caolinita y clorita.

La fracción limo-arenosa presenta como componentes predominantes: cuarzo (monomineral, límpido y con inclusiones, con extinción relámpago y ondulosa); trizas vítreas (incolores y castañas, con canalículos y burbujas, frescas o con alteración arcillosa de incipiente a moderada) y fragmentos líticos (de naturaleza variada: pastas alteradas con texturas porfíricas y felsíticas, arenitas fina a muy finas cuarzosas y abundantes fragmentos arcillosos). En proporción subordinada se hallan feldespatos (ortosa y mi-

croclino) y plagioclasas (con composición variable entre oligoclasa y andesina). Los minerales pesados son accesorios, predominan hornblenda (verde y castaña), oxihornblenda, hiperseno y opacos; son esporádicos granate, apatita, clinopiroxenos (augita), circón, pistacita y biotita.

Los restos fósiles son escasos, corresponden a fragmentos de diatomeas y tejidos silíceos (gramíneas)

Nivel II o medio

Está constituido por una limolita arenosa, masiva y friable de color gris oliva claro (5Y 6/1) (Rock Color Chart, *op. cit.*), con un espesor variable entre 0,30 m y 0,45 m. El contacto con el Nivel I es transicional, mientras que con el Nivel III o superior es neto.

Caracteres microscópicos: El tamaño de grano predominante, varía entre limo mediano a grueso (15-30 u) y arena muy fina (hasta 90 u); son subordinadas las fracciones arena fina-mediana (hasta 390 u) y arcilla, que se dispone en forma intersticial. Los granos son subangulosos. El material arcilloso intersticial es predominantemente illita, con caolinita, montmorillonita y yeso en proporciones muy subordinadas.

La mineralogía de la fracción limo-arena y el contenido fosilífero no presenta mayores diferencias con el Nivel I.

Nivel III o superior

Está constituido por una arcilita limosa, moderadamente consolidada, cuyo color varía entre gris mediano (N5) y gris oliva (5Y 4/1) (Rock Color Chart, *op. cit.*). El espesor es de aproximadamente 0,70 m y los contactos con los otros niveles son netos. Presenta estructuras prismáticas características de horizonte B de un perfil de suelo, observándose también restos de raíces.

Caracteres microscópicos: el tamaño de grano predominante varía entre arcilla y limo grueso (40 u), observándose una fracción subordinada de arena muy fina a fina (hasta 150 u). Los granos son angulosos a subangulosos. Mineralógicamente la fracción arcilla es de composición mixta, constituida por montmorillonita, illita y caolinita.

La fracción limo-arena está compuesta mayoritariamente por cuarzo (límpido y con inclu-

siones, con extinción relámpago y ondulosa) y fragmentos líticos (de naturaleza variada: pastas alteradas porfíricas y microgranosas, pelitas cuarzosas y arcillosas con impregnaciones ferruginosas y esporádicas arcilitas micáceas). Minoritariamente participan trizas vítreas (castañas, incoloras, con alteración arcillosa de incipiente a intensa) feldespatos (ortosa y microclino, frescos y alterados) y plagioclasas de composición mesosilícica. La asociación de minerales pesados, es similar a la descrita para los Niveles I y II. Contiene abundante óxido de hierro castaño-rojizo, pulverulento que impregna el material arcilloso.

Los escasos restos fósiles hallados, comprenden tejidos silíceos (gramíneas) y fragmentos carbonosos.

Las estructuras prismáticas observadas, la naturaleza de los restos orgánicos hallados, la composición mixta de los minerales de arcillas de este nivel, así como la característica reducción de volumen por pérdida de humedad de estas muestras, avalan la identificación de este Nivel como un horizonte B de paleosuelo.

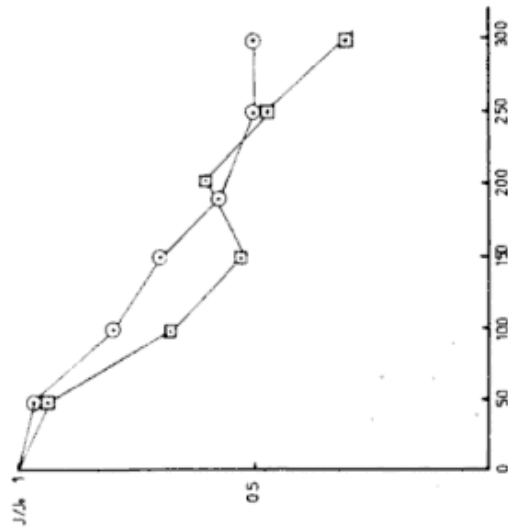
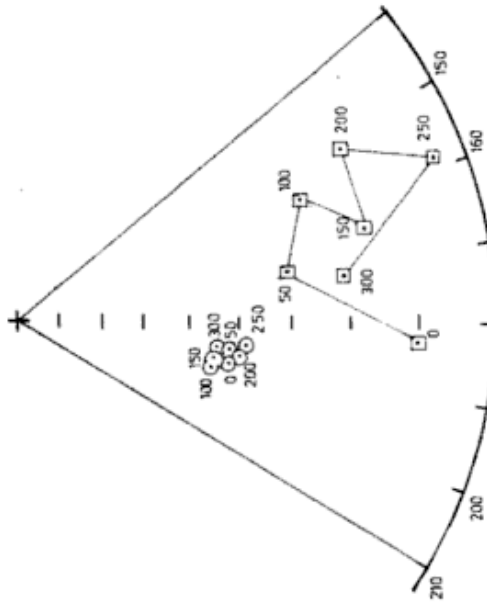
Estudio paleomagnético

Se realizó el estudio paleomagnético de las muestras, en forma del todo similar a la descrita en el trabajo de Nabel y Valencio (*op. cit.*), obteniéndose las direcciones correspondientes a su magnetismo remanente natural (mrn). Se las sometió a procesos de desmagnetización en etapas por medio de campos magnéticos alternos decrecientes y se obtuvieron las direcciones del magnetismo remanente estable (mre). Asimismo, se midió la susceptibilidad magnética de las muestras, con un susceptímetro de puente, con dos bobinas balanceadas.

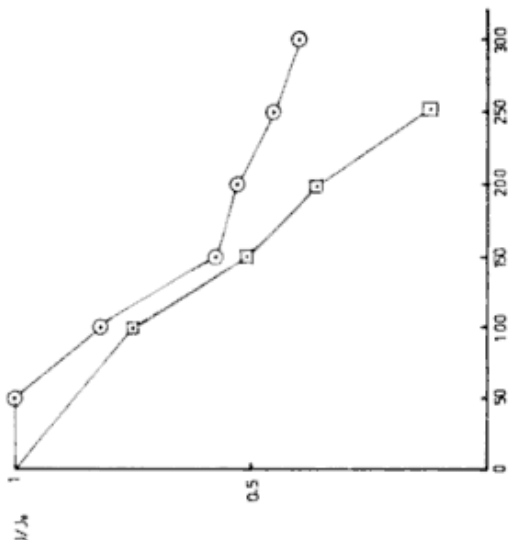
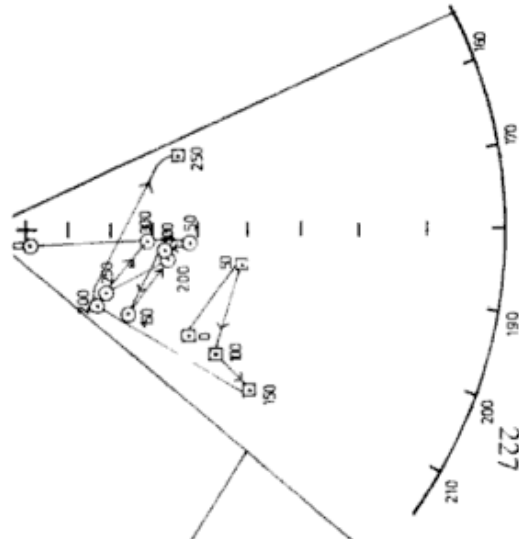
En la figura 2 se sintetiza el comportamiento magnético de las muestras de los tres niveles identificados.

Las pruebas correspondientes a la estabilidad de la magnetización, evidenciaron comportamientos estables, no se observaron diferencias en este sentido, entre muestras pertenecientes a los distintos niveles descriptos.

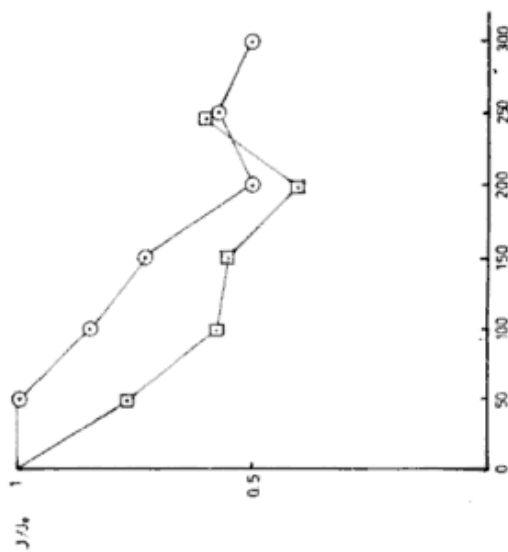
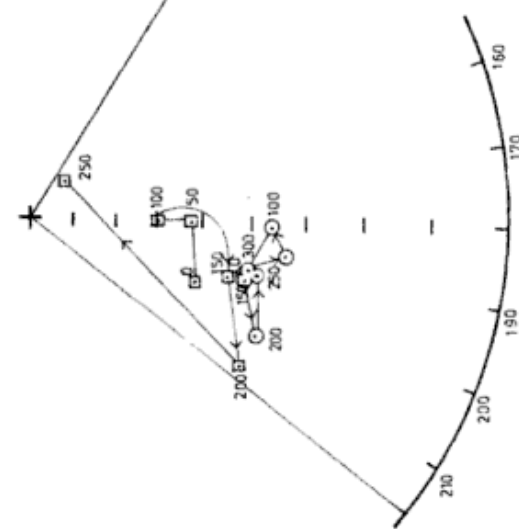
La mrn de estas muestras presentó direcciones de polaridad reversa muy próximas a la dipolar axial del campo magnético terrestre (cmt); D: 185,7; I: 43,5 (K: 9,6 a: 6,7; N: 52). Si bien el proceso de lavado magnético mejoró un poco la dispersión de estos valores, la dirección me-



c) NIVEL I



b) NIVEL II



a) NIVEL III

dia del mre es equivalente a la anterior debido a la baja sobreimpresión de magnetizaciones secundarias, indicando que el comportamiento del cmt ha mantenido, durante la depositación de estos sedimentos, su característica de dipolar axial y geocéntrico. La dirección paleopolar media es de D: 142,4E; I: 83,55 (K: 22,7; a: 5,8; N: 28).

La intensidad de la magnetización (J_0) se ha mantenido entre 1 y 10 emu/cm³ (figura 3), comprobándose que los valores más bajos corresponden al Nivel III, con intensidades medias de 1,78 emu/cm³, mientras que en el resto del perfil su valor medio fue de 8,22 emu/cm³. La comparación de las curvas de intensidad (J_0) con las de susceptibilidad magnética (X) (figura 3), evidencia un comportamiento equivalente entre ambos parámetros, indicando, por el significado intrínseco de los mismos, que las variaciones en los valores observados entre el Nivel III y el resto del perfil, dependen de los caracteres composicionales y texturales de la muestras. La susceptibilidad magnética depende estrictamente de estos caracteres, representando una evidencia de los difernetes procesos de sedimentación ocurridos. El Nivel III presenta una susceptibilidad magnética media de 7,36 u G/Oe, cuatro veces menor que la del resto del perfil que es de 28,49 u G/Oe.

El significado de estas variaciones entre los valores de susceptibilidad y de intensidad magnética entre los distintos niveles del perfil, se discuten en el punto 4 de las conclusiones.

Conclusiones y discusión de los resultados obtenidos

La ubicación topográfica, las características litológicas, así como el comportamiento paleomagnético sistemáticamente reverso, nos permiten asignar a las sedimentitas objeto de este estudio al Ensenadense, en el sentido de Frenguelli (1952), o al Miembro inferior de la Formación Pampiano de Fidalgo y Martínez (1982), acotando su edad entre los 0,7 y 2,41 Ma (Epoca de polaridad magnética de Matuyama) o sea entre el Pleistoceno medio y el Plioceno tardío.

1) La sucesión de limolitas (Nivel I) y limoarenitas (Nivel II) friables, macizas de colores variables entre castaño amarillento y gris oliva claro del perfil analizado, presenta características litológicas similares a las descritas para el Ensenadense por Ameghino (1889), Frenguelli (1957) y González Bonorino (1965). El Nivel III que corresponde a un perfil de paleosuelo con características de horizonte B textural,

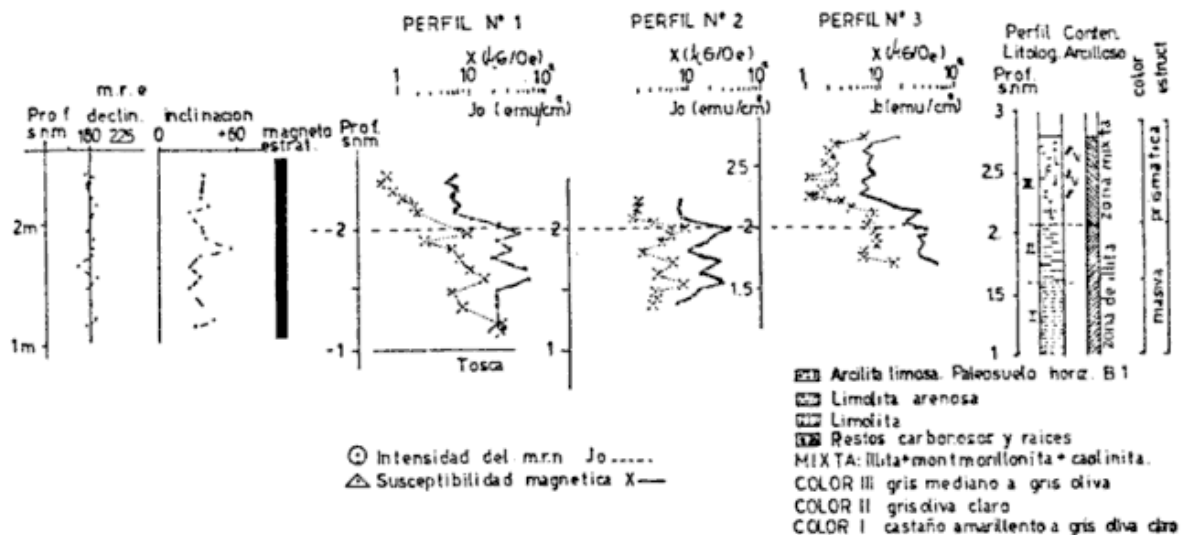


Figura 3: Curvas de declinación e inclinación del magnetismo remanente estable (mre), polaridad, curvas de la variación de la intensidad (J_0) y de la susceptibilidad magnética (X) iniciales, perfil litológico, caracteres texturales y estructurales en función de la profundidad.

podría ser equivalente a alguno de los paleosuelos observados por otros autores en sedimentos del Pampeano (Fidalgo *et al.*, 1973; Fidalgo y Martínez *op. cit.*).

2) La naturaleza predominantemente illítica de las arcillas y la abundancia de vidrio volcánico en las limolitas y limoarenitas de los Niveles I y II, permite ubicar esta sección en la zona 1 b) de la propuesta estratigráfica para el Pampeano de la Ciudad de Buenos Aires, elaborada por González Bonorino (*op. cit.*). Sin embargo, la presencia de un paleosuelo identificado en este perfil (Nivel III), con composición arcillosa mixta, así como la presencia de paleosuelos observados en el Pampeano por otros autores, induce a la necesidad de aplicar en forma flexible los criterios arriba mencionados, de división estratigráfica basados en la mineralogía de las arcillas.

3) Los perfiles magnetostratigráficos definidos hasta el presente en la Ciudad de Buenos Aires (Nabel y Valencio, *op. cit.* y Valencio y Oregeira, 1983) permiten reconocer que la depositación del Pampeano en esta Ciudad, se ha producido bajo los efectos de distintos comportamientos del cmt. Un perfil compuesto de los citados trabajos (Valencio y Orgeira *op. cit.*), indica que dicha depositación se ha producido durante el transcurso de las Epocas de Polaridad magnética de Brunhes (Normal) hasta 0,7 Ma; Matuyama (reversa) entre 0,7 y 2,41 Ma y Gauss (normal) mayor que 2,41 Ma. Ello permite definir, en principio tres zonas de polaridad magnética en el Pampeano, que pueden ser utilizadas en la correlación estratigráfica y la datación de estos terrenos (figura 4). Un mayor número de perfiles magnetoestratigráficos en la Ciudad de Buenos Aires llevará a definir la topografía de las superficies de discontinuidad entre las distintas zonas. El comportamiento claramente reverso de las muestras estudiadas, por lo tanto, ubica nuestros perfiles en la zona de polaridad magnética de Matuyama.

4) Los bajos valores de susceptibilidad y de intensidad magnética correspondientes al Nivel III (paleosuelo) sugieren que durante el proceso de edafización, los minerales magnéticos presentes en el sedimento original deben haber sufrido alteraciones que se manifiestan en la pérdida de respuesta magnética, debiéndose ello a la migración, a la alteración mineralógica o a modificaciones en el tamaño de las partículas magnéticas. Por otra parte, los mencionados bajos valores de la intensidad de magnetización registrados en nuestros perfiles, son del mismo

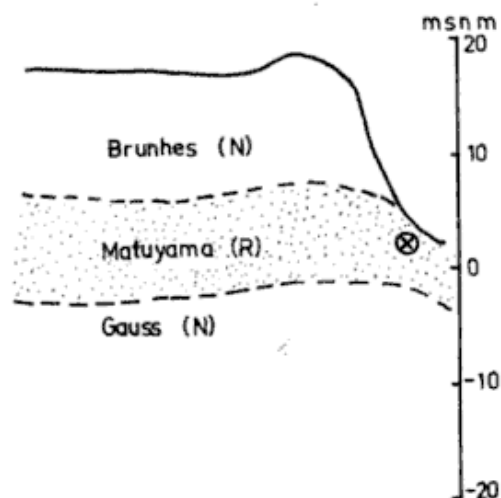


Figura 4: Zonas de polaridad magnética definidas sobre el perfil topográfico esquemático de la Ciudad de Buenos Aires elaborado por González Bonorino, 1965. (X) Zona de muestreo. Escala horizontal arbitraria.

orden de magnitud que aquellos presentes entre los 0,90 m s.n.m. y los 1,70 m b.n.m. del perfil correspondiente al Ensenadense estudiado en la excavación de la Av. Libertador y Cerrito (Nabel y Valencio, *op. cit.*). No deja de llamar la atención la similitud entre ambos comportamientos observados, aunque en ese perfil no se consigna la presencia de paleosuelos, debido a que no se realizaron estudios sedimentológicos de detalle. Surge de esta comparación la posibilidad de utilizar, en este caso, la intensidad de la magnetización en razón de su coherencia con los valores de la susceptibilidad magnética como un elemento más de correlación.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras desean agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas que hizo posible la realización de este trabajo, como así también al ingeniero D. Valencio por permitir el uso de las instalaciones del Laboratorio de Paleomagnetismo de la UBA, al licenciado H. Martínez por la determinación por Difractometría de Rayos X de los minerales de arcilla y al doctor M. Iñiguez por la lectura crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL
TEXTO

- AMEGHINO, F., 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina*. Acad. Nac. Cienc., VI: 1-1027, Córdoba.
- FIDALGO, F., F. O. DE FRANCESCO y U. R. COLADO, 1973. *Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio, provincia de Buenos Aires*. Vº Congr. Geol. Arg., III: 227-240.
- y O. R. MARTINEZ, 1983. *Algunas características geomorfológicas dentro del partido de La Plata (provincia de Buenos Aires)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (2): 263-279, Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1957. *Neozoico*. Geogr. de la Rep. Arg., GAEA, II: 1-115.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1965. *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (1): 67-150, Buenos Aires.
- KUKLA, G. y H. NAKAGAWA, 1977. *Late Cenozoic Magnetostratigraphy*. Quat. Res., 7: 283-293.
- LUI TUNGSHENG, et al. 1985. *Loess and the Environment*. China Ocean Press Beijing.
- NABEL, P. E., 1985. *Magnetostratigrafía de sedimentos Pampeanos de la Ciudad de Buenos Aires y su relación con el paleoambiente de sedimentación*. Iº Jorn. Geol. Bonaer. (en prensa).
- y D. A. VALENCIO, 1981. *La magnetostratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires: su significado geológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 7-18, Buenos Aires.
- ROCK COLOR CHART, 1963. Geol. Soc. of Amer.
- VALENCIO, D. A. y M. A. ORGEIRA, 1983. *La magnetostratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (1): 24-33, Buenos Aires.

Recibido: 24 de abril, 1988

Aceptado: 22 de agosto, 1988

PAULINA NABEL

CONICET - CEIQ

Museo Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia

ALICIA SPIEGELMAN

CEIQ

Museo Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia

ANALISIS Y CARACTERIZACION DE PENDIENTES EN BAHIA BUSTAMANTE Y ZONAS ADYACENTES, CHUBUT

José L. Cionchi

RESUMEN

Se determinan las características morfológicas de las pendientes y se discuten los probables procesos vinculados a su origen y evolución. El análisis realizado permitió establecer el predominio de pendientes con perfiles radiales cóncavos, en su mayoría de escaso gradiente y vinculadas genéticamente a fenómenos de escurrimiento superficial encauzado. En general las pendientes determinadas pueden clasificarse como "pendientes reducidas por lavado".

ABSTRACT

Morphological characteristics of slopes are described and the processes related to their origin and evolution are discussed. According to the analysis performed slopes with concave upwards radials profile are dominant, with low gradients and genetically related to sheet flood phenomena. Generally speaking, they can be classified as "Slopes reduced by wash".

INTRODUCCION

En la presente contribución se dan a conocer resultados de aspectos parciales de una investigación de mayor alcance que el suscripto presentó como tesis doctoral en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de la Plata (Cionchi, 1985).

El trabajo consiste esencialmente en un reconocimiento regional y de detalle de las pendientes que componen el paisaje con el objeto de determinar las principales características morfológicas de las mismas y a partir de ellas inferir los probables procesos geomórficos responsables de su origen y evolución así como los factores condicionantes más destacados.

Las tareas de relevamiento, así como el análisis de las formas de relieve se realizaron utilizando las cartas IGM a escala 1:100.000 siguientes: 4566-14 (Malaspina), 4566-15 (Camarones Oeste), 4566-20 (Caleta Malaspina) y 4566-21 (Bahía Bustamante).

El término pendiente tiene dos acepciones de uso geomorfológico. La primera, usada con un sentido amplio y general define rasgos geométricos de la superficie terrestre, mientras que la segunda, con un carácter más restringido es frecuentemente utilizada para indicar el ángulo con el cual esa superficie se aleja de la horizontal, aunque en este último caso es más conveniente el uso de términos más específicos como "ángulo o gradiente de la pendiente".

Las pendientes en general, como muy bien lo expresa Bloom (1978) son geofomas que no siempre resultan sencillas para estudiar debido

a que tanto su morfología como los procesos en su desarrollo son de carácter transicionales y con frecuencia presentan superposiciones de rasgos de orígenes geodinámicos internos y externos.

Los estudios de pendientes

En las primeras contribuciones sobre el paisaje, el estudio de las pendientes no constituyó el objetivo principal. Diversos autores (Thornbury, 1960; Strahler, 1968; Wilson, 1968 y Derbyshire *et al.*, 1979 entre otros) consideran que el trabajo pionero en el tratamiento de las pendientes es el de Nøe y Margerie, quienes en 1888, en función de distintos factores condicionantes establecen algunos conceptos fundamentales acerca del origen, forma y desarrollo de las pendientes, muchos de los cuales son de notable actualidad.

Otro de los grandes pioneros, Grove K. Gilbert (en Pyne, 1980; Higgins, 1980 y Palmquist, 1980) en las postrimerías del siglo pasado y principios del presente, desarrolla un esquema para explicar la evolución del paisaje en el que fundamenta la evolución de las pendientes gradacionales aplicando las leyes del transporte aluvial y reconoce que aquellas son finalmente formas en equilibrio dinámico.

Contemporáneamente, Davis (1899) al formular las bases para una sistematización genética del relieve considera que los cambios en las formas de las pendientes son debidos esencialmente a meteorización y erosión subaérea de larga duración. Con posterioridad el mismo Davis (1930) sostiene que las pendientes son for-

mas equilibradas con respecto al cauce fluvial de su base y que desarrollan sobre el flanco del valle condicionada por el tamaño del detrito que soportan.

Sobre la base de las ideas de W. M. Davis se desarrolla la primera y más antigua metodología para el estudio de las pendientes fundamentada en un esquema evolutivo-deductivo en el que el factor tiempo adquiere una gran importancia (Bloom, 1978).

Por otro lado y casi en contraposición a esa filosofía científica, otro grupo de geomorfólogos basan sus estudios en descripciones empíricas de las pendientes interesándose fundamentalmente en la geometría de las mismas y el análisis de los procesos involucrados en su formación sin preocuparse demasiado en la proyección futura (Bloom, 1978).

De todas, ambas metodologías combinadas han posibilitado un significativo avance en el conocimiento de las pendientes, tanto en lo que se refiere a la geometría actual y su relación con los procesos de formación y los factores ambientales que los condicionan así como en la perspectiva temporal infiriendo su probable evolución.

De acuerdo con Wilson (1968), si bien son numerosos los autores que en las primeras décadas del presente siglo contribuyeron al conocimiento de las pendientes, es indiscutible que el gran impulso en el estudio de las mismas se observa a partir de los trabajos que el profesor A. Strahler (de la Universidad de Columbia) presenta a comienzos de la mitad del presente siglo.

Finalmente cabe destacar que hasta mediados de esta centuria, la mayor parte de los estudios de pendientes consideran sólo la forma de los perfiles radiales. Sin embargo, a partir de las contribuciones aportadas por Hack y Goodlett (1960) y Troeh (1965), se reconoce en la actualidad que el diseño en planta de las pendientes afecta marcadamente el movimiento del agua sobre las mismas.

CARACTERISTICAS GENERALES DE LA ZONA ESTUDIADA

Ubicación y superficie

La zona estudiada se encuentra en la porción nororiental del golfo San Jorge y abarca parcialmente los sectores austral y noreste de los Departamentos F. Ameghino y Escalante, respectivamente de la provincia del Chubut. Se extiende

desde la costa hasta las divisorias superficiales de las cuencas de drenaje de los cañadones que desaguan en el río Chico del Chubut y los que aportan directamente al Océano Atlántico, mientras que los límites noreste y sudoeste coinciden con las divisorias de agua de los cañadones La Esther y de Las Piedras respectivamente (figura 1).

Los puntos extremos están definidos por las coordenadas 44°42' y 45°13' sur y 66°17' y 66°56' oeste respectivamente. La superficie total analizada es aproximadamente 1500 km².

Fisiografía y clima

La zona estudiada presenta la típica morfología mesetiforme de las regiones patagónicas adyacentes al litoral marítimo, en las que el rasgo fisiográfico más destacable lo constituyen las mesetas relativamente planas y de escaso gradiente a partir de las cuales el relieve desciende a través de suaves lomadas hacia el nivel del mar. Desde el punto de vista fisiográfico se han distinguido en el paisaje tres grandes ambientes: Mesetas Altas, Mesetas Bajas y Zona del Litoral (Cionchi, 1985).

Las primeras definen el borde noroccidental de la comarca de interés y forman parte de una secuencia continua de mesetas que se inicia en la Pampa de Castillo y que con rumbo noroeste descienden hacia la de Montemayor a través de las Pampas de Salamanca, Malaspina y Las Violetas (Feruglio, 1949-1950; Russo, 1953), con un gradiente regional de 0,1 % (Russo, 1953). En el tramo delimitado para el presente trabajo se ha determinado un gradiente promedio de 0,28 % (Cionchi, 1985).

Las Mesetas Altas presentan además numerosas depresiones pequeñas sin salida, en general circulares a subcirculares con diámetros variables de 600 a 700 m, profundidades de 2-3 m hasta 10-12 m y laderas con declives muy suaves (Cionchi, 1985). Las depresiones corresponden a bajos del tipo "Pfannen" en el sentido de Frenguelli (1957) y Fidalgo (1973).

Las Mesetas Bajas se caracterizan por constituir un conjunto de suaves lomadas de relieve poco pronunciado, algo monótono y en el cual sobresalen, por su mayor altura relativa los cerros porfíricos Tetas de Pineda, Cóndor y del Gualicho, los que resultan elementos discordantes del paisaje. En la zona Litoral se destaca la presencia de cordones litorales antiguos (Cionchi, 1985) que otorgan características especiales al paisaje adyacente al sector costanero. Constituyen lomas alargadas subparalelas de baja altu-

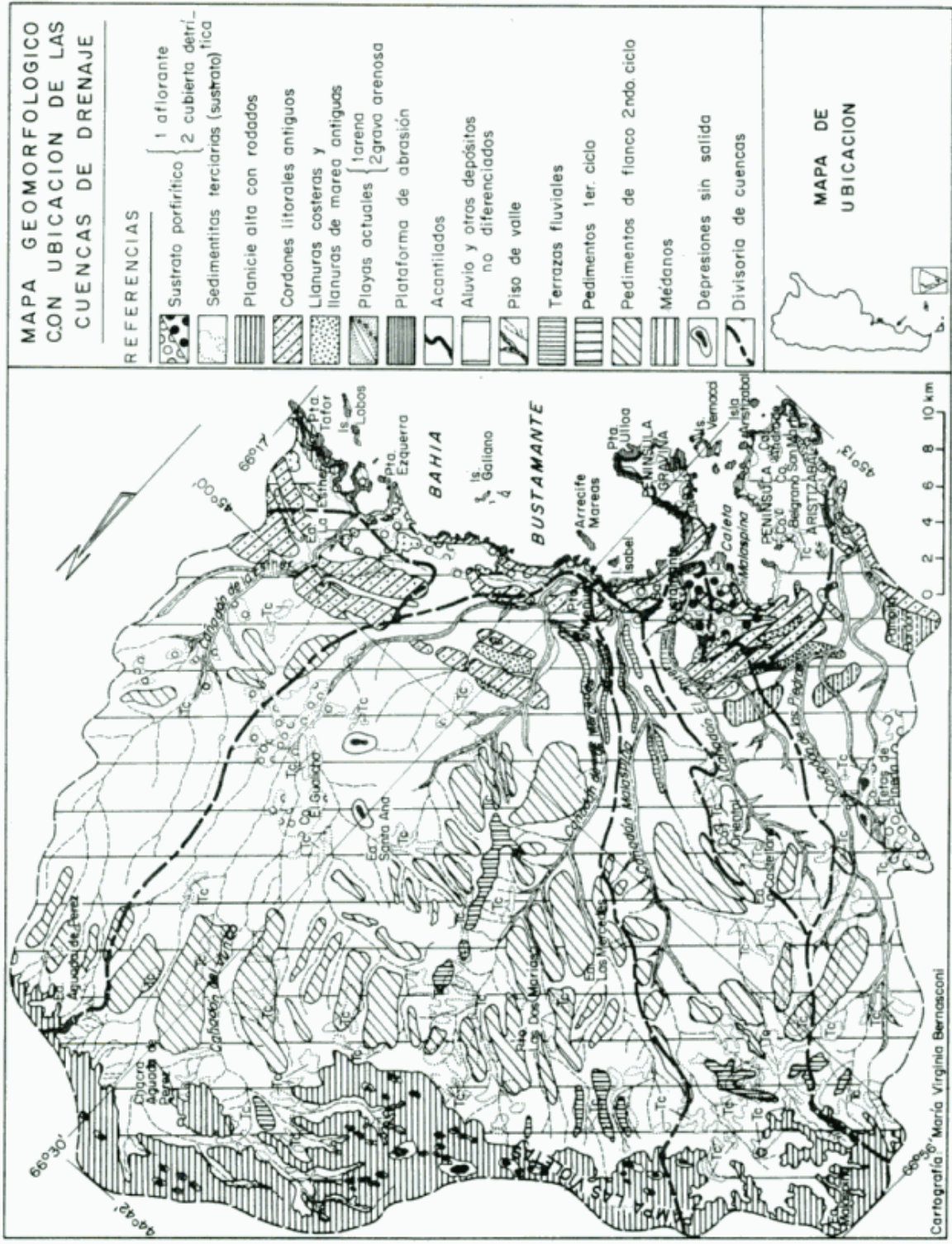


Figura 1: Mapa geomorfológico de la zona estudiada.

ra, entre las que interponen depresiones, muchas de las cuales son relictos de antiguas lagunas costeras y las que frecuentemente, en épocas de lluvias se transforman en verdaderos lodazales debido al carácter endorreico y la presencia de fondos limo-arcillosos.

La red hidrográfica de la zona de interés está compuesta por 5 sistemas principales de los cuales 4 de ellos tienen sus nacientes en las Mesetas Altas y el restante en las Mesetas Bajas. Todos son de carácter efímero y el diseño predominante es el dendrítico.

Finalmente con respecto a las características climáticas de la zona cabe aclarar que para su determinación fue necesario extrapolar los datos de estaciones relativamente cercanas por no contarse con información dentro de la misma. Los datos utilizados corresponden a las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional siguientes: Cabo Raso (período 1961-1970), Camarones (período 1941-1960) y Comodoro Rivadavia (período 1961-1970), ubicadas a 130 y 75 km al noreste y 110 km al sudoeste respectivamente de Bahía Bustamante.

De acuerdo con la información citada, el clima de la región puede clasificarse, según la metodología propuesta por Thornthwaite (en Burgos y Vidal, 1951) del tipo "Arido, mesotermal con nulo o pequeño exceso de agua y una concentración estival de la eficiencia térmica menor a 48 %". La temperatura media anual es de aproximadamente 12°C, las precipitaciones medias alcanzan a 200 mm/año, mientras que en igual lapso, el balance hídrico presenta, según la citada metodología un déficit de agua de 500 mm (Cionchi, 1985).

Bosquejo geológico-geomorfológico

Las características geológico-geomorfológicas de la zona han sido resumidas en la figura 1 y cuadro I. Una descripción pormenorizada de las mismas se realizó en un trabajo anterior (Cionchi, 1987) por lo que se considera innecesario la reiteración en detalle de los mismos.

LAS PENDIENTES DE LA ZONA ESTUDIADA

La zona estudiada en este trabajo se caracteriza por el predominio de pendientes con perfiles radiales cóncavos, cóncavo-rectos y convexo-cóncavos con tramos intermedios rectos. Las dos últimas formas son frecuentes sobre todo en

el flanco de las Mesetas Altas con Rodados y en las Mesetas Bajas, destacándose en general el escaso desarrollo que muestran los tramos convexos superiores en relación a los restantes.

En cuanto a las formas en planta se observan dos amplias pendientes de contornos cóncavos, las que en su mayor parte definen en la actualidad el borde de la Meseta Alta con Rodados (figura 1). La primera incluye las cabeceras de los cañadones La Esther y del Junco, mientras que la segunda conforma las nacientes de los cañadones Las Mercedes, Malaspina y parcialmente de Las Piedras.

En ambos casos, aunque más marcadamente en las cabeceras del Malaspina y de Las Piedras, los contornos resultan muy irregulares debido a la acción de los numerosos afluentes que excavan sus cauces en el flanco de las Mesetas Altas con Rodados, desarrollándose en lugares un paisaje de tipo "badlands".

En las cabeceras de los cañadones de La Esther y del Junco los gradientes de las pendientes son relativamente bajos, con valores estadísticos promedios entre 3° y 8°, alcanzando en algunos tramos, en especial aquellos que se han desarrollado sobre sedimentitas del Miembro Las Violetas de la Formación Río Chico, ángulos de hasta 15° a 18° y muy raramente mayores.

Al respecto cabe destacar que con cierta frecuencia, la observación de las pendientes erosivas se ve dificultada por la existencia de cubiertas detríticas, provenientes de los derrumbes de los suprayacentes Rodados Patagónicos y que se disponen constituyendo taludes de 4-60 m de longitud, raramente hasta 100-150 m y con gradientes de 25° o mayores.

La segunda pendiente de contorno cóncavo (cabeceras de los cañadones Las Mercedes, Malaspina y de Las Piedras) se caracteriza por presentar perfiles radiales con gradientes marcadamente mayores que en la anterior. En el flanco de la Meseta Alta con Rodados, los gradientes promedio estadísticos varían entre 6° y 15° con tramos parciales que alcanzan valores desde 40° hasta casi la vertical, sobre todo en las cabeceras de los cañadores Malaspina y de Las Piedras y en coincidencia con los sectores en los que el sustrato está constituido por sedimentitas del Miembro Las Violetas.

En las "narices" o "crestas" que conforman las divisorias y que en planta se caracterizan por un diseño convexo, se repite el predominio de perfiles radiales cóncavos o suavemente cóncavos a rectos.

Cuadro I

ERA	PERIODO	EPOCA	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS
C E N O Z O I C O	T E R C I A R I O	HOLOCENO	Depósitos actuales	Depósitos detríticos (playas actuales y continentales asociados a pendientes, p _i sos de valle y médanos).
			Fm Pampita Bardón (Cionchi, 1985)	Arenas finas a medianas en parte con abundantes detritos calcáreos.
		PLEISTOCENO	Fm Zanjón, El Pinter (Cionchi, 1985)	Acumulaciones acordonadas de gravas mediana a gruesa, matriz arenosa mediana a gruesa y abundantes restos de conchillas.
			Fm Caleta Malaspina (Cionchi, 1985)	Facies marina: depósitos acordonados de gravas finas a medianas, matriz arenosa fina a mediana en parte limosa y restos de conchillas. Buena estratificación. Frecuentes niveles cementados por carbonatos. Facies estuárica: Limos arenosos finos a muy finos, en parte arcillosos, friables.
	E C I A R I O	M I O C E N O	"Rodados Patagónicos"	Gravas medianas a finas, abundante matriz arenosa. Aspecto masivo o estratificación poco marcada. En niveles superiores sectores fuertemente cementados con carbonato de calcio.
			Fm Patagonia (Riggi, 1979)	Tufitas arenosas escasamente estratificadas, alternan con bancos de areniscas medianas a gruesas, de aspecto tobáceo, con estratificación entre cruzada. En las secciones superiores aparecen frecuentes intercalaciones de arcillitas tobáceas de 1 m de espesor y niveles fosilíferos muy duros (coquinas).
			Grupo Sarmiento (Simpson, 1933)	Limos y arcillas de aspectos muy homogéneos, con intercalaciones de areniscas arcillosas muy finas, esencialmente piroclásticas ("Chonitas", en el sentido de Teruggi et al., 1977).
			Fm Río Chico (Simpson, 1933; Andreis et al., 1975)	Conglomerados finos a medianos, areniscas, limolitas y arcillitas en parte carbonosa y bentoníticas. Niveles inferiores epi y piroclásticos, resistentes a la erosión. Superiores epiclásticos, en parte friables
			Fm Salamanca (Lesta y Ferello, 1972; Andreis et al., 1975)	Niveles superiores (Miembro Hansen): pelitas y psamitas con escasas intercalaciones de limolitas arenosas finas. Niveles inferiores (Miembro Bahía Bustamante): bioclastitas con cemen-esparfítico muy fino, estructura tabular, generalmente maciza, raramente porosa.
			Fm Marifil (Malvicini y Llambas, 1974)	Pórfidos cuarcíferos, riolitas e ignimbritas, muy silicificadas, compactas, macizas, con niveles superiores muy diaclasados y tobas y aglomerados volcánicos muy duros.
MESOZOICO	JURASICO	DOGGER		

Con respecto a las pendientes desarrolladas sobre las volcanitas de la Formación Marifil, las mismas no ofrecen rasgos morfológicos contrastantes con las del resto de la comarca, observándose un predominio de perfiles radiales cóncavos que, a diferencia de los elaborados en sustratos sedimentarios, muestran gradientes mucho más empinados en sus tramos superiores, con ángulos que en no pocas ocasiones superan valores de 40-50°.

La frecuencia de la forma cóncava que presentan prácticamente todos los perfiles radiales de las pendientes de la comarca estudiada permiten inferir en coincidencia con Strahler (1950), Wilson (1968), Bloom (1978) y Derbyshire *et al.* (1979) entre otros, que los fenómenos vinculados con el agua corriente, ya sea en manto o encauzada asumen un papel preponderante entre los procesos responsables del desarrollo de las mencionadas pendientes.

Estas pendientes, denominadas generalmente "de lavado" (Holmes, 1955; Troeh, 1965; Bloom, 1978) presentan a menudo gradientes menores de 30°, frecuentemente menores de 6°, un relieve suave y están controladas en su desarrollo por la naturaleza y cantidad de la carga transportada por los flujos en manto y canalículos (Holmes, 1955).

Sin embargo y a pesar de la evidente participación predominante del agua corriente en el desarrollo de las pendientes estudiadas resulta importante destacar que no constituye el único agente modelador, sino que en realidad participa un complejo conjunto de agentes concurrentes que complementan su accionar.

En las zonas de pendientes más abruptas, es decir en los flancos de la Meseta Alta con Rodados, son frecuentes los fenómenos de subsidencia en el sentido de Derbyshire *et al.* (1979), especialmente las caídas de rocas y detritos caracterizados por movimientos rápidos y con escasos contactos entre los fragmentos en caída.

Menos frecuentes parecen ser los fenómenos de deslizamientos en el sentido de Derbyshire *et al.* (1979), si bien en algunos sectores ubicados a 1-2 km al norte de Puesto Las Dos Marías se observaron, aunque con dudas algunos desmoronamientos.

Por otro lado, el sustrato porfirítico que presenta una relativa homogeneidad y parcialmente buena cohesión, tampoco muestra evidencias de desmoronamientos ni de deslizamientos de rocas, aún en aquellos sectores en los que los estratos inclinan 40° a 45°. La ausencia de estos procesos de remoción en masa puede atribuirse

tentativamente a la reducida longitud de las pendientes y a la falta de paralelismo entre ésta y los estratos sobre los que se desarrollan.

CARACTERIZACION DE LAS PENDIENTES, DISCUSION Y CONCLUSIONES

Si bien las pendientes de la zona estudiada se han desarrollado sobre sustratos con características litológicas muy variables, en especial lo que a grado de competencia se refiere, resulta importante remarcar que en general predominan aquellos de escasa a mediana resistencia a la erosión.

La presencia de psamitas tobáceas endurecidas de la Formación Río Chico (Miembro Las Violetas) en las cabeceras de los cañadones Las Mercedes, Malaspina y de Las Piedras favorece el desarrollo de tramos medianamente empinados a muy empinados, observándose además que cuando el espesor de dichas sedimentitas es pequeño (menos de 10 m) aparecen frecuentemente asociados a paisajes de tipo "badlands".

Excepto en los sectores empinados, controlados por sedimentitas competentes las pendientes muestran frecuentemente una cubierta de 1-2 m hasta 5 m y raramente más de espesor, constituida por grava arenosa proveniente de la remoción de los Rodados Patagónicos.

La escasa frecuencia de deslizamientos en el sentido de Derbyshire *et al.* (1979) que se ha observado en la comarca estudiada resulta coherente con las características litológicas y estructurales de los sustratos sobre los que se han desarrollado las pendientes.

De acuerdo con Bloom (1978) y Derbyshire *et al.* (1979) los desmoronamientos son fenómenos de remoción en masa que se producen más frecuentemente en materiales homogéneos y muy cohesivos, mientras que los deslizamientos de rocas se presentan en estratos en los que la inclinación es de gran ángulo y subparalela a la de la pendiente.

La heterogeneidad, la escasa cohesión y el bajo ángulo de inclinación que muestran los estratos parecen jugar un papel muy importante como factores condicionantes negativos para el desarrollo de los mencionados procesos en los sustratos sedimentarios, mientras que en los sustratos porfiríticos la ausencia estaría asociada a la reducida longitud de las pendientes y a la falta de paralelismo entre éstas y los estratos.

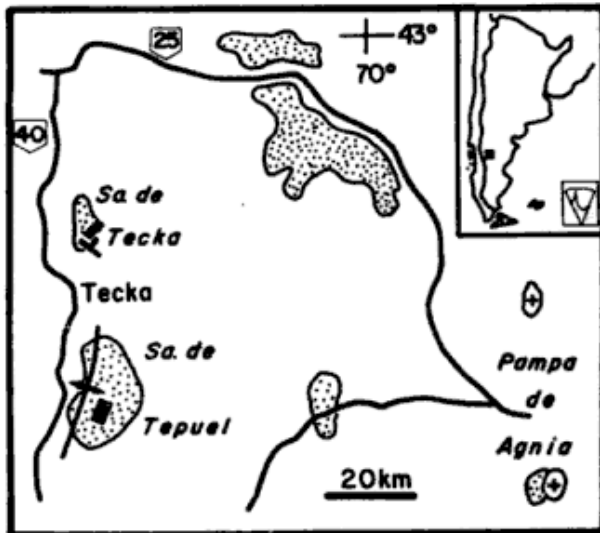


Figura 1: Principales áreas con afloramientos del Grupo Tepuel (puntos), basamento granítico pre-Carbónico (cruces); el post-Paleozoico superior (en blanco) es principalmente Cuartario y Jurásico volcánico y sedimentario. En las sierras de Tepuel y de Tecka, los rectángulos negros indican zonas cubiertas por los perfiles en figuras 2 y 3, respectivamente.

lar, discutieron la sedimentología de los 300 m basales de la Formación Pampa de Tepuel en la sierra de Tepuel. Frakes y Crowell (1969) estimaron que un 20 % de los estratos de arenisca muestran gradación granulométrica normal e interpretaron que una parte de ellos serían turbiditas. Las diamictitas fueron atribuidas a flujos de detrito submarinos originados en depósitos glaciares. López Gamundi y Limarino (1984) describieron secuencias estrato-crecientes rematando en conglomerados canalizados, y atribuyeron las secuencias a la progradación de un sistema de abanico submarino, según los modelos clásicos de Mutti y Ricci Lucchi (1972) y Walker y Mutti (1973). Las diamictitas fueron interpretadas como flujos de detrito submarinos regulados indirectamente por la glaciación contemporánea. La presencia de escasa caliza permitió a López Gamundi y Limarino (1984) y López Gamundi (1987) postular una profundidad de agua por encima del Nivel de Compensación de la calcita. En conjunto, estas inferencias sedimentológicas dan la idea de una cuenca relativamente profunda, dominada por procesos de remoción en masa, y alejada de los frentes glaciares.

Para el presente trabajo se estudiaron los 800 m basales, en la sierra de Tepuel, y los 1200 m basales, en la sierra de Tecka, de la Formación Pampa de Tepuel, con el propósito de determinar la profundidad de agua y los principales procesos sedimentarios en este sector de la

cuenca. Las conclusiones más significativas son: a) que la mayor parte de los sedimentos se acumuló en una profundidad de agua inferior a los 100 m; b) que el ambiente deposicional fue una plataforma nerítica bajo una fuerte influencia glaciaria; c) que no existen evidencias de sistemas turbidíticos; y d) que un espesor importante de las pefitas se acumuló en contacto con glaciares.

Afloramientos estudiados

La Formación Pampa de Tepuel forma un monoclinual que miente moderadamente hacia el este y noreste en la sierra de Tepuel y en el extremo sur de la sierra de Tecka (Turner, 1982; Page *et al.*, 1984). La deformación tectónica es leve. Algunos intervalos de grano fino muestran pliegues recumbentes de hasta 10 m de limbo y cizallamiento local. Pero esta deformación desaparece verticalmente en pocos metros por lo que se le atribuye un origen sinsedimentario. Los afloramientos son, en general, pobres. Los intervalos de grano fino dan un relieve deprimido y suelen estar cubiertos por derrubio. Los de grano grueso, en cambio, pueden formar crestones y quedar mejor expuestos. La mala calidad de los afloramientos y los rápidos cambios de facies dificultan una correlación detallada entre perfiles. El trabajo de campo se concentró en seis perfiles (figuras 2 y 3), con un espesor acumulado de 4400 m, levantados a escala 1:1000. Las mediciones se hicieron a báculo en un 80 % del espesor, con un error de $\pm 3\%$. Los 150 m superiores de los perfiles 1, 3, 4, y 5 (figura 2) se levantaron a pasos.

LITOSTRATIGRAFIA

El pasaje de Jaramillo a Pampa de Tepuel está dado por un gradual aumento de la proporción de pelita y arenisca fina, y de la intensidad de la bioturbación. Los cadilitos más antiguos ocurren en Jaramillo pero esta formación no es tratada aquí. La información paleontológica disponible (véase síntesis en Andreis *et al.*, 1987) indica que la sección glaciaria de Pampa de Tepuel corresponde al Carbónico medio. Esta sección es subdividida informalmente en miembros. En la sierra de Tepuel se definen tres miembros (figura 2): 1) pelítico-arenoso, con base en el techo de Jaramillo, compuesto por pelita y arenisca en proporciones similares (cua-

AMBIENTES DE PLATAFORMA NERITICA DOMINADA POR TORMENTAS EN LA SECCION GLACIGENICA DEL GRUPO TEPUEL, CHUBUT

Gustavo González Bonorino, Gustavo Raffine, Víctor Vega y Daniel Guerín

RESUMEN

La Formación Pampa de Tepuel (Carbónico) sección media del Grupo Tepuel, incluye abundantes depósitos glacigénicos concentrados en su tercio basal. Se han reconocido tres intervalos glacigénicos principales en la sierra de Tecka (0-100 m, 250-350 m y 900-1100 m, por encima de la base de la formación) y dos en la sierra de Tepuel (0-200 m y 340-500 m, por encima de la base. En esta área se estudiaron los estratos hasta los 1000 m. Los depósitos glacigénicos consisten en conglomerados y diamictitas, en partes con bases erosivas. Estos depósitos se intercalan en pelitas con colonias de crinoideos y briozoarios, finas capas de tormenta, y areniscas retrabajadas por oleaje, acumuladas como barras sublitorales y mantos de arena. Estos sedimentos se depositaron en profundidades de agua entre 10 y 100 m, aproximadamente. Las profundidades menores se dieron por encima de las barras sublitorales y durante la acumulación de los depósitos glacigénicos; los mayores -por debajo del nivel máximo de olas- se dieron sobre un fondo de fango donde arena fina llegaba sólo durante tormentas.

Se concluye: a) que una parte de las pséfitas son tillitas, b) que el ambiente general de sedimentación fue una plataforma nerítica, y c) que no hay evidencias de un sistema turbidítico.

ABSTRACT

The middle section (Pampa de Tepuel Formation; Carboniferous) of the Tepuel Group includes rudaceous glacial deposits. Two areas 30 km apart were studied. In the northern area glacial deposits are concentrated at 0-100 m, 250-350 m and 900-1100 m, from the base of the formation; in the southern area, at 0-200 m and 340-500 m from the base (strata above 1000 m were not studied in this area). Inter-areal correlation of these glacial units is likely. Glacial intervals comprise thick (up to 50 m thick) conglomerates and diamictites, in parts with erosive bases and thin, wave-worked sandy intercalations. Lithologies separating the glacial intervals mainly consist of bioturbated argillite with bryozoan-crinoid-brachiopod colonies, or with thin sandy storm layers, and bioturbated, or wave-worked sandstones. The sand accumulated as sublittoral bars and sand-sheets; the argillite was deposited mostly below storm wave-base, on a muddy bottom occasionally covered by storm sand layers. Water depth varied from 10 to 100 m, approximately (qualitative and semi-quantitative estimates). Lower depths correspond to bars and rudaceous glacial intervals; higher depths to the bioturbated sandstones and the argillite.

Main conclusions are: a) the overall environment of deposition was shallow-marine, with depths largely below fair-weather wave-base, b) in the glacial intervals evidence for submarine resedimentation is very scarce and much of the coarse-grained deposits are tillites, and c) there is no evidence of submarine fans or other turbidite systems.

INTRODUCCION

El Grupo Tepuel comprende sedimentos terrígenos marinos de edad carbónica y pérmica aflorantes en la región extra-andina del Chubut noroccidental (Suero, 1948; figura 1). En la sierra de Tepuel, el Grupo Tepuel ha sido dividido en tres formaciones concordantes (Page *et al.*, 1984). La más antigua es Jaramillo, con más de 1000 m de espesor (base cubierta), dominada por areniscas finas a gruesas; sigue Pampa de Tepuel, con 2900 m de espesor, compuesta en un 60 % por pelitas y en un 40 % por areniscas, conglomerados, y diamictitas; y la más joven es Mojón de Hierro (discordante bajo Jurásico se-

dimentario) con 500 m de espesor, dominada por areniscas medianas y gruesas. Las Formaciones Jaramillo y Pampa de Tepuel afloran también en la sierra de Tecka.

El tercio inferior de la Formación Pampa de Tepuel incluye potentes unidades de conglomerados y diamictita. Suero (1948) sugirió que una parte de estos depósitos son glacimarineros. Autores posteriores (Frakes *et al.*, 1967; Frakes y Crowell, 1969; Freytes, 1970; López Gamundi y Limarino, 1984; López Gamundi, 1987) confirmaron una impronta glacial en la sedimentación, representada por cadilitos (*dropstones*) y clastos estriados. Frakes y Crowell (1969) y López Gamundi y Limarino (1984), en particu-

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al doctor Francisco Fidalgo por la revisión crítica del manuscrito y las importantes sugerencias aportadas.

A las cartógrafas señoras Mónica Tomás y María Virginia Bernasconi por la realización de las ilustraciones y a la señora Norma Valls por el mecanografiado del trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDREIS, R. R., M. MAZZONI y L. A. SPALLETTI, 1975. *Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia del Chubut, República Argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (1): 85-103, Buenos Aires.
- BLOOM, A. L., 1978. *Geomorphology. A systematic analysis of Late Cenozoic Landforms*. Prentice-Hall, Inc. N. Jersey, 1-510.
- BURGOS, J. J. y A. L. VIDAL, 1951. *Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite*. *Meteoros*, I (1): 3-32, Buenos Aires.
- CIONCHI, J. L., 1985. *Geomorfología y estratigrafía del Cuaternario de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, provincia del Chubut*. *Fac. Cs. Nat. y Mus. La Plata, Tesis Doct.*, (inéd.), La Plata.
- , 1987. *Geomorfología de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, provincia del Chubut, República Argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, (en prensa), Buenos Aires.
- DALRYMPLE, J. B., R. J. BLONG y A. J. CONACHER, 1968. *An hypothetical nine unit landsurface model*. *Zeit. fur Geomorp.*, 12: 6-76.
- DAVIS, W. M., 1899. *The geographical cycle*. En: S. A. Schumm, 1977 (ed.) *Drainage Basin Morphology*. *Benchmark Pap. in Geol.*, 41: 21-44.
- , 1930. *Rock floors in arid and humid climates*. *Jour. of Geol.*, 38: 1-27 y 136-158.
- DERBYSHIRE, E., K. J. GREGORY y J. R. HAILS, 1979. *Geomorphological Processes*. Dawson, Westview Press, 1-310, Londres.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. *Dir. Gral. Y.P.F.*, 3 tomos, Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1973. *Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz*. Vº *Congr. Geol. Arg.*, Actas, V: 123-136, Buenos Aires.
- HACK, J. T. y J. C. GOODLETT, 1960. *Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians*. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 347: 1-66.

- HIGGINS, C. G., 1980. *Theories of landscape development. A perspective*. En: W. N. Melhorn y R. C. Flemal (Ed.) *Theories of landform development*. G. Allen y Unwin, 1-28, Londres.
- HOLMES, C., 1955. *Geomorphic development in humid and arid regions: a synthesis*. *Amer. Jour. Sci.*, 253: 377-390.
- KING, L. C., 1953. *Canons of landscape evolution*. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 64: 721-752.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. *Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. En: *Geología Regional Argentina*. *Acad. Nac. Cienc.*, 601-656, Córdoba.
- MALVICINI, L. y E. J. LLAMBIAS, 1974. *Geología y génesis de los depósitos de manganeso, Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina*. Vº *Congr. Geol. Arg.*, Actas, II: 185-202, Buenos Aires.
- MILLER, O. M. y C. H. SUMMERSON, 1960. *Slope-zone maps*. *Geog. Rev.*, 50: 194-203.
- PALMQUIST, R. C., 1980. *The compatibility of structure, lithology and geomorphic models*. En: W. N. Melhorn y R. C. Flemal (Ed.) *Theories of landform development*. G. Allen y Unwin, 145-168, Londres.
- PYNE, S., 1980. *The mind of Grove Karlo Gilbert*. En: W. N. Melhorn y R. C. Flemal (Ed.) *Theories of landform development*. G. Allen y Unwin, 277-298, Londres.
- RIGGI, J. C., 1979. *Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (1): 1-11, Buenos Aires.
- RUSSO, A., 1953. *Levantamiento geológico al norte de Pico Salamanca entre el mar y la Pampa del Castillo, Salamanca y Malaspina, escala 1:100000 (Departamento Camarones y Pico Salamanca) Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia*. Y. P.F., J-165, (inéd.), Buenos Aires.
- SIMPSON, G. G., 1933. *Stratigraphic nomenclature of the Early Tertiary of Central Patagonia*. *Amer. Mus. Novit.*, 818: 1-21, Nueva York.
- STRAHLER, A. N., 1950. *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis*. *Amer. Jour. Sci.*, 248: 673-696 y 800-814.
- , 1968. *Slopes analysis*. En: R. W. Fairbridge (Ed.) *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson y Ross Inc., 998-1002.
- THORNBURY, W. D., 1960. *Principios de Geomorfología*. Ed. Kapeluz, 1-627, Buenos Aires.
- TROEH, F. R., 1965. *Landforms equations fitted to contour maps*. *Amer. Jour. Sci.*, 263: 616-627.
- WILSON, L., 1968. *Slopes*. En: R. W. Fairbridge (Ed.) *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson y Ross Inc., 1002-1020.

Recibido: 29 de noviembre, 1986

Aceptado: 14 de setiembre, 1988.

JOSE LUIS CIONCHI

Centro de Geología de Costas
C.C. 722 Correo Central
7600 Mar del Plata

Los pronunciados gradientes que se han observado en las pendientes de sustrato porfirítico, sobre todo en las Tetras de Pineda, donde alcanzan valores que a veces superan los 40° , parecen estar controlados por la presencia de diaclasas subverticales.

Por otro lado la posición subhorizontal de la estratificación, por lo general bien definida, que presentan las sedimentitas de la comarca habrían favorecido el desarrollo del esquema de pendientes propuesto por King (1953). La superficie escasamente surcada por cauces apenas excavados de la Meseta Alta con Rodados, caracterizada por perfiles radiales suavemente convexos a rectos y gradientes de bajo rango que aumentan imperceptiblemente cuesta abajo constituye una "pendiente en aumento" (*waxing slope*) en el sentido de King (1953). Los tramos empinados, desarrollados en las psamitas tobáceas endurecidas de la Formación Río Chico y en menor proporción del Grupo Sarmiento y en algunos niveles fosilíferos muy cementados de la Formación Patagonia representan el "frente libre" (*free face*), mientras que los taludes producidos por los derrumbes, en su mayor parte de Rodados Patagónicos forman la "pendiente de detritos" (*detritral slope*) del mencionado autor, completando el esquema los pedimentos que constituyen las "pendientes en disminución" (*waning slope*).

También se han reconocido algunos de los componentes definidos por Dalrymple *et al.* (1967), especialmente los denominados "interfluvios, frente libre, pendiente media de transporte, piedemonte coluvial, pendiente aluvial, pared de cauce y cauce".

En el primero predominan los movimientos verticales y subverticales del agua en el suelo y geográficamente coincide con las divisorias, en especial las ubicadas en la Meseta Alta con Rodados y Mesetas Bajas. El "frente libre" resulta equivalente al de King (1953) y en él operan esencialmente caídas de rocas, deslizamientos y meteorización física, mientras que en la "pendiente media de transporte" se destacan la remoción del material por movimientos en masa y una importante acción superficial y subsuperficial del agua. El tramo "piedemonte coluvial" en el sentido de Dalrymple *et al.* (1967) se desarrolla a partir de la base del flanco de la Meseta Alta con Rodados y se caracteriza por la re-depositación de material por movimientos en masa y lavados superficiales y formación de abanicos. A continuación se desarrolla la "pendiente aluvial" en el que predomina la deposita-

ción aluvial vinculada a los movimientos superficiales del agua. Los dos tramos restantes del esquema de Dalrymple *et al.* (1967), "pared de cauce" y "cauce" están sometidos a corración, desmoronamientos y caídas en el primer caso y el segundo a transporte del material aguas abajo por acción superficial del agua y a corraciones periódicas. Coinciden esencialmente con los Pisos de Valle identificados en la figura 1.

El análisis de las pendientes de la comarca estudiada permite establecer que la mayoría de ellas corresponden a "pendientes reducidas por lavado" en el sentido de Strahler (1950). Estas pendientes se extienden ampliamente en los tres grandes ambientes geomórficos de la comarca y predominan sobre todo en las Mesetas Bajas, en las que el estado de desarrollo del paisaje permite definirlo como medianamente maduro (Cionchi, 1985). En dicho ambiente el escaso gradiente que muestran los cauces fluviales determina una reducida corración en los canales. Por otro lado los gradientes de las pendientes, en general inferiores a 15° , son marcadamente menores que los ángulos de reposo del material suelto y seco del sustrato y esa diferencia puede atribuirse a la acción de los lavados en manto.

Dentro de las "pendientes reducidas por lavado" se han reconocido las clases 1 y 2 del esquema de Miller y Summerson (1960). La clase 1, caracterizada por gradientes de muy bajo rango (0° a $3^\circ35'$) es la mayor frecuencia en la comarca, mientras que la clase 2, con valores angulares entre $3^\circ36'$ y $14^\circ29'$ es relativamente frecuente en los sectores medio e inferior de las Tetras de Pineda y en las cabeceras de todos los cañadones, en especial los que poseen sus nacientes en el cuadrante occidental (figura 1).

También se han reconocido, aunque en una proporción sensiblemente menor "pendientes de alta cohesión" y "de reposo" en el sentido de Strahler (1950). Las primeras, que resultan equivalentes a la clase 4 de Miller y Summerson (1960) se encuentran principalmente en los sectores más elevados de las Tetras de Pineda y en las cabeceras de los cañadones de Las Piedras, Malaspina y Las Mercedes, aunque en estos últimos casos están restringidas a una pequeña franja del cuadrante occidental asociadas a las psamitas endurecidas del Miembro Las Violetas (Formación Río Chico). En general son de escasa longitud (raramente más de 100 m) y presentan en su base taludes producidos por los derrumbes de los materiales más duros. Frecuentemente no poseen cubierta detrítica y el sustrato permanece expuesto durante la mayor parte de la existencia de la pendiente.

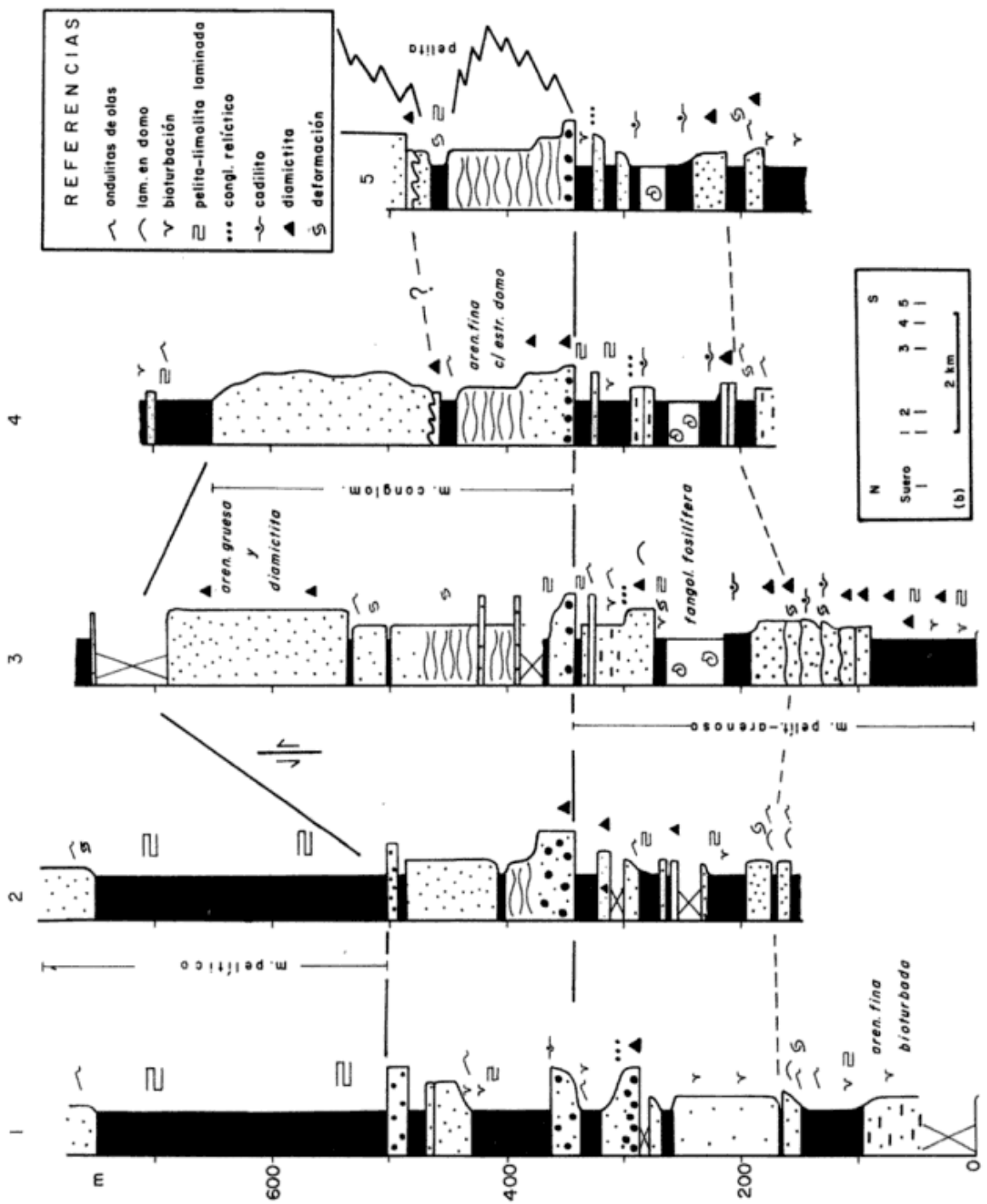
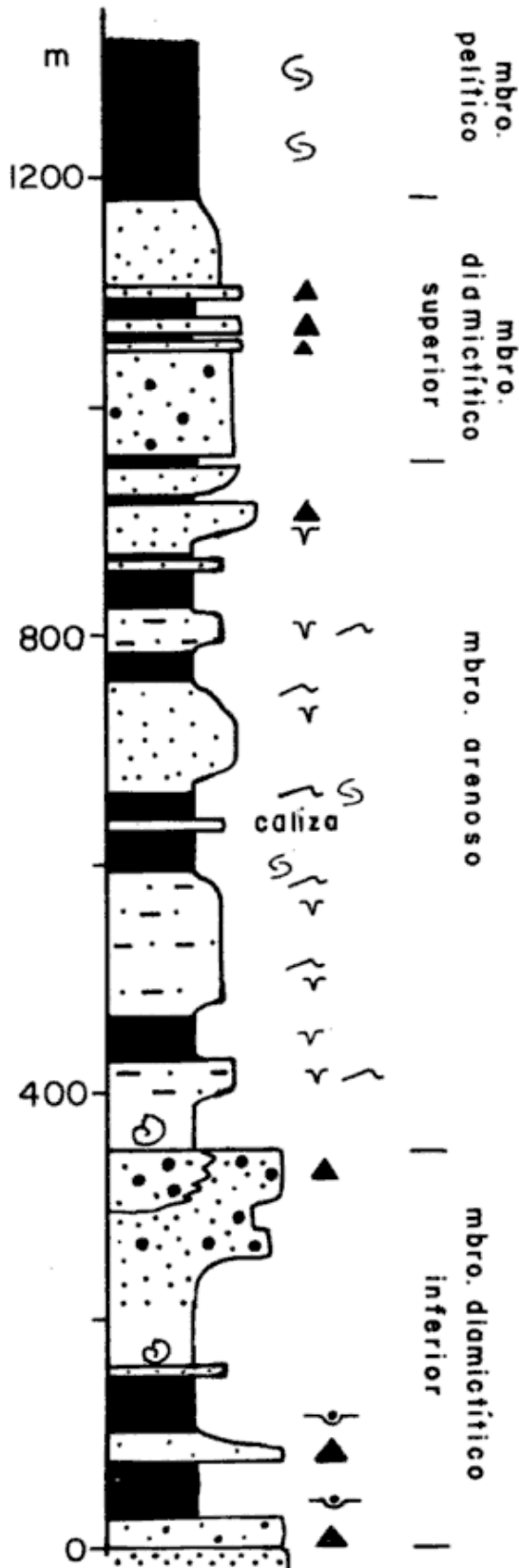


Figura 2: Perfiles de la Formación Pampa de Tepuel en la sierra de Tepuel. Perfiles 1 y 3 medidos a partir de la Formación Jaramillo; todos nivelados a la base del miembro conglomerádico. Líneas gruesas dan límites entre miembros. Nótese el acunamiento del miembro conglomerádico al norte y sur. b) Ubicación de los perfiles medidos, respecto del perfil en Suero (1948).



dro I); 2) conglomerádico, dominado por una potente sección de areniscas con intercalaciones de diamictitas y conglomerados que se apoya sobre conglomerados basales; y 3) pelítico, dominado por fangolitas y limolitas. El miembro conglomerádico se acuña hacia el norte y hacia el sur por interdigitación con facies finas de los otros miembros.

Cuadro I: Distribución de las facies. (en %)

Facies	Sa. de Tecka	Sierra de Tepuel			Total
		M. Pelítico arenoso	Miembro conglom.	Miembro pelítico	
fangolita/limolita	45	50	9	95	50
arenisca fina	30	40	40	5	20
arenisca + conglom.	15	5	50	-	25
diamictita	10	5	1	-	5

En la sierra de Tecka se distinguen cuatro miembros: 1) diamictítico inferior; 2) arenoso; 3) diamictítico superior; y 4) pelítico (figura 3). Entre los perfiles de Tecka y de Tepuel, distantes unos 30 km, sólo es posible establecer una correlación parcial, equiparando el miembro diamictítico inferior con el pelítico-arenoso y parte del conglomerádico, y el miembro arenoso con la mayor parte del conglomerádico.

Facies sedimentarias

Los estratos se agrupan en facies por la granulometría, con subdivisiones en base a estructuras primarias y grado de bioturbación. La fracción arena se dividió en fina (0,07-0,25 mm), mediana (0,25-0,5 mm) y gruesa (0,5-2,0 mm), en el campo. Arenisca conglomerádica contiene sábulos o grava fina (<1 cm) en más del 10%, y rodados mayores en menos del 10%, por estimaciones en el campo. Las areniscas son arenitas feldespáticas (Williams et al., 1954) con granos angulares a subredondeados. Los rodados mayores son de arenisca, principalmente, pero hay también de granito y de esquisto. Se halló un único banco de caliza, gris, fina, de 30 cm de espesor, en la sierra de Tecka (figura 3).

Figura 3: Perfil de la Formación Pampa de Tepuel en la sierra de tecka. Base en Formación Jaramillo. Referencias en figura 2.



Figura 4: Estratificación ondulada y lenticular en fangolita con muy escasas láminas de limolita. Indica acción de oleaje por tormenta excepcional.

Fangolita con intercalaciones de limolita constituye aproximadamente el 50 % de los afloramientos (cuadro I) y forma intervalos de hasta 40 m de espesor. Fangolita gris verde a gris oscura, maciza o con débil fisilidad, conforma un 80 % de esta facies. En general muestra bioturbación horizontal y vertical (tubos de 1 cm de diámetro). Raramente desarrolla una partición ondulada a lenticular (figura 4). En la fangolita se intercalan numerosas láminas, o estratos delgados de limolita (en parte arenisca fina) muy bien seleccionada, gris clara, con contactos comúnmente ondulados e interdigitados. Internamente muestran laminación horizontal u ondulada, y laminación entrecruzada de ondulitas (espaciado = 4 a 10 cm; amplitud = 0,5 a 2 cm). En diferentes bancos las ondulitas pueden ser unidireccionales o no mostrar una dirección preferencial de avance. La organización interna de estos estratos suele ser compleja debido al entrecruzamiento de ondulitas, la intercalación de 'flaser', y las particiones pelíticas discontinuas (figura 5). En los techos pueden quedar preservadas crestas rectas de ondulitas simétricas. Esta facies es similar a la que de Raaf *et al.*, (1977) denominaron "parallel laminated" y "cross-laminated silt-streaked muds". En partes se ven estratos delgados con bases netas planas y gradación normal a fangolita, enteramente ocupados por laminación ondulítica entrecruzada.

La profusión de laminación ondulítica entrecruzada, pluridireccional, y simétrica, indica la acción del oleaje (de Raaf *et al.*, 1977). Las particiones onduladas en fangolita (figura 4) se interpretan como producto del oleaje e implican que una parte de la fangolita se acumuló por sobre el nivel de base máximo de olas. No obstante,

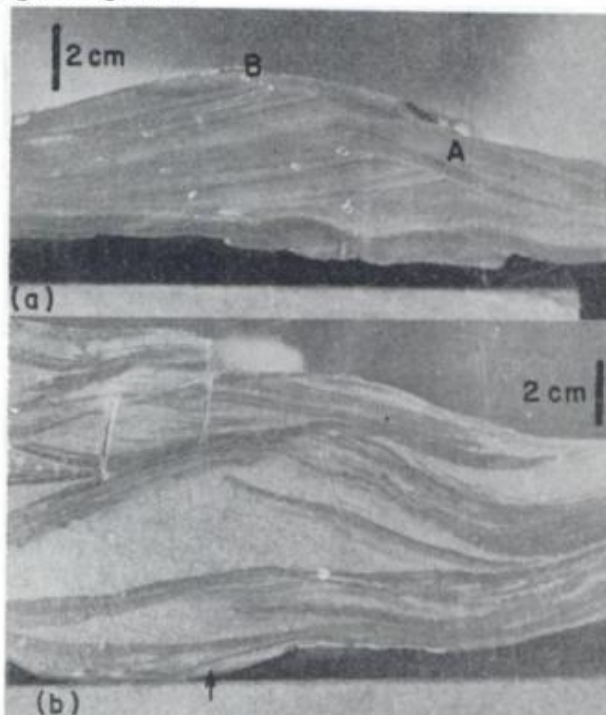


Figura 5: Ondulitas entrecruzadas de oleaje. a) Limolita con varios juegos de laminación ondulítica separados por superficies de erosión, apoyada sobre fangolita con techo ondulado. El conjunto A muestra un perfil levemente asimétrico, con cresta bien definida y acreción vertical. El conjunto B forma una cresta redondeada y simétrica. b) Arenisca fina con 'flaser' y particiones pelíticas delimitando juegos de ondulitas. En la base se ve estratificación 'linsen' (flecha).

suponemos que la mayor parte de la fangolita, así como las finas láminas paralelas de limolita, estuvieron fuera del alcance del oleaje. En estos fondos más calmos, la bioturbación en general, y en particular las perforaciones verticales (típicas de organismos que se alimentaban de nutrientes en suspensión), indican una frecuente renovación del agua por corrientes débiles.

Arenisca fina (en parte mediana) constituye alrededor de un tercio de los afloramientos (cuadro I). Se distinguen tres subfacies: a) arenisca bioturbada (un 94 % de la facies); b) arenisca con estratificación, o laminación, en domo (un 5 % de la facies; se propone este término como traducción de "hummocky cross-stratification"); y c) arenisca en estratos delgados con gradación normal (un 1 % de las facies).

a) La arenisca bioturbada es verde oliva, arcillosa, en estratos delgados y medianos (<50 cm) separados por escasa fangolita. Los techos suelen mostrar formas de ondulita cuyos senos están rellenos por fangolita. Los bancos son macizos en general, raramente se ve laminación de ondulitas asimétricas y simétricas. La intensa



Figura 6: Arenisca fina con estratificación en domo en el miembro conglomerádico, sierra de Tepuel. a) Estratos delgados separados por pátinas pelíticas poco persistentes. b) Estratos medianos y gruesos. La cresta en el banco inferior, bien definida hacia la derecha, se desdibuja y cierra una depresión hacia la izquierda.

bioturbación -en partes hay 20 tubos verticales cada 100 cm^2 - probablemente obliteró las estructuras primarias e introdujo material fino en arena otrora bien seleccionada. Esta subfacies es abundante en los miembros pelítico-arenoso de Tepuel, y arenoso de Tecka.

La intensa bioturbación (Howard y Reineck, 1981), la preservación parcial de láminas pelíticas, y el retrabajo de la arenisca por oleaje, indica depositación entre los niveles de base de olas con mar calmo y tormenta. Las estructuras sugieren la introducción de arena y formación de ondulitas durante tormentas, la depositación de pelita durante la calma subsiguiente, y la erosión parcial, o total, de la pelita con una nueva tormenta.

b) La arenisca con estratificación en domo es gris clara, maciza, y muy bien seleccionada. Da estratos delgados a muy gruesos (<3 m), separados apenas por pátinas pelíticas que desaparecen lateralmente. Las superficies de estratificación muestran domos, o crestas curvas, separando depresiones de varios metros de ancho y hasta 30 cm de profundidad (figura 6). Superficies similares han sido ilustradas en Harms *et al.* (1975) y Hamblin y Walker (1979). Esta subfa-

cies es común en el miembro conglomerádico, inmediatamente por encima de los conglomerados basales, donde forma un cuerpo de arenisca persistente y potente (figura 2).

En otros niveles, algunos estratos medianos de arenisca fina no tan bien seleccionada, muestran laminación en domo. En varios casos se ve laminación horizontal, u ondulada, sobre una base neta y plana, laminación en domo en el centro del estrato, y laminación ondulítica de olas en el techo (figura 7). Areniscas con laminación en domo ocurren en los perfiles 1 y 2 (figura 2) y localmente en el miembro conglomerádico.

Estratificación en domo se refiere a la geometría de los bancos; laminación en domo a la forma de la laminación interna. En Tepuel ambas variantes ocurren separadamente. Es posible que la distinción sea superflua pero se prefiere hacerla ya que la interpretación de esta estructura es aún objeto de debate (Swift y Nummedal, 1987). Los estratos con laminación en domo representarían la gradual acumulación de arena a medida que una tormenta amaina (Dott y Bourgeois, 1982; Hamblin y Walker, 1979). El cuerpo de arenisca con estratificación en domo, sin duda creció gradualmente a lo largo de mucho tiempo. La presencia de crestas, aunque mal definidas, sugiere una morfología de ondas de arena deformadas por oleaje. La interacción de corrientes unidireccionales y oscilatorias podría ser esencial para la formación de estratificación, o laminación, en domo (Swift *et al.*, 1983). La virtual ausencia de pelita, pero también de estratificación entrecruzada, indica acumulación a una profundidad próxima pero por debajo del nivel de base de olas con mar calmo.

c) Esta subfacies da estratos de 3 a 15 cm de espesor, con bases netas y planas, y gradación normal a pelita (figura 8). Esta subfacies alterna con estratos con ondulitas asimétricas ascendentes (*climbing ripple cross-lamination*) en el miembro conglomerádico.

Las areniscas gradadas se interpretan como capas de tormenta depositadas por corrientes baroclínicas (McCabe, 1985; Swift *et al.*, 1987), o decantadas de suspensiones locales generadas por turbulencia en el fondo. Las ondulitas ascendentes podrían haberse formado por un mecanismo similar, a una profundidad en exceso del nivel de base máximo de olas.

Arenisca gruesa (en parte mediana), arenisca conglomerádica, y conglomerado, constituyen alrededor del 20 % de los afloramientos (cuadro I). Areniscas grises claras y rosadas y



Figura 7: Laminación en domo. a) Arenisca fina de 25 cm de espesor con laminación suavemente ondulada en la base, laminación en domo en el centro (flechas indican domos), y laminación ondulítica en el techo. b) Arenisca fina de 15 cm de espesor con laminación horizontal en la base, laminación en domo en el centro, y laminación ondulítica en el techo. En ambos ejemplos la sucesión de estructuras indica la acción de oleaje durante una tormenta que amaina.

conglomerados grises con matriz de arena gruesa dan estratos macizos de hasta 4 m de espesor. Varios estratos de arenisca de la facies anterior rematan en un nivel de grava relíctica, proyectando parcialmente sobre el techo y cubierta por una lámina pelítica (figuras 2 y 9). En los conglomerados, los clastos alcanzan 70 cm de largo pero el 85 % es menor de 5 cm; en uno se halló un braquiópodo (perfil 1, 485 m, figura 2). Algunos sectores muestran una débil imbricación. El empaquetamiento en partes es levemente disperso, transicional al de diamictita. Los conglomerados pueden ser dominantes en intervalos de hasta 40 m de espesor, dando estratos muy gruesos separados por delgadas particiones suavemente onduladas de pelita o de arenisca. Una partición de 5 cm de espesor de arenisca media-

na muestra ondulitas simétricas en el techo. El mejor desarrollo de esta facies se da en la base del miembro conglomerádico, por debajo de las areniscas con estratificación en domo (figura 2).



Figura 8: Capas de tormenta en el miembro conglomerádico, sierra de Tepuel. Los dos estratos más gruesos muestran bases netas y una leve gradación normal. Nótese la escasez de fangolita y los contactos ondulados.

Las particiones pelíticas, las ondulitas simétricas, y la ausencia de estructuras propias del ambiente litoral (Thompson, 1937; McKee, 1957; Clifton, 1973; Clifton *et al.*, 1971), indican que esta facies se acumuló a profundidades entre los niveles de base de olas con mar calmo y con tormenta. Los niveles de grava relíctica se deben a la remoción selectiva de arena y la concentración de la grava. La grava habría sido transportada hasta la plataforma grano a grano, por corrientes baroclínicas, corrientes de retorno (*rip currents*), u otro mecanismo, como carga de lecho. Un rodado sobre un fondo de arena requiere un esfuerzo relativamente débil para moverse (Komar y Li, 1986) y además tiende a permanecer en superficie. Tormentas excepcionales concentrarían la grava en un nivel (Cotter, 1985).

Estos mecanismos no son adecuados, sin embargo, para explicar los potentes intervalos de conglomerado submarino. Tampoco es plausible atribuirlos a abanicos-delta (*fan-delta*) debido a la ausencia de estratificación y de estructuras fluviales, ni a flujos de detrito, debido a la matriz de arena gruesa y el empaquetamiento bueno a moderado. Se postula, en cambio, que se trata de depósitos subglaciales, quizás morenas frontales. La escasez de matriz limo-arcillosa podría ser una característica original pero es

más probable que haya sido elutriada por corrientes de fondo a medida que el cuerpo creció. Este material habría sido redistribuido en forma de mantos de arena. Se vuelve más adelante sobre el origen de los conglomerados.

Diamictita y cadilito (*dropstone*). Muchos



Figura 9: Nivel de grava relictica visto desde arriba. Clastos subredondeados de hasta 15 cm de largo se proyectan sobre el techo de una arenisca mediana y están cubiertos por una lámina pelitica.

intervalos de fangolita con intercalaciones de limolita y de arenisca fina con estructuras de corriente contienen grava dispersa. El modo de depositación de la grava y de la matriz fueron claramente diferentes, y los rodados mayores son hidrodinámicamente exóticos. La interpretación de estas rocas es que los rodados son cadilitos desprendidos de masas de hielo flotante e incorporados esporádicamente a sedimentos de diversas facies (Frakes y Crowell, 1969; López Gamundi y Limarino, 1984). En la figura 2 se indican algunos de estos intervalos con el símbolo para cadilitos. Estas rocas corresponden a los "sedimentos glacialmarinos compuestos" de Anderson *et al.* (1980).

Diamictita se emplea aquí exclusivamente para rocas macizas con clastos tamaño arena gruesa, o mayor, dispersos en una matriz homogénea (Flint *et al.*, 1960). La matriz es fangolita gris oscura o arenisca fina limosa verde oliva. Los fragmentos dispersos de arena gruesa angular son ubicuos, aun donde falta la grava. Los rodados mayores son subredondeados y alcanzan 50 cm de largo. La concentración de clastos medida en dos bancos dió un clasto mayor de 0,4 cm cada 4 cm², y un clasto mayor de 5 cm cada 4 m², e indica la relativa abundancia de la fracción sábulo-grava fina. Algunos bancos muestran sus techos deformados por carga e incluyen fragmentos plegados de estratos suprayacentes (por ejemplo, perfiles 4 y 5, 490 m, fi-

gura 2). Otros tienen bases erosivas e incluyen fragmentos de arenisca o fangolita replegada de hasta 1,5 m de largo. En general, sin embargo, bases y techos están cubiertos. El espesor de las diamictitas varía entre menos de 1 m y 50 m. En las unidades potentes suele haber particiones internas suavemente onduladas que sugieren acción de oleaje; algunas muestran una disminución en el tamaño medio y en la concentración de rodados hacia arriba (López Gamundi y Limarino, 1984).

Las diamictitas con evidencias de comportamiento plástico pueden interpretarse como flujos de detrito (Frakes y Crowell, 1969). Pero este mecanismo no es adecuado para las potentes diamictitas gradadas ya que un flujo de detrito posee una resistencia interna que impediría la segregación de clastos de arena y grava fina por gravedad. Por otra parte, estas diamictitas muestran particiones internas que indican que no se trata de eventos deposicionales únicos. Frakes *et al.* (1967) y Frakes y Crowell (1969) se basaron explícitamente en la presencia de deformación sinsedimentaria para interpretar como flujos de detrito a la mayoría de las diamictitas. En un ambiente glacial, sin embargo, la deformación plástica de sedimentos poco consolidados es un fenómeno común, sea por empuje o por colapso. Por consiguiente estas estructuras no son de modo alguno distintivas de flujos de detrito.

En cuanto a la granulometría es importante destacar los granos angulares de arena gruesa dispersos en las diamictitas; éstos faltan en las otras facies aún donde hay cadilitos. Estos granos se atribuyen a la trituración de fragmentos de cuarzo y feldespato en la base de un glaciar. Su presencia indica, pues, una importante componente glaciéna en las diamictitas.

Todas las características de estas diamictitas pueden ser generadas por mecanismos deposicionales directamente ligados al hielo. En particular, la gradación normal en secuencias multi-evento sugiere como mecanismo más razonable la gradual ablación y retroceso de un frente glaciario. Secuencias verticales con estas características han sido descritas por Elverhoi (1984, su figura 10) para el mar de Weddell, y por Anderson *et al.* (1984) para el mar de Ross, y atribuidas al receso del hielo en el Holoceno. Queda en pie el problema de si estas diamictitas representan till o si se acumularon por balsaje o corrientes de fusión a una cierta distancia del frente del hielo. No tenemos una respuesta unívoca para este dilema pero se pueden poner

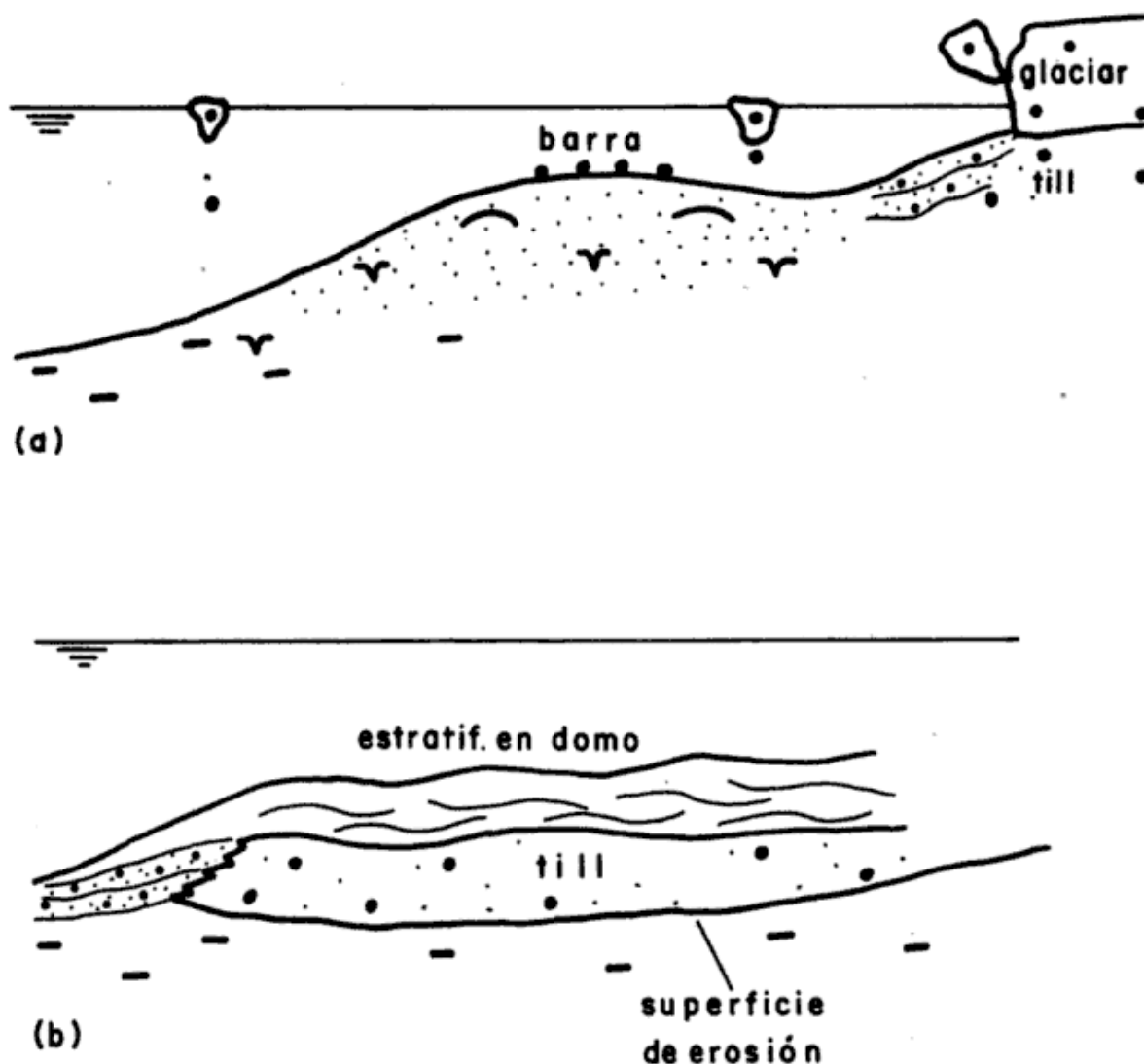


Figura 10: Reconstrucción esquemática de los principales ambientes deposicionales en la Formación Pampa de Tepuel. a) Influencia glacial reducida; construcción de barras sublitorales. Mejor desarrollado en miembros arenoso y pelítico-arenoso. b) Influencia glacial fuerte; depositación de till y retrabajo por circulación de plataforma. Bien desarrollado en el miembro conglomerádico.

límites a la especulación si se tiene en cuenta que estas diamictitas se acumularon en un ambiente dominado por oleaje. Dadas estas condiciones, la ausencia de concentraciones de grava o arena por elutriación de la pelita, sugiere acumulación bajo la protección del hielo, ya sea en una posición subglacial, ya sea al reparo de una plataforma de hielo (*ice shelf*).

Fangolita fosilífera forma tres bancos, uno en Tepuel (figura 2) y dos en Tecka (figura 3), con espesores entre 6 y 40 m. Se caracteriza por abundantes restos de crinoideos, briozoarios, y braquiópodos, en una matriz de fangolita gris oscura a gris verde, maciza. Los fósiles están generalmente rotos pero se ven valvas unidas y

palmas de briozoarios de varios centímetros de longitud. El banco más potente (figura 3, 370 m) remata en una coquina maciza de los mismos fósiles más escasa gravilla, en cemento calcáreo.

Esta facies se interpreta como una tanatoceosis de colonias de crinoideos, briozoarios, y braquiópodos, que proliferaron a profundidades cercanas, o por debajo del nivel de base máximo de olas. Estas colonias habrían habitado fondos blandos (Ager, 1963: 132; Perry y Horowitz, 1963; Dra. Nora Sabattini, 1987, com. pers.). Débiles corrientes de fondo, y quizás también la acción destructiva de otros organismos, habrían contribuido a disgregar y quebrar

muchos individuos. Perry y Horowitz (1963) estimaron que estas colonias vivieron en una profundidad de agua de menos de 80 m. La coquina, por el contrario, evidencia un importante retrabajo por corrientes de fondo que elutriaron la matriz e introdujeron rodados terrígenos.

ORGANIZACION DE LAS FACIES

En ciertos intervalos, estas facies se organizan en secuencias verticales, o arreglos laterales, diagnósticos del ambiente y mecanismo de sedimentación. Hay dos tipos principales de secuencias verticales. Una da intervalos grano-crecientes constituidos por fangolitas con intercalaciones de limolita, en la base, que pasan a areniscas con laminación en domo, y pueden rematar en un nivel de grava relicta. En una variante común la arenisca está bioturbada y no muestra estructuras internas. El espesor de las secuencias varía entre 5 y 30 m. Ocurren preferentemente en los miembros pelítico-arenoso de Tepuel y arenoso de Tecka, ocupando alrededor del 5 % del espesor total. En la sierra de Tepuel es posible correlacionar intervalos (aunque no secuencias individuales) con estas características entre dos y más perfiles (figura 2, intervalos a 150-200 m, y 270-300 m). Secuencias similares han sido descritas por de Raaf *et al.* (1977) y Cotter (1985) para el Carbónico de Irlanda, y por Michaelis y Dixon (1969) y Wright y Walker (1981) para el Cretácico en el oeste de Canadá, e interpretadas como barras sublitorales. Estas construcciones crecieron desde un fondo pelítico fuera del alcance del oleaje, hasta una profundidad somera, sin emerger.

El otro tipo de secuencia da intervalos grano-decrecientes con un pasaje hacia arriba de conglomerados y areniscas conglomerádicas, a areniscas gruesas, luego a areniscas finas con laminación y estratificación en domo, y finalmente a fangolita con cadilitos. Esta secuencia se desarrolla mejor en la parte inferior del miembro conglomerádico de Tepuel, donde alcanza espesores de hasta 100 m (figura 2, perfiles 2 a 5). En estos perfiles las secuencias grano-decrecientes integran un cuerpo de más de 2 km de frente y completamente rodeado por fangolita. La base de este cuerpo, que es también la base del miembro conglomerádico, está expuesta en los perfiles 2, 3 y 4, donde apoya netamente sobre la facies fangolita/limolita cizallada. En el perfil 4 el contacto tiene un relieve de aproximadamente 10 m estratigráficos sobre 50

m de afloramiento lateral. Si bien el afloramiento no permite descartar una interdigitación, el relieve local y la angularidad entre el contacto y la fangolita fosilífera (figura 2, perfiles 3, 4 y 5) sugieren que es un contacto erosivo.

López Gamundi y Limarino (1984) interpretaron este cuerpo como el relleno de canales en el techo de una secuencia turbidítica estrato-creciente producto de la progradación de un abanico submarino. Esta interpretación no es posible por las siguientes razones. Los perfiles no registran una secuencia estrato-creciente hasta el conglomerado. Segundo, los conglomerados y las areniscas que los cubren están afectados por oleaje, es decir que se acumularon en una profundidad de agua somera. Tercero, ningún intervalo por debajo o por encima de este cuerpo tiene características de secuencia turbidítica (cf. Walker y Mutti, 1973). Únicamente los estratos gradados de la figura 8, que se encuentran dentro de este cuerpo, podrían ser interpretados como depósitos de corrientes de turbidez generadas por tormentas, si se acepta la propuesta de Hamblin y Walker (1979), propuesta que ha sido seriamente cuestionada (McCabe, 1985; Swift *et al.*, 1987). En todo caso, la proporción de estratos con estas características en toda la sección es ínfima. Cuarto, la iniciación de mecanismos de remoción en masa con capacidad para transportar grandes volúmenes de grava y bloques de 70 cm de largo, requieren gradientes de fondo empinados. Wright y Anderson (1982) y Miall (1985), entre otros, propugnaron la acción de flujos por gravedad en ambientes glaciarios modernos y antiguos, respectivamente. No obstante, el fondo bajo el mar de Weddell (Wright y Anderson, 1982) es sumamente irregular, con gradientes que descienden a 600 m de profundidad a 30 km de la costa y a 1000 m a 60 km de la costa. Por su parte, la reconstrucción de Miall (1985) de rocas proterozoicas postula un ambiente de talud continental. Como se verá luego, estas condiciones no se dieron durante el Carbónico en la región de Tecka-Tepuel.

En nuestra interpretación el intervalo grano-decreciente en la base del miembro conglomerádico es el resultado de dos conjuntos de procesos. Los conglomerados y areniscas conglomerádicas se acumularon en contacto, o a corta distancia de glaciares que avanzaron sobre la plataforma, erosionando el fondo y deformando el sustrato (figura 10a). Al retirarse el hielo las areniscas finas con estratificación en domo fueron segregadas de los depósitos gla-

ciarios y redistribuidas por corrientes de fondo para dar mantos de arena (figura 10b). Las psefitas fueron parcialmente retrabajadas, por lo que serían en parte "relicticas" y en parte "palimpsesticas", y las areniscas finas serían "autóctonas", siguiendo la nomenclatura de Swift *et al.* (1971).

Otro cuerpo sedimentario que pudo ser parcialmente reconstruido aflora en la sierra de Tecka (figura 3, 300-350 m); probablemente es correlacionable con la base del miembro conglomerádico en Tepuel. Una potente diamictita con matriz arenosa pasa hacia arriba, y lateralmente hacia el oeste, a conglomerados, areniscas conglomerádicas, y arenisca fina bioturbada, con niveles de grava relictica. El pasaje lateral se define en un trecho de 40 m. Ambos depósitos están cubiertos por fangolita fosilífera, sin la intervención de areniscas con estratificación en domo. La diamictita es interpretada como tillita, y los estratos marginales como depósitos periglaciales con intercalaciones de facies típicas de plataforma.

Profundidad de agua

Estimaciones cualitativas de la profundidad de agua para las distintas facies se han dado arriba. Aquí se intenta una cuantificación en base al tamaño de grano y al espaciado de ondulitas simétricas de crestas rectas, según el procedimiento propuesto por González Bonorino (1986) sobre la base de los trabajos de Komar (1974), Komar y Miller (1975), y Clifton (1976). En González Bonorino (1986) hay gráficos para mar calmo y mar tormentoso; se aplica el primero cuando en proximidad a la ondulita medida hay evidencia (grava relictica, laminación en domo) de que la ondulita no representa el máximo alcance del oleaje. El error de procedimiento es de ± 5 m; el error que surge de las simplificaciones y otras aproximaciones es desconocido. Se midieron seis conjuntos de ondulitas en la sierra de Tepuel. La información esencial y las profundidades calculadas están en el cuadro II. Los valores de profundidad varían entre 10 y 75 m. El valor menor es para una barra sublitoral y el mayor es para la facies fangolita/limolita. El valor mayor es próximo al estimado para la fangolita fosilífera, y ambas facies están indicando, aproximadamente el nivel de base máximo del oleaje. En el miembro conglo-

merádico, las psefitas basales dan unos 25 m de profundidad y estratos por encima, 50 m. El aumento de profundidad es acorde con la ablación del hielo postulada antes. Los datos son pocos pero los resultados auspiciosos.

Cuadro II: Cálculos de profundidad de agua.

Litología	Perfil	cota	Espaciado Mar (cm)	Profundidad (m)
aren. fina (barra sublit.)	4	290 m	7	calmo 10
aren. fina	2	350 m	12	calmo 25
limolita	2	390 m	10,5	tormenta 50
aren.fina-med.1		390 m	16	tormenta 50
limolita	1	750 m	11	tormenta 50
limolita	1	755 m	13	tormenta 75

Paleocorrientes

Las únicas mediciones sistemáticas de paleocorrientes se hicieron en ondulitas simétricas y asimétricas generadas por corrientes asociadas a oleaje (figura 11). Las simétricas dan dirección norte-sur, las asimétricas avanzan hacia el cuadrante sureste. La diferencia podría deberse a que las simétricas se formaron a mayor profundidad, donde el frente de olas es apenas afectado por el fondo, mientras que las asimétricas se habrían formado a profundidades más someras donde la refracción es más fuerte y el frente de olas tiende a ponerse paralelo a la costa. Las paleocorrientes medidas por Frakes y Crowell (1969) también dan transporte hacia el este y sureste. Ellos no especificaron las estructuras medidas; muy probablemente fueron ondulitas. La imbricación en los conglomerados del miembro conglomerádico es hacia el noroeste pero muy pobremente desarrollada.

La escasa información sugiere vientos del norte al noroeste y una costa hacia el este a sureste. Afloramientos de basamento pre-Carbónico en el Chubut central apoyan la presencia de un continente hacia el este (Lesta y Ferello, 1972), y un transporte de los conglomerados desde el continente.

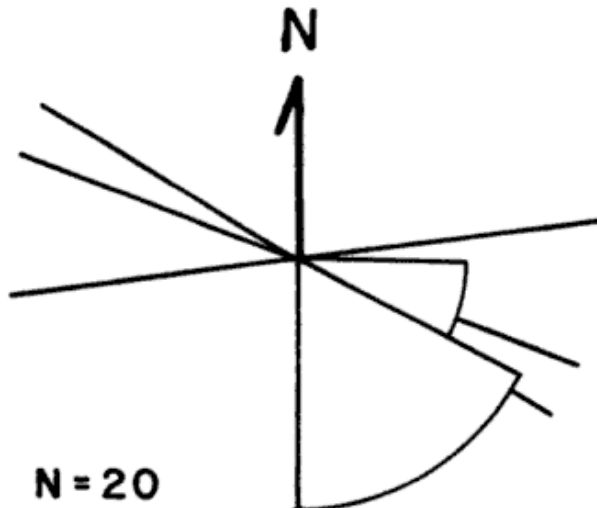


Figura 11: Paleocorrientes medidas en ondulitas simétricas ($n = 3$; rectas dan rumbos de crestas) y asimétricas ($n = 17$; histograma circular da sentido de avance). Todas las ondulitas son atribuidas a oleaje.

Transporte de sedimento y ambiente deposicional

Los componentes esenciales de la reconstrucción que aquí se propone son una plataforma nerítica y una glaciación contemporánea que afectó tanto el área de aporte como a la plataforma. Los fósiles marinos y la ubicua acción del oleaje apoyan un ambiente de plataforma somera. Los cadilitos y ciertos depósitos psefiticos son evidencia local de la glaciación de Gondwana. Abundante material terrígeno, proveniente del continente al este, cruzó la zona litoral y alcanzó profundidades sublitorales. En la plataforma, los principales mecanismos de transporte fueron las corrientes de fondo asociadas a tormentas y, en ciertos períodos de tiempo, el hielo de glaciares. Los glaciares introdujeron la mayor parte del detrito tamaño grava o mayor, y una proporción importante de la arena. Las corrientes de fondo introdujeron algo de grava y el grueso de la arena y fracciones más finas.

El detrito se acumuló a profundidades de 10 a 100 m, aproximadamente. El oleaje lo redistribuyeron moldeando barras sublitorales y mantos de arena. Una parte de este detrito fue reciclado de los depósitos dejados por el hielo. De tal modo se pueden distinguir en la plataforma carbónica por lo menos tres tipos de sedimento: relíctico, palimpsesto, y autóctono. Este sistema deposicional es similar al de la platafor-

ma atlántica actual. Allí depósitos glaciares del Pleistoceno han sido parcialmente retrabajados luego del retiro del hielo en el Holoceno y ascenso del nivel del mar. Un producto de este retrabajo es un gran volumen de arena fina que forma barras sublitorales a profundidades de 20 a 40 m (Swift *et al.*, 1975). En la plataforma atlántica el grueso de la arena proviene de la erosión costera merced al ascenso del mar. Es posible que esto haya ocurrido también en Tepuel al retirarse el hielo.

Los glaciares avanzaron sobre la plataforma exondando el sustrato a profundidades de varias decenas de metros. Al retirarse dejaron diamictitas y conglomerados de varias decenas de metros de espesor, representando till basal y morenas marginales. El espesor y la homogeneidad de los depósitos subglaciales implica permanencia del hielo durante miles a decenas de miles de años (Anderson *et al.*, 1984; Elverhoi, 1984). Durante la etapa de ablación corrientes de fusión redistribuyó parte de este sedimento dando intervalos groseramente estratificados como se ven en los miembros diamictítico inferior de Tecka y conglomerádico de Tepuel. Localmente, el deslizamiento de material morénico generó flujos de detrito.

El retroceso de los glaciares conllevó un aumento en el nivel del mar. Los cálculos para el miembro conglomerádico indican un aumento de 25 m. Esta cifra implica que la masa de hielo derretida fue equivalente al 30 a 50 % de la masa actual de hielo en los casquetes polares. El aumento de la profundidad y la desaparición del hielo habrían contribuido a reducir el ritmo de sedimentación en la zona sublitoral. Bajo estas nuevas condiciones proliferaron colonias de crinoideos, briozoarios, y braquiópodos. Las fangolitas fosilíferas representarían, entonces, épocas inter-estadales o inter-glaciales. Los cambios eustáticos seguramente provocaron fuertes oscilaciones en la posición de la costa.

En la sección relevada de la Formación Pampa de Tepuel, se pueden distinguir tres épocas glaciares principales, representadas por depósitos en la base, a los 350 m y a los 1100 m. La época glacial más antigua había comenzado ya en tiempos de la Formación Jaramillo.

CONCLUSIONES

Los depósitos glaciarios en el tercio inferior de la Formación Pampa de Tepuel se acumularon sobre una plataforma nerítica a profundidades de 10 a 100 m, aproximadamente.

Estimamos que el 80 % de la sección se acumuló por encima del nivel de base máximo de olas; el 20 % restante consiste principalmente de fangolita con limolita. Este ambiente con bajos gradientes topográficos no es adecuado para la iniciación de procesos de remoción en masa. Esto, más la geometría de los cuerpos psefíticos, indica que una parte importante de las diamictitas y conglomerados fueron depositados directamente por glaciares. La plataforma fue alimentada desde un continente al este. Tormentas y hielo transportaron detrito terrígeno a profundidades sublitorales, donde el oleaje lo redistribuyó parcialmente en barras y mantos de arena. En épocas con nivel del mar alto y baja actividad glaciaria, la sedimentación estuvo dominada por la producción biogénica.

El contraste más significativo entre nuestra reconstrucción y las previas (Frakes y Crowell, 1969; López Gamundi y Limarino, 1984; López Gamundi, 1987), es que éstas: a) no reconocieron la ubicua acción de oleaje, b) sobreestimaron la importancia de procesos de transporte por gravedad, y c) no identificaron depósitos subglaciales. En particular se recalca que no hay evidencias de un sistema de abanico submarino (López Gamundi y Limarino, 1984) por la importancia que esto tiene para una eventual reconstrucción paleogeográfica regional.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se integra al Proyecto de Investigación y Desarrollo "Evolución final del margen continental de Gondwana en la Patagonia central y occidental, hasta la ruptura con África", en el que interviene personal de la Secretaría de Minería y de la Universidad Nacional de Buenos Aires. El presente trabajo fue financiado por el CONICET. Agradecemos al Dr. Spalletti los comentarios que nos hiciera llegar actuando como árbitro de la Revista.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AGER, D. V., 1963. *Principles of paleoecology*. McGraw-Hill Book Co., 1-371, New York.
 ANDERSON, J. B., D. D. KURTZ, E. W. DOMACK y K. M. BALSHAW, 1980. *Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic Continental Shelf*. Jour. Geol., 88: 399-414, Chicago.
 —, C. F. BRAKE y N. C. MYERS, 1984. *Sedimen-*

tation on the Ross Sea continental shelf. Marine Geol., 57: 295-333, Amsterdam.

- ANDREIS, R. R., S. ARCHANGELSKY, C. R. GONZALEZ, O. LOPEZ GAMUNDI y N. SABATINI, 1987. *Cuenca Tepuel-Genoa*. En Archangelsky, S. (ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 169-196, Córdoba.
- CLIFTON, H. E., 1973. *Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel*. Sedimentology, 20: 173-187, Oxford.
 —, 1976. *Wave-generated structures - a conceptual model*. En Davis, R. A. y R. L. Ethington (eds.): *Beach and nearshore processes*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 24: 126-148, Tulsa.
 —, R. E. HUNTER y R. L. PHILLIPS, 1971. *Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore*. Jour. Sed. Petrol., 41: 651-670.
- COTTER, E., 1985. *Gravel-topped offshore bar sequences in the Lower Carboniferous of southern Ireland*. Sedimentology, 32: 195-213, Oxford.
- DE RAAF, R. F., J. R. BOERSMA y A. VAN GELDER, 1977. *Wave-generated structures from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland*. Sedimentology, 24: 451-483, Oxford.
- DOTT, R. H. Jr. y J. BOURGEOIS, 1982. *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences*. Geol. Soc. Amer. Bull., 93: 663-680, Boulder.
- ELVERHOI, A., 1984. *Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review*. Marine Geol., 57: 53-88, Amsterdam.
- FLINT, R. F., J. E. SANDERS y J. RODGERS, 1960. *Diamictite, a substitute term for synmictite*. Geol. Soc. Amer. Bull., 71: 1809-1810, Boulder.
- FRAKES, L. A., A. J. AMOS y J. C. CROWELL, 1967. *Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia*. En: *La estratigrafía del Gondwana*. UNESCO, 821-844, París.
 —y J. C. CROWELL, 1969. *Late Paleozoic glaciation: 1 - South America*. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 1007-1041, Boulder.
- FREYTES, E., 1970. *Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel (departamento de Languineo y Tehuelches, provincia del Chubut)*. Yac. Petrol. Fisc., (inéd.), Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, G., 1986. *Determinación de la profundidad de agua en que se formaron ondulitas simétricas por corrientes oscilatorias*. Iº Reun. Arg. Sediment., 221-224, La Plata.
- HAMBLIN, A. P. y R. G. WALKER, 1979. *Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains*. Canadian Jour. Earth Sci., 16: 1673-1690, Ottawa.
- HARMS, J. C., J. B. SOUTHARD, D. R. SPEARING y R. G. WALKER, 1975. *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Soc. Econ. Paleont. Min., Short Course, 2, 1-161, Dallas.
- HOWARD, J. D., y H. E. REINECK, 1981. *Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequences: comparison with low-energy sequence*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 65: 807-830, Tulsa.
- KOMAR, P. D., 1974. *Oscillatory ripple marks and the evaluation of ancient wave conditions and environments*. Jour. Sed. Petrol., 44: 169-180, Tulsa.
 —y Z. LI, 1986. *Pivoting analyses of the selective entrainment of sediments by shape and size sorting*

- with applications to gravel threshold. *Sedimentology*, 33: 425-436, Oxford.
- y M. C. MILLER, 1975. *The initiation of oscillatory ripple marks and the development of plane-bed at high shear stresses under waves*. *Jour. Sed. Petrol.*, 45: 697-703, Tulsa.
- LESTA, P. J. y R. FERELLO, 1972. *Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. En: Leanza, A. F. (ed.): *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 601-653, Córdoba.
- LOPEZ GAMUNDI, O., 1987. *Depositional models for the glaciomarine sequences of Andean Late Paleozoic basins of Argentina*. *Sedim. Geol.*, 52: 109-126, Amsterdam.
- y O. LIMARINO, 1984. *Facies de abanico submarino en el Grupo Tepuel (Paleozoico superior), provincia del Chubut*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIX (1): 251-261, Buenos Aires.
- MCCAIVE, I. N., 1985. *Recent shelf clastic sediments*. En: Brenchley, P. J. y B. P. J. Williams (eds.): *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 18: 49-62.
- MCKEE, E. D., 1957. *Primary sedimentary structures in some recent sediments*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 41: 1704-1747, Tulsa.
- MIALL, A. D., 1985. *Sedimentation on an early Proterozoic continental margin under glacial influence: the Gowganda Formation (Huronian), Elliot Lake Area, Ontario, Canada*.
- MICHAELIS, E. R. y G. DIXON, 1969. *Interpretation of depositional processes from sedimentary structures in the Cardium Sand*. *Canadian Petrol. Geol. Bull.*, 17: 410-443, Edmonton.
- MUTTI, E. y F. RICCI LUCCHI, 1972. *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi de facies*. *Soc. Geol. Italiana, Mem.*, XI: 161-199, Pisa.
- PAGE, R. F. N., C. O. LIMARINO, O. LOPEZ GAMUNDI y S. PAGE, 1984. *Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región El Molle, provincia del Chubut*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 619-632, Buenos Aires.
- PERRY, T. G. y A. S. HOROWITZ, 1963. *Bryozoans from the Glen Dean Limestone (Middle Chester) of southern Indiana and Kentucky*. *Geol. Surv. Indiana Bull.*, 26: 7-20, Indiana.
- SUERO, T., 1948. *Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut*. *Nota preliminar*. *Bol. Inform. Petrol.*, 287: 31-48, Buenos Aires.
- SWIFT, D. J. P., 1975. *Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs*. *Marine Geol.*, 18: 105-134, Amsterdam.
- , A. G. FIGUEIREDO Jr., G. FREELAND Y G. OERTEL, 1983. *Hummocky cross-stratification and megaripples, a geological double standard?* *Jour. Sed. Petrol.*, 53: 1295-1317, Tulsa.
- , P. M. HUDELSON, R. L. BRENNER y P. THOMPSON, 1987. *Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah*. *Sedimentology*, 34: 423-457, Oxford.
- y D. NUMMEDAL, 1987. *Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms*. *Sedimentology*, 34: 338-344, Oxford.
- , D. J. STANLEY y J. R. CURRAY, 1971. *Relict sediments on continental shelves: a reconsideration*. *Jour. Geol.*, 79: 322-246, Chicago.
- THOMPSON, W. O., 1937. *Original structures of beaches, bars, and dunes*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48: 723-751, Boulder.
- TURNER, J. C. M., 1982. *Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, provincia del Chubut*. *Serv. Geol. Nac., Bol.*, 197: 1-92, Buenos Aires.
- WALKER, R. G. y E. MUTTI, 1973. *Turbidite facies and facies associations*. En Middleton, G. V. y A. H. Bouma (eds.): *Turbidites and deep-water sedimentation*. *Soc. Econ. Paleont. Min., Pacific Section, Short Course*, 119-158, Anaheim.
- WILLIAMS, H., F. J. TURNER y C. M. GILBERT, 1954. *Petrography*. W. H. Freeman & Co., 1-406, San Francisco.
- WRIGHT, R. y J. B. ANDERSON, 1982. *The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting: a glacial marine environment: eastern Weddell Sea, Antarctica*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 951-963, Boulder.
- WRIGHT, M. E. y R. G. WALKER, 1981. *Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. Storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base*. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 18: 795-809, Ottawa.

Recibido: 10 de setiembre, 1987

Acceptado: 5 de octubre, 1988

GUSTAVO GONZALEZ BONORINO

Secretaría de Minería
CONICET
Av. Santa Fe 1548, piso 13º
1060 Buenos Aires

GUSTAVO RAFINE

VICTOR VEGA

DANIEL GUERIN

Universidad Nacional del Sur
Departamento de Geología
9000 Bahía Blanca

NOTAS BREVES

EL VOLCANISMO ACIDO ORDOVICICO Y LAS ROCAS GRANITICAS DE LA PUNA OCCIDENTAL ENTRE LAS LATITUDES 24° Y 24°20' S

Magdalena M. L. Koukharsky

A partir de las investigaciones iniciales de Coira (1973) y de Schwab (1973), quienes señalaron la importancia de la participación volcánica en la sedimentación del Ordovícico marino de la Puna, se han conocido trabajos que

incluyen perfiles litológicos detallados y ponen cada vez más en evidencia una amplia difusión de rocas volcánicas ácidas, cuyas zonas de emisión para la latitud aquí considerada aún no se han podido establecer.

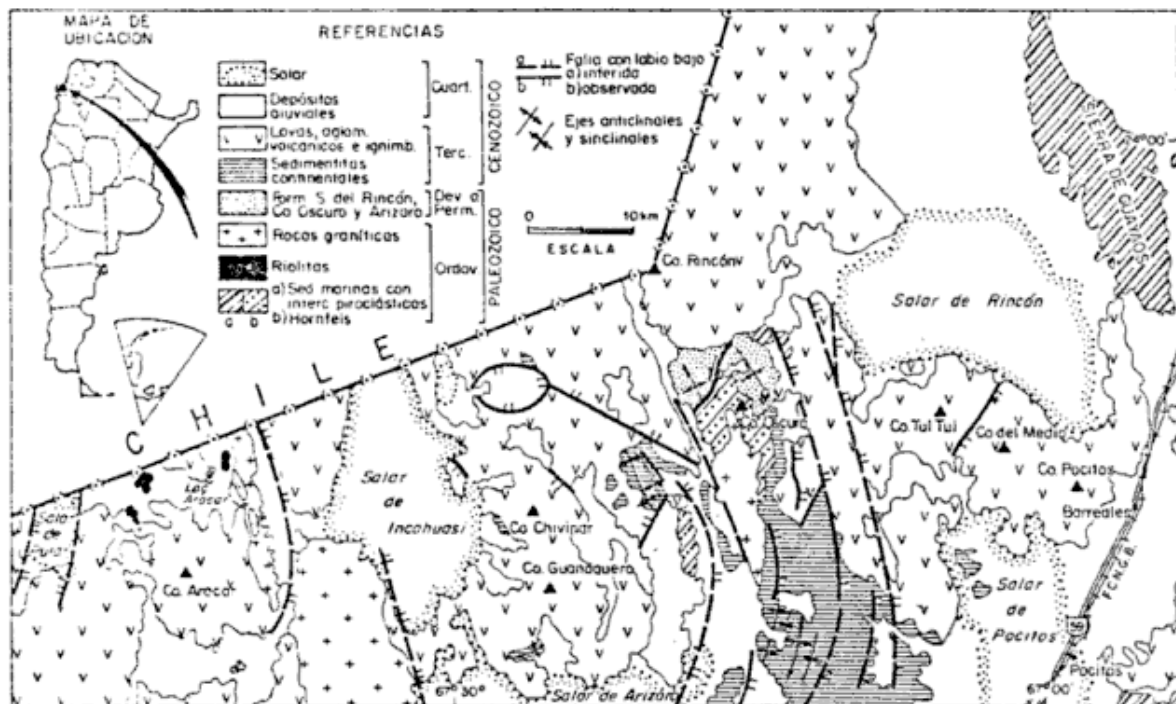


Figura 1: Esquema simplificado de la geología regional con la ubicación de los afloramientos considerados.

Los objetivos de la presente nota son señalar la presencia de rocas volcánicas ácidas intercaladas en el Ordovícico del sureste del cerro Rincón, y de riolitas masivas y traquitas cuarzosas bandeadas (ambas con fenocristales de actual albíta) en el norte del cerro Aracar, comparándolas con los afloramientos ya conocidos de la sierra de Guayaos ubicados más al este (figura 1), e indicar sus relaciones con las rocas graníticas de la región cuyos afloramientos conforman un plutón compuesto méso a pizonal del tipo I de Chappell y White (1974), fragmentado por escamación tectónica, con tenores de K_2O que en el perfil considerado aumentarían levemente hacia el oeste.

Se aportan de esta manera nuevas evidencias en favor del arco magmático volcánico-plutónico sugerido por Palma *et al.* (1986) a cuyos afloramientos en conjunto denominaron "Faja Eruptiva de la Puna Occidental".

Las observaciones aquí presentadas surgen de la elaboración de los datos de anteriores campañas llevadas a cabo por la autora para el levantamiento de las hojas geológicas 6a y b, Socompa y Cerro Guanaquero y de los trabajos que actualmente se desarrollan en el marco del proyecto "Variaciones petrográficas y geoquímicas de las magmatitas asociadas a la sedimentación ordovícica de la Puna salto-catamarqueña" (CAPLI-GT 9).

VARIACIONES PETROGRAFICAS DE LAS ROCAS VOLCANICAS Y VOLCANICLASICAS ACIDAS

Sierra de Guayaos: Estudiada en trabajos recientes (Coira *et al.*, 1987; Koukharsky *et al.*, 1987), se remite a los mismos para mayores detalles. Forman parte de una secuencia plegada y fracturada de más de 1.000 m de espesor correlacionada con la Formación Coquena (Schwab, 1973). En ella existen niveles piroclásticos de hasta 6,50 m que en partes se superponen alcanzando decenas de metros de potencia. Son tobas gruesas y finas frecuentemente lapillíticas y escasas lapillitas y brechas que se alternan con sedimentitas epiclásticas predominantemente pelíticas (en partes portadoras de graptolites) y algunas hialoclastitas espilíticas. Los niveles piroclásticos pertenecen a una serie calcoalcalina y sus composiciones originales deducidas de sus contenidos de trazas y naturaleza de fenocristales habrían estado comprendidas entre las riolitas-dacitas y riolitas, depositadas como flujos piroclásticos, tobas de caída y turbiditas

tobáceas en ambiente marino poco profundo y de circulación restringida. Las plagioclasas se encuentran albitizadas y el material originalmente vítreo en algunos casos está convertido en agregados microgranosos de albíta-cuarzo con texturas características de desvitrificaciones, y en otros desnaturalizado a agregados arcillosos. Las afecta un metamorfismo que alcanza la facies zeolita de Coombs (1961). El color más común de la matriz de estas rocas en fractura fresca es gris oscuro, causado por la presencia de abundantes piritosferas y probable material orgánico, reflejo del ambiente en que se depositaron.

Sureste del cerro Rincón: Cubierta en discordancia angular y erosiva por el Devónico inferior marino de la Formación Salar del Rincón (Aceñolaza *et al.*, 1972) aflora allí, plegada, una sección de 140 m cuya base es predominantemente lutítica, sucedida por bancos de hasta 1,5 m de tobas cristalino-vítreas ácidas de colores rosados claros, con cristaloclastos de hasta 2 mm de plagioclasa albitizada, cuarzo y escasa biotita alterada, con desnaturalización feldespática y en menor medida cuarzosa de vitroclastos y matriz. La sección culmina con niveles de hasta 20 m de tobas y tobas brechosas fenodacíticas primitivamente biotíticas de color gris oscuro, con fragmentos dacíticos de hasta 20 cm, con alteración predominantemente clorítica-arcillosa y en partes feldespática y silícea de vitroclastos y matriz. En fragmentos esenciales de las tobas rosadas y accesorios de las tobas brechosas grises, se identificaron ignimbritas fenodacíticas originalmente biotíticas y en algunos casos también anfibólicas, que contienen vitroclastos y trizas deformados y convertidos en agregados axiolíticos feldespáticos en matriz con desvitrificaciones esferulíticas (comparables a las de las riolitas del Aracar) y las características "líneas de compresión" entre clastos.

Norte del cerro Aracar: Afloran en este sector riolitas masivas de colores pardo morados y pardo rojizos, con fenocristales rosados de feldespato alcalino y de cuarzo de alrededor de 1 mm. Son riolitas con fenocristales de actual albíta, cuyas pastas presentan desvitrificaciones microgranosas, esferulíticas y granofíricas. En el este de la laguna Aracar son casi afíricas, presentan textura finamente bandeada (con bandas esferulíticas y granofíricas) y un contenido aparente de cuarzo inferior al 20 %, por lo que se trata de traquitas (sodaclásicas?) cuarzosas.

La correlación entre los afloramientos volcánicos del sur del cerro Rincón con los de

la sierra de Guayaos se basa en su intercalación en una secuencia pre-devónica pelítica, plegada y con bajo grado de metamorfismo regional. Ella está avalada por estudios petrográficos, ya que la composición de las fracciones cristalo-clásticas son semejantes para ambas localidades. En los fragmentos originariamente vítreos, en cambio, se aprecian desnaturalizaciones cuarzo-feldespáticas microgranosas que son más gruesas para las de la sierra de Guayaos.

En las riolitas y traquitas cuarzosas bandeadas del norte del cerro Aracar los escasos fenocristales son comparables composicionalmente a los de las volcánoclastitas de las dos localidades antes mencionadas y sus vidrios presentan texturas esferulíticas difusas características, que son similares a las de una parte de los vitroclastos desnaturalizados presentes en el perfil del sur del cerro Rincón.

En síntesis puede decirse que en las tobas ordovícicas del sur del cerro Rincón confluyen elementos esenciales comparables a los encontrados en los afloramientos del este y del oeste.

El color oscuro de la matriz de tobas ácidas de la sierra de Guayaos y rojizo en los afloramientos occidentales estaría relacionado con los diferentes ambientes de depositación, marino y eufánico en el primer caso (Coira *et al.*, 1987; Koukharsky *et al.*, 1987) y probablemente subaéreo en los segundos.

LAS ROCAS GRANITICAS

En la sección considerada se intersectan cuatro afloramientos graníticos pertenecientes a diferentes bloques tectónicos. En todos ellos pueden reconocerse en el campo por lo menos dos (y a veces tres) tipos litológicos asociados. El más antiguo, de mayor distribución y características más constantes es de granometría mediana a gruesa, colores grisáceos a veces levemente rosados y composiciones entre granodiorítica y monzogranítica. En el otro tipo se incluyen rocas de colores rojizos, textural y composicionalmente más heterogéneas, que son de grano fino hasta porfíricas con pastas microgranosas, y composiciones entre granodioríticas (riodacíticas en las más finas) y graníticas alcalinas, e intruyen a las anteriores apareciendo como rocas filonianas o como facies de borde.

Con las facies finas del borde oriental se correlaciona un cuerpo riodacítico de color rojizo oscuro, brechado e intensamente diaclasado, que intruye a la secuencia pelítica-piroclástica de la Formación Coquena al sur del cerro

Rincón, formando parte allí del substrato de las sedimentitas fosilíferas del Devónico inferior.

En las facies grisáceas de grano mediano son característicos los cristales subidiomorfos zonados de plagioclasa. Las composiciones modales varían desde granodioritas (cataclásticas) en el este (con An₃₀₋₂₆) y monzogranitos (con An₃₅₋₂₉) en el sector occidental, en donde son comunes los filones de aplitas alaskíticas. Los minerales félicos suelen ser biotita y anfíbol total o parcialmente cloritizados (con epidoto), y los accesorios observados fueron titanita, opacos, apatita y escaso circón.

Los "granitos finos rojos" presentan composiciones modales desde granodioríticas (con variaciones texturales hasta pórfiros riodacíticos) predominantes en el este; graníticas en la zona central y graníticas micropertíticas en el oeste. Contienen una baja proporción de biotita generalmente alterada, y como accesorios circón y apatita a lo que en el oeste se agrega turmalina verde. Inclusiones aciculares orientadas de rutilo en granos de cuarzo probablemente se deben a reemplazo de biotita.

Con este plutón compuesto se asocian manifestaciones de Cu y Mo-Cu. Los contactos con las sedimentitas ordovícicas dan lugar a pizarras moteadas (con concentraciones arcillosas -cloríticas) en el este del cerro Guanaquero, y alcanzan grados de metamorfismo mayores, apareciendo cornubianitas negras de texturas granoblásticas (con oligoclasa, cuarzo y concentraciones de biotita y de cristales opacos) en la zona del cerro Oscuro. Estos afloramientos de las rocas de caja (incluyendo en el conjunto las riolitas del norte del cerro Aracar), nos indicarían probables bordes del plutón.

Las similitudes petrográficas que existen entre las rocas piroclásticas ordovícicas y las facies de borde riodacíticas albitizadas del plutón al sureste del cerro Rincón; y entre los granitos micropertíticos granofíricos y las traquitas sodaclásticas cuarzosas con bandas granofíricas del este y norte del cerro Aracar indican afinidades químicas que permiten suponer una vinculación genética. De este modo se confirma la suposición de que las volcánitas ordovícicas y las rocas graníticas representan diferentes etapas de un evento magmático mayor.

Este trabajo también revela una asociación litológica comparable a la existencia unos 80 km al oeste, en Chile, en la zona del Cordón de Lila, donde rocas del Complejo Igneo-Sedimentario del Cordón de Lila (integrado por basaltos-andesitas y riolitas intercaladas con sedi-

mentitas marinas) están intruidas por el plutón granodiorítico Pingo-Pingo cuya edad, en base a dataciones isotópicas, sería Ordovícico superior-Silúrico inferior (Niemeyer *et al.*, 1985).

Las evidencias petrográficas y geológicas aportadas permiten así postular sobre nuevas bases la existencia del arco magmático ordovícico en la Puna occidental, cuyas relaciones con las volcanitas más orientales de esa época continúan siendo motivo de estudios.

La autora desea agradecer al Dr. Víctor Ramos la lectura del manuscrito y sus oportunas sugerencias.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F. G., J. L. BENEDETTO y J. A. SALFFY, 1972. *El Neopaleozoico de la Puna argentina: su fauna y relación con áreas vecinas*. An. Acad. Brasil. Cs., 44: 5-20.
- COOMBS, D. S., 1961. *Some Recent Work in the Lower Grades of Metamorphism*. Aust. J. Sc., 24: 203-215.
- COIRA, B., 1973. *Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite en la zona de Abra Pampa, provincia de Jujuy*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII (1): 85-88, Buenos Aires.
- , M. KOUKHARSKY y A. PEREZ, 1987. *Rocas volcánicas ordovícicas de la sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 312-315, San Miguel de Tucumán.
- CHAPPELL, S. W. y A. J. R. WHITE, 1974. *Two contrasting granite types*. Pac. Geol., 8: 173-174.
- KOUKHARSKY, M. M. L. *Descripción geológica de las hojas 6a y b, Socompa y Cerro Guanaquero, provincia de Salta*. Serv. Geol. Nac., (en preparación).
- , B. COIRA y O. MORELLO, 1987. *Volcanismo ordovícico de la Sierra de Guayaos, Puna Salteña. Características petrológicas e implicancias tectónicas*. Simp. Int. de Volc. And., Asoc. Geol. Arg., (en prensa).
- NIEMEYER, H. F., A. URZUA, F. ACEÑOLAZA y C. R. GONZALEZ, 1985. *Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la Región de Antofagasta*. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas, I: 410-434, Antofagasta.
- PALMA, M. A., P. D. PARICA y V. A. RAMOS, 1986. *El Granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (3-4): 414-419, Buenos Aires.
- SCHWAB, K., 1973. *Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien)*. Geotekt. Forsch., 43: 1-168, Stuttgart.

Recibido: 26 de febrero, 1988

Aceptado: 4 de setiembre, 1988

MAGDALENA M. L. KOUKHARSKY

CONICET - UBA
Universidad de Buenos Aires
Departamento de Ciencias Geológicas
Ciudad Universitaria
1428 Núñez

ASOCIACIONES DE FORAMINIFEROS DEL Terciario Medio de Cuenca Austral: SUS RELACIONES CON EVENTOS EUSTATICOS GLOBALES

Norberto Malumián y Carolina Náñez

INTRODUCCION

El Terciario de cuenca Austral conforma una espesa pila sedimentaria que ha sido escasamente investigada desde el punto de vista micropaleontológico en relación con su magnitud. Los estudios micropaleontológicos se iniciaron hace menos de 25 años y entre ellos se reconocen dos trabajos bioestratigráficos complejivos: el de Natland *et al.* (1974) que propuso un sistema de pisos basado sobre foraminíferos bentónicos para el área chilena de la cuenca; y el de Malumián (1982a) que encara el tema mediante la delimitación de asociaciones de foraminíferos en el sector argentino. En principio se revelaron dificultades en la vinculación y correlación entre ambos esquemas (*cf.* Codignotto y Malumián, 1981).

En el último trienio, hemos analizado micropaleontológicamente un elevado número de muestras del Eoceno medio-Mioceno inferior del sector fueguino y de la región oriental de la provincia de Santa Cruz, que llevaron al hallazgo de microfaunas y a un considerable aumento en el número de especies reconocidas. Por otra parte, dos visitas a los laboratorios de ENAP, Punta Arenas, permitieron realizar ajustes tanto con el sistema chileno de pisos como sobre la identidad de especies guías.

A causa de que el análisis acabado de este cúmulo de datos, ilustración y tratamiento sistemático de las especies, insumirá un tiempo apreciable, adelantamos el presente resumen como la explicación sucinta de un cuadro diagramático de progreso. En él se intenta vincular las asociaciones de foraminíferos terciarios de la cuenca Austral con los eventos transgresivos globales, en particular con un patrón analizado en contraposición con pisos neocelandeses (Louttit y Kennett, 1981), en virtud de que algunas asociaciones de cuenca Austral muestran similitudes con aquellas de Oceanía.

Principales resultados obtenidos

1) Isla Grande de Tierra del Fuego

Estudios de un centenar de muestras, adicionales a los realizados por Codignotto y Malumián (1981) en Tierra del Fuego, brindaron las siguientes conclusiones:

a) En la Formación La Despedida (Eoceno medio, cuadro I) se reconocen dos asociaciones: La de *Elphidium saginatum*, cuya composición fue dada por Codignotto y Malumián (1981), a la que se deben sumar 50 especies de monoloculares, con *Fissurina partimbicinta* (Matthes) como la más conspicua (Malumián y Caramés, en prensa) y la Asociación de *Cribrorotalia cf. tainuia* Dorren. La composición de la última es: *Allomorphina macrostoma* Karrer, *Asterigerina* sp., *Astrononion* sp. aff. *echolsi* Kennett, *Anomalinoidea ex gr. pinguiligabrus* (Finlay), *Bulimina pyrula* d'Orb., *B.* sp. cf. *versa* Cushman y Parker, *Bolivina* sp., *Boltovs koyella patagonica* Malumián y Masiuk, *Cassidulina* sp. cf. *subglobosa* Brady, *Cibicides ihungia* Finlay, *C. temperatus* Vella, *C.* sp. cf. *juliense* Bertels, *C.* sp. aff. *novozelandicus* Karrer, *C. lobatulus* (Walker y Jacob), *C. pseudoconvexus* Parr, *C. vortex* Dorren, *Cyclogira cushmani* Todd y Kniker, *Cribrorotalia* sp. cf. *tainuia* Dorren, "*Buccella*" sp., *Dentalina* sp., *D. soluta* Reuss, *Discorbinella* ex gr. *bertheloti* (d'Orb.), *Elphidium* sp., *Elphidiella* sp., "*Flintina*" *novozelandica* Dorren, *Florilus* sp., *Fursenkoina* sp., *Glabratella* sp., *G. crassa* Dorren, *Gyroidinoidea* sp. cf. *zelandicus* (Finlay), *Guttulina problema* d'Orb., *Heronallenia* sp., *Kolesnikovella severini* (Cañón y Ernst), *Lenticulina* sp., *L. alatolimbat* (Gümbel), *Marginulina* sp. aff. *hochstetteri* Stache, *Neorotalia?* sp. nov., "*Nonion*" *cuneatum* Chalilov, "*N.*" *rusticum* Todd, *Nonionella* sp., *Nummodiscorbis novozelandicus* Hornibrook,

Plectofrondicularia sp., *Pseudopolymorphina* sp. cf. *marwicki* (Hornibrook), *Pullenia subcarinata quinqueloba* (Reuss), *P. eocenica* Cushman, *Quinqueloculina goodspeedi* H. y Hanna, *Q.* sp. aff. *plana* d'Orb., *Sigmoilina victoriensis* Cushman, *Sigmomorphina chileana* Todd y Kniker, *S. williamsoni* (Terquem), *Stomatorbina?* sp., *Textularia* sp., *T. hayi* Karrer, *T. magallanica* Todd y Kniker, *Uvigerina* sp., *Valvulineria* sp., "*V.*" *stachei* Hornibrook, a las que se le suman 40 especies de monoculares. *Lagenosolenia* sp. 0275 y *Fissurina?* sp. 1371 son las más relevantes entre las formas de superficie no reticular.

Las asociaciones se encontrarían separadas por un conspicuo tramo estéril, revelado gracias a los destapes artificiales realizados recientemente para la construcción del nuevo puente sobre el río de la Turba. En principio este tramo estéril se considera de carácter continental y separaría dos pulsos ingresivos.

b) En discordancia angular sobre la Formación La Despedida se encuentra un potente conglomerado en las proximidades de la estancia La Aurélia y el cerro Tchat-Chii (Malumián, en prensa).

c) El reconocimiento de otra unidad formacional, delimitada por muestreos sistemáticos mediante barrenos de mano. Aflora en las proximidades de la estancia La Herminita; son limoarcilitas gris claras, masivas, con niveles levemente pardos. La composición arcillosa promedio es predominantemente 60 % montmorillonita, 20 % caolinita y 20 % illita. Se diferencia de la Formación Cabo Peña (figura 1) por sus tonos más claros, mayor contenido de montmorillonita y menor de caolinita.

Presenta una microfauna totalmente constituida por foraminíferos aglutinados, característicos de la Asociación de *Martinottiella* (Malumián, 1982a), en 30 muestras tomadas sobre la ruta nacional complementaria e, y en sólo una muestra (M.23, obtenida a 3 km del establecimiento de la estancia La Herminita camino a Río Grande) brindó la asociación de aglutinados conjuntamente con calcáreos. El contenido es el siguiente.

Foraminíferos aglutinados: *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga, *Cyclammina* spp., *Martinottiella* sp., *Bathysiphon* sp., *Hormosina* sp., *Ammodiscus* sp., *Trochammina* sp., *Karriella* spp., Calcáreos: *Bolivina* sp. (dominante), *Uvigerina* spp., *Bulimina* sp., *Stilostomella* spp., *Plectofrondicularia whaingaroica* (Sta-

che), *Anomalinoidea orbiculus* (Stache), *Laticarinina pauperata* (Parker y Jones), *Lenticulina* spp.; y 27 especies de monoculares con *Fissurina fimbriata* (Brady) como la especie más representativa (Malumián y Caramés, en prensa).

Los foraminíferos planctónicos conjuntamente con su biocrón reconocido en el hemisferio sur, son: *Candeina antarctica* Leckie y Webb (Oligoceno-Mioceno medio, Leckie y Webb, 1985), *Globigerina labiacrassata* Jenkins (Oligoceno-Mioceno basal, Jenkins, 1971; Eoceno cuspidal-Oligoceno inferior, Krasheninnikov y Basov, 1983), *G. brazieri* Jenkins (Oligoceno superior-Mioceno inferior, Jenkins, 1971; Oligoceno, Tjalsma, 1976), *Catapsidrax unicavus* Bolli, Loeblich y Tappan (Eoceno medio-Oligoceno inferior, Krasheninnikov y Basov, 1983; Oligoceno, Tjalsma, 1971), *Turbotalia munda* (Jenkins)? (Oligoceno inferior, Jenkins, 1971).

Los biocrones apuntados indican una probable edad oligocena tardía, y posible dentro del Oligoceno-Mioceno temprano para la muestra M.23, extensible en principio a toda la unidad. Se interpreta depositada en su mayor parte por debajo de la línea de compensación de carbonato de calcio, salvo los niveles correspondientes a la muestra M.23, que se encontrarían dentro de la lisoclina pues el conjunto planctónico está dominado por *Candeina* y las formas restantes son casi exclusivamente de superficie reticulada, o sea formas resistentes a la disolución (cf. Berger, 1971). Las características microfaunísticas generales, la dominancia de una pequeña forma de *Bolivina* interpretable como oportunista (cf. Sen Gupta et al., 1981), y la litología de grano fino sin contaminación de arena (cf. Thiede y Suess, 1983) sugieren un ambiente bajo influencia de corrientes de surgimiento o aguas de carácter antártico.

II) Santa Cruz oriental

El antecedente más reciente es la correlación bioestratigráfica entre las asociaciones contenidas en las Formaciones Monte León, Carmen Silva, y el Piso Gaviotiano; se reconocen sedimentitas próximas al paraje La Gruta, dentro del Macizo del Deseado, con microfauna comparable a la del Piso Miradoriano y a la de la Formación Cabo Peña (Malumián y Palma, 1984).

1) Estudios de perfiles de superficie y perforaciones (figura 1) han brindado los siguientes datos (Náñez, 1987, en prensa):

a) En la Formación San Julián, se individualizaron cuatro asociaciones de foraminíferos: Asociación de *Cribrorotalia hornibrooki*, f. *typica*, Asociación de *Cibicidina* sp. y las menos representadas Asociación de *Trochammina inflata* y Asociación de *Triloculina* sp. Se registraron más de 30 especies no reconocidas previamente (cf. Bertels, 1979), entre ellas: *Bolivina* sp. cf. *pusilla* Schwager, *Buccella* sp., *Cribrorotalia* sp. nov., *Cribrorotalia?* sp., *Cribrostomoides* sp. cf. *crassimargo* (Norman), "*Discorbis*" *malovens* Heron-Allen y Earland, "*D.*" sp. 4879, *D. williamsoni* Chapman y Parr, *Gavelinella zealandica* Hornibrook, *Lagena* sp. cf. *clavata* (d'Orb.), *L.* sp. aff. *bassensis* (Collins), "*Oolina hexagona* (Williamson)", *O.* sp. cf. *lineata* (Williamson), *Patelinella* sp., *Pyrgo elongata* (d'Orb.), *S. compressa* Matsunaga, *Triloculina* sp. cf. *valvularis* Reuss, *T.* sp. 1, *Trochammina inflata* (Montagu), *Trochoelphi-diella?* sp..

En Chile se registra la Asociación de *T. inflata* (cf. Natland *et al.*, 1974), y según las consultas con la colección de ENAP aparentemente faltan las asociaciones dominadas por rotálidos, características de la Formación San Julián. *Cibicides juliense*, muy frecuente en esta Formación, se reconoció con escasos ejemplares en el Miradoriano, en biofacies con *S. compressa*.

b) La Asociación de *Martinottiella* (Malumíán, 1982a), conteniendo *C. antarctica* y *S. compressa*, fue reconocida en la perforación YPF. SCS. CB. es-6 Campo Bola (600-640 mbbp.). Se encontraría en principio por encima de una sección que contiene elementos microfaunísticos de la Formación San Julián y por debajo de niveles con especies características de la Formación Monte León. Similar relación se verifica en la perforación SC-3 (véase punto II.2). Sin embargo, la esporádica presencia de *C. antarctica* y *S. compressa* en testigos con microfauna juliense (Asociación de *Cibicidina* sp.) de las perforaciones YCF. RC-4 Río Coyle (650,25 mbbp.) y RSC-1 Río Santa Cruz (415,75-417,25 mbbp.), indicaría una probable relación lateral entre la Asociación de *Martinottiella* y las de la Formación San Julián.

c) En la base de la Formación Monte León de las perforaciones YPF. SC-2 y Achai x-1 Chank Aike, e YCF. RSC-1 Río Santa Cruz y CC-7 Cabo Curioso se reconoció la Asociación de *Cribrostomoides* cf. *crassimargo*, con abundantes foraminíferos arenáceos. Contiene unas

treinta especies, de las cuales son características: *Ammobaculites* sp., *Ammodiscus* sp., *Bathysiphon?* sp. 1, *B.?* sp. 2, *Cibicides* sp. cf. *mediocris* Finlay, *Cribrostomoides* sp. cf. *crassimargo* (Norman), *Cyclammina* sp., *Haplophragmoides* sp. 1, *H.* sp. 2, *Quinqueloculina* sp. aff. *patagonica* d'Orb., *Q.* sp. 3, *Reophax scoriurus* Montfort, *Saccammina* sp., *Trochammina* sp.

En el tramo de la Formación Monte León, por encima de la Asociación de *C.* cf. *crassimargo*, se han registrado casi un centenar de especies no reconocidas previamente (cf. Becker, 1964; Bertels, 1980 y Malumíán, 1982b). Un tercio de ellas son coespecíficas o afines con especies actuales de la costa atlántica de Argentina, excluida la subprovincia de Malvinas, y son las siguientes: *Bolivina* sp. cf. *pusilla* Schwager, *B.* sp. 1, *B.* sp. 3, *Bulimina* sp. 1, *Cassidulina laevigata* d'Orb., *C.* sp. cf. *rossensis* Kennett, *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll), f. *oweniana* (d'Orb.), *E.* sp. cf. *galvestonense* Kornfeld, *Globulina caribaea* d'Orb., *Guttulina lactea* (Walker y Jacob), *G. problema* d'Orb., *Lenticulina limbosa* (Reuss), *Loxostomum albatrossi* (Cushman), *Pyrgo* sp. cf. *ringens* (Lamarck), *Uvigerina bifurcata* d'Orb., *Vaginulina* sp. y monoculares.

Las especies restantes, desconocidas en la actualidad en la región mencionada, son las siguientes: *Bathysiphon* sp. 3, *Bolivina zedirecta* Finlay, *B.* sp. 2, *B.* sp. 4, *Bulimina inflata* Seguenza, *Cassidulinoidea* sp., *Caucasina* sp. cf. *khalilovi* Loeblich y Tappan, *Cibicides* sp. aff. *juliense* Bertels, "*Cibicidoides*" sp., *Discorbis* sp. 2, *D.* sp. 3, *Ehrenbergina glabra* Heron-Allen y Earland, *Fursenkoina* sp. cf. *acuta* (d'Orb.), *F.* sp. cf. *serrula* (Bandy), *Gyroidinoides soldanii* (d'Orb.), *Heronallenia* sp. 5441, "*H.*" *tricamerata* (Heron-Allen y Earland), *Heterolepa semiperforata* (Hornibrook), *Siphotextularia?* sp., *Textularia* sp. cf. *magallanica* Todd y Kniker, *Tobolia* sp., *Trochoelphi-diella* sp. nov., *Unicosiphonia* sp., *Uvigerina* sp., y cerca de treinta especies de polimorfínidos, nodosarínidos y monoculares.

Otras especies características de las Formaciones Monte León-Carmen Silva tampoco registradas actualmente en la costa atlántica son: *Anomalinoidea alazanensis spissiformis* Cushman y Stainforth, *Astrononion echolsi* Kennett, *Bolivina finlayi* Hornibrook, *Cribrorotalia hornibrooki*, f. *planconvexa* Malumíán y Masiuk, *Gavelinella cagnoni* Malumíán, *Robertinoides australis* Malumíán.

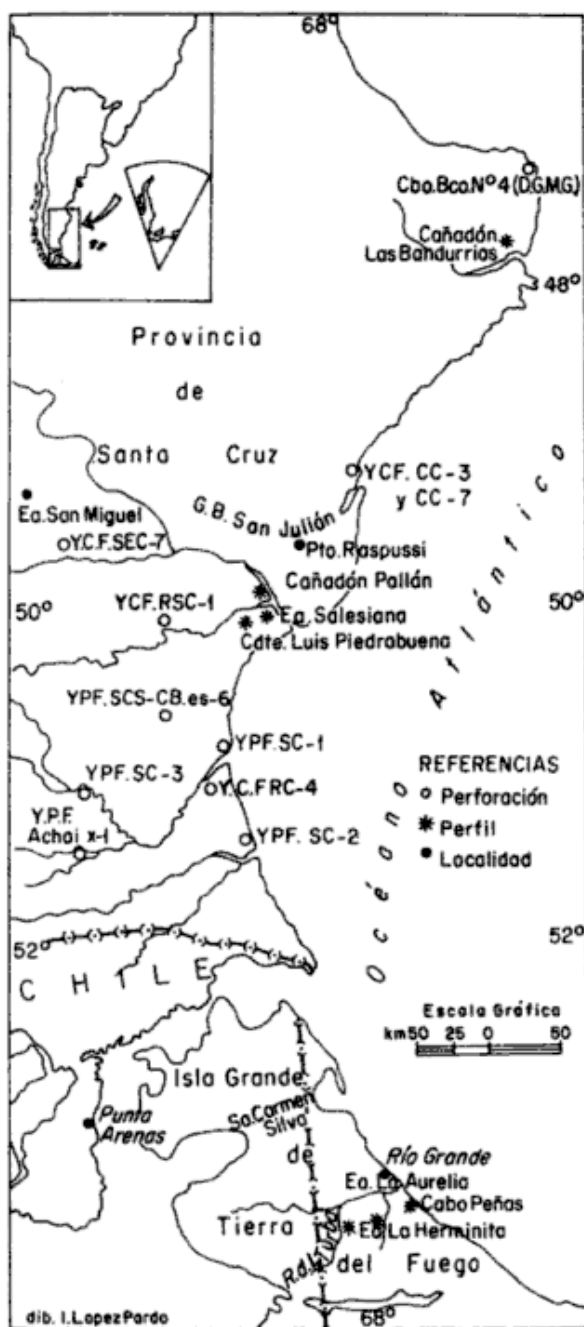


Figura 1: Localidades mencionadas en el texto.

2) La revisión de microfaunas y el estudio de muestras adicionales de las perforaciones SC-1, SC-2 y SC-3 brindaron los siguientes resultados.

SC-1. El tramo asignado al Patagoniense *s.l.* por Malumián *et al.* (1971) corresponde por microfauna a la Formación Monte León, tal como fue señalado por Riggi (1979a) sobre bases li-

tológicas; está separada por un conglomerado y areniscas conglomerádicas de un centenar de metros de las infrayacentes capas con *Boltovskoyella patagonica*. No se registran las Asociaciones de *Martinottiella* y de la Formación San Julián (véase punto II.1.a.). Se reconoció *K. severini* (670-71 mbbp.) dentro del tramo eoceno.

SC-2. En esta perforación, previamente estudiada por Masiuk (en Riggi, 1979b), se reconoció en testigos: Asociación de *C. cf. crassimargo* (374,5 a 387 mbbp.); asociaciones de la Formación San Julián (449 a 565; 666,5); foraminíferos eocenos (796-798).

SC-3. Se completa el estudio de Malumián (1968) del Terciario de la perforación SC-3, que de arriba hacia abajo muestra la siguiente secuencia: Formación Monte León (570 a 860 mbbp.); Asociación de *Martinottiella*, con *S. compressa* y *C. antarctica* (868 a 920 mbbp.); Formación Río Leona, con escasas cyclamminas en 1048-50 mbbp.; Formación Man Aike con foraminíferos eocenos a partir de 1456 y *K. severini* en 1512-14 mbbp.

3) El género *Boltovskoyella*, con dos especies: *B. patagonica* y *B. argentinensis*, descripto para el Eoceno superior y probable Oligoceno inferior del subsuelo de cuenca Austral por Malumián y Masiuk (1972). Dado su carácter conspicuo fue utilizado para individualizar una asociación infrastante a las que contienen *C. hornibrooki*, (Malumián, 1979). Sus nuevos registros son los siguientes:

B. patagonica. En la Formación Man Aike se reconoció en el sondeo SEC-7 (Malumián, en prep.), y con dudas en CB. es-6 Campo Bola (930-40 mbbp.). En afloramiento, se registró en la base de la secuencia terciaria aflorante en el Gran Bajo de San Julián, en niveles que, dada la distribución de la especie, podrían asignarse a la Formación Man Aike (Náñez, 1987, en prensa). ENAP la registra en subsuelo en niveles considerados miradorianos basales.

B. argentinensis. En Chile, Cañón (1968) bajo la denominación de *Patellinella inconspicua* Brady, puntualizó su carácter de especie guía. Se reconoce en la Formación Puerto Nuevo asociada, según determinación de los autores del presente trabajo, con *Globigerina angiporoides minima* Jenkins; y en registros de subsuelo, con *Globigerapsis index* (Finlay).

4) El sondeo YCF.SEC-7 perforó las Formaciones Centinela, Río Leona y casi atraviesa, penetrando 142 m, a la Formación Man Aike, (Enadimsa, 1986). Testigos de la última, en el tramo intermedio de pelitas montmorilloníticas

y glauconíticas cuyo techo contiene granos de cuarzo redondeado y pulido, brindaron una fánula eocena constituida por foraminíferos bentónicos predominantemente rotálidos. Las especies frecuentes son: *Anomalinoides* ex gr. *pinguiligabrus*, *Cibicides* ex gr. *juliense*, *Heterolepa perlucida* (Nuttall), *Florilus* sp., *Uvigerina* sp., *K. severini*; las características: *C. vortex*, *C. westi* Howe, *G. crassa*, *Corrugatella* sp. nov., *Cribrorotalia* sp. nov., *B. patagonica*, *Cushmanina tasmanica* (Quilty). La proximidad a clásicos afloramientos: cerro Moro y estancia Man Aike, y el reconocimiento de una fánula similar en asomos próximos a la estancia San Miguel aseguran la identidad formacional.

Resultan así las características, -litológicas, micropaleontológicas y edad- idénticas o similares a las de la Formación Campo Bola, y la Formación Río Leona claramente post-eocena (Malumián, en prep.).

III) Similitud entre asociaciones

Considerando los antecedentes (cf. Becker, 1964; Bertels, 1979, 1980; Malumián, 1982b) y nuestros trabajos en prensa y preparación pudo estimarse cuantitativamente la similitud entre las asociaciones de ambientes someros en función del número de especies comunes y afines (cuadro II). Su valor reside en los criterios unificados sobre la identidad específica determinada por comparación directa del material; su mayor desventaja, en el dispar número de muestras contempladas para cada asociación.

Se reconocen 96 especies en la Asociación de *C. cf. tainuia*, 15 comunes y afines a las 82 contenidas en la Formación San Julián. Sólo 21 de esta última Formación son comunes y afines con las 171 especies registradas en Monte León. Monte León y Carmen Silva contienen 197 especies, 77 comunes y afines con las registradas en la costa atlántica de la Argentina. Estimamos

el número de especies de esa región en 402, a partir de registros inéditos del Dr. E. Boltovskoy, excluida la subprovincia de Malvinas y el área de influencia de esa corriente (cf. Boltovskoy et al., 1980).

Según estos valores y considerando idénticas las especies comparables y afines a efectos del cálculo, el índice de Jaccard (1908) entre la Asociación de *C. cf. tainuia* y las asociaciones de San Julián es 9,2; entre estas últimas y las de Monte León-Carmen Silva es 8,1; y entre las de Monte León-Carmen Silva con las faunas recientes costeras es 14,7.

IV) Consideraciones generales

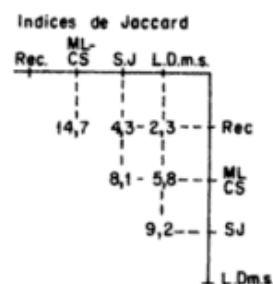
Si se asume que las asociaciones de foraminíferos son unidades relativamente discretas y representan una forma de respuesta a condiciones ambientales generalizadas, su cotejo con los mayores eventos oceanográficos permitirá una aproximación extrafaunística hacia su caracterización ecológica y bioestratigráfica. En este sentido las relaciones más apreciables son:

1) Dentro del lapso considerado, Eoceno medio-Mioceno temprano, se diferencian tres conjuntos de asociaciones de foraminíferos coincidentes con los superciclos Tb, Tc y Td, de Vail et al. (1977).

Los límites y diferencias entre estos conjuntos pueden vincularse a los dos eventos oceánicos mayores: uno, en el Eoceno tardío, la separación de Australia y Antártida, formación de la corriente circumpolar y la generación de la psicrosfera (cf. van Andel, 1979); y el otro, en el Oligoceno tardío, la mayor caída del nivel del mar. Esta última se revela en la discordancia existente entre las Formaciones San Julián-Monte León y Cabo Peña-Carmen Silva, y en la mayor disimilitud entre las asociaciones de

Cuadro II: Número de especies fósiles en cuenca Austral y vivientes en la costa atlántica. Índices de Jaccard. L. D m.s.: Formación La Despedida, miembro superior; SJ: Formación San Julián; ML - CS: Formaciones Monte León y Carmen Silva.

FAUNAS	TOTAL ESPECIES	AGLUTINADOS		MILIOLIDOS		% especies reconocidos en costa atlántica
		n/especies	%	n/especies	%	
FAUNAS RECIENTES (Costa Atlántica)	402	64	15,9	67	16,6	
F. M. León - C. Silva (Olig. sup. ? Mioc. inf.)	197	20	10,1	19	9,6	39
F. San Julián (Eoc. sup. - Olig. inf.)	82	4	4,1	8	9,7	24,4
F. La Despedida Miembro sup. Eoceno medio sup.	96	3	3,1	6	6,2	11,45



aguas someras. A partir de la cual se encontraría el origen de los foraminíferos actuales.

2) En el superciclo Tc, se diferencian dos conjuntos de foraminíferos: la Asociación de *C. hornibrooki*, f. *typica* y otras agrupaciones propias de la Formación San Julián de ambientes someros y restringidos; y la de *Martinottiella* de mayor profundidad y mar abierto, coincidente con el período de nivel más alto del mar, y representante del avance de aguas polares.

3) Con respecto a los pisos de Chile, aún no se ha podido establecer una estricta correspondencia con las formaciones argentinas. No se reconocieron la mayoría de las asociaciones típicas de la Formación San Julián. Las causas probablemente se deban a dos razones: una, los pisos no cubrirían una serie terciaria continua; interrupciones similares, de mayor o menor magnitud, a las reconocidas en la Argentina deben existir en Chile. La otra, la superposición temporal, en particular entre el Rosaritano y términos inferiores del Miradoriano que aparentan una semejante edad eocena.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a las autoridades de Yacimientos Carboníferos Fiscales, Yacimientos Petrolíferos Fiscales y Empresa Nacional del Petróleo (Chile), el material puesto a disposición de los autores, facilidades de alojamiento y estudio. Al doctor E. Boltovskoy la amplia colaboración prestada y al doctor M. Uliana la lectura crítica del manuscrito. A la Dirección Nacional de Geología y Minería la autorización de publicación. Parte del trabajo se ha solventado por medio de un subsidio del CONICET.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BECKER, D., 1964. *Micropaleontología del Superpatagoniense de las localidades Las Cuevas y Monte Entrance (provincia de Santa Cruz)*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., 3 (10): 319-351.
- BERGER, W. N., 1971. *Sedimentation of planktonic foraminifera*. Marine Geol., 11: 325-358.
- BERTELS, A., 1979. *Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo. Provincia de Santa Cruz, República Argentina*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., 14 (1-4): 233-292, Buenos Aires.
- , 1980. *Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos de la Formación Monte León (Oligoceno) en su área tipo, provincia de Santa Cruz, República Argentina*. IIº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat. y Iº Congr. Latinoamer. Paleont., Actas, 2: 213-273.
- BOLTOVSKOY, E., G. GIUSSANI, S. WATANABE y R. WRIGHT, 1980. *Atlas of benthic shelf foraminifera of the southwest Atlantic*. Dr. W. Junk by Publ., The Hague: 1-147.
- CAMACHO, H. H., 1974. *Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. Acad. Cs. Ex., Fis. y Nat., An., 26: 39-57.
- CAÑON, M. A., 1968. *Cronoestratigrafía de los sedimentos terciarios de Tierra del Fuego, provincia de Magallanes*. Memoria de Prueba, Dto. Geol., Fac. Cs. Fis. y Mat., Univ. Chile (iné.).
- CODIGNOTTO, J. O. y N. MALUMIAN, 1981. *Geología al Norte del paralelo 54ºS de la Isla Grande de la Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 44-88. Buenos Aires.
- ENADIMSA, 1986. *Proyecto de exploración de los yacimientos de carbón de la cuenca Austral argentina YCF-BIRF*. Inf. Téc. Final, I-III Tomos, Mem. y An., YCF, Buenos Aires.
- JACCARD, P., 1908. *Nouvelles recherches sur la distribution florale*. Soc. Vaud. Sci. Nat., Bull., 44: 223-270.
- JENKINS, D. G., 1971. *New Zealand Cenozoic Planktonic Foraminifera*. N. Z. Geol. Surv. Paleont. Bull., 42: 278.
- KRASHENINNIKOV, V. A. y I. A. BASOV, 1983. *Cenozoic planktonic foraminifers of the Falkland Plateau and Argentine Basin*. DSDP, Leg. 71, IRSDP, LXXI: 821-858.
- LECKIE, R. M. y P. N. WEBB, 1985. *Candeina antarctica, n. sp. and the phylogenetic history and distribution of Candeina spp. in the Paleogene-Early Neogene of the southern ocean*. Journ. Foram. Res., 15 (2): 65-78.
- LOUTTIT, T. S. y J. P. KENNETT, 1981. *New Zealand and Australian Cenozoic Sedimentary Cycles and Global Sea-level Changes*. Am. Assoc. Petr. Geol., Bull., 65: 1586-1601.
- MALUMIAN, N., 1968. *Foraminíferos del Cretácico superior y Terciario del subsuelo de la provincia de Santa Cruz*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., 5 (6): 191-227, Buenos Aires.
- , 1979. *Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., 15 (1-2): 161-171, Buenos Aires.
- , 1982a. *Características bioestratigráficas de las asociaciones foraminíferológicas de la República Argentina*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, 1: 779-790.
- , 1982b. *Foraminíferos bentónicos de la Formación Carmen Silva, Mioceno, Isla Grande de Tierra del Fuego*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., 19 (1-2): 37-66, Buenos Aires.
- , (en prensa). *Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego). Parte I, Textulariina y Miliolina*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., Buenos Aires.
- , (en prep.). *Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno), sondeo YCF-SEC 7 (Sureste lago Cardiel, provincia de Santa Cruz)*.
- y A. CARAMES, (en prensa). *Foraminíferos uniloculares de ornamentación no reticulada (Eoceno-Oligoceno). Tierra del Fuego, Argentina*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., Buenos Aires.
- y V. MASIUK, 1972. *Boltovskoyella. A new Paleogene Foraminiferal genus from Argentina*. Journ. Foram. Res., 2 (1): 1-5.

- , — y J. C. RIGGI, 1971. *Micropaleontología de la perforación SC-1, provincia de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 175-208, Buenos Aires.
- y M. PALMA, 1984. *Relaciones, ambiente y foraminíferos de los sedimentos del Terciario medio de la costa de la provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (3-4): 304-309, Buenos Aires.
- y V. RAMOS, 1984. *Magmatic intervals, transgression regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America*. Earth and Planet. Sci. Let., 67: 228-237.
- NAÑEZ, C., 1987. *Paleoecología de las asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de la región oriental de la provincia de Santa Cruz*. Cons. Nac. Invest. Cient. y Técn. y Secret. Min., Buenos Aires, (inéd.), 1-304.
- , (en prensa). *Foraminíferos y bioestratigrafía del Terciario medio del subsuelo de Santa Cruz oriental*. Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev.
- NATLAND, M. L., P. E. GONZALEZ, A. CAÑON y M. ERNST, 1974. *A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments*. Geol. Soc. Amer., Mem., 139: 1-126.
- RIGGI, J. C., 1979a. *Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV (1): 1-11, Buenos Aires.
- , 1979b. *Estratigrafía Cretácica Terciaria del subsuelo de cabo Buen Tiempo, Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (4): 255-269, Buenos Aires.
- SEN GUPTA, B. K., R. F. LEE y S. M. MALLORY, 1981. *Upwelling and an unusual assemblage of benthic foraminifera on the northern Florida continental slope*. Journ. Paleont., 55 (4): 853-857.
- THIEDE, J. y E. SUESS, 1983. *Coastal upwelling: Its Sediment, Part B: Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling*. Plenum Press, 617, New York.
- TJALSMA, R. C., 1976. *Cenozoic foraminifera from the South Atlantic*. DSDP Leg 16, IRDSDP XXXVI: 493-517.
- VAIL, P. R., R. M. MITCHUM Jr. y S. THOMPSON III, 1977. *Global cycles of relative changes of sea level*. In *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petr. Geol., Mem., 26: 83-97.
- VAN ANDEL, T. H., 1979. *An Eclectic Overview of Plate Tectonics, Paleogeography, and Paleocyanography*. En: *Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment I*. (Ed. J. Gray y A. J. Boucot): 9-25.

Recibido: 6 de julio, 1987

Aceptado: 9 de octubre, 1987

NORBERTO MALUMIAN

Dirección Nacional de Geología y Minería
Carrera del Investigador CONICET
Benito Correa 1194
1107 Buenos Aires

CAROLINA NAÑEZ

Dirección Nacional de Geología y Minería
Becaria del CONICET

EVIDENCIAS DE UNA EXCURSION DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE DURANTE EL PLEISTOCENO TARDIO

M. J. Orgeira, L. A. Beraza, H. Vizan y M. L. Bobbio

INTRODUCCION

En el año 1982 se efectuó un muestreo paleomagnético en un afloramiento localizado en las proximidades del puerto de la ciudad de Mar del Plata, de aproximadamente 2 m de espesor, integrado por sedimentos loésicos, material calcáreo y arenas poco consolidadas, con fósiles marinos (Orgeira, 1983). La ubicación geológica del mismo sugería que estos sedimentos debían corresponder a una transgresión marina pleistocena tardía. Los resultados del estudio paleomagnético efectuado en especímenes del citado perfil permitieron sugerir que en algunos de los especímenes tratados existía una componente magnética remanente de polaridad opuesta a la del campo magnético actual (Orgeira, 1983, 1985). Por tal motivo, se decidió buscar otras secuencias sedimentarias de edad geológica equivalente, con el objeto de confirmar la existencia en Sudamérica de un registro de una Excursión o Evento Magnético del campo magnético terrestre en el lapso en cuestión.

Guida y González (1984), sobre la base de datos estratigráficos y geocronológicos obtenidos en la zona de estudio, sugirieron la existencia de un paleoestuario entre $35.400 \pm 1.800 \Delta P$ y $26.600 \pm 720 \Delta P$, en el sudeste de la provincia de Entre Ríos. Sobre la base de esa información se consideró que la citada zona era adecuada para los fines propuestos.

ESTUDIO PALEOMAGNETICO

Se efectuó un muestreo paleomagnético en una secuencia sedimentaria asignada al Pleistoceno tardío aflorante en los alrededores de la ciudad de Gualeguaychú (provincia de Entre Ríos). El perfil estudiado (véase figura 1), de

aproximadamente 2,5 m de espesor está integrado por depósitos loésicos y sedimentos estuáricos portadores de invertebrados fósiles marinos.

En el perfil estudiado se recolectaron 73 especímenes, orientados respecto al plano horizontal y norte magnético, para el estudio de la estabilidad de la remanencia magnética de los sedimentos de la secuencia; del total de especímenes, 40 han sido destinados para una labor preliminar cuyos resultados se analizan en la presente contribución. La equidistancia vertical entre muestras sucesivas oscila entre 0 y 5 cm. Asimismo, se recolectaron 40 especímenes, distribuidos equidistantemente a lo largo de la secuencia, para la medición de la susceptibilidad magnética.

Inicialmente, se midió la susceptibilidad magnética de los especímenes muestreados para tal fin; en la figura 1 se han representado los valores obtenidos en función de la posición estratigráfica de las muestras.

Por otra parte, se midió en laboratorio el magnetismo remanente natural (MRN) de todos los especímenes recogidos, cuyas direcciones han sido representadas en la figura 2. Nótese que existen varios especímenes cuyas direcciones de MRN se apartan notoriamente de la dirección del campo magnético dipolar axial y geocéntrico actual. Ello sugiere que el magnetismo remanente natural estaría integrado, por lo menos, por una componente de diferente dirección a la del campo magnético normal, predominante en los últimos 0,73 Ma. Sobre la base de ello, se realizó un estudio paleomagnético clásico para aislar las magnetizaciones remanentes estables (MRE) aplicando desmagnetizaciones térmicas.

El procesamiento de los especímenes en laboratorio consistió en la aplicación de lavados magnéticos por altas temperaturas, cuyos valo-

SUSCEPTIBILIDAD

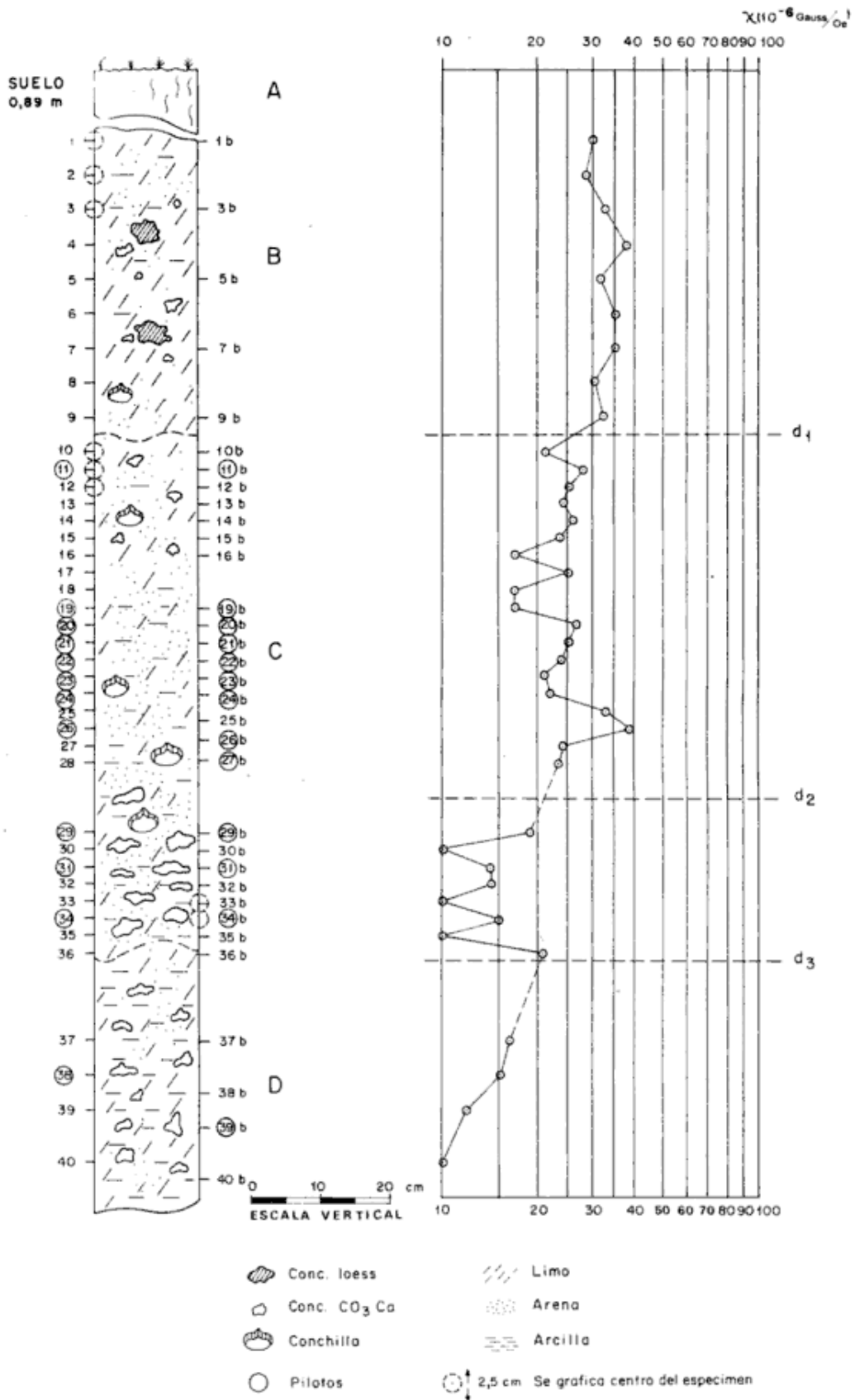


Figura 1: Perfil litológico y de susceptibilidad magnética de la secuencia estudiada.

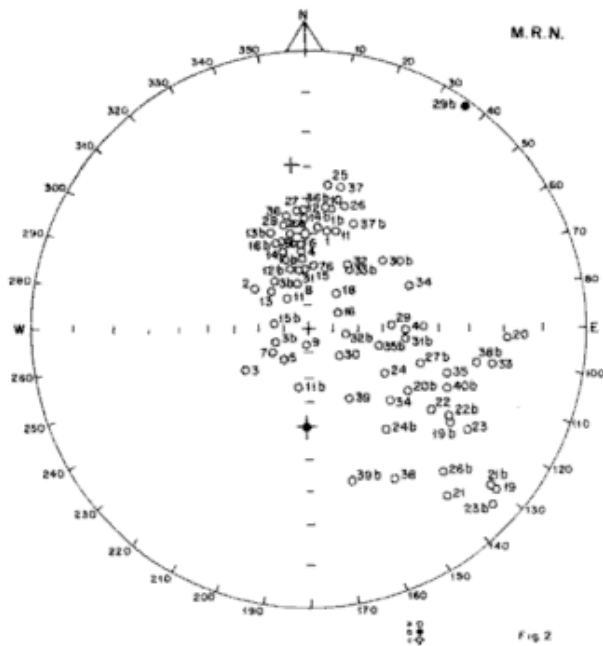


Figura 2: Direcciones del magnetismo remanente natural (MRN) de los especímenes extraídos (a, inclinación negativa; b, inclinación positiva c, dirección del campo dipolar axial y geocéntrico actual; + dirección del campo magnético total).

res pico fueron de 100, 150, 200, 250, 300, 350, 375, 400, 450, 475 y en algunos casos (cuando ello fue posible) 500° C; luego de cada etapa de lavado se midió el magnetismo remanente residual de los especímenes. Los resultados obtenidos fueron representados en proyecciones esteográficas y gráficos cartesianos. En las figuras 3 y 4 se observan las variaciones en las direcciones del magnetismo remanente residual, y el decrecimiento de la intensidad relativa luego de cada etapa de lavado, de los especímenes GI 21b y GI 23b respectivamente; para la muestra GI 21b se determinó una magnetización remanente estable (MRE) aislada luego del lavado a 350° C, y para la GI 23b la MRE fue aislada luego del lavado de 450° C. Nótese que las direcciones que corresponden a los MRE aislados continúan alejadas de la correspondiente al campo magnético actual. El comportamiento magnético de estos especímenes al tratamiento por altas temperaturas es representativo, en sentido amplio, del que se observa en el resto de los especímenes cuyas direcciones de MRN se apartan de la del campo magnético actual.

En la figura 5 se han representado las direcciones del MRE aislado en todas las muestras que han sido sometidas a tratamientos de desmagnetización térmica. Como puede observarse

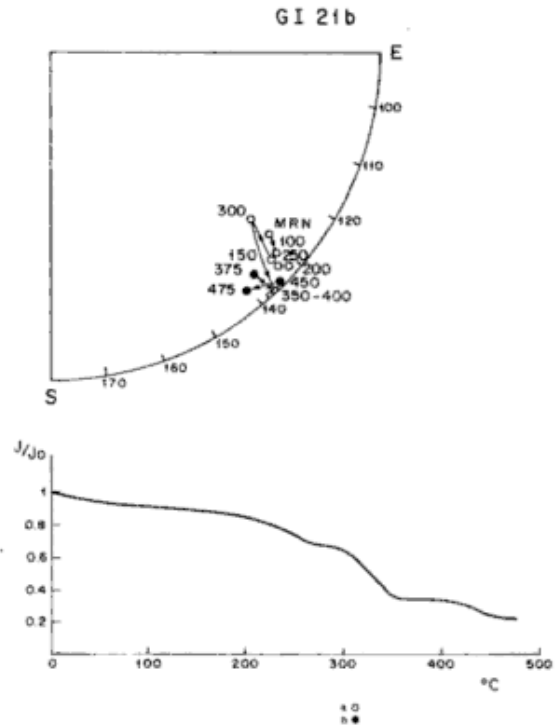


Figura 3: Cambios en la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual luego de cada etapa de desmagnetización térmica de la muestra GI 21b (a, inclinación negativa; b, inclinación positiva).

en la citada figura, continúan existiendo varios especímenes cuyas direcciones de MRE se apartan notoriamente de la dirección del campo magnético dipolar axial y geocéntrico actual; asimismo, es de destacar que prácticamente todas las muestras que poseen esta particular remanencia magnética corresponden a sedimentos paleoestuarios (véase figura 1 y 5).

CONSIDERACIONES SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

a) Las temperaturas de Curie determinadas en los especímenes tratados sugieren que los minerales portadores de la remanencia magnética de la secuencia en estudio corresponderían a la serie de las titanomagnetitas.

b) La observación del perfil de susceptibilidad magnética permite distinguir variaciones en este parámetro que señalarían tres niveles en la secuencia (d1, d2, d3, véase figura 1). Dado que la susceptibilidad magnética es un parámetro que es función de la composición, tamaño y/o cantidad de los minerales ferromagnéticos presentes en los sedimentos, estas variaciones reflejarían cambios en el aporte sedimentario. Los

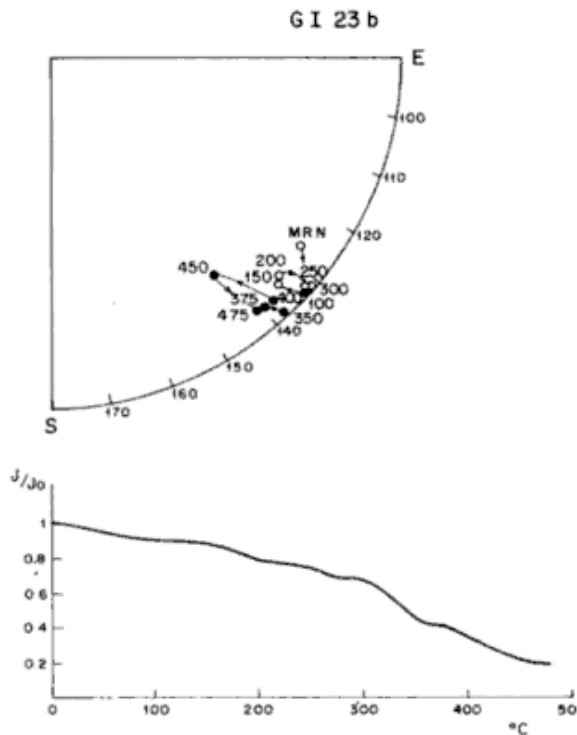


Figura 4: Cambios en la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual luego de cada etapa de desmagnetización térmica de la muestra GI 23b (símbolos idem figura 3).

niveles d1, d2 y d3 así definidos se corresponden con variaciones litológicas observadas en el campo.

c) Sobre la base de los resultados obtenidos se sugiere que en el perfil analizado existen secciones en las que se registran magnetizaciones remanentes estables de polaridad oblicua. Estas representarían una excursión del campo magnético terrestre en el Pleistoceno tardío, documentada por primera vez en América del Sur. Esta excursión podría correlacionarse (considerando la edad propuesta por Guida y González (*op. cit.*), para los sedimentos paleoestuarícos del Pleistoceno tardío del área), con el último Evento Magnético del campo magnético terrestre: Evento Geomagnético Laschamp (Bonhommet y Zahringer, 1969); ello contribuiría a dar un carácter global a dicho evento.

Estos resultados preliminares se complementarán con otros obtenidos a través de diferentes técnicas de tratamiento de especímenes en laboratorio y procesamiento de datos.

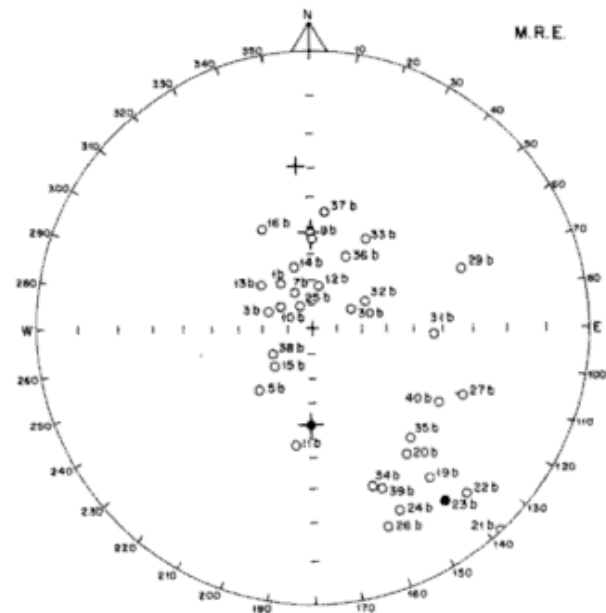


Figura 5: Direcciones del magnetismo remanente estable (MRE) aislado en los especímenes desmagnetizados térmicamente (símbolos idem figura 2).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BONHOMMET, N. y J. ZHRINGER, 1969. *Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp Geomagnetic Polarity Event*. Earth and Plan. Sc. Let., 6: 43-46, Amsterdam.
- GUIDA, N. G. y M. A. GONZALEZ, 1984. *Evidencias paleoestuarícas en el sudeste de Entre Ríos, su evolución con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno superior y Holoceno*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III, 577-594, Buenos Aires.
- ORGEIRA, M. J., 1983. *Informe final de la Beca de estudio*. Com. Invest. Cient. Pcia. Buenos Aires, (inéd.), La Plata.
- , 1985. *Informe final de la Beca de Perfeccionamiento*. Com. Invest. Cient. Pcia. Buenos Aires, (inéd.), La Plata.

Recibido: 9 de octubre, 1987

Aceptado: 10 de octubre, 1988

M. J. ORGEIRA
L. A. BERAZA
H. VIZAN
CONICET, UBA

M. L. BOBBIO
UBA

REINTERPRETACION ESTRATIGRAFICA DEL "BASALTO I", EN EL VALLE DEL RIO COLLON CURA (PUERTO EL ALAMO), SURESTE DEL NEUQUEN

Emilio F. González Díaz, Juan Carlos Riggi y Héctor A. Ostera

INTRODUCCION

Como resultado de las investigaciones geológicas realizadas a fines del siglo pasado, en el ámbito del valle del Collón Cura, fue establecido que un manto basáltico se encuentra intercalado entre dos grupos sedimentarios, constituidos por tobas⁽⁺⁾ y areniscas⁽⁺⁺⁾, infra y suprayacentes, respectivamente.

En la región considerada, los distintos asomos referidos al citado manto, fueron identificados como "Basalto I" (Groeber, 1929) y "Palaeocolitense" (Groeber, 1946); con posterioridad Turner (1973) propone localmente la denominación de Formación Rancahue.

Recientes observaciones realizadas por los autores del presente trabajo, en las inmediaciones del puesto El Alamo, conducen a modificar la posición estratigráfica previamente establecida del "Basalto I", al comprobarse que el mismo se encuentra alojado entre las "areniscas" mencionadas, correspondiendo a un episodio efusivo contemporáneo con la acumulación del tramo inferior de la Formación Caleufu.

ANTECEDENTES

Roth (1899), al referirse a esta volcánita, consigna que "por encima de la toba⁽⁺⁾ en el valle del Collón Cura, hay una capa de lava..."; agrega que "a ésta sigue una formación arenisca⁽⁺⁺⁾", dando a entender que correspondería a una intercalación básica ubicada entre estas dos entidades.

Groeber (1951) identifica a ambas representantes litológicos con la denominación de

(+): En adelante este símbolo indicará equivalencia con la Formación Collón Cura.

(++): Equivalencia con la Formación Río Negro, denominación ésta reemplazada por la de Miembro Limay Chico de la Formación Caleufu (González Díaz *et al.*, 1986).

"Colloncurese", reconociendo una sección basal o "Colloncurese inferior"⁽⁺⁾ a la que caracteriza por estar "exclusivamente constituida por material tobáceo o blanco", y otra superior o "Colloncurese superior"⁽⁺⁺⁾..... compuesta por bancos de conglomerados y areniscas gris azuladas de estructura exageradamente torrencial". Manifiesta que "entre ambos se halla uno dos mantos de basalto", relación ésta observada "en el camino desde la balsa a la bajada de Putkammer y de allí a la confluencia del Chimehuin" (la antigua balsa del Collón Cura permitía el cruce del río por la traza anterior de la ruta nacional N° 40). Asimismo, considera que el o los mantos de basaltos se extendieron sobre una discordancia de erosión labrada sobre las tobas "colloncurenses"⁽⁺⁾. Por otra parte, si bien el citado autor no menciona la presencia de una discordancia erosiva entre este basalto o "Palaeocolitense superior" y el "Colloncurese superior", su existencia estaría corroborada por la participación en este último de "rodados de basaltos" o de "rodados de basaltos y trozos de piedra pómez".

Galli (1969) desaprueba la reiterada afirmación de Groeber según la cual los depósitos por él identificados como "Colloncurese" y el "Basalto I", sean coetáneos; asimismo señala que el manto lávico correspondiente no se encuentra intercalado, "sino que yace sobre el Colloncurese fosilífero"⁽⁺⁾ y a la vez subyace a la "Formación de las Areniscas azuladas"⁽⁺⁺⁾.

Perfil puesto El Alamo

La determinación de modificar la establecida posición estratigráfica del "Basalto I", surge del análisis litológico de los afloramientos correspondientes a las acumulaciones sedimentarias del Terciario superior, que aparecen en una pequeña elevación situada sobre la antigua ruta

nacional N° 40, en la margen derecha del río Collón Cura y a unos 2 km al sudeste del puesto mencionado en el epígrafe, perteneciente a la estancia Quemquemtreu (figura 1).

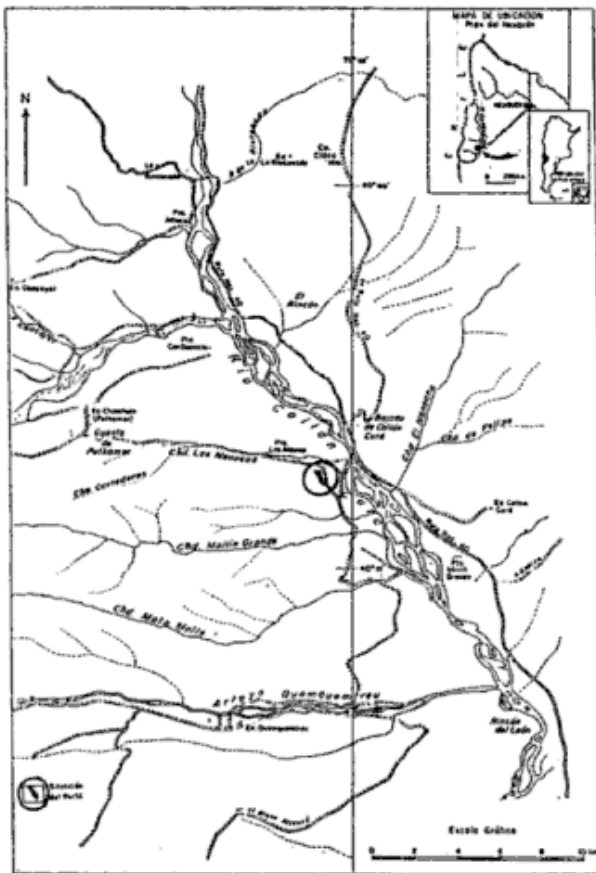


Figura 1: Mapa de ubicación.

Las particularidades litológicas de las referidas acumulaciones, que comprenden a las Formaciones Collón Cura y Caleufu, con un desarrollo potencial de aproximadamente 40 m, excluye toda duda acerca de las relaciones entre el "Basalto I" y las dos entidades sedimentarias (figura 2), considerando que la diferenciación de las mismas es fácilmente perceptible por las marcadas disimilitudes de sus depósitos, la diferentes estructuras sedimentarias que las caracterizan y, además, por la presencia de una neta discordancia erosiva que las separa (González Díaz et al., 1986).

Sin embargo, con respecto a la manifiesta diferenciación, es necesario advertir la existencia de algunas excepciones originadas por variaciones litológicas, que pueden conducir a interpretaciones estratigráficas equívocas. Osters (1983), González Díaz y Riggi (1984) y González Díaz et al. (1986), señalan que debido a la presencia de tales variaciones es factible

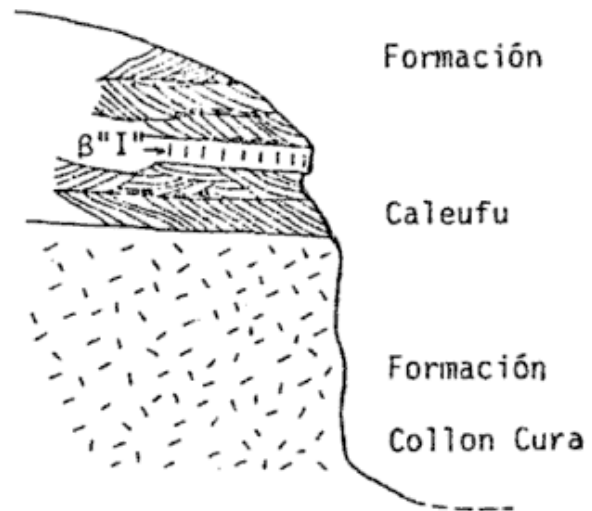


Figura 2: Perfil esquemático en puesto El Alamo.

considerar erróneamente los tramos basales de la Formación Caleufu como depósitos pertenecientes a la infrayacente Formación Collón Cura. Esta situación resulta particularmente posible en aquellas localidades donde las acumulaciones iniciales de la primera entidad están principalmente constituidas por depósitos poco modificados de la segunda. Otra excepción que dificulta la interpretación estratigráfica, es mencionada por González Díaz (1983), autor que al referirse a la sección basal de la Formación Caleufu, expuesta en el curso inferior del río Chimehuín, entre el "Farallón del Chimehuín" (estancia Putkamer) y el puesto de La Confluencia, observada la participación de intercalaciones piroclásticas y aglomerádicos basálticos derivados de los procesos extrusivos que originaron al "Basalto I".

Las características litológicas del perfil en cuestión son las siguientes.

Formación Caleufu

- 0,40 m **Conglomerado** con guijas (2-64 mm) y gujarros (100 mm) de pumita; matriz paratufítica, gris claro moderado (N° 6) de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, disgregable a moderadamente compacto (1).
- 0,05 m **Paratufita**, gris oliva claro (5Y 6/1), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, algo pelítica, con abundante pumita (5 mm), disgregable.
Pelita, gris rosado (5YR 8/1), paratufítica, con abundante pumita (20 mm) grisácea y gris amarillento, moderadamente compacta.
- 0,30 m **Pelita**, gris rosado (5YR 8/1), en partes ortotufíticas de granometría arenosa muy fina, fragmentosa.

Asociación Geológica Argentina

0,10 m	<u>Pelita</u> , gris amarillento (5Y 8/1), en partes ortotufítica de granometría arenosa muy fina, con partículas carbonosas y muy escasas células de gramíneas; intercalaciones conglomerádicas de guijas (10 mm) de pumita, pelíticas; moderadamente compactas.	mita de diversos matices muy claros e individuos de volcanitas oscuras, disgregable.
0,05 m	<u>Ortotufita</u> , gris muy claro (Nº 8), de granometría arenosa gruesa a muy gruesa, constituida principalmente por pumita, disgregable; lenticular.	0,15 m <u>Pelita</u> , gris castaño claro (5YR 6/1), ortotufítica, con abundantes partículas carbonosas, fragmentosa; muy diaclasada.
0,15 m	<u>Ortotufita</u> , entre gris claro (Nº 7) y gris oliva claro (5Y 6/1), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con guijas (4 mm) de pumita, algo amarillentas, disgregable.	3,00 m <u>Pelita</u> , gris castaño claro (5YR 6/1), ortotufítica, con abundantes partículas carbonosas y algunos canalículos radicales recubiertos por material carbonoso oscuro, fragmentosa.
0,40 m	<u>Conglomerado</u> con guijas (30 mm) de pumita, principalmente grisáceas; matriz paratufítica, gris claro moderado (Nº 6), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, disgregable a moderadamente compacta.	0,80 m <u>Ortotufita</u> , gris claro (Nº 7), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con guijas (30 mm) de pumita gris amarillento y gris verdoso muy claro, disgregable.
1,00 m	<u>Pelita</u> , gris amarillento (5Y 7/2), paratufítica, con escasas guijas (3 mm) de pumita blanquecina, espículas de esponjas y canalículos radicales, disgregable.	0,40 m <u>Ortotufita</u> , gris oliva claro (5Y 6/1) en partes gris amarillento (5Y 7/2), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, pelítica, con canalículos radicales, disgregable.
0,90 m	<u>Paratufita</u> , gris azulado claro (5B 7/1), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con guijas (10 mm) constituidas principalmente por pumita de tonos claros e individuos de volcanitas oscuras y subordinados, disgregable.	1,10 m <u>Pelita</u> , gris amarillento (5Y 7/2), ortotufítica, con restos de espícula de esponjas y canalículos radicales, disgregable.
0,80 m	<u>Paratufita</u> , gris azulado claro (5B 7/1), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con guijas (10 mm) constituidas principalmente por pumita muy clara e individuos de volcanitas oscuras y subordinadas, disgregable.	0,30 m <u>Conglomerado</u> con guijas (20 mm) de pumita, gris amarillento (5Y 7/2), y guijarros (256 mm) en individuos elongados basálticos, englobados por una matriz ortotufítica de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, gris claro (Nº 7), compacto.
2,20 m	<u>Ortotufita</u> , gris claro (Nº 7), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con escasas guijas (6 mm) de pumita muy clara e individuos volcánicos más oscuros, como asimismo fragmentos de muy diversos tamaños de ortotufita pelítica; matriz algo pelítica, disgregable.	1,80 m <u>Basalto</u> vesicular, gris oscuro moderado (Nº 4), constituido por tabillas de plagioclasa y olivina serpentizada en una mesostasis intersertal ferruginosa.
0,50 m	<u>Pelita</u> , gris castaño claro (5YR 6/1), ortotufítica, con abundantes partículas carbonosas, fragmentosa; débilmente laminada.	0,60 m <u>Ortotufita</u> , entre gris claro (Nº 7) y gris amarillento (5Y 8/1) de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con abundantes guijas (10 mm) de pumita, gris amarillento claro y gris verdoso claro, pelítica, moderadamente compacta.
0,60 m	<u>Ortotufita</u> , gris claro (Nº 7) a gris azulado claro (5B 7/1), de granometría arenosa muy fina a mediana, con guijas (10 mm) de pumita e individuos de volcanitas, algo pelítica, disgregable.	0,50 m <u>Ortotufita conglomerádica</u> , entre gris claro (Nº 7) y gris amarillento (5Y 8/1), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con abundantes guijas (10 mm) de pumita, gris amarillento hasta gris verdoso claro, y algunas guijas y guijarros (150 mm) de tobas, entre gris oliva claro (5Y 6/1) y gris oliva (5Y 4/1), pelítica, moderadamente compacta.
0,10 m	<u>Ortotufita</u> , gris amarillento (5Y 7/2), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con escasas guijas (5 mm) de volcanitas y pumita en individuos más pequeños, de matices muy claros, pelítica, disgregable a moderadamente compacta.	0,60 m <u>Conglomerado</u> con guijas (50 mm) micríticas, entre gris claro (Nº 7) y gris oliva claro (5Y 6/1), y arcillosas subordinadas, castaño amarillento oscuro (10YR 4/2) a castaño amarillento pálido (10 YR 6/2), en una matriz ortotufítica de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, carbonática; moderadamente compacto.
0,10 m	<u>Ortotufita</u> , gris amarillento (6Y 7/2), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con escasas guijas (5 mm) de volcanitas, por sectores más abundantes, y de pumita muy clara, pelítica, disgregable.	----- discordancia erosiva -----
0,70 m	<u>Ortotufita</u> , gris azulado moderado (5B 5/1) a gris azulado claro (5B 7/1), de granometría arenosa muy gruesa, con abundante pumita muy clara, disgregable; estratificación entrecruzada.	Formación Collón Cura
0,20 m	<u>Ortotufita</u> , gris azulado claro (5B 7/1), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, con abundante pumita muy clara, en partes finamente conglomerádica, con guijas (10 mm) de pumita con matices muy claros e individuos de volcanitas oscuras, disgregable.	22,00 m <u>Toba</u> , gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a chonítica, en partes carbonática, con concreciones micríticas de muy diversos tamaños, gris claro (Nº 7), y abundantes partículas (2 mm) de pumita, gris amarillento (5Y 8/1), moderadamente compacta y de aspecto macizo.
0,30 m	<u>Ortotufita</u> , gris azulado claro (5B 7/1), de granometría arenosa muy fina a muy gruesa, finamente conglomerádica, con guijas (10 mm) de pu-	Interpretación estratigráfica

Considerando la litología del perfil descripto, se comprueba que el manto basáltico está limitado a la parte inferior de la Formación Ca-

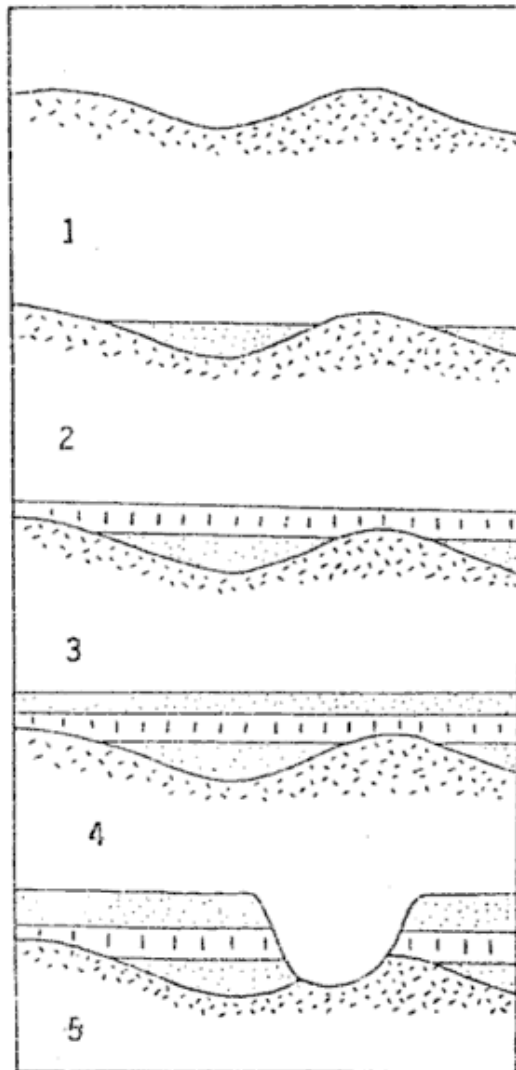


Figura 3: Esquema morfoestratigráfico evolutivo. 1) Paleorelieve de la Formación Collón Cura; 2) Deposición de los términos inferiores de la Formación Caleufu; 3) Derrame basáltico; 4) Continúa la deposición de la Formación Caleufu; 5) Degradación del paisaje.

leufu, entre los 1,70 y 3,50 m por encima de la discordancia que separa a dicha entidad de la subyacente Formación Collón Cura.

Esta relación estratigráfica, como así mismo las observaciones realizadas en la desembocadura del río Chimehuin (zona de la Bañadera y estancia Chacayal) y en las quebradas de El Manzano, Cortadera y Alincó, permiten establecer fehacientemente que el "Basalto I" se encuentra interpuesto en los tramos iniciales de la Formación Caleufu, acumulados en las depresiones del relieve labrado en la Formación Collón Cura, o bien directamente extendido sobre esta entidad en los lugares donde ella aparecería con una morfología positiva.

Mediante la precedente interpretación, representada en el esquema morfoestratigráfico evo-

lutivo (figura 3), se infiere que el "Basalto I" correspondería a un acontecimiento contemporáneo con los comienzos de la acumulación de la Formación Caleufú.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- GALLI, C. A., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila, provincia del Neuquén y Río Negro*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 111, Buenos Aires.
- GONZALEZ DIAZ, E. F., 1983. *Informe preliminar de la Hoja 38b, San Martín de los Andes*. Serv. Geol. Nac., (inéd.), Buenos Aires.
- y J. C. RIGGI, 1984. *La Formación Chimehuin: su correspondencia con las Formaciones Collón Cura y Río Negro, valle del Collón Cura, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (1-2): 94-106, Buenos Aires.
- , — y L. FAUQUE, 1986. *Formación Caleufu (nov. nom.): Reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicura, en el área del Collón Cura, sur del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (1-2): 81-105, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1929. *Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Min. Geol. e Hidrol., Publ. Nº 58, Buenos Aires.
- , 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal*. Soc. Geol. Arg., Rev., I (3): 177-208, Buenos Aires.
- , 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'*. Inst. Nac. Invest. Cs. Nat., Museo Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia, Rev., C. Geol., I (S): 1-352, Buenos Aires.
- OSTERA, H. A., 1983. *Geología y geocronología de la quebrada El Manzano, departamento Collón Cura, provincia del Neuquén*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Trab. Fin. Licenciad., (inéd.), Buenos Aires.
- ROTH, S., 1899. *Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén*. Mus. La Plata, Rev., IX: 141-197, La Plata.
- TURNER, J. C. M., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes. Provincia del Neuquén*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 138, Buenos Aires.

Recibido: 13 de julio, 1987

Aceptado: 21 de diciembre, 1988

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

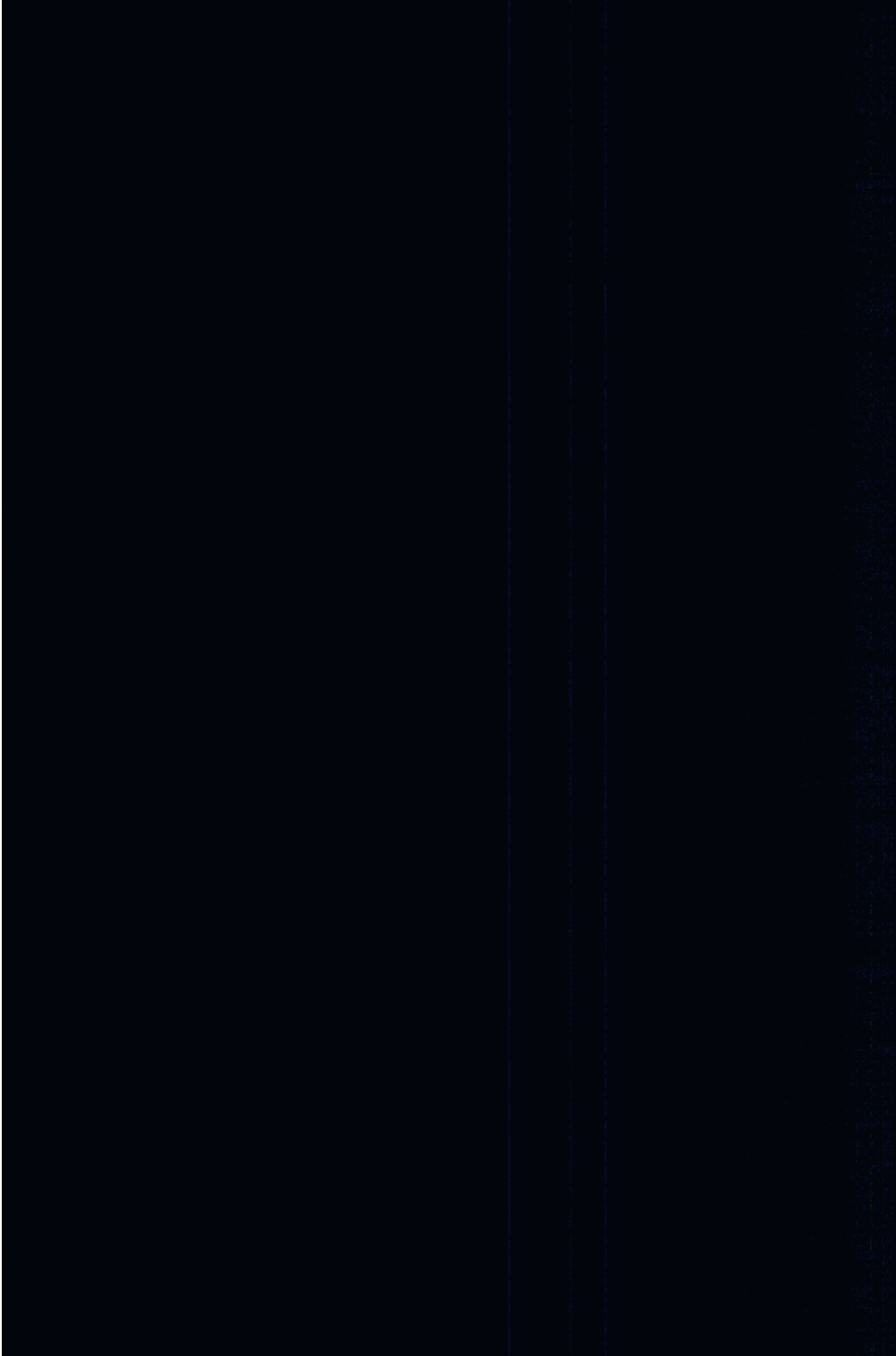
JUAN CARLOS RIGGI

CONICET
Dirección Nacional de Minería y Geología

HECTOR A. OSTERA

INGEIS
Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Esta Revista se terminó de imprimir
en Abril de 1989
en los Talleres Gráficos ZLOTOPORO S.A.C.I.F.,
sito en la calle Morón 2761,
Buenos Aires, Argentina.



Esta Revista se terminó de imprimir
en Abril de 1989
en los Talleres Gráficos ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
sito en la calle Morón 2761,
Buenos Aires, Argentina.

NOTAS BREVES

- El volcanismo ácido ordovícico y las rocas graníticas de la Puna occidental entre las latitudes 24° y 24°20'S
[MAGDALENA M. L. KOUKHARSKY](#) 253
- Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de Cuenca Austral: sus relaciones con eventos eustáticos globales
[NORBERTO MALUMIAN y CAROLINA NAÑEZ](#) 257
- Evidencias de una excursión del campo magnético terrestre durante el Pleistoceno tardío
[M. J. ORGEIRA, L. A. BERAZA, H. VIZAN y M. L. BOBBIO](#) 265
- Reinterpretación estratigráfica del "Basalto I", en el valle del Río Collon Curra (Puesto el Alamo), sureste del Neuquén
[EMILIO F. GONZALEZ DIAZ, JUAN C. RIGGI y HECTOR A. OSTERA](#) 269
- [FE DE ERRATAS](#) 152

Asoc. Geol. Arg. Rev.Tomo XLIII - N^o 2**CONTENIDO**

Porosidad secundaria en formaciones precarbónicas del noroeste argentino ELDA DI PAOLA y GRACIELA RIAL	131
Mesoestructuras formadas en el campo del comportamiento rígido, abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires LUCIANO R. DI NARDO y LUIS V. DIMIERI	140
Geología y estructura al oeste de la cordillera de la Ortiga, San Juan GRACIELA MARIN y FRANCISCO E. NULLO	153
Hidrogeología de la cuenca del arroyo Feliciano, provincia de Entre Ríos OFELIA C. TUJCHNEIDER y MARIO F. FILI	163
Petrografía y procedencia de las areniscas cretácicas superiores de la Cuenca Austral Argentina MARCELO J. MANASSERO	175
Geología de la comarca de bahía Sloggett, Territorio Nacional de la Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur JUAN C. M. ZANETTINI y EDUARDO ZAPPETTINI	188
Formación Las Aguilas, Barker, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Nueva propuesta estratigráfica PATRICIA E. ZALBA, RENATO R. ANDREIS y ADRIAN M. IÑIGUEZ	198
El volcanismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén VICTOR A. RAMOS y MARIO BARBIERI	210
Caracterización sedimentológica y paleomagnética de una sección del Pampeano, en el subsuelo de la ciudad de Buenos Aires PAULINA NABEL y ALICIA SPIEGELMAN	224
Análisis y caracterización de pendientes en bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut JOSE L. CIONCHI	231
Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut GUSTAVO GONZALEZ BONORINO, GUSTAVO RAFINE, VICTOR VEGA y DANIEL GUERIN	239

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:
MAIPU 645, piso 1^o, 1006 Buenos Aires, República Argentina**