

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XL - N^{os}. 3-4
Julio-Diciembre
Buenos Aires 1985

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA (1983 - 1985)

(1983 - 1985)

Presidente: DR. FRANCISCO NULLO

Vicepresidente: DR. CARLOS CINGOLANI

Secretario: LIC. EDUARDO ESPISUA

Tesorero: LIC. GUILLEMO TURAZZINI

Vocales:

LIC. ROBERTO PAGE

LIC. GABRIEL PANDO

DR. MARIO MAZZONI

Vocales Suplentes:

LIC. RAÚL DE BARRIO

LIC. CARLOS MOZETIC

DR. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

Revista y Publicaciones

Director: DR. VÍCTOR RAMOS

Coordinadores: LIC. GRACIELA MARÍN

LIC. JULIO LAGE

(1985 - 1987)

Presidente: DR. CARLOS CINGOLANI

Vicepresidente: DR. LUIS SPALLETTI

Secretario: DR. HÉCTOR LEANZA

Tesorero: LIC. NORMA PEZZUTTI

Vocales:

LIC. JORGE CANGINI

DR. ARMANDO MASSABIE

DR. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

Vocales Suplentes:

LIC. EUGENIO ARAGÓN

LIC. JORGE PISETTA

LIC. JUAN IDIART

Director de la Revista: DR. VÍCTOR RAMOS

Director de Publicaciones: DR. FRANCISCO NULLO

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. CARLOS CINGOLANI, DR. GUALTER CHEBLI, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. FRANCISCO NULLO, DR. MARIO TERUGGI y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.

Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Casilla de Correo 189, 4700 Catamarca.

Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Casa 8287, B° S. Martín este, 9000 C. Rivadavia.

Córdoba: Lic. Zarela Herrera, Vélez Sarfield 229, 5000 Córdoba.

Jujuy: José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.

La Rioja: Dra. Ana Prieri de Vega, C. C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.

La Plata: Lic. Sergio D. Matheos, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.

Mar del Plata: Lic. José L. Clonchi, Centro de Geología de Costas, Tucumán 2473, 7600 Mar del Plata.

Mendoza: Lic. Jorge Anselmo Solís, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.

Mendoza: Lic. R. Pombo, Distrito Geol. Explor. YPF, Salta 672, Godoy Cruz, 5501 Mendoza.

Mina Aguilar: Pablo Diecidido, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.

Neuquén: Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica N° 1, C.C. 25, 8300 Neuquén.

Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.

Plaza Huincul: Lic. Marta Franchini de Giusano, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.

Río Cuarto: Lic. Mario Cantú, Univ. Nac. de Río Cuarto, Est. N° 9, 5800 Río Cuarto.

Río Gallegos: Lic. Liliiana M. de Rozenbaum, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.

Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, C.C. 147, 9407, Río Turbio, Santa Cruz.

Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario.

Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.

San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabó de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.

San Juan: Lic. Silvio A. Peralta, Av. del Libertador 1106, Oeste, 5400 San Juan.

San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.

Santa Fe: Dra. Ofelia Tujehneider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.

Santa Rosa: Lic. Carlos J. Schulz, San Juan 564, 6300 Santa Rosa, La Pampa.

Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.

Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, B° Independencia, 4000 Tucumán.

Vespucio (Satta): Lic. Juan C. Elissonde, Dist. Geol. YPF, 4562 Vespucio.

Zapala: Lic. Mario Omar Gingsins, Casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.

Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, Cochabamba 54, 3° piso (1064).

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Mozetic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).

CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).

Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8250 (1429).

Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Lic. Magdalena Koukharsky, 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 63 (1426).

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 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, Casilla de Correo 9, Ezeiza, Prov. de Buenos Aires.

Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldi, Angel Gallardo 470 (1405).

Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).

Secretaría de Minería: Lic. Luis E. Fauque, Avda. Santa Fe 1548 (1060).

Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).

Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1364).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Braçil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin, Seção de Bioestratigrafia, 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 São Paulo.

Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21, Santiago.

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

Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.

ESTRATIGRAFIA DE LA LADERA OCCIDENTAL DEL CERRO AMARILLO Y QUEBRADA DE LA YESERA, DEPARTAMENTO DE CAFAYATE, SALTA

MAX A. TORRES

Resumen

Durante el estudio geológico y estratigráfico del tramo superior de la quebrada de Las Conchas (ladera occidental del cerro Amarillo y La Yesera), se ha reubicado una sucesión estratigráfica del Terciario y se propone la división en miembros de la Formación Yacomisqui.

La Formación La Yesera (Cretácico inferior) rodea por el norte y este a los afloramientos terciarios sobre los que monta mediante grandes fallas inversas.

El Terciario yace discordante sobre el basamento ígneo-metamórfico (Granito Cerro Amarillo y Formación Puncoviscana) y está integrado por las Formaciones Yacomisqui, Lumbreira, San José y Las Arcas.

La Formación Yacomisqui consiste en areniscas conglomerádicas, areniscas gruesas y limolitas castañas a castañas rojizas. Se han diferenciado dos miembros que son Miembro Punilla (inferior) y Miembro El Obelisco (superior).

La Formación Yacomisqui corresponde a un modelo fluvial de conos aluviales y ríos anastomosados. Es considerada equivalente con las Formaciones Mealla y Maíz Gordo del Subgrupo Santa Bárbara y Formación Río Loro en Tucumán.

Sigue en transición, la Formación Lumbreira integrada típicamente por limolitas macizas rojo oscuro de edad eocena inferior. Corresponden a un modelo fluvial de ríos rectos poco erosivos.

La Formación San José del Grupo Santa María sigue en paraconcordancia y está integrada por limolitas con calizas y yesos en la base y techo respectivamente. Es una formación lacustre que evoluciona en una facies regresiva con salares y barreales. La Formación Las Arcas representada por muy poco espesor al estar cortada por la Falla El Zorrito en el techo, consiste en areniscas y limolitas rojas de origen fluvial.

En el Cuartario (Pleistoceno) se encuentran la Formación Paso de la Piedra (cenoglomerados) y Formación El Mollar (limolitas rosadas).

Abstract

From geological and stratigraphic studies of the upper Rio de Las Conchas (Cerro Amarillo occidental slope and La Yesera) a new Tertiary stratigraphy has been elaborated and a proposal for division in members of the Yacomisqui Formation is supported.

The La Yesera Formation (Cretaceous) is in thrust contact by high angle reverse faults with the northern and the eastern Tertiary outcrops.

The Tertiary is discordant on the igneous-metamorphic basement (Granito Cerro Amarillo and Puncoviscana Formation) and is integrated by the Yacomisqui, Lumbreira, San José and Las Arcas Formations.

The Yacomisqui Formation consists of conglomeradic sandstones, coarse sandstones and siltstones. Two members have been distinguished, Punilla (lower) and El Obelisco (upper). The Yacomisqui Formation corres-



ponds to a fluvial model with alluvial fan and anastomosing rivers deposits. It is considered to be equivalent to the Mealla and Meiz Gordo Formations, and the Rio Loro Formation of Tucumán.

In transition follows the Lumbreira Formation consisting of massive siltstones from the Early Eocene, whose origin can be interpreted with a model of straight and scarcely erosive rivers.

The San José Formation of the Santa María Group follows with a disconformity and it is characterized by siltstones with limestones and gypsum in the base and in the top respectively. It is a lacustrine formation which evolved as a regressive facies with mud flats and salar deposits.

The Las Arcas Formation is only a small outcrop, cut by the Zorrito Fault on the top. It consists of red sandstone of fluvial environment.

In the Quaternary (Pleistocene) it is found the El Mollar Formation (siltstones) and the Paso de la Piedra Formation (conglomerates).

INTRODUCCION

El presente trabajo ha sido realizado con el fin de actualizar y clarificar la nomenclatura usada para el tramo inicial de la quebrada de las Conchas, (entre El Mollar y Paso de la Piedra) ladera occidental del cerro Amarillo, ladera sur del cerro Zorrito y las quebradas de La Yesera, y Chimpas. La zona presenta unidades típicas de la cuenca salteña (Formación Lumbreira) y del Valle de Santa María (Formación Yacomisqui y Grupo Santa María, Formaciones San José y Las Arcas) que permiten encontrar las relaciones de equivalencia entre ambas cuencas. La problemática estratigráfica se la considera de interés por cuanto las secuencias presentan una serie de problemas de nomenclatura no resueltos. Con este fin se realizó un estudio de detalle en la zona, sobre todo en las secuencias terciarias de las quebradas de El Obelisco y Las Piedras para visualizar las litologías y las relaciones estratigráficas entre cada unidad. Con esta información se interpretaron los ambientes sedimentarios de cada formación y en el caso de la Formación Yacomisqui se procedió a dividirlo en miembros claramente identificables en la zona estudiada.

Se confeccionó un cuadro estratigráfico de las nomenclaturas involucradas y un cuadro comparativo de las usadas por trabajos anteriores. También se realizó un mapa geológico escala 1:25.000 de la región estudiada.

Las campañas geológicas se efectuaron entre los meses de setiembre y diciembre de 1982; los trabajos de gabinete se hicieron en el laboratorio de Sedimentología de la Fundación Miguel Lillo de Tucumán. Fue financiado, en parte por fondos procedentes del Programa N° 62 de la Comisión de Ciencia y Técnica de la U.N.T.

MESOZOICO

CRETACICO

Grupo Salta

Sub-grupo Pirgua

Formación La Yesera (Reyes 1972, nom. transl. Reyes y Salfity 1973)

La designación La Yesera con el rango de miembro fue adoptada por Reyes (1972) para identificar a los conglomerados basales de la Formación Pírgua. Posteriormente Reyes y Salfity (1973) le otorgaron un rango de Formación, elevando a la Formación Pírgua a la categoría de sub-Grupo.

Definición y relaciones estratigráficas

La localidad tipo de la Formación La Yesera se ubica en un afluente derecho del río de Las Conchas. Esta formación no aflora en la quebrada de la Yesera propiamente dicha sino en un afluente ubicado en las nacientes de la misma, cerca del Filo de las Minas.

Está constituida por conglomerados brechosos polimícticos de colores castaños con rodados de basamento (filitas, pegmatitas y granitos).

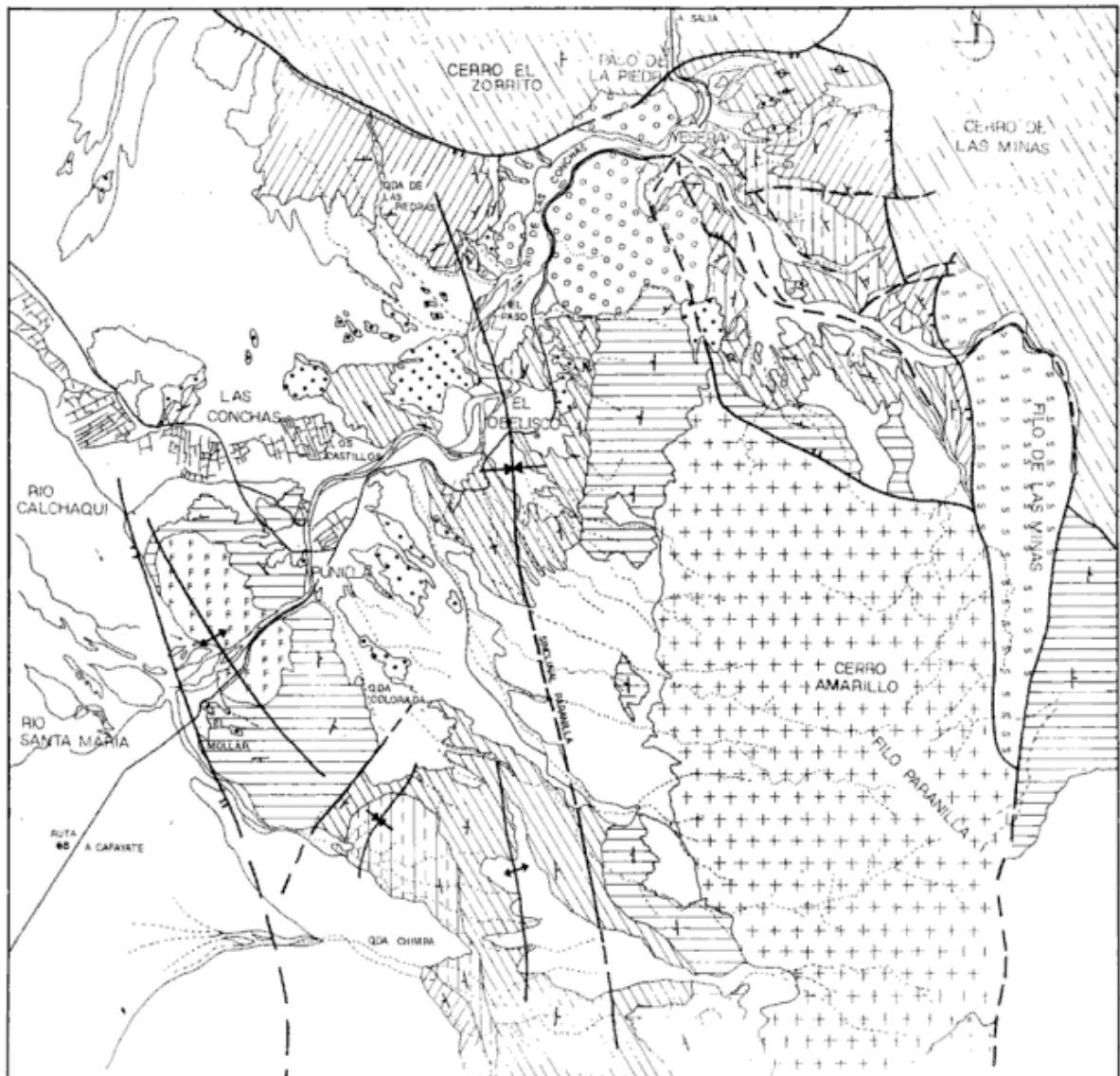
En las nacientes de la quebrada de la Yesera, cerca del Filo de las Minas presenta un contacto de base discordante sobre el miembro de blastopsamitas de la Formación Puncoviscana (Rapela, 1979). Hace contacto también con la secuencia terciaria (Formaciones San José y Las Arcas, Mioceno) a través de grandes fallas inversas de alto ángulo (Falla El Zorrito y Falla de la Mina). El espesor estimado es de 1000 m.

Descripción

La formación La Yesera está integrada por una secuencia clástica de grano grueso a medio, de origen fluvial.

Se trata de conglomerados polimícticos de colores castaños, con clastos del basamento ígneo y metamórfico de la región. Son de composición filítica en su mayoría, siguiendo en proporción los de composición granítica y cuarzo pegmatítico. Presentan una matriz limo-arcillosa castaño oscura, que por efecto de diagénesis ha adquirido gran compactación y alto grado de cementación.

Se obtuvieron como medida de rodados máximos, valores que oscilan entre 0,5 y 2,5 m que corresponden en la escala de Pettijohn (1957) a bloque y guijón. El tamaño medio es de 10 cm y corresponde a un



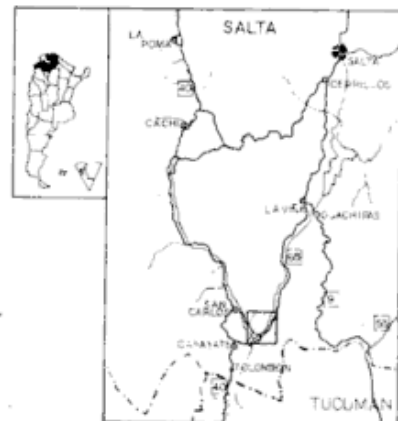
ESTRATIGRAFIA DE LA LADERA OCCIDENTAL DEL CERRO AMARILLO
Y QUEBRADA DE LA YESERA - DPTO CAFAYATE - SALTA -

ESCALA 1:25.000

SEÑALES DE UBICACION

REFERENCIAS

	ACTUAL Y CUARTARIO INDEFINIDO	
	F EL PASO	
	F PASO DE LA PIEDRA	
	F LAS ARCAS	
	F SAN JOSE	
	F LUMBRERA	
	MIEMBRO EL OBELISCO	F YACOMISQUI
	MIEMBRO PUNILLA	
	F LA YESERA	
	GRANITO CERRO AMARILLO	
	BLASTOSAMITAS	F PUNCOVICANA
	FILITAS	



MAX A. TORRES 1984

conglomerado de guijones.

Los clastos son subangulosos a subredondados y de forma tabular u oblada según la clasificación de Zingg (1935). Proviene del basamento cercano y evidencian poco transporte.

Análisis Paleoambiental

La secuencia presenta capas de conglomerados polimícticos de gran continuidad lateral, sin estratificación definida y capas arenosas de grano medio a grueso con rodados alineados y poca estratificación cruzada. Esta formación tiene espesores considerables que alcanzan los mil metros o más. En general las psamitas están subordinadas a las psamitas y la selección es pobre.

Estas características nos indican un ambiente continental de tipo fluvial, en un subambiente pedemontano de abanico aluvial. La Formación La Yesera sería una facies de fanglomerado en el abanico aluvial, que corresponde a la parte apical del mismo, depositado por corrientes laminares (sheet floods).

Estos depósitos están relacionados con escarpas de falla a nivel regional. De esta manera los grandes espesores depositados están indicando la activa subsidencia de la cuenca (subcuenca Alemania) en el Cretácico inferior.

Edad y Correlaciones

La Formación La Yesera posee en su parte basal algunas intercalaciones de efusiones basálticas (Basalto Isonza Valencio et al. 1976) fechado radiométricamente entre el Valanginiano y el Cenomaniano.

En el extremo austral de la cuenca existe una brecha sedimentaria denominada Formación El Cadilla (Bossi 1969). Contiene intrusiones de traquitas y riolitas conocidas como Complejo Alto de Las Salinas (Bossi y Wampler 1969). Las dataciones dieron edades entre 95 ± 5 y 128 ± 5 Ma lo que indica el lapso Valanginiano - Cenomaniano y por lo tanto equivalente con la Formación La Yesera.

CENOZOICO

TERCIARIO

Formación Yacomisqui (Ruiz Huidobro y Galván 1965)

La descripción más detallada que se haya realizado de esta unidad pertenece a Frenguelli (1936) donde designa a las capas que se apoyan sobre la ladera oeste del cerro Paranilla como Santamariano. Lo dividió en tres secciones: inferior, medio y superior. La Sección inferior fue descrita como: "areniscas coloradas bien estratifica-

das en capas más o menos regulares muy a menudo de textura entrecruzada, cuyos matices varían del rojo parduzco al rojo morado". Esta sección corresponde a lo que más tarde se denominaría Formación Yacomisqui.

Galván (1981) en su descripción de la hoja geológica 10e Cafayate mapea a lo que se considera en este trabajo como Formación Yacomisqui como Miembro Inferior, Medio y Superior de la Formación Santa Bárbara (psamitas de la ladera occidental del cerro Pranilla) y como Miembro Inferior de la Formación Pirgua (areniscas del anticlinal de Punilla) otorgándole a este último una edad Cretácico superior. García (1957) se ocupa del tramo inicial de la quebrada de las Conchas en su tesis doctoral en donde asigna a las areniscas castaño rojizas un carácter de facies arenosas de la formación Santa Bárbara.

Por otro lado, Ruiz Huidobro (1960) no acepta la opinión de este autor e incluye a estas capas dentro de la Formación Pirgua.

Galván y Ruiz Huidobro (1965) definen a la Formación Yacomisqui como: "los sedimentos de la ladera oeste del cerro Paranilla, Loma Colorada y zona de Yacomisqui". Más adelante describen al perfil tipo en la quebrada de Chimpas como: "areniscas conglomerádicas rojo ladrillo, frías. Clastos sueltos de hasta medio centímetro principalmente cuarzo; rocas calcáreas con estratificación en bancos gruesos. Espesor 350 metros" y un "conglomerado rosado con rodados de hasta 15 cm en su mayor parte cuarzo, también de feldespato y esquistos. Matriz arenosa del mismo material. Cemento calcáreo de color rojo. Espesor 20 metros".

Se comparte la opinión de los autores al definir como una unidad distinta a los sedimentos de la ladera del cerro Paranilla, por cuanto estos presentan una litología diferente a las facies típicas de las Formaciones Mealla y Maíz Gordo. La Formación Yacomisqui sería homologable en el tiempo a estas últimas pero para lograr una real comprensión de los fenómenos que afectaron a la cuenca es imprescindible diferenciar los distintos tipos litológicos y luego buscar las relaciones estratigráficas entre ellos. Por otro lado la Formación Lumbraera aflora en su facies de limolitas rojas por lo que no parece conveniente cambiar de denominación.

De esta manera quedaría integrada una secuencia terciaria inferior donde la nomenclatura de alguna manera diferencia los tipos litológicos de un borde de cuenca de aquellos típicos de una zona intracuenca.

Definición y relaciones estratigráficas

La descripción de la sección tipo realizada por Galván y Ruiz Huidobro (op. cit.) en la quebrada de Chimpas es limitada por lo que se propone una sección de referencia con perfiles mejor expuestos, completos y con registros de techo y base de la formación en la quebrada de El Obelisco (ladera occidental del cerro Amarillo). En esta sección de referencia se propone dividir a la Formación Yacomisqui en dos miembros:

-Miembro Punilla (inferior): Conglomerado basal con abundante cemento carbonático con clastos de filitas y granitos sobre el cual aparecen areniscas gruesas castañas (con moteados grises) con lentes conglomerádicos, estratificados en capas gruesas que pasan en forma transicional a areniscas moradas. El espesor medido es de 339 metros.

-Miembro El Obelisco (superior): Areniscas medianas castaño rojizas interestratificadas con limolitas castañas con desarrollo de paleosuelos. En la parte media de este miembro existe una porción de areniscas gruesas a conglomerádicas, gris blanquecinas, con clastos de ópalo y cuarzo sin estratificación en la base y bien estratificada en el techo con intercalaciones de pelitas moradas.

De esta manera en este miembro se pueden distinguir tres secciones, inferior, media y superior. La característica distintiva de las secciones inferior y superior es el desarrollo de paleosuelos en limolitas castañas. El espesor medido es de 402 metros.

La Formación Yacomisqui en la zona de trabajo yace discordante sobre el basamento, representado por el granito del cerro Amarillo (Carbonífero) y las filitas de la Formación Puncoviscana. (Precámbrico - Cámbrico Inf.).

La relación entre ambos miembros es transicional y el techo pasa de la misma manera a la Formación Lumbrera (Subgrupo Santa Bárbara) de edad eocena inferior.

El espesor de la Formación Yacomisqui es de 741 metros.

Descripción

-Miembro Punilla (inferior): Este miembro aflora en los flancos del anticlinal Paranilla adosándose al cerro Amarillo hacia el este. Aflora en el tramo medio y superior de la quebrada de La Yesera.

El perfil estudiado comienza con un conglomerado basal integrado por rodados de filitas fundamentalmente, cuarzo de venas, pegmatitas y granitos de un tamaño promedio de 3 cm. Es de entramado abierto clasto portante con poca matriz arenosa

y con gran cantidad de cemento carbonático que le otorga un color gris claro. Aflora en la zona de Punilla. En el contacto con el granito este conglomerado está ausente.

La columna en la quebrada de El Obelisco está compuesta por areniscas cuarzosas de colores castaño rojizos y rojos. Está integrado por areniscas gruesas (23 %), medianas (51 %), finas (20 %) y muy pocas capas de limolitas (1,7 %) y conglomerados (2 %).

Estas areniscas se presentan en capas gruesas, (siendo el espesor más frecuente entre 1 y 2 m) con estratificación irregular sin llegar a ser lenticulares. Los estratos entre sí presentan contactos de tipo plano, gradacional y erosivo, predominando estos últimos sobre los dos anteriores.

Otro rasgo importante es la presencia de lentes conglomerádicos con dimensiones que oscilan entre los 2 y 3 metros de largo por 1 a 0,5 m de ancho y nidos de rodados (acumulaciones de rodados de tamaño mucho mayor al promedio textural de la capa de formas aproximadamente elípticas).

Dentro de las estructuras primarias debemos consignar que la estructura maciza ocupa un lugar predominante (33 % de las capas), mientras la lineación de rodados (10 %) y los rodados dispersos (18 %) son significativos. El tamaño de los rodados dispersos oscila entre 3 y 20 cm.

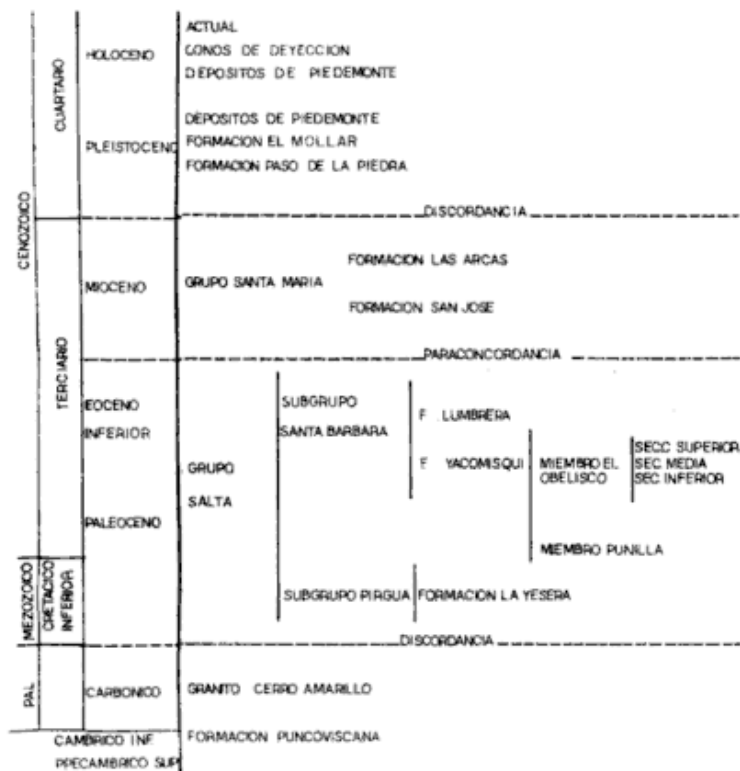
Otras estructuras menos importantes son los paraclastos de arcilitas y limolitas en la base de las capas y las concentraciones carbonáticas alargadas en el sentido vertical (entre 20 y 40 cm de largo por 2 a 3 cm de diámetro). Estas concreciones aparecen junto a un moteado de color púrpura, evidenciando la migración de sustancias ferri-cálcicas y diferencias en las condiciones de óxido-reducción por efectos de la capa freática.

Los colores (según Rock Color Chart GSA), de la columna varían, en la base predominan los pardos grisáceos (5YR7/2) que pasan gradualmente a rojos y naranjas (10R5/4 y 10R6/6) que predominan en la parte media y superior del Miembro Punilla.

-Miembro El Obelisco (superior): Este miembro aflora en el sector central de la zona de trabajo en la margen este del río de Las Conchas y en el tramo medio y superior de la quebrada de La Yesera.

Ha sido dividido en tres secciones, las cuales están bien diferenciadas por litología y ambiente deposicional.

Sección Inferior: Esta sección está constituida por areniscas gruesas a medianas de colores morados en la base que se vuelven castaño rojizo en el techo. En esta sección



Cuadro 1: Cuadro estratigráfico.

las areniscas gruesas representan un 17 %, las medianas 34 %, las finas 26 % y las limolitas un 20 %. En la parte superior de la sección se intercalan limolitas castañas con desarrollo de paleosuelos (7 %), evidenciados por diversas estructuras pedogénicas.

El aspecto general de la sección es granodecreciente y va de areniscas gruesas con capas conglomerádicas con estratificación gruesa e irregular en la base a areniscas medianas a finas interestratificadas con limolitas castañas con estratificación marcada y tabular en el techo. El espesor promedio de las capas en la base es de 1 m disminuyendo este valor hacia el techo a 0,8 - 1 m.

Los contactos son de tipo gradacional, neto y erosivo predominando este último en la parte inferior de la sección. Hacia el techo se verifica a su vez un ordenamiento de los mismos dentro de ciclotemas fluviales bien definidos. Cada ciclo granodecreciente comienza con un contacto erosivo en la base y luego presenta contactos netos y/o gradacionales.

Las estructuras predominantes en la base son de un régimen de flujo superior como ser: rodados dispersos (4 % de las capas) y capas macizas (17 %). El moteado se presenta en toda la sección (41 %) y forma parte de las estructuras que caracterizan a los paleosuelos, como rizoconcreciones (11 %) y concreciones carbonáticas. Este

moteado presenta formas alargadas en el sentido vertical y pocas veces en el horizontal, definidas por su tono gris (N7) dentro de capas rojas (10R5/4). Dentro de la sección existen capas arenosas donde ocurre el fenómeno inverso y el moteado es rojo sobre una base gris. Otra estructura presente en el perfil es la laminación bioturbada por organismos o raíces.

El pasaje a la sección media es neto. El espesor de esta sección es de 121,5 metros.

Paleosuelos

Los paleosuelos de la sección inferior son los mejor desarrollados. Forman capas continuas de limolitas castañas diamictíticas con buena estratificación y contactos erosivos en el techo y gradacionales en la base.

Los rasgos estructurales que nos permiten identificarlos como paleosuelos son los siguientes:

a) **Moteado:** Este moteado es característico de los suelos que se encuentran saturados con agua en alguna época del año. Se produce por un aumento en la proporción de agua con la consiguiente disminución del aire y oxígeno provocando condiciones reductoras.

El origen de este aumento en la proporción de agua se debe a una capa freática temporal y a la cercanía de corrientes de aguas estables. El moteado también está

relacionado con la presencia de estructuras orgánicas (raíces) las cuales tienen efectos reductores, dándoles formas alargadas y ramificadas.

b) **Medias Cañas:** Se trata de una concavidad continua a lo largo de toda la capa del paleosuelo originada por la diferencia de coherencia con las capas infra y supra-yacentes.

c) **Rizoconcreciones:** En la parte superior de la sección se encuentran rizoconcreciones de forma radicular que en conjunto tiene la apariencia de un enrejado (figura 2). Alcanzan el metro y medio de largo y 20 cm de diámetro. Se presentan en la parte superior de las capas y son cortadas en el tope por un contacto erosivo.

La estructura interna de las rizoconcreciones es concéntrica en anillos alternantes de areniscas medianas de color gris y castaño. Estos anillos están originados por la destrucción diferencial de los tejidos de la raíz y el posterior relleno y reemplazo.

Los anillos grises corresponden a areniscas medianas con clastos bien redondeados, sin matriz, de fábrica flotante y con abundante cemento silíceo.

Los castaños son areniscas medianas con abundante matriz y con cemento carbonático.

El centro y los sectores con areniscas castañas corresponden a zonas de destrucción rápida que fue posteriormente relleno por material transportado por las corrientes superficiales y desplazamientos vadósicos descendentes.

Las areniscas con cemento silíceo se formaron de un reemplazo a zonas donde los tejidos se destruyeron lentamente absorbiendo las soluciones silíceas y el material clástico (arenas eólicas) aportado desde la superficie. Este proceso no se verificó en los anillos con areniscas castañas por una abundancia de matriz que impidió el desarrollo del cemento cuarzo.

d) **Concreciones:** Se encuentran concreciones carbonáticas menores de formas tubulares alargadas en el sentido vertical, que en ocasiones llegan a ser muy abundantes. Estas concreciones aparecen a lo largo de todo el perfil.

e) **Microestructuras:** Los paleosuelos al microscopio solo evidenciaron la presencia de canales producidos por raíces, rellenos por material clástico del tamaño arena fina. En las paredes de estos canales se observan cutanes que las tapizan con una disposición aplastada contra la misma.

En algunos cortes aparecen concentraciones de óxido de Fe y calcita conocidos co-

mo gubulas (Teruggi y Andreis, 1971).

Estratigráficamente los paleosuelos evidencian épocas de tranquilidad deposicional. En este sentido la presencia de los mismos en zonas de borde de cuenca implica un aporte nulo de material hacia los sectores internos.

La Formación Yacomisqui es considerada en este trabajo como equivalente lateral de la Formación Mealla y Maíz Gordo. Esta relación es coherente con la interpretación realizada en base a los paleosuelos, dado que la sedimentación de las dos formaciones es de baja energía (arcillitas, limolitas, y sedimentos químicos) en ambientes lacustres, palustres o planicies loésicas (pampa).

Sección Media: La sección media es perfectamente diferenciable de la inferior por su litología y colores distintos. El contacto con la sección infrayacente es neto.

Esta sección está integrada por conglomerados y areniscas gruesas (21 %), seguido por areniscas medianas (31 %), areniscas finas (26 %), las limolitas y arcillitas representan un 19 %.

La porción inferior de esta sección presenta una secuencia de areniscas gruesas cuarzosas macizas sin estratificación definida. Presenta un aspecto muy homogéneo donde predomina el color gris blancuzco y el único rasgo sobresaliente es la presencia de rodados dispersos, nidos y pequeñas acumulaciones lenticulares rodadas. Son de composición cuarzo (ópalo, calcedonia, cuarzo de pegmatitas azul, amarillo y blanco) con un tamaño promedio de 4 cm y un máximo de 30 cm. Tienen formas redondeadas a muy redondeadas. Estas características se mantienen hasta la mitad de la sucesión, donde progresivamente comienzan a participar otros elementos.

La parte superior de la sección media está integrada por sedimentos gruesos y finos. Hay un desarrollo de ciclotemas fluviales granodecrecientes de areniscas gruesas gris, cuarzosas en la base que pasan transicionalmente a diamictitas integradas por areniscas medianas en una matriz limo-arcillosa que culmina con limolitas y arcillitas moradas en el techo.

En este sector hay una estratificación más visible y una continuidad lateral de las capas. Algunas capas presentan fracturas rellenas con Fe_2O_3 . Los espesores oscilan entre 1 y 8 metros siendo el espesor más frecuente entre 1 y 2 metros.

Las estructuras más importantes son la lineación de rodados (4 %) y los rodados dispersos (19 %).

Los contactos son gradacionales en su mayoría y en menor proporción aparecen

PERFIL ESQUEMATICO Y NOMENCLATURA DE FORMACIONES TERCIARIAS

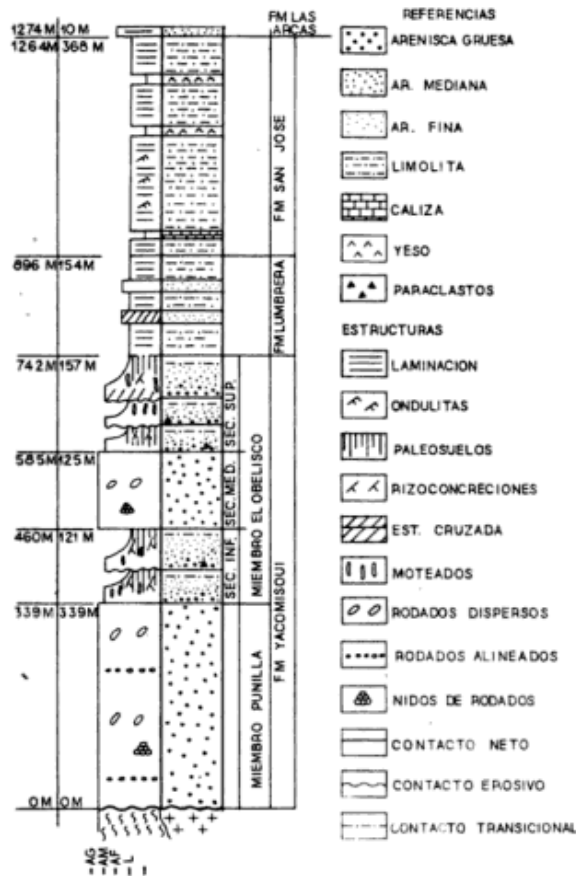


Fig. 3: Perfil esquemático y nomenclatura de formaciones terciarias.

los contactos erosivos. Los primeros se encuentran en el interior de los ciclotemas, mientras que a los segundos en la base de los mismos. Las areniscas son de colores gris claro y verdoso claro (N7, 5GY7/2), rojo (10R5/4) con intercalaciones de pelitas moradas (5RP4/2). La matriz de las diamictitas es de color castaño.

El techo de la sección media está integrado por capas castañas con manchas verdes de diamictitas con concreciones silíceas y presenta un contacto gradacional hacia areniscas y limolitas castañas de la sección superior. El espesor medido es de 125 metros.

El perfil estudiado se encuentra en la quebrada de El Obelisco a unos 100 metros de la ruta nacional 68. El pilar de erosión conocido como El Obelisco está formado por la sección media del miembro del mismo nombre.

Sección superior: Está identificada como areniscas y limolitas castañas y castaño rojizas. Su contacto con la sección infra-yacente es transicional.

La secuencia está integrada por conglomerados polimícticos (10 %), areniscas gruesas (20 %), areniscas medianas (20 %), areniscas finas (25 %), limolitas sin paleosuelos

(11 %) y limolitas con paleosuelos (14 %).

La estratificación de las capas es visible, continua y tabular. En la columna se presentan diversas estructuras asociadas, siendo la más importante el moteado gris sobre base castaña (33 %) presentándose el fenómeno inverso en un número reducido de estratos (rojo sobre base gris). Las rizoconcreciones (8 %) son de composición carbonática y de formas alargadas en el sentido vertical de 80 por 5 cm (como tamaño máximo). A lo largo de todo el perfil aparecen los paraclastos, rodados dispersos o imbricados (7 %), en la base de los ciclotemas fluviales. La estratificación cruzada es de tipo planar y tangencial simple en capas tabulares o en artesas (6 %). Otras estructuras primarias presentes son la laminación (10 %), las ondulitas, las concreciones carbonáticas y las capas macizas.

Dentro de la secuencia hay capas diamicíticas (limo-arcillosas) con un conjunto de estructuras que permiten definirla como paleosuelos. Son estratos castaños con mediana caña continua, con rizoconcreciones ramificadas y moteados. Los paleosuelos alternan con areniscas castaño rojizas en pequeñas secuencias granodecrecientes integrando un ciclo donde las capas limosas representan la culminación de los mismos.

Los espesores de los estratos oscilan entre 14 y 0,50 m con un espesor modal entre 0,5 y 1 m.

Los colores son castaños (10R4/6), castaño rojizos (10R4/2) y grises (N7 y N6) predominando los dos primeros.

La secuencia pasa en forma transicional a la Formación Lumbrera (Subgrupo Santa Bárbara). El espesor medido de la sección Superior es de 157 m.

Análisis Paleoambiental

La Formación Yacomisqui está integrada por secuencias repetitivas o megaciclos fluviales. De la base al techo estos megaciclos granodecrecientes representan a facies de cono aluvial que pasan transicionalmente a facies de ríos anastomosados. El Miembro Punilla y la sección media del Miembro El Obelisco son interpretados como conos aluviales, mientras que las secciones inferior y superior del Miembro El Obelisco pertenecen a ríos anastomosados.

Las facies de cono aluvial están representadas por sus secciones distales con corrientes de tipo entrelazado (Schumm, 1971) que por su gran movilidad lateral, los sedimentos de la planicie aluvial y albardones no están presentes. Así se encuentra la base de los megaciclos integrada por areniscas gruesas a medianas con estructuras primarias de un régimen de flujo alto (rodados

dispersos, alineados y nidos).

Hacia la parte cuspidal de los megaciclitos aparecen, en forma transicional, ríos de tipo anastomosado. Son corrientes con canales permanentes o semipermanentes (areniscas medianas a finas castaño rojizas) separados uno de otro por planicies aluviales estables donde se desarrollaron los paleosuelos (limolitas castañas).

De acuerdo a esta interpretación se afirma que la Formación Yacomisqui fue depositada en una zona de transición entre el piedemonte y la llanura. Perteneció a una "asociación de cono aluvial o de piedemonte", según la clasificación de ambientes fluviales de Reineck y Singh (1980).

La interdigitación de las facies arriba descritas podría estar provocada por pequeñas reactivaciones tectónicas en las áreas fuente, lo que produciría un aumento de la pendiente y el consiguiente avance de los conos aluviales sobre los ríos anastomosados.

El análisis paleoambiental, detallado de esta formación, así como su tratamiento estadístico será motivo de otro trabajo (Torres, 1983).

Edad y Correlaciones

La Formación Yacomisqui fue asignada al Cretácico por Galván y Ruiz Hidobro (1965) y Ruiz Hidobro (1972). Esta denominación se hizo extensiva para las sedimentitas que afloran en la ladera occidental del cerro Paranilla y loma Colorada. Sin embargo Galván (1981) asigna a las sedimentitas del borde occidental del cerro Paranilla a la Formación Santa Bárbara, dividiéndola en tres miembros.

En este trabajo se entiende que la Formación Yacomisqui pertenece al Paleoceno (Terciario inferior). Se le asigna esta edad por razones puramente litoestratigráficas dado que no se encontraron fósiles en la zona de estudio.

La Formación Yacomisqui se apoya en el basamento cristalino y pasa transicionalmente a la Formación Lumbreira (Subgrupo Santa Bárbara) sin que medie entre ambas ninguna clase de discontinuidad o hiatus.

La Formación Lumbreira aflora aquí con su litología típica de manera que la Formación Yacomisqui infrayacente, resulta el equivalente lateral arenoso de las Formaciones Mealla y Maíz Gordo consideradas de edad paleocena en base a abundantes evidencias fosilíferas (Cockerell 1936, Pascual, 1978).

En la provincia de Tucumán, las Formaciones Mealla y Maíz Gordo tienen su equivalente arenoso de borde de cuenca en la

Formación Río Loro (Bossi, 1969). La mencionada formación fue datada por la presencia del mamífero fósil *Trigonostylopidae* (Palma y Powell, 1981) de edad riochiquense-casamayorensis (Paleoceno superior - Eoceno inferior).

La Formación Río Loro guarda ciertas similitudes litológicas con la Formación Yacomisqui. Ambas formaciones presentan litofacies muy similares y en particular de paleosuelos con rizoconcreciones y moteados en sedimentitas arenosas. En base a estas evidencias la Formación Río Loro se considera equivalente a la Formación Yacomisqui.

Una columna litológicamente similar a la Formación Yacomisqui se menciona para el borde de cuenca noreste del Subgrupo Santa Bárbara, Subcuenca Lomas de Olmedo (en el ambiente de Sierras Subandinas) como Formación el Madrejón (Cazau et al., 1975).

Subgrupo Santa Bárbara Formación Lumbreira (Moreno, 1970)

Esta formación fue denominada como "V" por Hagerman (1933) en el departamento de Santa Victoria, Jujuy. Bonarelli (1921) se refiere a esta unidad como perteneciente a las Margas Multicolores. Siendo denominada Margas Coloradas por Schlangintweit (1936).

Frenquelli (1936) se refiere a las limolitas y areniscas finas rojas de la quebrada de La Yesera como Santa Mariano medio.

En la hoja geológica 9e Amblayo, Vñela y García (1978), mencionan a las sedimentitas del tramo inicial de la quebrada de las Conchas como pertenecientes a la Formación Santa Bárbara, asignándoles el rango de Miembro Superior a la actual Formación Lumbreira.

Galván y Ruiz Hidobro (1965) proponen para una sección de esta Formación Lumbreira aflorante en la localidad de Tres Morritos el nombre de Formación Tolombón, nombre que Bossi y Palma (1982) desestiman por existir otros nombres mejor establecidos.

Definición y relaciones estratigráficas

Fue definida en la cuenca del río Juramento, Salta, como margas castaño rojizas, hacia arriba se encuentra la "franja verde" integrada por margas y lutitas verdes y amarillentas. Por último hacia el techo siguen margas castaño rojizas con fractura concoidea. Hacia el sur cerca del límite con Tucumán, estos depósitos limosos se vuelven más arenosos y las limolitas incluyen intercalaciones de areniscas finas de

color bermellón (Moreno 1970). En la zona de trabajo la definición estratigráfica es similar a la planteada por este autor para el sur de Salta o sea limolitas castaño rojizas con intercalaciones de areniscas rojas finas. La "faja verde" no está presente en los perfiles estudiados. El espesor parcial medido es de 154 metros.

En el tramo inicial de la quebrada de Las Conchas el contacto de base con la Formación Yacomisqui es transicional y de carácter traslapante dado que se define la zona como un borde de la subcuenca Alemania. Las Formaciones Mealla y Maíz Gordo aparecen en sus litofacies proximales arenconglomerádicas asociadas en la Formación Yacomisqui, mientras que la Formación Lumbreira ocurre en sus facies típicas.

El contacto de techo con la Formación San José (Grupo Santa María) se produce a través de una paraconcordancia o discordancia erosiva producto de la fase incaica (Eoceno).

La descripción de la Formación Lumbreira forma parte del perfil levantado en la quebrada de El Obelisco que se continúa en unos afloramientos cortados por el río de las Conchas y luego en la margen norte del mismo hasta la base del cerro El Zorrito. La secuencia no es completa al estar cortada en su parte media por el lecho del río mencionado.

Descripción

Los afloramientos más importantes se encuentran en la quebrada de La Yesera, en la quebrada de Chimpa y afloramientos menores parecen en la margen norte del río de Las Conchas.

Las limolitas representan el 55 % de la columna, mientras que las areniscas finas un 45 % del total de la litología.

Estas dos litologías se encuentran interestratificadas tanto en capas finas como en secuencias laminadas donde cada unidad tiene de 20 a 40 cm y en capas gruesas que alcanzan los 5 metros de espesor.

En el perfil estudiado se puede observar un decrecimiento de las areniscas y un aumento de las limolitas hacia el techo.

Las estructuras primarias que aparecen como más importantes son la laminación fina (43 %) que afecta tanto a las limolitas como a las areniscas y la estratificación cruzada en artesa y tabular planar de pequeña escala (11 %). Otras estructuras presentes son las ondulitas, las capas macizas, la laminación deformada, la laminación ondulante y las grietas de desecación. También encontramos rodados de yeso alineados. En la quebrada de La Yesera aparece una capa tobácea blanca de 0,80 m intercalada en la parte media de la formación.

Los contactos son en su mayoría de tipo gradacional y netos, notándose una ausencia total de contactos erosivos.

La estratificación es regular y continua con espesores que oscilan entre los 5 y los 0,20 metros siendo el espesor modal de 0,2 a 1 m.

Los colores son rojos y castaños rojizos en todo el perfil dándole una tonalidad uniforme y característica a la formación. Según la Rock Color Chart (GSA) los colores son: 10R5/4, 10R6/6 y 10R5/6 en orden de abundancia.

Análisis Paleoambiental

Las corrientes que depositaron a la Formación Lumbreira eran de baja a muy baja energía. La columna está compuesta en un 50 % por capas limo-arcillosas y el resto areniscas finas. No hay desarrollo de las facies de canal en el sentido corriente (conglomerados y areniscas gruesas) pero se entiende que esta secuencia puede ser interpretada como corrientes de baja energía, donde las areniscas finas representan a estas facies y la sedimentación era producida en una gran parte por suspensión.

La presencia de la estratificación cruzada de pequeña escala en diversas partes del perfil evidencia que se trataban de corrientes de baja velocidad en una planicie de poca pendiente.

Taylor y Woodyer (1978) (en Reineck y Singh, 1980) describen un tipo de corriente fluvial en donde la carga es transportada por suspensión, en Barwon River, Australia. Se trata de un río estable, que no se mueve lateralmente por meandros y donde la deposición se produce en cuerpos planos en el lecho del canal. Estos cuerpos están constituidos por arenas finas a medianas con capas de limo interestratificado. Las arenas se presentan con estratificación cruzada, mientras que los limos ocurren microndulitas y laminación fina. Las márgenes de estas corrientes están representadas por capas alternantes de limo y arena de 5 a 10 cm laminadas y gradadas. No presentan ninguna forma erosional ni marcas de corriente y las capas son continuas.

Debido a la falta de formas erosionales, la acreción es de tipo vertical y lateral, lo que conduce al relleno del canal y a la formación de uno nuevo. El relicto del canal es llenado finalmente por arcillas y limos en suspensión. La única objeción razonable a este modelo estaría ligado a un problema de geometría, específicamente cual sería la escala de una planicie originada por ríos así definidos. No hay que olvidar que la cuenca de la Formación Lumbreira es la mayor que se conoce para el grupo Salta con aproximadamente 86.300 km² (Moreno, 1970).

A través de estructuras primarias como grandes grietas de desecación rellenas con limolitas y areniscas finas y yesos redondeados (evidenciando cierto transporte) se puede deducir que el clima reinante era árido. El yeso indicaría una alta tasa de evaporación en cuencas confinadas tipo salares. No hay evidencias de capa freática cercana al no encontrarse moteados ni concreciones de ningún tipo.

La aridificación del clima va en aumento hacia el techo del perfil a medida que predominan las limolitas y las areniscas finas decrecen, lo que indicaría que los canales van desapareciendo y el transporte se produce por mantos o canales playos que son colmatados rápidamente.

El esquema presentado por Reineck y Singh (op. cit.) se adapta a lo observado para la Formación Lumbreira en la zona de trabajo. Ese ambiente sedimentario puede ser explicado por una disminución gradual de las pendientes de la planicie y una erosión marcada en las áreas fuente.

Esta conclusión es coherente con lo observado en la Formación Yacomisqui por cuanto muestra una disminución granulométrica que va de la base al techo (cono aluvial a ríos anastomosados). La Formación Lumbreira representaría una etapa más avanzada en la denudación de las áreas de aporte donde se desarrollaron ríos de tipo recto, sin poder erosivo y poca capacidad de transporte.

La culminación de este proceso está dado por la interrupción de la sedimentación en el techo de la Formación Lumbreira, definido como una paraconcordancia. Sobre esta superficie de erosión aparecerán facies de playa con dunas que corresponde al inicio de la transgresión de las facies lacustres de la Formación San José.

Edad y correlaciones

En la zona de trabajo no se encontraron fósiles que puedan datar la Formación. Se asumirá por lo tanto la edad en base a las evidencias fosilíferas de otras regiones donde aflora.

En la localidad de Pampa Grande en la parte inferior de la Formación se detectaron mamíferos (Carbajal et al. 1977) identificados como *Albertogaudrya carahuasensis*, astrapoterio del Eoceno temprano, edad Casamayorensis. Además se han identificado restos de marsupiales *Prepidolops didelphoides* y *Bonapartherium hinakusijum*, (Pascual, 1978), el pez *Lepidosiren paradoxa* (Fernández et al. 1973) y un gran número de palinomorfos (Quatrocchio, 1978). El conjunto establecería una edad casamayorensis (Eoceno inferior a medio).

Se la podría considerar equiparable a la Formación Saladillo que aflora en el Valle de Santa María, por tener la misma relación estratigráfica con la Formación San José. La Formación Saladillo podría interpretarse como una facies proximal de la Formación Lumbreira.

Grupo Santa María

Formación San José (Galván y Ruiz Huidobro, 1965; redefinida por Bossi y Palma, 1982)

Las sedimentitas de los alrededores de la localidad de San José en el Valle de Santa María han sido vastamente estudiadas desde el siglo pasado a la actualidad.

En la zona de trabajo Frenguelli (1936) describe a los afloramientos de esta formación como Santamariano (Sección Superior). García (1957) mapea a la Formación San José como Formación Angastaco asignándole una edad miocena superior. Este mismo error se verifica en la hoja geológica 10e Cafayate realizada por Galván (1981).

Galván y Ruiz Huidobro (1965) propusieron una nueva nomenclatura para el valle de Santa María definiendo a la Formación San José. Estos autores no reconocieron a esta formación en el tramo inicial de la quebrada de las Conchas, la Yesera y ladera occidental del cerro Paranilla y consideraron a estas sedimentitas como integrantes de la Formación Tolombón, que como ya se dijo, Bossi y Palma (1982) desestimaron por existir otros nombres mejor establecidos (Formación San José y Formación Lumbreira).

Definición y relaciones estratigráficas

Esta formación fue definida en la localidad de San José por Galván y Ruiz Huidobro (op. cit.) como areniscas y limos arenosos gris con intercalaciones conglomerádicas. Areniscas y arcillitas verdes con manchas amarillentas. Limos arcillosos y areniscas de grano fino a mediano pardo rojizo con *Corbicula sp.* Arcillitas verdes con *Corbicula sp.* Areniscas medianas rojo claras. Espesor 250 m.

En los perfiles observados en la quebrada de Las Piedras para el presente trabajo esta formación está integrada por: areniscas castañas finas con estratificación cruzada de gran tamaño. Calizas micríticas y estromatolíticas alternantes con limolitas verdes y castañas finamente laminadas. Limolitas verde amarillentas con capas de yeso laminado. Limolitas castañas y verde amarillentas alternantes y capas de yeso macizo o laminado. El espesor medido es de 368 metros.

La Formación San José se apoya sobre

MORE. NO 1970	GARCIA 1957	VILELA Y GARCIA 1978	GALVAN Y RUIZ HUIDOBRO 1965	GALVAN 1981	ESTE TRABAJO	EDAD	DESCRIPCION LITOGRAFICA
					F LAS ARCAS	MIOCENO	LIMOLITAS Y ARENISCAS ROJAS
	F ANGASTACO	F ANGASTACO	F TOLOMBON (TERCIARIO INFERIOR)	F TOLOMBON (EOCENO - PALEOCENO)	F SAN JOSE		LIMOLITAS CALIZAS Y YESOS
	ESTRATOS DE SANTA BARBARA	F SANTA BARBARA	F YACOMISQUI (CRETACICO)	F SANTA BARBARA	F LUMBRERA	PAL. SUP. EOCENO	LIMOLITAS ROJAS
				SEC. SUP.	MIEMBRO EL OBELISCO		PALEOSUELOS Y ARENISCAS MEDIAS CASTANAS
				SEC. MED.	MIEMBRO PUNILLA	F YACOMISQUI PALEOCENO	ARENISCAS GRUESAS CASTANAS
				SEC. INF.			
	ESTRATOS DEL PIRGUA	F PIRGUA		F PIRGUA	F LA YESERA	CRET. INF.	CONGLOMERADOS

Cuadro 2: Cuadro comparativo de nomenclatura.

la Formación Lumbrera en una paraconcordancia o discordancia erosiva. Es visualizado a través de un pequeño conglomerado con clastos de cuarzo de entramado abierto con matriz arenosa fina en la quebrada de la Yesera. En la quebrada de Las Piedras este contacto de base se manifiesta en capas de areniscas finas con estratificación cruzada de origen eólico.

El contacto de techo es neto y normal con la facies fluviales rojas de la Formación Las Arcas.

Descripción

La Formación San José ocupa la parte superior de la secuencia que aflora en la naciente del río de Las Conchas, la quebrada de la Yesera y de Chimpas. Estructuralmente se ubica en el núcleo del sinclinal Paranilla.

La columna litológica está integrada por calizas (7 %) micríticas y estromatolíticas, areniscas medianas a finas gris claro, blancas y castaño rojizas (10 %), limolitas castaño rojizas laminadas con nódulos de yeso de 10 a 20 cm de sección (33 %) y limolitas verde amarillentas y amarillas la nadas con y sin yeso (26 %).

Las capas de esta formación están estratificadas en forma continua y tabular con contactos netos no habiéndose observado lenticularidad. Los espesores son variables entre 20 y 0,40 m siendo el espesor modal de 0,5 a 1 m.

La secuencia comienza con 20 m de areniscas medianas, bien seleccionadas con estratificación cruzada de gran tamaño de tipo tangencial simple y planar en la que-

brada de Las Piedras, mientras que en La Yesera comienza con un conglomerado oligomítico con rodados de cuarzo blanco.

En ambos perfiles la secuencia continúa con capas de limolitas castañas y verde amarillentas con laminación fina de tipo ondulante y paralela, luego aparecen calizas micríticas y estromatolíticas de poco espesor, interestratificadas con areniscas friables blancas laminadas y limolitas castañas laminadas o con ondulitas y limolitas verdes con las mismas estructuras. Esta asociación irá aumentando su espesor hacia el techo.

El yeso aparece interestratificado con limolitas verdes amarillentas en pequeñas láminas de menos de 1 cm o en capas de yeso macizo con intensas deformaciones de tipo diapírico. Estas estructuras producen contactos irregulares y ondulados entre el yeso y las limolitas. Están producidas por efecto de la desecación superficial y efecto de solución-precipitación en condiciones de soterramiento somero.

En algunas capas el yeso está presente como rodaditos de 1 a 2 cm formando yeso psamitas en una matriz limo-arcillosa.

Los colores tienen gran variabilidad en esta Formación siendo los más notables los castaños y castaño rojizo (10R5/4, 10R6/3, 10R4/6), los amarillos (5Y8/4, 10Y8/2, 5Y7/2), los amarillos grisáceos (5GY7/2) y verdes amarillentos (10Y6/2).

Análisis Paleoambiental

La Formación San José puede ser interpretada como perteneciente a facies de un gran lago salino y alcalino que al retirarse deja una serie de lagunas menores que

evolucionan como una sabkha continental.

La base de la Formación corresponde a un evento transgresivo que pasa de una facies de playa (dunas) a una facies de costa poco profunda y de muy baja energía como lo evidencian las calizas micríticas (sin aporte clástico) y estromatolíticas (tipo LLH-S) y areniscas finas de gran madurez textural. Las aguas eran claras con poco desarrollo del oleaje y alto contenido de sales disueltas lo que permitía la vida de pocas especies adaptadas a condiciones eurisalinias. Los fósiles que se mencionan para la zona de trabajo son: peces cyprinodontiformes adaptados a la salinidad variable (Galván, 1981). Fuera de los límites de la zona De Faveri (1978) y Díaz Saravia (1981) mencionan para la base de la Formación San José bivalvos y foraminíferos, Bertels y Zabert (1978) mencionan ostrácodos.

A través de 16 análisis con rayos X efectuados a las calizas micríticas para obtener la relación Ca/Mg, sabemos que la saturación en sales era rica en Ca. Nunca llegaba a la relación 12/1 necesaria para precipitar dolomita, aunque superaba la relación normal del agua de mar (5/1) (Friedman, 1974).

Las areniscas costeras y las calizas desaparecen en los primeros 70 m de perfil dando paso a un ambiente de lagunas reducidas alimentadas por lluvias o por corrientes laminares. En estas se desarrollan por la alta evaporación reinante, nódulos de yeso que progresivamente originaron capas del mismo material interestratificadas con limolitas verde amarillentas en un ambiente subácueo.

Limolitas castañas asociadas con bochas de yeso indican a facies de barreales salinos allende de las lagunas donde se acumulaban las pelitas verdes. (Bossi, 1969).

El ambiente sedimentario del tope de la secuencia se puede homologar a una sabkha continental con evaporación moderada que no permitía la precipitación de sales sódicas.

El proceso debe ser visualizado en zonas planas con un relieve sumamente atenuado rodeado de áreas fuente muy bajas en una época de gran tranquilidad tectónica.

Edad y correlaciones

La Formación San José (versión Hiladas del Castillo de las Brujas) fue asignada al Plioceno por Peirano (1956), edad que es adoptada por Ruiz Huidobro y Galván (1965) y por Spiegelman (1971).

De Faveri (1978) en base a criterios paleontológicos (asociados de foraminíferos, bivalvos y peces) interpreta a la Formación

San José como pertenecientes a una zona litoral del mar Enterrriense del Mioceno-Plioceno.

Díaz Saravia (1981) identifica a bivalvos como *Corbicula cyanocyclas* con un rango que va del Eoceno al Reciente.

Existen dataciones radimétricas realizadas por Marshall et al. (1979) que dan una edad al techo de la Formación de 6,68 Ma (Mioceno alto).

Bertels y Zabert (1978) clasificaron una microfauna de ostrácodos con una edad que va del Mioceno al Reciente.

Con estos datos podemos afirmar que la Formación San José se extiende del Mioceno inferior al superior.

En los afloramientos de la zona de trabajo el autor no ha encontrado fósiles aunque García (1957) menciona el hallazgo de peces en la quebrada de la Yesera; Galván (1981) afirma haber hallado esqueletos y escamas en la ladera oeste del cerro Paránilla.

La Formación San José es equiparable en el valle de Choromoro en la provincia de Tucumán con la Formación Río Salí (Ruiz Huidobro, 1960) al tener la misma asociación faunística que aquella.

También se considera equivalente con la Formación Anta (Subgrupo Metán, Grupo Orán) (Bossi, 1969).

Formación Las Arcas (Galván y Ruiz Huidobro, 1965)

Fue definida por Galván y Ruiz Huidobro (1965). Peirano (1956) reconoce a estas sedimentos como su Hilada El Rincón.

Spiegelman (1971) propone la fusión de ésta con la Formación Lorohuasi, mientras que Bossi y Palma (1982) entienden que esta última debe ser formalmente eliminada.

Para el tramo inicial de la quebrada de Las Conchas este trabajo será la primera mención de la Formación Las Arcas.

Descripción y relaciones estratigráficas

Espeso paquete de conglomerados y areniscas, limos y arcillitas de color uniforme rojo ladrillo oscuro. (Galván y Ruiz Huidobro, 1965).

Aflora en las nacientes de la quebrada de Las Piedras. Está netamente diferenciada, en un contacto normal, de la infrayacente Formación San José al pasar de facies lacustres verdes a facies fluviales rojas.

El contacto de techo no es visible al estar cortado el afloramiento por la Falla

El Zorrito que corre por la base del cerro del mismo nombre. El espesor medido es de 10 metros.

Se trata de capas de areniscas medianas y limolitas de color rojo ladrillo y castaño rojizo. Las estructuras presentes son la laminación y capas macizas. El ambiente sedimentario sería fluvial.

Edad y correlaciones

Con respecto a la edad de la Formación Las Arcas existe un consenso general en asignarla al Mioceno. Sería equiparable a la parte media de la Formación Río Salí en el valle de Choromoro (Bossi y Palma, 1982).

CUARTARIO

Formación Paso de La Piedra

Son mencionados por primera vez en la hoja geológica 9e Amblayo por Vilela y García (1978), quienes observan los afloramientos de los conglomerados castaños en la quebrada de las Conchas adosadas a los flancos de las sierras especialmente entre las localidades de El Paso y el Paso de la Piedra. En este trabajo los autores no mapean la unidad por considerarla de pobre expresión superficial.

Son mencionados también por Valencia y Lago (1979) como conglomerados de El Paso.

Descripción. Relaciones de campo y edad

Se trata de conglomerados polimícticos de colores castaños con abundante matriz arenosa de textura media a gruesa. No se presentan estructuras internas ni estratificación visible. Los clastos son de variada composición, predominando los de la Formación La Yesera que a su vez también son conglomerados castaños polimícticos, de grandes dimensiones alcanzando tamaños de 7 a 8 m en su eje mayor. Junto a estos grandes bloques aparecen otros rodados de menores dimensiones de filita, basalto, granitos y granodiorita. El espesor varía entre 1 y 25 metros.

En cuanto a sus relaciones estratigráficas diremos que se apoya sobre una morfología irregular de las rocas terciarias de las Formaciones Yacomisqui, Lumbrera y San José en una marcada discordancia angular.

Los afloramientos de esta unidad están restringidos a una zona entre La Yesera y El Paso en donde sus partes marginales pasan lateralmente a la Formación El Mollar de origen lagunar, o se encuentran cubiertos por esta como ocurre en el fondo de la quebrada de La Yesera.

Los conglomerados se encuentran erosionados formando grandes bahías en La Yesera. Los afloramientos de la Formación El Mollar en esta zona se apoyan lateralmente sobre los conglomerados, por lo que se deduce que entre ambas formaciones media un período de intensa erosión y que los sedimentos lacustres son posteriores a los conglomerados. Se considera a los depósitos como de edad pleistocena, al ser anteriores a la Formación El Mollar.

Génesis de los depósitos

Este conglomerado tiene las típicas características de un cenoglomerado; falta de estratificación definida, abundancia de matriz, ausencia de estructuras primarias y grado de selección muy bajo.

El agente poseía poca fluidez con gran competencia, sin ser erosivo, para transportar grandes bloques. Los cenoglomerados se originan en flujos detríticos, deslizamientos o en tillitas masivas. El cenoglomerado de la quebrada de Las Conchas se habría originado por un gigantesco deslizamiento en masa desde las laderas del cerro El Zorrito (ladera sur).

Este proceso se habría desencadenado por factores tales como, aumento en la cantidad de precipitaciones en un talud inestable ayudado por el socavamiento de base por el río de Las Conchas.

La extensión original del depósito alcanzó aproximadamente 9 km².

Formación El Mollar

La primera mención de esta formación corresponde a Frenguelli (1936) quien le asigna un origen lagunar a los depósitos.

Fue definida por Vilela y García en la hoja geológica 9e Amblayo para la quebrada de Las Conchas, La Yesera y La Ciénaga. También son mencionados por Galván (1981) quien observa a la formación en Punilla, Cafayate y Finca Chimpas.

Valencia y Lago (1970) nombran a estos depósitos como "sedimentos lacustres" reconociéndolos en localidades distantes como la Poma y Las Conchas.

En este trabajo se propone redefinir a la Formación El Paso de Vilela y García (*op. cit.*) por encontrarse en sinonimia con una unidad creada por Mésigos (1953) para ciertos terrenos de edad carbónica que se ubican en la base del llamado Grupo San Eduardo. Por lo expuesto se define a los depósitos lacustres de las Conchas, Punilla, La Ciénaga, La Yesera y El Mollar como Formación El Mollar.

Descripción, relaciones y edad

La litología de la formación es uniforme y está constituida por limos castaños claros a rosados con intercalaciones de arenas finas a muy finas, micáceas finamente laminadas en capas de menos de 1 cm a 4 cm. Las limolitas son homogéneas, compactas y la laminación es la estructura más conspicua. Las limolitas también aparecen en alterancia con arcilitas rosadas finamente laminadas.

Algunos afloramientos aparecen asociados con terrazas conglomerádicas de piedemonte que sobrepasan a la Formación El Mollar evidenciando un cambio en el nivel de base producido por el endicamiento (Strecker et al., 1984).

Formación El Mollar se encuentra apoyada sobre formaciones terciarias en una fuerte discordancia angular. Los sedimentos lacustres ocuparon el paleorelieve post-terciario producto de los movimientos plio-pleistocenos, sobre todo el centro del sinclinal Paranilla. También se encuentran afloramientos en la naciente de la quebrada de El Paso, en La Yesera, en Punilla, Finca Chimpas y en las laderas de el cerro Zorrito.

Las relaciones de campo varían según la geometría del cenoglomerado. En la parte superior y central del mismo no hay evidencias que la misma se haya depositado, mientras que en las partes marginales los depósitos lacustres cubren o pasan lateralmente al cenoglomerado. Por estas relaciones se dedujo que parte del cenoglomerado habría permanecido emergido en el lago pleistoceno.

Con respecto a la extensión del fenómeno es interesante destacar que se conocen afloramientos de sedimentos lacustres de la misma naturaleza en localidades como La Poma, Angastaco y Cafayate. Estos podrían corresponder al mismo evento o no, problema sobre el cual hace falta más estudio.

La edad de la Formación El Mollar es probablemente pleistocena, al ser de esta edad los movimientos tectónicos que dieron origen al cierre.

Génesis de los depósitos

Por las características litológicas y fósilíferas podemos asignar los depósitos a un ambiente lacustre. El material fósilífero descrito es *Planorbis peregrinum* d'Orb. y *Sphaerium argentinum* d'Orb. (Frenguelli, 1936) gasterópodo pulmonado de existencia anfibia. Este organismo es una adaptación a condiciones precarias de oxigenación (Gardiner, 1978).

El origen del lago está dado por el cie-

rrre del desague del río de Las Conchas producido por la reactivación de la Falla El Zorrito en el Pleistoceno. Este movimiento originó el ascenso del bloque oriental ubicado al norte de la zona de trabajo, lo que produjo un desnivel que el río no pudo sortear. Se formó así un lago tectónico donde se acumularon los materiales transportados por los ríos Santa María y Calchaquí, ambos con una cuenca imbrífera de grandes dimensiones. El lago ocupó la parte media de la quebrada de la Yesera, los piedemontes de los cerros Paranilla y El Zorrito.

De las estructuras primarias se puede deducir que la mayoría de la carga era transportada por suspensión. Las variaciones estacionales influyen en la cantidad y la granulometría del material, lo que se traduce en laminación fina con alternancia de pequeñas capas de limo-arcilla y arena fina. En conclusión diremos que se trataba de un lago de aguas turbias en un clima semi-árido, donde no ocurrían grandes variaciones estacionales.

Holoceno

Los depósitos del Holoceno están representados por grandes conos aluviales que ocupan las faldas de los cerros El Zorrito y Paranilla (Finca Chimpas), depósitos fluviales como terrazas, planicies de inundación. Fuera de la zona estudiada sobre el margen de los ríos Santa María y Calchaquí se desarrollan grandes campos de dunas.

CONCLUSIONES

- 1.- La Formación La Yesera fue depositada por conos aluviales en sus facies apicales, en una cuenca de gran subsidencia.
- 2.- La secuencia que se apoya en la ladera occidental del cerro Amarillo fue identificada como Formación Yacomisqui, proponiéndose como sección de referencia al perfil estudiado para este trabajo la quebrada de El Obelisco por encontrarse completo y con mejor desarrollo que los perfiles propuestos por Galván y Ruiz Huidobro (1965).
- 3.- Considerar a la Formación Yacomisqui como equivalente lateral en un borde de cuenca de las Formaciones Mealla y Maiz Gordo (Sub-grupo Santa Bárbara) de edad paleocena.
- 4.- Se divide a la Formación Yacomisqui en dos miembros en base a sus características litológicas que son: Miembro Punilla o inferior y Miembro El Obelisco o superior. El Miembro El Obelisco permite a su vez ser diferenciado en tres secciones, como: inferior, media y superior.
- 5.- La Formación Yacomisqui fue depositada por un ambiente fluvial. Se pueden diferenciar dos megaciclos, los que están constituf-

dos por facies distales de cono aluvial en la base y ríos anastomosados en el techo.

6.- El contacto con la Formación Lumbra es transicional lo que indica que se trata de una sola secuencia sedimentaria y le otorga una edad definida a la infrayacente Formación Yacomisqui, al tener esta una edad eocena inferior.

7.- La Formación Lumbra fue depositada por corrientes de baja energía, de tipo recto sin poder erosivo que transporan su carga por suspensión.

8.- Sobre el techo de la Formación Lumbra aparece una paraconcordancia o discordancia erosiva, al no tener expresión angular la fase incaica (Eoceno medio-sup.).

9.- Las limolitas verdes, castañas y amarillas junto a los yesos y calizas que afloran en la quebrada de La Yesera y Las Piedras pertenecen a la Formación San José (Grupo Santa María). Fueron depositadas por un lago de grandes dimensiones y por una facies regresiva con barreales y salares.

10.- En un contacto neto sobre la Formación San José aparece al Formación Las Arcas

con facies fluviales.

11.- Los cenoglomerados de la zona comprendida entre el Paso y el paso de la Piedra en la quebrada de las Conchas corresponde a un gran deslizamiento originado en las laderas del cerro El Zorrito y son denominados como Formación Paso de la Piedra.

12.- Los depósitos lagunares pleistocénicos de la Formación El Mollar fueron originados por una reactivación de la Falla El Zorrito en esta época con un endicamiento o cierre en la zona de El Paso de La Piedra.

Agradecimientos

El autor desea agradecer al dr. Gerardo Bossi por la dirección, lectura crítica del manuscrito y por las valiosas sugerencias aportadas al mismo; geólogo Lucio M. Armatta y a los señores Tomás Bruguera y Jorge Alincaastro por su colaboración en las tareas de campo.

Lista de trabajos citados en el texto

- BERTELS, S. y L. ZABERT, 1978. Microfauna del Grupo Santa María (Terciario Superior) de las provincias de Catamarca y Tucumán. Rep. Arg. II Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat. y I Congr. Latinoamer. Paleont., Actas III: 67-73, Bs. As.
- BONARELLI, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas Subandinas del Norte (Pcia. de Salta y Jujuy). An. Min. Agric. Sec. Geol. Min. XV (1): 1-91, Bs. As.
- BOSSI, G. E., 1969. Geología y Estratigrafía del sector sur del valle de Chomoro. Acta Geol. Lilloana 10 (2): 17-74, Tucumán.
- BOSSI, G. E. y P. PALMA, 1982. Reconsideración de la Estratigrafía del Valle de Santa María, Pcia. de Catamarca, Argentina. V Congr. Latinoamer. Geol. Actas I: 155-172, Bs. As.
- BOSSI, G. E. y M. WAMPLER, 1969. Edad del Complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según método K/Ar. Acta Geol. Lilloana 10 (7): 141-160, Tucumán.
- CARBAJAL, R. PASCUAL, R. PINEO, J. SALFITY y M. S. VUCETICH, 1977. Un nuevo mamífero de la Formación Lumbra (Grupo Salta) de la comarca de Carhuasi (Salta, Argentina). Edad y Correlaciones. Public. Mus. Mun. Cien. Nat., 2 (7): 48-163, Mar del Plata.
- CAZAU, L., J. OLIVER GASCON, y N. CELLINI, 1975. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en su porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. VI Congr. Arg. Geol., Actas (1): 341-356, Bs. As.
- COCKERELL, T., 1936. The Fauna of the Sunchal (or Yargas Verdes) Formation Northern Argentina. Amer. Mus. Novit., 886: 1-9, New York.
- DE FAVERI, S., 1978. Geología y Estratigrafía y Paleontología de la Formación San José, Grupo Santa María. Tucumán, Salta y Catamarca. Sem. Fac. Cienc. Nat. (inéd.), Tucumán.
- DIAZ SARAIVA, P., 1980. Paleogeografía de la Formación San José. Terciario del Noroeste Argentino. Sem. Fac. Cienc. Nat. (inéd.), Tucumán.
- FERNANDEZ, J., P. BONDESIO y R. PASCUAL, 1973. Restos de Lepidosiren Paradoxa (Osteichthyes Dipnoi) de la Formación Lumbra (eogeno-Eoceno) de Jujuy. Ameghiniana 10 (2): 152-172, Bs. As.
- FRENGUELLI, J., 1936. Investigaciones Geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María. Univ. Nac. del Plata. Obra del Cincuentenario. Inst. Mun. de La Plata (2) (1936-37): 215-542, Bs. As.
- FRIEDMAN, J., 1974. Principles of Sedimentology. J. Wiley and Son, New York.
- GALVAN, A., 1981. Descripción de la hoja geológica 10 e, Cafayate, Salta. Bol. 177, Serv. Geo. Nac. Bs. As., 1-45, Bs. As.
- GALVAN, A. y O. RUIZ HUIDOBRO, 1966. Geología del Valle de Santa María. Estratigrafía de las Formaciones Mezozoico-Terciarias. Acta Geol. Lilloana VII: 217-230, Tucumán.
- GARCIA, J., 1957. Estudio del tramo inicial de la quebrada de las Conchas y regiones adyacentes. Tesis doctoral, Univ. Nac. de la Plata (inéd.), La Plata.
- GARDINER, M. S., 1978. Biología de Invertebrados. Edit. Omega, Madrid.
- HAGERMAN, T. H., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento del Dpto. Sta. Bárbara en la provincia de Jujuy. Bol. Inf. Petrol. 10: 452-494, Bs. As.
- MARSHALL, L., R. F. BUTLER, R. E. DRAKE, G. H. CURTIS y R. H. TEDFORD, 1979. Calibration of the great American Interchange. Science, 204 pp.
- MORENO, J., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Sup. de la Cuenca del noroeste argentino con especial mención de los Sub-grupos Balbuena y Santa Bárbara. Asoc. Geol. Arg. Rev., tomo

XXV (1): 9-44, Bs. As.

PASCUAL, R. et al., 1978. Los primeros mamíferos de la Formación Mealla (Grupo Salta) Subgrupo Santa Bárbara, sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. *Ameghiniana*, 15 (3-4): 366-390, Bs. As.

PETTIJOHN, F., 1957. Rocas Sedimentarias. EUDEBA, 1-731, Bs. AS.

POWELL, J. y R. PALMA, 1981. Primer hallazgo de mamíferos en la Formación Río Loro, Prov. de Tucumán y su significado cronológico. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXXVI (2): 208-212, Bs. As.

PEIRANO, A., 1938. Observaciones generales sobre tectónica y depósitos terciarios del cuadrángulo 26° S, 64°30' O, 28°30' S, 67° O del noroeste argentino. *Acta Geol. Lilloana*. I: 64-144, Tucumán.

QUATTROCHIO, M., 1978. Contribución al conocimiento de la palinología estratigráfica de la Formación Lumbrera (Terciario inferior, Grupo Salta). *Ameghiniana* 15 (3-4): 285-300, Bs. As.

RAPELA, C., 1979. El basamento metamórfico de la región de Cafayate, Prov. de Salta. Aspectos petrologicos y geoquímicos. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXXI (3): 203-222, Bs. As.

REYES, E., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la Cuenca Andina de Bolivia, Perú y Chile. *Rvta. Tec. YPF* 1 (2-3): 101-144, La Paz.

REYES, E. y J. SALFITY, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. V Congr. Geol. Arg., Actas (3): 355-386, Bs. As.

REINECK, H. y I. SINGH, 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag. Germany.

RUIZ HUIDOBRO, O., 1960. Descripción geológica de la hoja 8 e Chicoana (provincia de Salta). *Dir. Nac. de Geol. y Min. Bol.* 89, 1-45, Bs. As.

RUIZ HUIDOBRO, O., 1972. Descripción geológica de la hoja 11e, Santa María. *Serv. Geol. Nac., Bol.* 134: 1-64, Bs. As.

SCHLANGINTWEIT, O., 1937. Observaciones estratigráficas en el norte argentino. *Bol. Inf. Petrol.*,

156: 1-49, Bs. As.

SCHUMM, S., 1971. Fluvial Geomorphology: The historical perspective in: *River Mechanics*. H. Shen Editor. Cap. 4, Colorado, U.S.A.

SPALLETTI, L., 1980. Paleoambientes sedimentarios. *Asoc. Geol. Arg., Serie didáctica y complementaria*, B: 7-176, Bs. As.

SPIEGELMAN, A., 1971. Sedimentología del Grupo Santa María (Provincias de Catamarca y Tucumán). *Asoc. Arg. Min. Petrol. Sed., Rev.* (2): 1-18, Bs. As.

STRECKER, M., A. BLOOM, M. CARRION, A. VILLANUEVA y C. NAESER, 1984. Piedmont terraces in the Santa María Valley and in the front of southwestern sierra de Aconquija, Provinces of Catamarca, Tucumán y Salta, Northwestern Argentina. *Congr. Geol. Arg., Actas II: 448-465*, Bs. As.

TERUGGI, M. y R. ANDREIS, 1971. Microestructuras pedológicas: características, distribución en sedimentitas argentinas y posible aplicación en sedimentología. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXVI (4): 485-490, Bs. As.

TORRES, M. A., 1984. Ciclicidad, Estacionalidad y Paleoambientes de la Formación Yacomisqui (Paleoceno) Cafayate, Salta. *Boletín Sedimentológico (1)*. *Inst. Geol. Fac. Cien. Nat. U.N.T.* (en prensa), Tucumán.

VALENCIO, D., A. GIUDICI, J. E. MENDIA, J. OLIVER GASCON, 1976. Paleomagnetismo y Edades K/Ar del Subgrupo Pirgua. Prov. de Salta. VI Congr. Geol. Arg. Actas I: 527-542, Bs. As.

VALENCIA, R. y A. LAGO, 1970. Relación suelo geomorfología en el valle Calchaquí. Pcia. de Salta. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* (1): 71-85, Bs. As.

VILELA, C. y J. GARCIA, 1978. Descripción geológica de la hoja 9e, Amblayo, Salta. *Serv. Geol. Nac., Bol.* 150: 1-64, Bs. As.

ZINGG, T., 1935. *Bertrag zur Schotteranalysis*. *Schweiz Mineralog. Petrol. Mitt. Bd.* (15).

Recibido: 8 de marzo, 1984
Aceptado: 23 de enero, 1985

MAX A. TORRES

Laboratorio de Sedimentología
Miguel Lillo 205
4000 - San Miguel de Tucumán

GEOLOGIA Y CARACTERISTICAS QUIMICAS DEL STOCK TERCIARIO DEL NEVADO DE ACAY Y VULCANITAS ASOCIADAS, PROVINCIA DE SALTA

EDUARDO JORGE LLAMBÍAS, ANA MARIA SATO Y SERGIO TOMSIC

Resumen

El Nevado de Acay se encuentra en el norte de la provincia de Salta, en la Cordillera Oriental casi en el límite con la Puna. Las rocas más antiguas corresponden a metamorfitas de bajo grado y sedimentitas de la Formación Puncoviscana (Precámbrico-Cámbrico). Le suceden sedimentitas cretácicas y del Terciario inferior que afloran a lo largo de la fosa Calchaquí. Las formaciones eruptivas comienzan su desarrollo en el Mioceno con la intrusión de los stocks del Nevado de Acay y de Las Capillas, constituidos por granitoides de composición monzonítica. El plutón de Acay no está erodado y en su techo contiene abundante turmalina. Las vulcanitas, cuya edad se estima pliocena, varían en composición de andesitas a riolitas.

Este conjunto de rocas eruptivas presentan entre sí estrechas afinidades químicas. Conforman una asociación típicamente mesosilícica calcoalcalina con altos contenidos de potasio. Con respecto a alúmina, los términos más antiguos, correspondientes a los cuerpos plutónicos, son metaaluminosos, mientras que en los términos más jóvenes se observa una tendencia hacia la peraluminosidad. Las unidades plutónicas tienen características que permiten incluirlas dentro de la serie magnetítica, y de los granitoides tipo-I. Asimismo las mineralizaciones asociadas se corresponden con este tipo de granitoides, es decir son de características polimetálicas (Cu, Fe, Pb, Zn, Au, Ag, Sb) con tendencia a desarrollo de cobres porfíricos.

La localización de los plutones está controlada por una importante estructura transcontinental NW-SE, denominada megacizalla Olacapato-El toro, que consiste en un conjunto de fallas laterales izquierdas distribuidas a lo largo de un ancho de 15 km.

Abstract

The Nevado de Acay (24° 25' Lat. S.; 66° 10' Long. W.) is located at the western flank of the Cordillera Oriental, close to the Puna Altiplano. The country rocks are low grade metamorphic and sedimentary rocks of the Puncoviscana Formation (Precambrian - Early Cambrian age). Remnants of the Cretaceous Low Tertiary sedimentary basin are preserved along the Calchaqui tectonic depression. The eruptive activity began during the Early Miocene with the intrusion of two small stocks of monzonitic composition. Overlying (probably Pliocene) volcanic sequences are composed mainly of andesitic to rhyolitic lavas and small subvolcanic domes and dykes.

The plutonic and volcanic phases show chemical affinities. Both constitute a mesosilicic calc-alkaline association with high potassium content. The plutonic rocks are metaluminous, while the volcanic rocks show a transition from metaluminous to peraluminous. The granitoids belong to the magnetite series and also to the I-type granitoids. In accordance with this, the mineralization related to this eruptive association is of polymetallic type (Cu, Fe, Pb, Zn, Au, Ag, Sb).

The intrusion of the plutons and subvolcanic domes is due to the structural control of a transcontinental megashear zone, trending NW-SE and named Olacapato-El Toro. The megashear is composed of sinistral strike-slip faults which are distributed along a belt of 15 km width.

Introducción

Durante la organización meso-cenozoica de la cadena andina, la actividad ígnea tuvo su mayor apogeo en el Cretácico-Terciario inferior y en el Mioceno. Estos dos ciclos magmáticos, separados por una época de

escasa actividad ígnea, como ha sido el Oligoceno, han sido denominados por Llambías y Turner (1982) como primero y segundo período de batolitización andina respectivamente, porque coinciden con la implantación del batolito andino y de los batolitos y stocks miocenos. Las características pe-

trográficas y químicas del segundo periodo de batolitización aún no son bien conocidas, por lo cual se pretende que este trabajo contribuya a disponer de mayor información con respecto a uno de sus numerosos stocks.

La actividad magmática durante el Mioceno en la Cordillera Oriental de Argentina, a diferencia de los segmentos correspondientes al norte de Bolivia y sur del Perú, es sumamente escasa. Sin embargo, en el Nevado de Acay (24° 25' Lat. S.; 66° 10' Long. O.) y en las nacientes de la quebrada de Las Capillas, 9 km al ESE, (figura 1), se encuentran unos de los pocos ejemplos de estas manifestaciones eruptivas. Además, sus características plutónicas llaman aún más la atención por el contraste que ofrecen con la Puna, donde las manifestaciones eruptivas miocenas son importantes, pero son raros los cuerpos ígneos de esta edad con características plutónicas, ya que la mayoría de ellos están constituidos por domos subvolcánicos.

Los intrusivos estudiados corresponden a dos stocks monzoníticos y se hallan emplazados cerca del límite de la Cordillera Oriental con la Puna.

Otro de los objetivos de este trabajo fue analizar las posibilidades mineras relacionadas a estos plutones. En Argentina y en otros sectores de Sudamérica es conocido que numerosas manifestaciones y yacimientos metalíferos están vinculados a las asociaciones plutónico-volcánicas miocenas (Malvicini y Llambías, 1982). A esto cabe agregar que tanto en el Altiplano como en la Cordillera Oriental de Bolivia y del sur del Perú se encuentran importantes mineralizaciones, en particular de estaño, asociadas a plutones de edades similares (Grant et al., 1977; Clark et al., 1983). Lamentablemente en el Acay los resultados preliminares obtenidos, a pesar de haberse encontrado una intensa turmalinización en el techo del plutón, no han sido alentadores (Llambías et al., 1983).

Para obtener un conocimiento general de esta comarca se efectuó un mapa geológico en escala 1:50.000, de un área comprendida entre las latitudes 24° 20' y 24° 30' S y longitudes 66° 05' y 66° 15' O, en cuyo centro se encuentra el stock de Acay. Esta área se encuentra a una altura que oscila entre los 4.000 y 5.960 m s.n.m. Su sistema de drenaje consiste en cuatro cuencas hídricas que nacen en el Nevado, a saber: cuenca del río de Los Patos hacia el noroeste, de la quebrada de Incahuasi hacia el noreste, de la quebrada de Las Capillas hacia el SE, y del río Calchaquí hacia el sur.

Antecedentes: Las características petro-

gráficas y geológicas del Nevado de Acay y regiones adyacentes fueron descritas por Mirré (1974), quien es el primero en reconocer su edad terciaria, debido a que intruye a los niveles calcáreos de la Formación Yacoraite. Dicha edad fue confirmada por una datación por K-Ar que dio 26 Ma (Linares, 1979). Asimismo, en esta región la Dirección General de Fabricaciones Militares llevó a cabo tareas de prospección geológico-mineras, cuyos resultados fueron resumidos por Cécere (1975).

Métodos: El mapa geológico se volcó sobre una restitución morfológica confeccionada sobre fotografías aéreas escala 1 : 50.000. Para relacionar los estudios efectuados con el marco estructural regional se analizaron imágenes satelitarias.

Los análisis químicos fueron realizados en el Laboratorio de Química Geológica y Edafológica (LAQUIGE) perteneciente al CONICET. Las técnicas utilizadas fueron: SiO₂: gravimetría y colorimetría del filtrado; Al₂O₃, CaO, MgO y MnO: absorción atómica; P₂O₅, TiO₂, Fe₂O₃ total: colorimetría; Na₂O, K₂O: fotometría de llama; H₂O total y H₂O⁺: gravimetría; FeO: volumetría; Fe₂O₃ y H₂O⁺: por diferencia.

Nomenclatura: Las vulcanitas han sido clasificadas de acuerdo a la propuesta elevada por Le Maitre et al. (1982) al IUGS, la cual se basa en análisis químicos sobre base anhidra. El nombre de la roca se ubica en campos definidos en el diagrama de álcalis respecto de sílice (figura 2). En este diagrama se ha introducido una subclasificación de las riolitas según la cantidad de sílice: entre 68 % (límite propuesto por Le Maitre et al. (op. cit.) para separar dacitas de riolitas) y 70 % se las denominará riolitas de baja sílice. Esto surge porque muchas de las rocas que caen dentro de este subcampo generalmente están vinculadas a andesitas y dacitas y no constituyen verdaderas entidades riolíticas. Entre 70 y 75 % se las denominará con el término de riolitas, y para mayores de 75 % se las llamará riolitas de alta sílice, según lo expuesto por Llambías y Rapela (1985), y corresponde al subcampo donde se ubica la mayor parte de las riolitas correspondientes a asociaciones preponderantemente riolíticas.

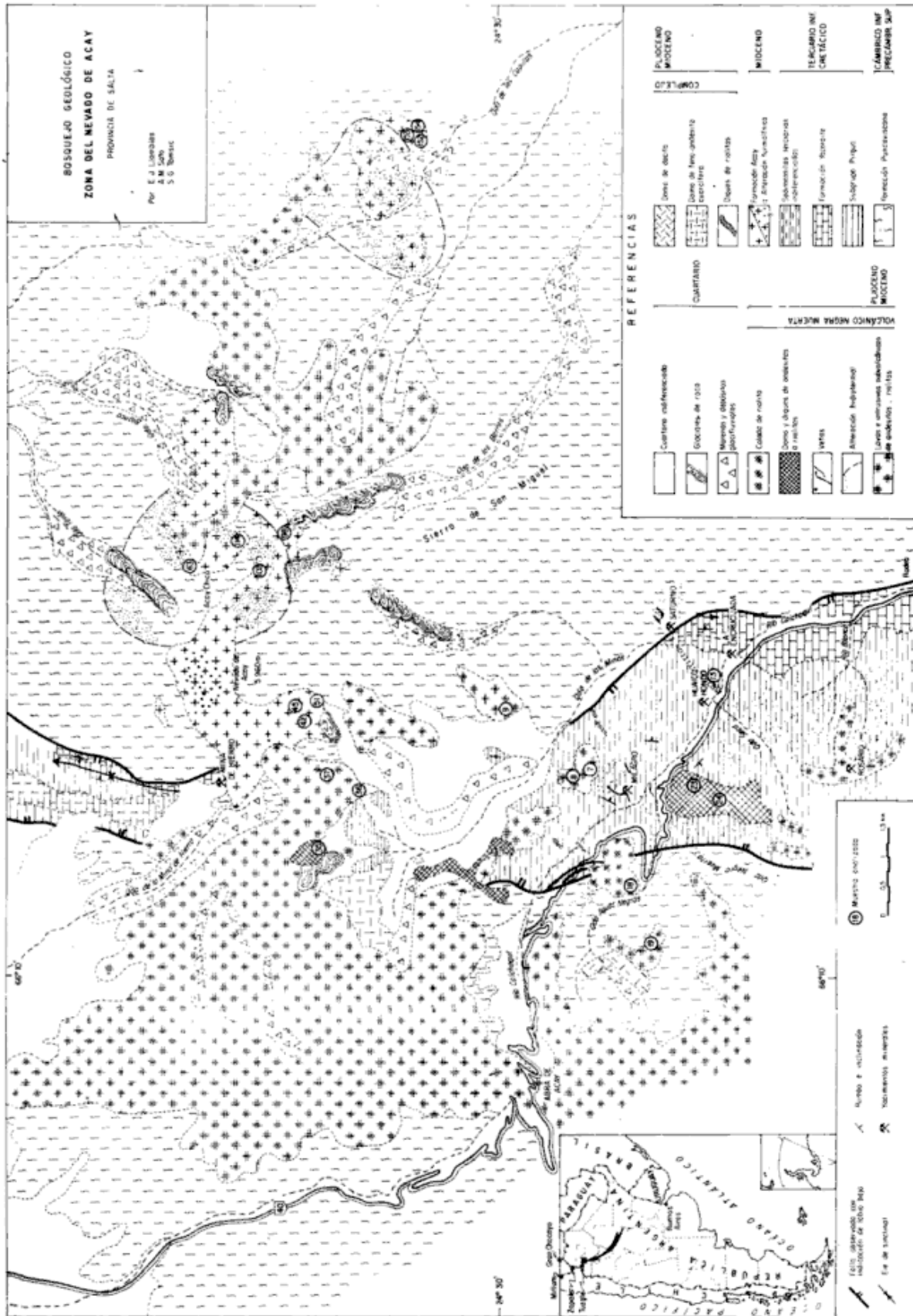
En caso de no contarse con datos químicos, las vulcanitas fueron clasificadas modalmente, utilizándose en estos casos el prefijo feno.

De acuerdo a la clasificación química las vulcanitas de la región del Acay son andesitas, dacitas, riolitas de baja sílice y riolitas.

Para la comparación, las plutonitas de

BOSQUEJO GEOLÓGICO
ZONA DEL NEVADO DE ACAY
 PROVINCIA DE SALTA

Por E.J. Liparián
 A.M. Lazo
 S.O. Benítez



REFERENCIAS

	Cuaternario		Volcánico Negra Muerta
	Cretácico inferior		Plioceno-Mioceno
	Cretácico medio		Plioceno-Mioceno
	Cretácico superior		Plioceno-Mioceno
	Paleoceno-Eoceno		Plioceno-Mioceno
	Paleoceno-Eoceno		Plioceno-Mioceno
	Paleoceno-Eoceno		Plioceno-Mioceno
	Paleoceno-Eoceno		Plioceno-Mioceno
	Paleoceno-Eoceno		Plioceno-Mioceno
	Paleoceno-Eoceno		Plioceno-Mioceno
	Paleoceno-Eoceno		Plioceno-Mioceno

los stocks del Acay y quebrada de Las Capillas fueron graficadas junto con las vulcanitas. Su clasificación fue realizada por su composición modal y varían desde dioritas hasta monzonitas cuarcíferas.

El carácter potásico de esta asociación eruptiva ha sido definido también de acuerdo a lo propuesto por Le Maitre et al., (1982). Por un lado se basa en la variación de potasio respecto de sílice (figura 9b) y distinguen tres campos que son: potasio bajo, potasio normal y potasio alto. Una segunda clasificación se refiere a la variación de potasio respecto de sodio (figura 9a) y distinguen cuatro campos: sódico, suavemente sódico; suavemente potásico y potásico. Todas las rocas analizadas del Acay son de potasio alto y potásicas respectivamente.

Geología

Las principales unidades geológicas en el área estudiada están constituidas por la Formación Puncoviscana, que es el basamento de esta región, sedimentitas del Cretácico superior a Terciario inferior, corres-

pondientes al Grupo Salta y posiblemente al Grupo Pastos Grandes, y las rocas eruptivas del Terciario superior a Cuartario de las cuales el stock del Nevado de Acay es la más antigua. En el cuadro 1 se sintetizan sus características más importantes.

Formación Puncoviscana

Las rocas más antiguas del área pertenecen a la Formación Puncoviscana, cuya edad fue asignada al Precámbrico por Turner (1959) y al Cámbrico inferior por aceñolaza (1973).

En los alrededores del Nevado de Acay las rocas predominantes son pizarras, metapelitas y hasta pelitas, que alternan con bancos psamíticos, de tonalidades oscuras y brillos incipientemente sedosos. En las metapelitas del sur del Nevado se encontraron trazas de vermes. Esta sucesión está fuertemente plegada, con desarrollo de por lo menos dos fases de deformación como mínimo. Por sectores, como por ejemplo en el faldeo norte del Nevado, está atravesada discordantemente por venillas de unos milímetros a pocos centímetros de espesor de cuarzo lechoso, con frecuente

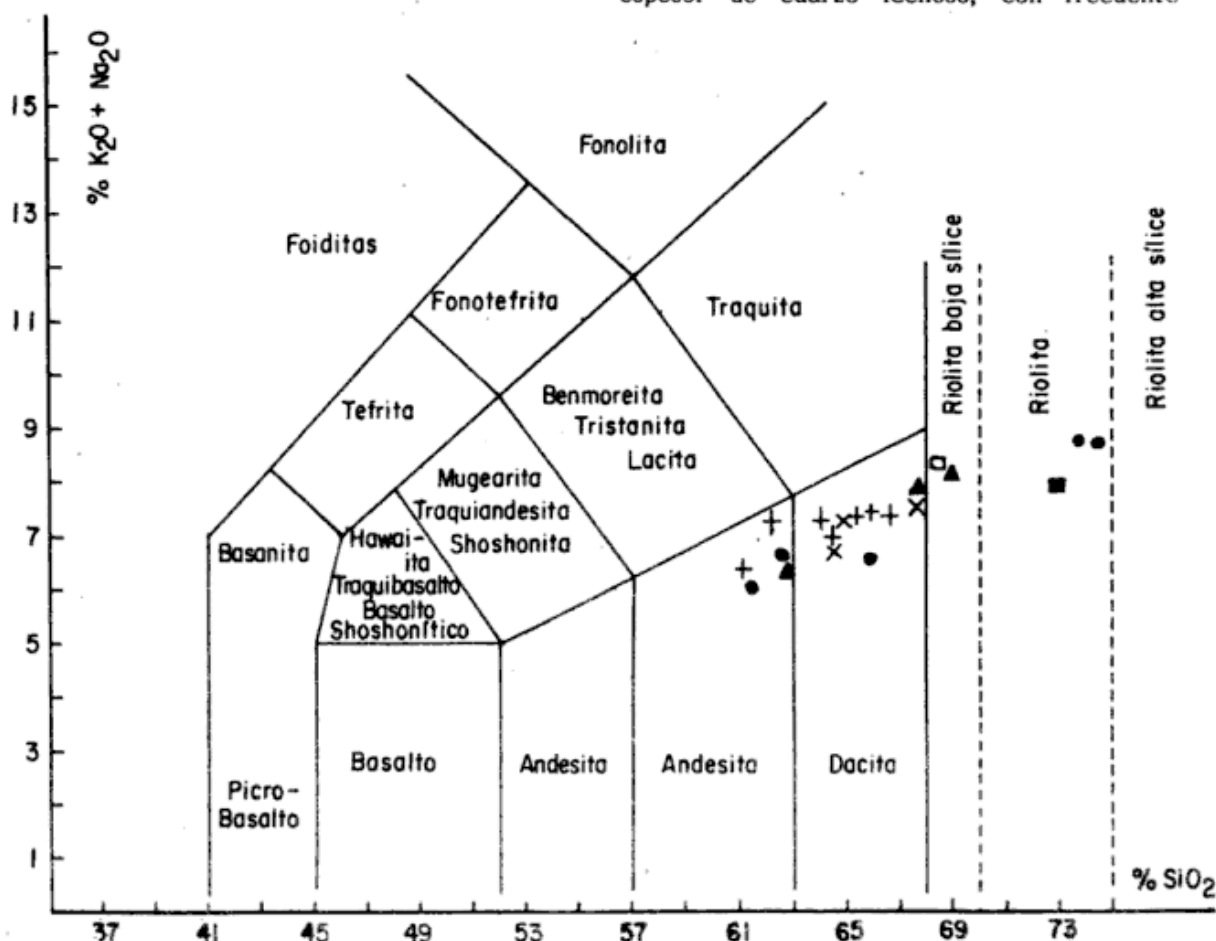


Fig. 2: Clasificación química de las rocas volcánicas según Le Maitre et al. (1982). El campo de las riolitas ha sido subdividido en riolitas de baja sílice (este trabajo), riolitas, y riolitas de alta sílice (Llambías y Rapela, 1983). Símbolos iguales a la fig. 6.

Cuadro I. ESTRATIGRAFIA DEL AREA DEL NEVADO DE ACAY

<i>Edad</i>	<i>Unidad litológica</i>	<i>Litología</i>	
Plioceno a Mioceno	Complejo Volcanico Negra Muerta	Coladas	Riolita
		Domo y Diques	Andesita Dacita Riolita
	Alteración Hidrotermal		
	Complejo Volcanico	Lavas e intrusivos subvolcánicos	Andesita Dacita Riolita
		Domos subvolcánicos Diques	Andesita cuarcífera Dacita, Riolita
	Formación Acay	Tonalita, Monzonita cuarcífera, monzodiorita, Diorita, Pórfido dacítico	
Terciario inferior a Cretácico	Sedimentitas Terciarias indiferenciadas	Lutitas, Areniscas, Conglomerados	
	Formación Yacoraite (Subgrupo Balbuena)	Calizas, Areniscas, Pelitas calcáreas	
	Subgrupo Pírgua	Conglomerado polimíctico	
Cámbrico inf. a Precámbrico	Formación Puncoviscana	Areniscas y Pelitas metamorfizadas	

desarrollo de boxworks de piritita. Localmente ha sido deformada por la intrusión forzada del stock monzonítico, el cual produjo un halo de metamorfismo térmico.

Sedimentitas Cretácico-Terciarias

Subgrupo Pírgua (Vilela, 1951; nom. transl. Reyes y Salfity, 1973)

Es un conglomerado polimíctico de matriz arenosa rojiza, con clastos de 0,1 a 20 cm de granitos, pelitas, cuarcitas, cuarzo lechoso, metamorfitas y vulcanitas.

Aflora al norte del Nevado de Acay, en una estrecha franja norte-sur de 250 m de ancho, infrayaciendo a la Formación Yacoraite, y en contacto por falla con la Formación Puncoviscana. Constituye los estratos más inferiores de la estructura sinclinal que aflora en la parte norte de la fosa Calchaquí.

Si bien no se había mencionado la existencia de esta unidad en este sector, su similitud litológica con el Subgrupo Pírgua induce a ubicar a estas rocas dentro de esta unidad. Además, el borde de cuenca para el Subgrupo Pírgua dado por Salfity (1980) pasa aproximadamente por este sector. De todos modos, tampoco se descarta la posibilidad de que corresponda a la parte basal conglomerádica de la Formación Yacoraite, como lo indicara Salfity (1980).

Formación Yacoraite (Turner, 1959) (Subgrupo Balbuena)

Se trata de areniscas y pelitas calcáreas y calizas que afloran en franjas meridionales, al norte y al sur del Nevado de Acay.

Su litología local ha sido descrita por Mirrè (1974), quien levantó un perfil de 122 m al norte de la confluencia de la quebrada de las Minas y el río Calchaquí.

Al norte del Nevado de Acay, en una de las alas invertidas del sinclinal, se observa la siguiente sucesión, variando el rumbo de estas capas de N 30° a 06° E, con inclinaciones de 55° - 50° E.

Techo: Pasaje en concordancia a lutitas y areniscas rojizas del Terciario.

- 1,5 m Caliza oolítica gris plomo con buena estratificación, muy resistente a la erosión.
- 7 m Pelitas calcáreas con muy buena laminación e intercalaciones de bancos de calizas grises más compactas y masivas.
- 5 m Caliza gris plomo en bancos de 30 - 60 cm, con intercalaciones de bancos con buena laminación. Contiene estromatolitos.
- 15 m Pelitas calcáreas grises, algo amarillentas, con intercalaciones de bancos calcá-

reos más compactos, de pocos centímetros.

- 6 m En transición, areniscas calcáreas con intercalaciones de areniscas laminares. Hacia la base hay bancos más arenosos. Hacia el techo se intercala un banco de coquina de 20 cm.
- 5 m Arenisca calcárea gris amarillenta con intercalaciones de areniscas laminares. Contiene bancos de estromatolitos.
- 10 m Conglomerado brechoso con abundantes clastos de cuarzo y también con rodados de la Formación Puncoviscana. Estratificación poco notoria.

Base: Formación Puncoviscana - contacto por falla.

Sedimentitas terciarias indiferenciadas: Se incluyen en esta denominación los afloramientos de las sedimentitas que están estratigráficamente por encima de la Formación Yacoraite. Los mismos se encuentran en la fosa Calchaquí, tanto hacia el norte como hacia el sur de la cumbre del Acay.

Comprende lutitas y areniscas finas rojizas, areniscas gruesas sabulíticas a conglomerádicas blancas, conglomerados finos rojizos y areniscas cuarzosas.

Corresponderían a bancos del Subgrupo Santa Bárbara del Grupo Salta, y/o a bancos del Grupo Pastos Grandes (Turner, 1961).

Rocas Eruptivas Cenozoicas

Las rocas eruptivas cenozoicas pueden ser subdivididas en las siguientes unidades: a) Formación Acay, que comprende el stock del nevado de Acay y el stock de la quebrada de las Capillas; y b) Complejo volcánico Negra Muerta, que se halla constituido por diques, domos subvolcánicos y coladas lávicas de composición riolítica a andesítica, que en parte se halla afectado por alteración hidrotermal.

Formación Acay (Méndez, 1974)

a) Stock monzonítico de Acay

El stock monzonítico del Nevado de Acay tiene en planta una forma aproximadamente ovalada, cuyo eje mayor es E-O, con una longitud de 6,7 km. Su eje menor, N-S, tiene 3 km.

Constituye la parte más elevada del Nevado (figura 1). Sus contactos y su mayor diaclasamiento son subverticales e intruye en su mayor parte a la Formación Puncoviscana, la cual se conserva parcialmente en su techo, estando constituida la cumbre por dicha formación. En su borde noroccidental intruye a la Formación Yacoraite, con formación de skarn. Se halla parcialmente cubierto en sus flancos oriental y

occidental por coladas andesíticas y dacíticas.

En un stock conservado casi íntegramente, dado que su techo aún no ha sido totalmente erosionado. Sólo en sus flancos la fuerte acción glaciaria labró profundos valles que permitieron descubrirlo parcialmente. De acuerdo a las observaciones realizadas, se trata de un plutón con zonality, cuyo centro es monzonítico y sus bordes llegan a diorita.

En su contacto con la Formación Puncoviscana produce una aureola de metamorfismo térmico, que no excede los 20 m de ancho. En algunos sectores de su borde sudoccidental la zona de contacto se halla atravesada por numerosas venas aplíticas, y en otros sectores la caja está intensamente fracturada y penetrada en forma de **stopping** fino.

Es característico en las facies de borde el desarrollo de turmalina verde, tanto en soles de hasta 3 - 4 cm de diámetro, como en relleno de diaclasas, agregados granosos junto con cuarzo, o en vetillas no mayores a 5 cm de espesor. En algunos sectores se encontraron rodados sueltos de brecha de granito cementada por turmalina masiva. Relacionada posiblemente con la menor permeabilidad de la caja, esta turmalinización se manifiesta esencialmente dentro del cuerpo granítico, y muy escasamente en la caja. Asociada a la turmalina se encontraron trazas de casiterita. Los análisis químicos muestran valores de estaño de 15 a 200 ppm (Liambías et al., 1983).

Su color es gris cuando se halla fresca. Su textura es generalmente granosa hipidiomorfa, de grano mediano a fino, pero algunos bordes, enfriados son porfíricos, con pastas microgranosas que corroen los bordes de los cristales mayores.

Su composición presenta una variación transicional de monzonita cuarcífera en las partes más internas del stock, hacia tonalita, monzodiorita y diorita en algunas facies de borde. Especialmente en estos últimos sectores son abundantes las inclusiones básicas y de pelitas subredondeadas, de hasta 15 cm de diámetro. Las facies más internas son más uniformes y carecen de inclusiones.

Sus constituyentes principales son: plagioclasa (25 a 50 %); feldespatos potásicos (< 5 a 30 %); cuarzo (< 5 a 30 %) y minerales máficos.

La plagioclasa varía entre An35 y An44. Conforman cristales subhedrales con zonality, cuyos bordes pueden ser irregulares por crecimiento secundario. Presenta incipiente alteración a albita, que penetra desde los bordes o siguiendo los clivajes. Es

más rara la alteración a sericita, clorita y epidoto. Desarrolla mirmequitas en el contacto con el feldespato potásico. En las facies porfíricas de borde es donde mayor tamaño alcanza (5 mm).

El feldespato potásico es casi siempre anhedral y presenta peritización incipiente. En las facies correspondientes al interior del plutón presenta textura monzonítica, englobando cristales de plagioclasa. Algunos pocos individuos se hallan albitizados, argilizados o reemplazados por titanita.

El cuarzo es anhedral e intersticial y a veces está levemente fracturado. A veces forma intercrecimientos gráficos con el feldespato potásico. En las facies porfíricas constituye agregados microgranosos.

Los minerales máficos más abundantes son biotita y hornblenda. Puede existir también piroxeno (mayormente augita, en menor proporción hipersteno), y hay un pasaje transicional entre piroxeno, anfíbol, biotita y clorita, muchas veces con la misma orientación óptica. Tanto la biotita como la hornblenda pueden exsolver titanita y opacos y contener inclusiones de apatita. En las facies monzodioríticas y dioríticas los máficos son más abundantes.

Como minerales accesorios aparecen apatita, zircón euhedral, opacos, en su mayoría magnetita, y titanita primaria.

El hornfels desarrollado en la Formación Puncoviscana es de grano fino, presenta textura granoblástica, en parte poligonal y en parte suturada. Los minerales principales en el contacto son: cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), biotita, y cordierita, con cantidades menores de moscovita, feldespato potásico y apatita.

Por la presencia de cordierita y su asociación mineralógica podría corresponder a un grado de metamorfismo mediano en la clasificación de Winkler (1976).

El skarn desarrollado sobre la Formación Yacoraita se halla en el borde occidental del plutón. Su asociación mineralógica también indica un grado mediano de metamorfismo térmico y ha sido detalladamente descrito por Malvicini (1984).

Con respecto a los mecanismos de intrusión, el más evidente es un pronunciado domamiento de la Formación Puncoviscana, a la cual aparentemente nunca llegó a perforar, ya que no se han reconocido facies extrusivas vinculadas a este plutón.

b) Stock monzonítico de quebrada de Las Capillas

Aproximadamente 5 km hacia el SE, en las nacientes de la quebrada de Las Capillas, aflora otro cuerpo intrusivo. Su mayor elongación es también en sentido E-O,

con una longitud de 2 km. Al oeste de esta quebrada aflora una pequeña apófisis separada del cuerpo principal por un tabique de la Formación Puncoviscana, que se destaca por su relieve y presenta marcada foliación vertical por fluidalidad.

Su textura es granosa hipidiomorfa, de grano fino a mediano, tratándose de una monzonita cuarcífera, o bien es de textura porfírica, y en este caso es un pórfido dacítico. Contiene también inclusiones básicas y pelíticas.

Sus caracteres petrográficos son muy similares a los del stock del Acay, y si bien en cantidad notablemente menor, está presente también la turmalina en el borde externo del stock.

Complejo Volcánico Negra Muerta

a) Diques y Domo de andesitas cuarcíferas a riolitas

Diques de riolitas: Intruyen las sedimentitas terciarias, en los alrededores de la quebrada de las Minas y el río Calchaquí. Sus rumbos oscilan entre NE-SO y E-O. Se midieron valores de N70°E y vertical en la margen derecha de las nacientes del río Calchaquí, N56°E 80° S y N92°E 75° N aproximadamente a 1 km aguas abajo de la mina Huaico Hondo. Sus potencias no superan los 10 m.

Los fenocristales tienen hasta 3 mm de longitud, y la matriz es microgranosa cuyos individuos llegan hasta 100 micrones. Entre los fenocristales predomina la plagioclasa, subhedral, alterada en calcita y sericita, de composición entre oligoclasa cálcica y andesina sódica. El cuarzo presenta bordes corroides y engolfados. La biotita es subhedral a euhedral y está casi totalmente alterada en clorita, calcita, opacos y titanita.

- **Domo de feno-andesita cuarcífera:** En las nacientes de la quebrada de las Minas aflora un cuerpo subvolcánico con forma de domo endógeno que infrayace a las coladas. En parte intruye a sedimentitas terciarias, y está afectado por una alteración hidrotermal, la cual no afecta a las coladas.

Se trata de una feno-andesita cuarcífera con textura porfírica, contituida esencialmente por fenocristales de andesina básica (An 46) subhedral a euhedral, zonal, con alteración incipiente a moderada, mayormente a albita y a arcillas en sectores marginales y cloritas. En orden de abundancia siguen los máficos, que debido a su alteración, se reconoce con certeza solamente biotita, por sus secciones fibrosas o hexagonales. Se hallan totalmente alterados a clorita, sericita, carbonato, cuarzo,

algo de epidoto con exsolución de titanita. El cuarzo como fenocristal es escaso, y aparece redondeado y rodeado por calcita o crecimiento secundario de cuarzo. Los minerales accesorios son apatita, zircón y opacos. La pasta es un agregado microgranoso de plagioclasa y escaso cuarzo. Presenta alteración incipiente a suave a cloritas, calcita y arcillas.

Este cuerpo₂ presenta un pequeño sector de unos 500 m² donde la alteración es más evidente, conteniendo pirritas diseminadas e impregnaciones limoníticas.

- **Domo de dacita:** Corresponde a un pequeño cuerpo₂ subvolcánico de aproximadamente 500 m², que intruye a la Formación Puncoviscana en las nacientes y a ambos lados de la quebrada de Aguas Negras. Su parte sudoriental se halla cubierta por coladas dacíticas.

Está constituido por una dacita con alteración incipiente, con textura porfírica, compuesta de fenocristales de andesita ácida (An 36) con alteración muy suave a albita, carbonato y clorita. Hay cuarzo (con bordes redondeados y engolfados) en menor cantidad, y minerales máficos que corresponden a biotita desferrizada y alterada a clorita, calcita, epidoto y titanita.

En la margen norte de la quebrada de Aguas Negras pasan a una brecha ígnea oligomítica con clastos y matriz de igual composición.

b) Lavas e intrusivos subvolcánicos de andesitas, dacitas y riolitas

Afloran en gran parte en el tercio occidental del área estudiada y en el sector oriental del Nevado de Acay, cubriendo las unidades anteriores con suaves pendientes. Su máximo espesor es de 400 m en las nacientes de la quebrada de Las Minas. Su nivel basal se encuentra a los 5.500 m en los flancos del Nevado de Acay, mientras que en el Abra de Acay está a los 5.000 m. Desde aquí y hacia el norte las coladas descienden hasta los 4.200 m, mientras que hacia el sur llegan a los 4.500 m. En el sector oriental la pendiente general es hacia el este, desde los 5.700 m en las cabeceras de la quebrada de Tarón hasta los 4.800 m en la quebrada de Las Capillas.

Microscópicamente fueron clasificadas como fenoandesitas, andesitas cuarzosas y dacitas. Se llamó andesita cuando los fenocristales son de plagioclasa y la textura de la pasta es pilotáxica o intersertal; andesita cuarzosa cuando la mayoría es plagioclasa pero con una participación ínfima de cuarzo; y dacita cuando la proporción de cuarzo es mayor, y además la textura de la pasta es microgranosa a felsítica. De ellas, la que predomina es la andesita

fresca, en proporción mucho menor le siguen las dacitas y andesitas cuarzosas.

En las andesitas, la plagioclasa varía entre andesina (An 40) y labradorita (An 60). Hay rocas en las que el mafito predominante entre los fenocristales es la biotita. En otros hay una proporción similar de biotita y piroxenos (augita y/o hipersteno), o predominan los piroxenos. El anfíbol es más escaso, y se trata de hornblenda y lamprobolita. La biotita puede estar totalmente fresca o desferrizada, con reborde de opacos, pasaje a clorita, titanita, carbonato, y puede tener cierta orientación como resultado de la fluidalidad.

Como accesorios hay opacos y apatita. En muy pocos casos se verifica la existencia de xenolitos de cuarzo, rodeados por una corona de reacción consistente en augita acicular.

Las andesitas cuarcíferas son muy similares a las andesitas, excepto que contienen una pequeña cantidad de cuarzo como fenocristal, cuyos bordes son redondeados o subredondeados.

En las dacitas, la plagioclasa es algo más ácida, varía entre andesina sódica (An 30) a cálcica (An 50). El cuarzo es límpido, con bordes cristalinos o subredondeados, a veces engolfados y corroídos. El máfico que aparece es siempre biotita. La pasta de estas dacitas es generalmente micro a criptocristalina, con estructuras vítreas y a veces con mesostasis vítreas, con granulos de cristobalita. En algunas dacitas se observan proporciones escasas de feldespato alcalino, de formas irregulares y con leve inhomogeneidad cristalina.

Al pie del Nevado, en su faldeo austral, se observó una colada de obsidiana (con 10 % de fenocristales de plagioclasa y biotita), que correspondería a una de las últimas manifestaciones eruptivas de esta región.

Estas vulcanitas se hallan afectadas por las zonas de alteración de río Blanco-quebrada Seca y quebrada de Las Capillas.

c) Domos y diques andesíticos-dacíticos-riolíticos

Constituyen: un domo que intruye a las sedimentitas terciarias en la ladera sur del río Calchaquí, entre las quebradas Negra Muerta y Seca; diques entre las quebradas de las Minas y el río Calchaquí, intruyendo a la Formación Puncoviscana y a las sedimentitas terciarias y a su vez cubiertos por lavas riolíticas; y también como diques en las nacientes de la quebrada de las Minas, intruyendo a coladas.

Varían composicionalmente entre andesita y riolita. Su característica principal es que

no se hallan afectados por alteración hidrotermal.

Presentan texturas porfíricas y se componen de fenocristales de plagioclasa (An 42 - An 63), cuarzo, muy escasa sanidina, biotita y opacos, en una pasta micro a criptocristalina.

d) Colada de riolita

Es una de las coladas más jóvenes reconocidas en el área, que está en la ladera norte de la quebrada de Aguas Negras. Se asienta sobre la Formación Puncoviscana y en las sedimentitas terciarias. Sus afloramientos quedan aún colgados con respecto a los valles actuales.

Se trata de una riolita muy fresca, con textura porfírica. Los fenocristales se constituyen de una proporción similar de plagioclasa (An 50) subhedral y cuarzo subhedral o con bordes engolfados; hay también una cantidad menor de biotita, con gran desarrollo longitudinal e incipiente orientación subparalela a la de las plagioclasas. La pasta es fundamentalmente vidrio ácido, levemente devitrificado, con algunos microlitos distinguibles de plagioclasa y cristobalita.

Sedimentos modernos

Constituyen los materiales más superficiales y se pueden dividir en tres tipos:

a) **Depósitos de morena:** Corresponden a sedimentos mal seleccionados, con clastos subredondeados, de morenas de fondo y laterales, producto de la glaciación de valle. En la mayoría de los casos tuvieron su origen en el Nevado de Acay, salvo la de la quebrada de Aguas Negras, que provino de la zona del abra de Acay.

Las cotas de las terminales de estas morenas son: 4550 m en quebrada de los Barros, 4600 m en quebrada de las Capillas, 4300 m en quebrada Blanca, 4400 m en quebrada Tarón, 4400 m en la quebrada de la mina de Hierro, 4400 m en quebrada de las Minas y 4750 m en quebrada de Aguas Negras.

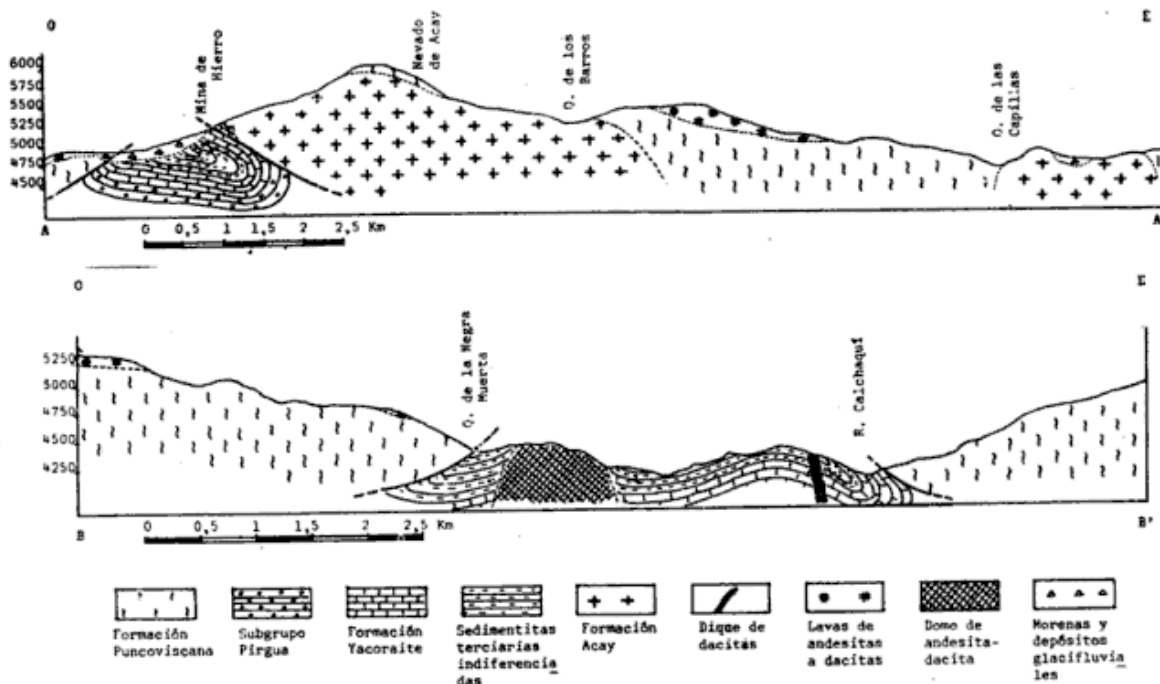
b) **Glaciares de roca:** Se trata de sedimentos gruesos actualmente en movimiento en las nacientes de los valles, alimentados por materiales de talud y de morenas.

c) **Cuartario indiferenciado:** Son materiales de derrubio y rellenos de bajos actuales.

Estructura

El área estudiada está en el borde occidental de la Cordillera Oriental, en una franja en transición con la Puna.

En la figura 4 se da un esquema estructural realizado sobre una imagen satelitaria



(22072-13364-7). Entre los rasgos más importantes se destacan: 1) estructuras submeridionales que delimitan delgadas fosas producidas por tectónica compresional; y 2) lineamientos transversales a los mismos.

a) **Estructuras submeridionales:** Una extensa fosa limitada por fallas inversas de bajo ángulo y rumbo submeridional se extiende tanto hacia el norte como el sur del Nevado de Acay. Esta estructura se conoce desde los trabajos de Palmer (1914), quien la denomina como graben Calchaquí y le atribuye participación compresional en su formación; Keidel (1934) asume un definido origen compresional y la denomina fosa tectónica, limitada por dos fallas con características de cobijaduras. Posteriormente fue descrita por Vilela (1956) y recientemente Méndez (1975) ha dado una detallada descripción, confirmando su origen compresional, llamándola también fosa Calchaquí.

El tramo que se desarrolla hacia el sur del Nevado de Acay continúa hasta la provincia de Catamarca con una longitud de 210 km y atraviesa en forma sesgada la Cordillera Oriental y las Sierras Pampeanas. Hacia el norte se extiende unos 40 km más hasta el cerro Chipa., y separa en este sector la Cordillera Oriental de la Puna. Su ancho oscila en el área del Acay entre 1 y 4 km, y aquí se caracteriza por conservar a lo largo de su depresión una sucesión sedimentaria cretácico-terciaria.

La falla que limita la fosa en su flanco oriental origina, como resultado de su movimiento, un arrastre que produce el rebatimiento de los estratos calcáreos de la Formación Yacoraite, colocándolos en posición subvertical e incluso invertida (figura 3). Esto se observa tanto hacia el sur del Nevado de Acay, algo al norte de la mina La Encrucijada, como al norte del mismo,

en donde los estratos cretácico-terciarios conforman una estructura sinclinal. En el sector de la Mina de Hierro este fallamiento afecta al skarn y también al stock monzonítico, dejando en contacto al skarn con la parte no mineralizada de la Formación Yacoraite. El biselamiento producido por esta falla sobre la Formación Yacoraite pone en contacto a la Formación Puncoviscana con las sedimentitas terciarias indiferenciadas.

Según Mirré (1974) el contacto entre las Formaciones Puncoviscana y Yacoraite no es por falla sino normal (erosivo) y sería subvertical o invertido. Considera que la falla se ubica al este de este contacto, afectando en superficie solamente a la Formación Puncoviscana.

El bloque elevado oriental, que se denominará Bloque de San Miguel, está constituido principalmente por la Formación Puncoviscana, con una escasa cubierta volcánica en su sector norte. El bloque occidental, denominado Bloque de Palermo, también lo constituye la Formación Puncoviscana, pero en este sector es más extensa la cubierta volcánica neógena. La misma podría estar afectada por el fallamiento en bloques, pero no se han observado rechazos de importancia en el sector donde las vulcanitas cruzan la fosa Calchaquí, como por ejemplo entre el Abra y el Nevado de Acay. En cambio, se considera relativamente importante el ascenso ocurrido en el lapso comprendido entre la intrusión del stock del Acay y la efusión de las lavas. En efecto, en varios sectores las coladas se apoyan tanto sobre la caja del plutón (Formación Puncoviscana) como directamente encima del mismo, sobre una superficie de erosión que representa un paleorelieve.

La elevación máxima que presenta la comarca a la latitud del Nevado de Acay

estaría dada por el ascenso hacia el norte de los bloques de basamento y por el domamiento producido por la intrusión del stock. Posiblemente las fallas hayan tenido en parte un movimiento rotacional (fallas pivotantes).

b) Lineamientos transversales: Entre los lineamientos transversales se han podido reconocer: 1) Faja de lineamientos de primer orden, de rumbo N50°O, conocido en la literatura como lineamiento de El Toro o de Olacapato, y que en este trabajo se lo denomina megacizalla de Olacapato-El Toro; 2) Lineamientos E-O, que oscilan entre N85°E y N80°O; 3) Lineamientos de rumbo aproximado N60°O; 4) Lineamientos de rumbo entre N15°O y N30°O; 5) Lineamientos de rumbo aproximado N35°E.

De todos ellos el de mayor magnitud es el que se ha distinguido como megacizalla de Olacapato-El Toro debido a su longitud, de por lo menos 200 km entre Olacapato y el dique Cabra Corral y por atravesar varias provincias geológicas, tales como el Bloque de La Puna, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas.

Es una franja de unos 15 km de ancho, en donde hay una mayor concentración de fracturas -continuas o discontinuas- de rumbo similar NO-SE, que tienen manifestación topográfica y geológico-estructural, truncando algunas estructuras importantes, como por ejemplo el Bloque de Palermo, el Cordón de San Antonio de los Cobres y el basamento Precámbrico superior a Paleozoico inferior de las vecindades de Campo Quijano; y además defleca y fractura las sedimentitas meso-cenozoicas del E y NE del Embalse Cabra Corral y en la quebrada del Toro. En esta última localidad la deformación de las capas sedimentarias en el flanco norte de esta megacizalla sugiere un movimiento relativo equivalente al de una falla de desplazamiento de rumbo lateral izquierda.

De acuerdo a lo observado en la imagen satelitaria, la megacizalla de Olacapato-El Toro presenta a lo largo de su extensión distintas características, hacia el este y hacia el oeste de la fosa Calchaquí.

En el tramo que se extiende hacia el oeste la característica principal es la presencia de un relieve sumamente erosionado, sin afloramientos continuos de basamento, debido como ya se dijo, al truncamiento de los bloques de Palermo y del Cordón de San Antonio de los Cobres. Es probable que las estructuras meridionales que limitan estos bloques continúen por debajo de la cobertura volcánica. En consecuencia, se asigna a esta intersección de estructuras el mayor grado de fracturación en esta zona, provocando un acentuamiento en la

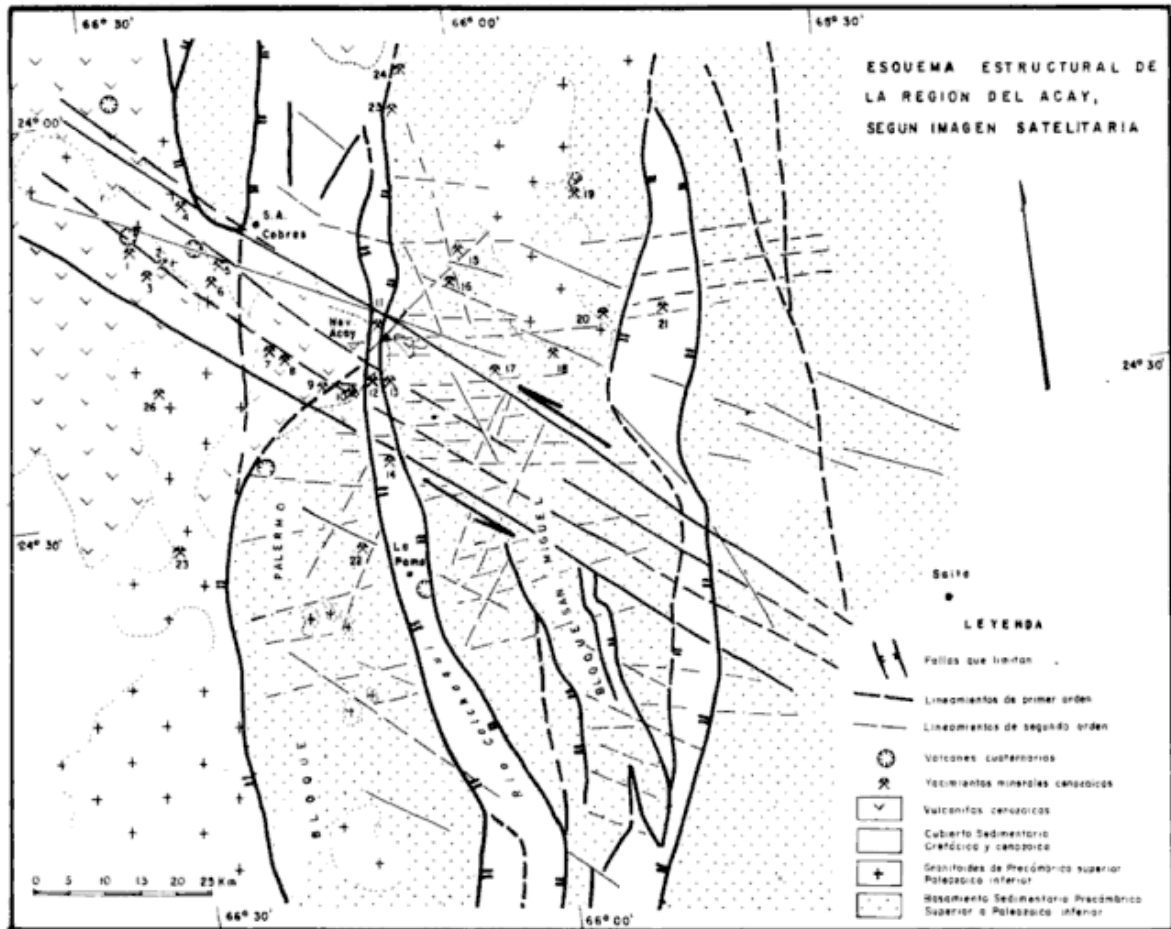
erosión. En forma coincidente se ubican aquí, en las vecindades de San Antonio de los Cobres, varios volcanes cuaternarios y distritos metalíferos asociados al vulcanismo cenozoico, que de NO a SE son: volcán Tuzgle (en el límite norte de esta faja), volcán del Cerro San Gerónimo, Distrito La Esperanza (Pb, Ag, Zn), Distrito de Sb de Mina Victoria y otras, Distrito Incachule (Pb, Ag, Zn), Distrito La Concordia (Pb, Ag, Zn), Mina Dominga (Fe), Mina Organullo (Bi), Mina Las Torcas (Pb, Ag).

En el tramo de esta megacizalla situado hacia el este de la fosa Calchaquí, en el Bloque de San Miguel, no se observan truncamientos de estructuras, pero la implantación de los plutones del Nevado de Acay y de Las Capillas dentro de esta faja está indicando el control que ejerció en la localización de su emplazamiento. Si bien existen aquí áreas de alteración hidrotermal, como las de Acay Chico y quebrada de Las Capillas, asociadas espacialmente a los respectivos plutones, las restantes manifestaciones metalíferas en esta comarca se ubican preferentemente a lo largo de los límites de la fosa Calchaquí. Tales son los casos del área de alteración de río Blanco-quebrada Seca (Cécere, 1975), y las antiguas labores de mina La Encrucijada (Pb, Zn), Saturno (Cu, Pb, Zn), Huaico Hondo (Cu, Pb, Zn) y Milagro (Cu, Pb). Siempre dentro de esta faja de lineamientos, y en el tramo norte de la fosa se ubica el skarn de la Mina de Hierro.

Hacia el este de la quebrada de Las Capillas no se observan áreas con alteraciones hidrotermales importantes dentro de esta megacizalla, coincidiendo con la disminución de la actividad magmática cenozoica en este sector.

Esta megacizalla controla la ubicación de los centros eruptivos del Cenozoico superior, ya que fuera de ella estos disminuyen marcadamente. Además, se observa que en general la edad de los mismos disminuye de este a oeste, al igual que en otras megacizallas de la Puna meridional.

El stock del Nevado de Acay se halla emplazado en una zona donde se intersecta la megacizalla Olacapato-El Toro con la fosa Calchaquí. Los afloramientos de este stock y el de la quebrada de Las Capillas presentan una elongación este-oeste, con una relación de largo a ancho (E-O a N-S) de aproximadamente 2 a 1. Esta elongación coincide con la orientación de los lineamientos aproximados E-O, los cuales podrían corresponder a fracturas de tensión regional dentro del esquema compresivo de la orogénesis andina. Pero a su vez, esta megacizalla, que es una falla de rumbo lateral izquierda, cuyos bloques están separados por



una distancia de 15 km, origina dentro de esta faja un esfuerzo local de cupla que produce fracturas de tensión, cuyas orientaciones también son E-O debido al rumbo de la megacizalla. Cabe destacar que numerosas vetas mineralizadas que se encuentran dentro de la megacizalla tienen rumbos cercanos a E-O y que muy probablemente se corresponden con las fracturas de tensión originadas por la acción de la cupla.

La megacizalla de Olacapató-El Toro se corresponde aproximadamente con las siguientes estructuras: 1) "Antigua línea paleozoica que margina el flanco oriental del extremo septentrional del Cretógeno Central Argentino" (Braccini, 1960); 2) Lineamiento con dirección 60°O, según las localidades de Campo Quijano, Nevado de Acay, Olacapató y Huaytiquina" (Méndez, 1974); 3) "Fracturación continental" y Megafractura de Olacapató (Baldis et al., 1976, Baldis, 1980); 4) "Lineamiento El Toro" (Mon, 1979).

Características químicas

Se llevaron a cabo 21 análisis químicos de elementos mayoritarios de muestras representativas de los plutones y de las uni-

dades volcánicas de la región del Acay y se calcularon sus normas CIPW sobre base anhidra (Cuadro 2).

En conjunto las muestras analizadas conforman una asociación típicamente mesosilícica con altos contenidos de potasio (figura 9) y relativamente bajos de sodio, de modo que la suma de los álcalis no excede el 9 % en peso. La relación K/Na varía escasamente con respecto a sílice, salvo algunas excepciones como en las muestras 23, 2 y 7. Esta relación es en general mayor en las vulcanitas (promedio 1,39) que en las plutonitas (promedio 1,19). Sin embargo, variaciones de esta naturaleza podrían estar afectadas por un intercambio diferencial de álcalis, como puede observarse en la muestra 23 donde la sericita reemplaza a plagioclasa, deprimiendo el contenido de sodio y aumentando el de potasio. Esta posible modificación en los álcalis tendría influencia en las clasificaciones de las vulcanitas basadas en la variación de potasio con respecto a sílice (Peccerillo y Taylor, 1976; Fytikas et al., 1979). Si se hubieran utilizado estas clasificaciones algunas muestras (Ac 23) hubieran sido incluídas en la serie shoshonítica, a pesar del carácter subcalino de esta asociación.

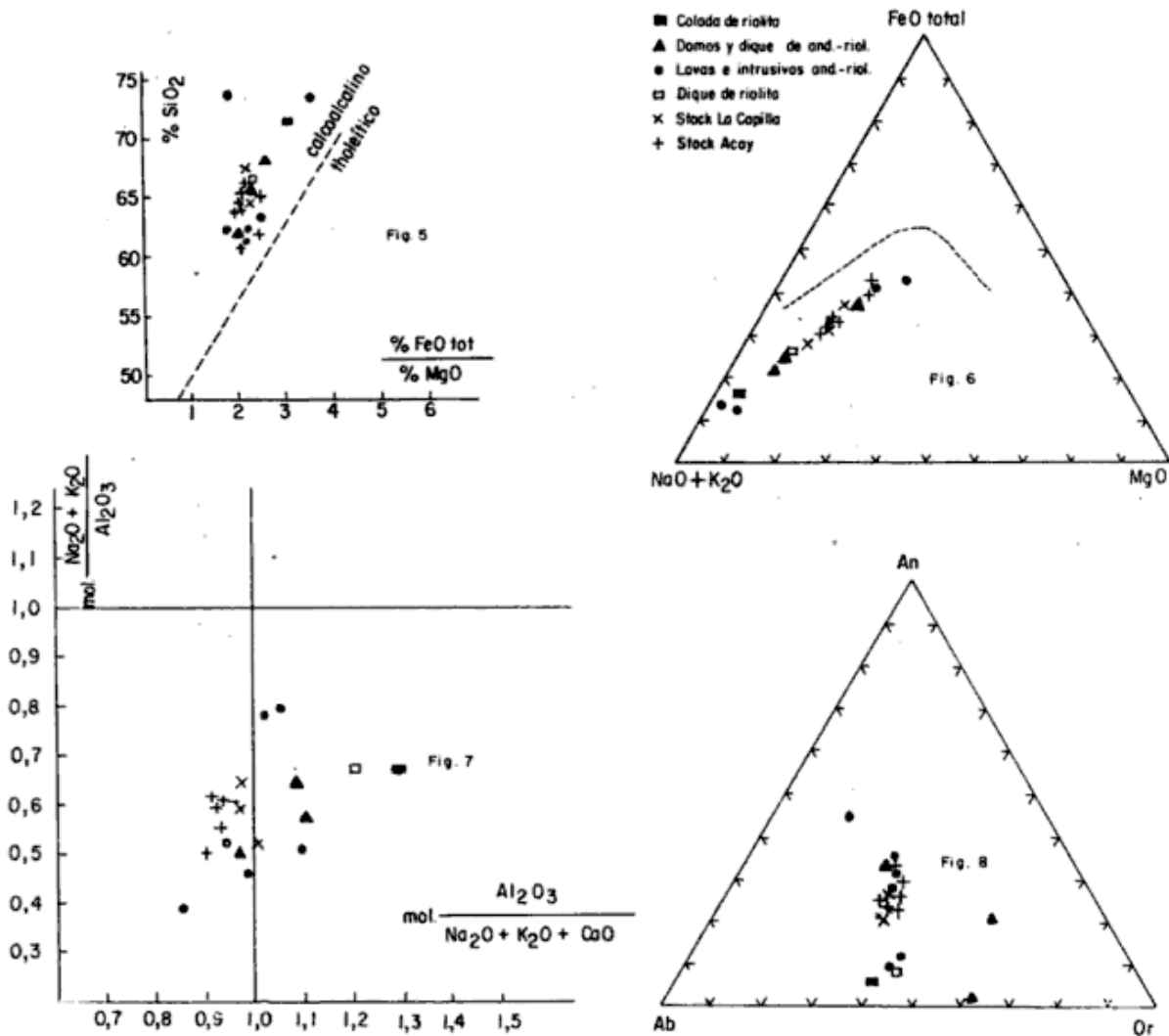


Fig. 5: Diagrama de Miyashiro (1974) para separar las rocas calcoalcálicas de las tholeíticas. Los mismos símbolos que en la fig. 6. Fig. 6: Diagrama AFM de las rocas del Acay. En la leyenda la edad decrece de abajo hacia arriba. La línea cortada separa los campos tholeítico y calcoalcálico según Irvine y Baragar (1971). Fig. 7: Diagrama de peralcalinidad versus peraluminosidad. Símbolos iguales a la fig. 6. Fig. 8: Diagrama de los feldespatos normativos. Símbolos iguales que en la fig. 6

Las riolitas son en parte de baja sílice (figura 2) y de esta manera se hallan estrechamente vinculadas a la evolución de las adesitas y dacitas. La variación de sílice está comprendida entre 60 y 72 %. En el stock del Acay esta variación va de 60 a 36 % y se corresponde con las diferencias composicionales que existen entre el borde de plutón y el interior del mismo. Es probable que haya un núcleo, aún no descubierto, que tenga aún un mayor porcentaje de sílice y que podría ser similar al de las vulcanitas.

En correspondencia con el ambiente orogénico andino del área, su carácter calcoalcálico se verifica tanto en el diagrama de Miyashiro (1974) (figura 5) como en el AFM (figura 6). En este último se observa una línea de evolución bastante definida hacia los alcalis, con superposición de las muestras plutónicas y volcánicas. Las 7 muestras del plutón del Acay presentan una tendencia definida que refleja la gradación en composición desde los bordes hacia su interior.

De acuerdo al contenido de alúmina, esta asociación varía de meta aluminosa a peraluminosa (figura 7). Se observa una tendencia general hacia la peraluminosidad con la disminución de la edad, siendo la mayor parte de las plutonitas meta aluminosas, junto con unas pocas vulcanitas. En el plutón del Acay se observa que la meta aluminosidad disminuye hacia su interior, acompañando el incremento de sílice y de álcalis, lo cual ratifica el carácter zonal del mismo.

La composición de los feldespatos normativos (figura 8) muestra la influencia del carácter potásico de esta asociación. En las rocas más ácidas el contenido de anortita disminuye marcadamente.

Comparación con otras áreas

Durante los últimos años los granitoides han sido subdivididos de acuerdo a sus características químicas y mineralógicas en diferentes tipos, como por ejemplo granitos-I; granitos-S; granitos-A (Chappell y

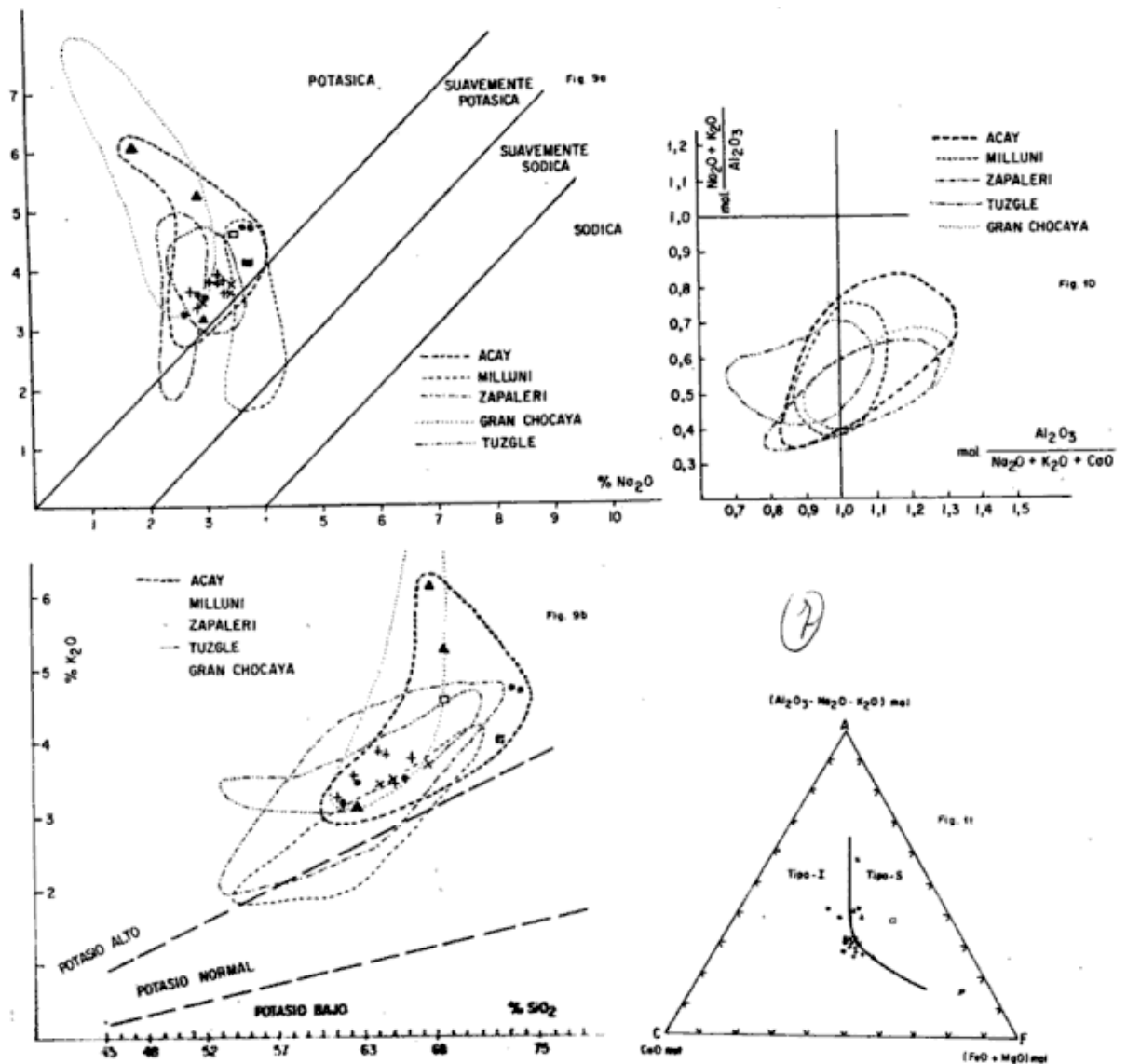


Fig. 9 a y b: Variación de K_2O respecto de Na_2O (a) y de K_2O respecto de SiO_2 (b) de las rocas del Acay (mismos símbolos que en fig. 6). La nomenclatura y límites de campos de acuerdo a La Maitre et al. (1982). Para comparación se han agregado los campos que comprenden las rocas de: Milluni (Vergara, 1979), Gran Chocaya (JICA, 1977, 78, 80), Zapalero (Munizaga y Marinovic, 1979), Tuzgle (Aquater, 1981). Fig. 10: Variaciones en el carácter peraluminoso en las áreas comparadas y referidas en fig. 9. Fig. 11: Composición de las rocas eruptivas representadas en un diagrama ACF. La línea llena separa los granitos tipo-I de los tipo-S según Nakada y Takahashi (1979) basado en White y Chappell (1977). Mismas rastros que en fig. 6.

White, 1974; White y Chappell, 1977, 1983; Hine et al., 1978; Pitcher, 1982). Las características mineralógicas de los granitoides de Acay, tales como la existencia de piroxeno, anfíbol y titanita y la ausencia de moscovita, granate y cordierita, permiten considerarlo dentro de los granitos-I. Las características químicas confirman este agrupamiento, como puede observarse en el diagrama ACF utilizado por Nakada y Takahashi (1979) para separar los granitos-I de los granitos-S (figura 11).

Una segunda clasificación de los granitoides ha sido establecida de acuerdo a las condiciones de fugacidad de oxígeno involucrada durante la evolución del magma (Ishihara, 1977; 1981; Takahashi et al., 1980) y que separa los granitos magnéticos de los ilmeníticos. Los granitoides de la Formación Acay pertenecen a la serie magnética por lo siguiente a) tres muestras del stock de Acay dieron un valor promedio de susceptibilidad magnética $K = 889,3 \times 10^{-6}$ emu/g (el límite de separación entre

	FORMACION ACAY										COMPLEJO VOLCANICO NEGRA MUERTA											
	Stock Nevado de Acay					Stock qda. Capillas					Dique riolita		Lavas e intrusivos andesiticos a rioliticos					Domos y diques andesit. rioliticos				
	AC-42	AC-45	AC-51	AC-63	AC-98	AC-103	AC-114	AC-152	AC-153	AC-154	AC-7	AC-8	AC-9	AC-19	AC-36	AC-37	AC-23	AC-24	AC-25	AC-35	AC-18	
SiO ₂	63,71	64,45	61,59	60,18	65,76	65,17	63,72	63,60	66,72	62,17	59,32	63,60	60,39	60,46	70,66	71,20	65,97	68,22	62,14	62,14	71,78	
TiO ₂	0,71	0,74	0,88	0,80	0,33	0,30	0,32	0,38	0,31	0,42	0,80	0,70	0,93	0,85	0,17	0,14	0,49	0,51	0,82	0,82	0,24	
Al ₂ O ₃	15,78	15,72	15,32	16,42	15,36	15,57	15,45	15,56	15,18	15,51	15,45	16,24	16,85	16,28	13,70	13,52	15,99	15,94	16,62	15,56	15,84	
Fe ₂ O ₃	2,72	2,39	3,98	3,12	2,00	2,09	2,44	2,78	2,04	2,82	2,47	3,20	3,62	3,01	0,89	1,29	1,60	1,51	3,11	3,11	0,84	
FeO	2,40	2,82	3,50	3,21	2,05	2,50	2,52	2,06	1,64	2,58	3,10	1,23	2,65	2,24	0,83	0,05	1,28	1,16	2,30	2,30	0,75	
MnO	0,13	0,12	0,14	0,12	0,09	0,06	0,12	0,12	0,20	0,11	0,12	0,04	0,13	0,09	0,13	0,04	0,08	ND	0,12	0,12	0,04	
MgO	2,38	2,39	2,90	2,86	1,84	2,00	1,90	2,15	1,62	2,26	3,14	1,66	2,78	2,30	0,36	0,69	1,16	1,00	2,52	2,52	0,50	
CaO	4,19	4,10	4,26	5,52	3,84	3,69	3,92	3,69	3,22	3,97	6,55	3,52	5,02	4,76	1,41	1,08	2,82	2,40	4,76	4,76	0,84	
Na ₂ O	3,30	3,10	2,74	2,88	3,27	3,21	3,34	3,30	3,42	2,84	2,86	2,86	2,66	2,95	3,54	3,64	1,74	2,88	3,03	3,03	3,70	
K ₂ O	3,87	3,86	3,64	3,31	3,77	3,93	3,56	3,60	3,72	3,36	1,47	3,48	3,20	3,42	4,53	4,56	5,94	5,20	3,24	3,24	4,08	
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,20	0,26	0,40	0,42	0,45	0,48	0,43	0,54	0,25	0,20	0,24	0,24	0,04	0,02	0,17	0,17	0,24	0,24	0,08	
H ₂ O ⁺	0,08	0,51	0,76	0,47	0,54	0,82	0,71	1,11	1,02	1,98	2,96	1,26	0,60	1,75	2,79	1,33	1,20	1,03	0,41	0,41	0,35	
H ₂ O ⁻	0,43	0,09	0,13	0,12	0,10	0,09	0,19	0,24	0,24	0,58	0,47	1,16	0,57	0,65	0,10	1,82	0,84	0,29	0,42	0,42	0,18	
Total	99,88	100,48	100,04	99,27	99,35	99,85	98,64	99,07	99,76	99,14	98,96	99,15	99,64	99,00	98,75	99,38	99,28	100,31	99,73	98,94	98,94	
Q	17,61	19,41	18,09	15,26	22,05	20,85	19,71	20,43	24,22	22,29	20,67	24,54	18,33	17,97	30,16	30,47	26,08	25,48	18,93	18,93	32,63	
Or	22,82	22,82	21,71	20,04	22,83	23,38	21,71	21,71	22,27	20,60	8,91	21,15	19,48	21,15	27,83	27,83	36,19	31,18	19,48	19,48	24,49	
Ab	28,32	26,22	23,60	24,65	27,79	27,27	28,85	28,85	29,37	24,65	24,13	25,18	23,07	25,70	31,47	31,99	15,21	24,65	25,70	25,70	31,99	
An	16,95	17,48	18,87	22,20	16,37	16,10	16,93	16,10	13,60	16,93	26,92	17,48	23,58	21,65	7,22	5,55	13,60	11,10	22,20	22,20	3,33	
C	-	-	-	-	-	0,20	-	0,41	0,62	1,33	-	1,63	0,41	-	0,41	0,71	1,80	1,53	0,10	0,10	3,87	
mt	3,94	3,47	5,79	4,63	3,01	3,01	3,70	4,17	3,01	4,17	3,71	2,32	5,33	4,63	1,16	-	2,32	2,32	4,63	4,63	1,16	
hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,76	-	-	-	1,28	-	-	-	-	-	
dl	2,44	1,57	1,33	3,13	0,22	-	1,14	-	-	-	5,13	-	-	0,92	-	-	-	-	-	-	-	
hy	6,18	7,40	8,55	7,98	6,22	7,53	6,61	6,58	5,31	7,93	8,38	4,32	7,28	5,70	1,43	1,81	3,41	2,51	6,66	6,66	1,83	
il	1,36	1,36	1,67	1,52	0,61	0,61	0,61	0,76	0,61	0,76	1,21	1,36	1,82	1,67	0,30	0,30	0,91	0,981	1,52	1,52	0,46	
ap	0,34	0,34	0,34	0,68	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,36	0,68	0,68	0,68	0,68	-	-	0,34	0,34	0,68	0,68	0,34	
K/Na	1,17	1,24	1,33	1,15	1,15	1,22	1,06	1,09	1,09	1,18	0,51	1,22	1,20	1,16	1,28	1,25	3,41	1,80	1,80	1,80	1,10	

ambas series es 1×10^{-4} emu/g), medido con equipo BISON 3101A; b) La relación en peso Fe_2O_3/FeO es en promedio 0,98 (7 muestras stock de Acay y 1,06 (10 muestras stocks de Acay y Capillas). El límite de separación entre ambas series es 0,5; c) por tener como minerales primarios titanita y magnetita.

De acuerdo a los estudios realizados en Chile por Ishihara y Ulricksen (1980), prácticamente la totalidad de los granitoides meso-cenozoicos pertenecen a la serie magnetítica. Los granitoides del Acay encuadran dentro de este esquema y los valores obtenidos de su susceptibilidad magnética son similares a la de los granitoides terciarios de Chuquicamata. El aumento de susceptibilidad magnética descrito por Ishihara y Ulricksen (op. cit.) hacia el interior del continente merece ser tenido en cuenta y serán necesarios mayores estudios para establecer si existe una variación similar durante el magmatismo mioceno.

Los depósitos metalíferos asociados a los granitos magnetíticos o granitos-I (los granitos-I son siempre magnetíticos) están representados por los yacimientos de tipo cobre porfirico y por yacimientos polimetálicos. Esto explica por qué se hallan asociados a los granitoides de Acay manifestaciones de esta naturaleza (Cu, Fe, Pb, Zn, Au, Ag, Sb) y no se han encontrado de estaño. En contraste con esto, los intrusivos estanníferos de Bolivia, si bien aún no se posee apropiada información, parecerían tener afinidades con los tipos-S o con la serie ilmenítica (Sillitoe, 1981), siendo estos los granitoides que comúnmente están asociados a los depósitos de estaño en varias regiones del mundo.

Con el objeto de relacionar el carácter químico de los plutones y vulcanitas del área del Acay con otras asociaciones eruptivas de la Puna de similar edad, se seleccionaron las siguientes áreas (figura 1): 1) área del volcán Millunu, Chile (Mioceno a Reciente; Vergara, 1979); 2) distritos mineros de Gran Chocaya, Tatasi y San Vicente (JICA, 1977, 1978, 1980), constituidos por complejos volcánicos del Mioceno inferior a medio; 3) área del volcán Zapaleri, Chile (Munizaga y Marinovic, 1979), vulcanitas del Mioceno superior a Reciente; 4) área del volcán Tuzgle, provincia de Salta (Aguater, 1981), constituido por vulcanitas del Mioceno superior y Pleistoceno.

En el diagrama K_2O versus SiO_2 (figura 10) se observa que, salvo unas escasas muestras del área del volcán Millunu, son todas de potasio alto, y es notorio su aumento progresivo de oeste a este. El área del volcán Millunu es la que menor propor-

ción presenta, mientras que las más potásicas corresponden a las áreas del Acay y los distritos mineros bolivianos. Con respecto a la variación de K_2O respecto de Na_2O (figura 11), se verifica que de oeste a este las muestras pasan de suavemente potásicas a potásicas.

El aumento progresivo de potasio hacia el este ha sido señalado para el bloque de la Puna por Deruelle (1978). Sin embargo, también es importante señalar el hecho de que en general se observa un cambio en la composición entre las unidades del Mioceno-Plioceno y las del Pleistoceno-Holoceno. En las segundas se encuentra con frecuencia que entre los volcanes compuestos se produce una progresiva basificación desde dacitas a basaltos (Coira et al., 1982), y al no disminuir sus álcalis, y en particular el potasio, resultan series transicionales a alcalinas y shoshoníticas. Además, volcanes simples vinculados a fracturas regionales, cuya edad es pleistocena superior a holocena, como los Gemelos de La Poma y Carachi Pampa (Hörmann et al., 1973), muestran un definido carácter alcalino. Por el contrario, en las rocas eruptivas del Mioceno y del Plioceno las series son calcoalcalinas no observándose características alcalinas, si bien son series potásicas como ocurre en el Acay y otros centros volcánicos.

Según lo expresado, la tendencia al carácter alcalino de las series volcánicas de la Puna sería más definida con la disminución en edad del vulcanismo, que con respecto a la variación a lo largo de un perfil de oeste a este.

Desde el punto de vista del carácter peraluminoso (figura 12), no se aprecian mayores variaciones entre las distintas áreas comparadas. Todas muestran una tendencia de meta aluminosa a peraluminosa, acentuándose esta última con el incremento de sílice. Sin embargo, dentro de algunas áreas la peraluminosidad tiende a aumentar con la disminución de la edad como en Acay y alrededores del volcán Millanu. Lo contrario ocurre en Tuzgle y los distritos mineros de Bolivia. En consecuencia, las variaciones observadas en el contenido de K_2O serían independientes a la variación en alúmina.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Dra. Norma Brogioni (Universidad Nacional de La Plata) por la lectura crítica del manuscrito, por la cual ha sido enriquecido en su interpretación petrológica. Este trabajo forma parte de los planes de exploración llevados a cabo por el Servicio Minero Nacional, el plan NOA, agradeciendo la autorización para

su publicación. Los análisis químicos fueron realizados mediante un subsidio otorgado por el programa 120 "Evolución magmática de Los Andes" del IGCP.

Lista de trabajos citados en el texto

ACEÑOLAZA, F. G., 1973. Sobre la presencia de Oldhamia sp en la Formación Puncoviscana de Cuesta de Muñano, provincia de Salta, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXVIII (1): 56-61, Bs. As.

AQUATER-GRUPO ENI, 1981. Exploración geotérmica área del Cerro Iuzgle, provincia de Jujuy, República Argentina. Estudio de prefectibilidad conforme al contrato celebrado entre SAIPEM ARGENTINA S. A. y el Gobierno de Jujuy. (inéd.), Jujuy.

BALDIS, B. A., 1980. Control megaestructural de los distritos metalíferos en el noroeste de Argentina. *Simp. Int. Metalogénesis en Latinoamérica. Pub. IUGS Nº 5, México.*

_____, R. GORROÑO, V. PLOZKIEWICZ y R. SARUJANSKY, 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. *VI Cong. Geol. Arg. Actas I: 3-22, Bs. As.*

BRACACCINI, D. I., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Inst. Arg. Petrol., Petrotecnia X (6): 57-69, Bs. As.*

CECERE, H., 1975. Informe Final Area de Reserva Nº 18 "El Acay" (Dpto. Los Andes - Prov. de Salta). *Dir. Gen. Fab. Mil., CEGEMIN II (inéd.), Bs. As.*

CLARK, A., V. PALMA, D. ARCHIBALD, E. FARRAR, M. ARENA y R. ROBERTSON, 1983. Occurrence and age of tin mineralization in the Cordillera Oriental, Southern Peru. *Econ. Geol.*, 78: 514-520.

COIRA, B., J. DAVIDSON, C. PODOZIS y V. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18: 303-332, Amsterdam.

CHAPPELL, B. W. y A. J. B. WHITE, 1974. Two contrasting granites types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

DERUELLE, B., 1978. Calc-alkaline and shoshonitic lavas from five andean volcanoes (between latitudes 21°45' and 24°30' S) and the distribution of the Plio-Quaternary volcanism of the south-Central and Southern Andes. *Journ. Volc. Geoth. Research* 3: 281-298.

FYTIKAS, M., O. GIULIANI, F. INNOCENTII, P. MANETTI, R. MAZUOLI, A. PECCERILLO y A. VILLARI, 1979. Neogene volcanism of the northern and central Aegean region. *Annal. Geol. Pays Helléniques*, 30: 106-129.

GRANT, J. N., C. HALLS, W. AVILA y N. J. SNELLING, 1977. Edades potasio-argón de las rocas ígneas y la mineralización de parte de la Cordillera Oriental, Bolivia. *Bol. Serv. Geol. Bolivia, Serie A*, 1 (1): 3-60, La Paz.

HINE, R., I. S. WILLIAMS, B. W. CHAPPELL y A. J. WHITE, 1978. Contrasts between I- and S- type granitoids of the Kosciusko batholith. *Geol. Soc. Australia, Journ.*, 25: 219-234.

HORMANN, P. K., H. PICHLER y W. ZEIL, 1973. New data on young volcanism in the Puna of NW Argentina. *Geol. Rundsch.*, 62: 397-418, Stuttgart.

ISHIARA, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27: 293-305, Tokio.

_____, 1981. The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol. 75 Aniversario: 458-484.*

_____ y C. E. ULRICKSEN, 1980. The magnetite series and ilmenite series granitoids in Chile. *Mining Geology*, 30 (3): 183-190, Tokio.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) and METAL MINING AGENCY OF JAPON (MMAJ), 1977. Informe de estudios básicos y geológicos sobre la exploración de recursos minerales en el área de San Vicente (zona sur de la República Boliviana). *Tomo I: (Primera Etapa), (versión en japonés). Tokyo.*

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) and METAL MINING AGENCY OF JAPON (MMAJ), 1980. Informe de estudios básicos sobre cooperación para el desarrollo de recursos. *Tomo I: (Primera Etapa), (versión en japonés), Tokyo.*

KEIDEL, H. J., 1934. Los volcanes gemelos de La Poma y su relación con la tectónica del valle Calchaquí. *Museo de La Plata, Rev.* XXXIV: 397-410, La Plata.

LE MAITRE, R. W., G. BELLINI, M. J. LE BAS, R. SCHMID, A. STRECKEISEN, E. ZANETTIN, E. M. PICCIRILLO y E. JUSTIN-VISENT, 1982. A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *IUGS Sub-comisión sistemática rocas ígneas. Circ. 36 Contr. Nº 100 (inéd.)*

LEPELTIER, C., 1969. A simplified Statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Econ. Geol.* 64: 538-550.

LINARES, E., 1979. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina y Catálogo de edades radiométricas realizadas por INGEIS y sin publicar. *Asoc. Geol. Arg., Pub. Esp. Ser. B6, Bs. As.*

LLAMBIAS, E. J. y J. C. M. TURNER, 1982. Magmatismo Fanerozoico de Sudamérica. *Univ. Nac. Tucumán, Fund. M. Lillo, en prensa, Tucumán.*

_____ y C. W. RAPELA, 1985. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXXIX (3-4): 220-243.

_____, A. M. SATO y S. TOMSIC, 1983. Prospección Geológica minera del Nevado de Acay y alrededores, provincia de Salta. *Servicio Minero Nacional, (inéd.), Bs. As.*

MALVICINI, L., 1984. La mina de hierro del Nevado de Acay, un depósito tipo skarn, provincia de Salta. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XL, (en prensa), Bs. As.

_____, L. y E. J. LLAMBIAS, 1982. El magmatismo mioceno y las manifestaciones metalíferas asociadas en Argentina. *V Cong. Latinoam. Geol., Actas III: 547-566, Bs. As.*

MENDEZ, V., 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30', oeste, hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Perú. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXIX (4): 391-424, Bs. As.

_____, 1975. Estilos estructurales del "Cerro Negro" y la "Fosa Calchaquí", provincias de Salta y Jujuy, Rep. Argentina. *II Cong. Iberoam. Geol. Econ.*, I: 115-135, Bs. As.

MIRRE, J. C., 1974. El Granito de Acay, intrusivo de edad terciaria en el ambiente de la Puna. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXIX (2): 205-212, Bs. As.

- MIYASHIRO, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Science*, 274: 321-355, New Haven.
- MON, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1)*: 53-60, Bs. As.
- MUNIZAGA, V. F., N. S. MARINOVIC, 1979. Evidencias preliminares de un volcanismo cenozoico superior en el área del volcán Zapaleri, II Región, Chile. *II Cong. Geol. Chileno. Actas 3*: E237 - E255, Arica, Chile.
- NAKADA, S. y M. TAKAHASHI, 1979. Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the Setouchi province of southwest Japan. *Geol. Soc. Japan, Journ.*, 85 (9): 571-582 (en japonés).
- PALMER, H. S., 1914. Geological notes of the Andes of NW Argentine. *Amer. J. Science*. XXXVIII. 309, New Haven.
- PECCERILLO, A. y S. R. TAYLOR, 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58: 53-81.
- PERALTA, E. H., 1980. Correlaciones geoquímicas. Posible utilidad en prospección regional. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (4)*: 505-518, Bs. As.
- PITCHER, W. S., 1982. Granite type and tectonic Environment. En Hsu, K. J., *Mountain Building Processes*, Academic Press, Londres.
- REYES, F. C. y J. A. SALFITY, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. *V Cong. Geol. Arg., Actas III*: 355-385, Bs. As.
- RICCI, M. y FIGUEROA, 1973. Fotolineamientos y mineralización en el noroeste argentino. Informe técnico preparado por el Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo, Expl. Min. de la Región Noroeste argentino (inéd.), Bs. As.
- SALFITY, J. A., 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la cuenca andina del norte argentino. *Univ. Nac. de Salta, Dep. de Cs. Nats., Pub. Esp. Tesis Nº 1*, Salta.
- _____, R. OMARINI, B. BALDIS y J. W. GUTIERREZ, 1976. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. *II Cong. Iberoam. Geol. Econ., Actas IV*: 341-361, Bs. As.
- SILLITOE, R. H., 1981. Ore deposits in cordilleran and island-arc settings. En: *Relations of tectonic to ore deposits in the Southern Cordillera*, ed. W. P. Dickinson y W. D. Payne, *Arizona Geological Society Digest*, XIV: 49-69, Tucson.
- TAKAHASHI, M., S. ARAMAKI y S. ISHIHARA, 1980. Magnetite series/ilmenite series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology, Special Issue*, 8: 13-28, Tokio.
- TURNER, J. C. M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy). *Asoc. Geol. Arg., Rev. III (1-2)*: 15-39, Bs. As.
- _____, 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). *Acta Geol. Lilloana. III*: 191-226, S. M. de Tucumán.
- VERGARA, L. H., 1979. El volcanismo superior en un sector andino del norte grande de Chile (20° 45' a 21° 00' latitud sur). *II Cong. Geol. Chileno, Actas 3*: E189 - E191, Arica, Chile.
- VILELA, C. R., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte calcáreo dolomítico en la Puna Saltojujeña y su significado geológico. *Asoc. Geol. Arg., Rev. VI (2)*: 101-107, Bs. As.
- _____, 1956. Descripción geológica de la hoja 7d Rosario de Lerma (Provincia de Salta). *Dir. Nac. Min., Bol. 84*, Bs. As.
- WHITE, A. J. R. y B. W. CHAPPELL, 1977. Ultramorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- _____, y B. W. CHAPPELL, 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 159: 21-34.
- WINKLER, H. G. F., 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4ª Ed. Springer-Verlag, New York.

Recibido: 14 de marzo, 1984
Aceptado: 23 de enero, 1985

EDUARDO JORGE LLAMBIAS
CONICET

Servicio Minero Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 11º p.
1060 - Buenos Aires

ANA MARIA SATO
Servicio Minero Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 12º p.
1060 - Buenos Aires

SERGIO TOMSIC
Plan NOA
Servicio Minero Nacional
Miguel Lillo 205
4000 - Sar Miguel de Tucumán

LA METATRAQUITA FONOLITICA DE TRES CERROS Y SUS RELACIONES CON LAS METAMORFITAS DE LA SIERRA DE GUASAYAN, PROVINCIA DE SANTIAGO DEL ESTERO

JOSE I. BENITO Y GABRIEL P. QUARTINO

Resumen

Se efectúa una caracterización petrográfica de una metatraquita fonolítica o metafonolita, aflorante en la zona de Tres Cerros, departamento Guasayán, provincia de Santiago del Estero, la cual era conocida de antiguo, en la literatura geológica, impresa como cuarcita micácea.

El interés del trabajo radica en que la interpretación de estas rocas como metafonolitas introduce un nuevo elemento litológico a considerar en Sierras Pampeanas y lleva a entender un proceso genético complejo y problemático.

La interpretación se basa en los datos de campo, mineralógicos y químicos y particularmente en los caracteres microtexturales debido a la coexistencia de una textura fluidal de origen volcánico y una recristalización granoblástica.

Abstract

The petrographic characteristics of an outcrop near Sierra de Guasayán, province of Santiago del Estero, República Argentina, are reviewed, with new mineralogical data and chemical analyses. The interest is based upon the fact that rocks, which were known as quartzite sixty years ago, are really metaphonolites as a result of regional metamorphism which affected a body of phonolite in the basement of Sierra de Guasayán.

Introducción

Esta contribución está destinada a la caracterización petrográfica de la metatraquita fonolítica aflorante en la zona de Tres Cerros, departamento Guasayán, provincia de Santiago del Estero. Los estudios realizados tanto por vía petrográfica como geoquímica y las observaciones *in situ*, además de aportar al conocimiento litológico tienden a valorar la posible relación de la vulcanita mesosilícica premetamórfica con las unidades aflorantes en la sierra de Guasayán, dado que este tipo de roca constituye una novedad en el basamento de Sierras Pampeanas.

Ubicación de los afloramientos

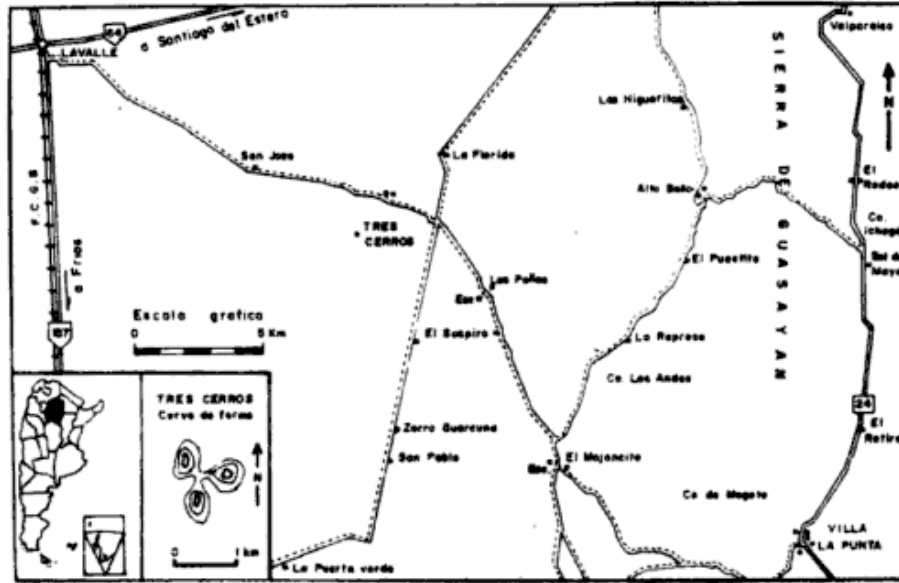
La zona de tres Cerros está situada en el sector sudoeste de la provincia de Santiago del Estero, departamento de Guasayán.

Los afloramientos cubren una superficie aproximada de 1,5 km², situados a 14 km al oeste del borde occidental de la sierra de Guasayán y a 15 km en línea recta al sudeste de la estación Lavalle (véase figura 1).

El acceso se puede efectuar por la ruta 64 desde Santiago del Estero, como así también desde la localidad de Frías por la ruta 157, o bien desde el poblado de Villa La Punta.

Referencias previas

Pocos fueron los autores que han hecho referencia directa a las rocas de Tres Cerros. Las primeras informaciones sobre la zona fueron dadas a conocer por Beder (1928), quien en un trabajo geológico-hidrogeológico de magnitud regional hace una



descripción de las unidades aflorantes en la sierra de Guasayán y sus alrededores. Alude (Beder, 1928: 12) a cuarcitas micáceas en los Tres Cerros y expresa que la única roca que los componen es una cuarcita biotítica (op. cit.: 13)

Por otro lado en el perfil III, del mencionado autor, Tres Cerros figura como una expresión generalizada de la "formación precámbrica" y en el mapa geológico se hallan integrados indiferenciadamente el conjunto de cuarcitas micáceas, esquistos listados, esquistos de clorita y talco y anfíbolitas.

Posteriormente Quartino (1968) en su contribución geológica al estudio regional de la provincia de Santiago del Estero emprendida por la Dirección Provincial de Minería, ofrece una descripción de la roca presente en la zona, con una caracterización completa distinta de la que oportunamente había expresado Beder.

En síntesis, manifiesta que la roca contiene albita, microclino, muscovita, biotita, granate, mineral opaco y un mineral de 2V pequeño, índice bajo y una birrefringencia mayor que la del microclino. Definió la microestructura como una combinación de granoblástica y fluidal aludiendo a un remedo de la textura traquítica bostonítica, y entendiendo a la roca como una granulita de grano fino rica en álcalis, y por supuesto, de acuerdo a la nomenclatura de minerales, sin cuarzo.

Quedó en consecuencia planteada una cuestión de interés, y que fue precisamente lo que movió a que los autores decidieran retomar el tema con el consecuente hallazgo de la novedad petrológica de la existencia de una metatraquita fonolítica con can-

crinita y minerales metamórficos indicadores de una historia petrogenética de llamativa novedad en Sierras Pampeanas.

Geología y petrografía

Los Tres Cerros de acuerdo a lo que resulta del enfoque general de Beder, y de lo que surge de su ubicación con respecto a la sierra de Guasayán, pertenecen prima facie al ambiente geológico de la sierra antes mencionada, con la salvedad de que su composición litológica difiere singularmente ya que se halla constituida casi en su totalidad por una única roca, la aquí referida como metatraquita fonolítica, en contraste con el complejo de metamorfitas y rocas graníticas de la sierra de Guasayán.

Los Tres Cerros aparecen como elevaciones aisladas en la zona llana, al occidente de la sierra de Guasayán, (véase figura 1), presumiblemente como restos de erosión de un bloque de falla. La mejor conexión con el ambiente de la Sierra de Guasayán reside en el hecho de que en el pie occidental del cerro ubicado más al norte, se pudo descubrir el esquivo biotítico que constituye la roca que se halla en contacto con la metatraquita. En síntesis la geología de estos cerros se concreta en la existencia de tres elevaciones monolitológicas (metatraquita fonolítica) y un resto minúsculo de esquistos biotíticos.

En la aerofotografía 2965-114-8 (Ampliación plan NOA, vuelo S.N.G.M.) se observa la relación geográfica de los Tres Cerros respecto a la sierra de Guasayán, y asimismo se aprecia la morfología de estas tres elevaciones, del orden de los 30 a 60 m sobre la llanura. La más occidental de las elevaciones tiene rumbo este-oeste y

2



Fig. 2: vista del cerro más austral de los Tres Cerros mostrando la escasez de afloramientos.

en su extremo oriental se eleva el más alto de los cerros hallándose el tercero al sur de los mismos.² El área estudiada es del orden de 1,5 km², y en sí la roca a la vista se estima en un tercio del área total. La figura 2 muestra el aspecto del cerro más austral y la espesa cubierta de monte que dificulta la observación de los afloramientos. En ocasión de la recorrida de campaña se había iniciado un laboreo en el cerro situado más al este (figura 3) que permitió, además de complementar el muestreo, ver la homogeneidad litológica.

Por lo anterior, el enfoque geológico de interés reside en la petrografía de las dos rocas citadas y en las relaciones que se puedan apreciar en el contacto.

a) Esquisto junto a la metatraquita

Es una micacita de grano fino de color gris y no bien conservada en su consistencia, suavemente plegada, que microscópicamente muestra ser rica en micas, siendo la biotita mucho más abundante que la muscovita, dispuesta aquella en finas laminillas orientadas según la esquistosidad definiendo una típica textura lepidoblástica.

El resto de los minerales son oligoclasa, a veces sin maclas, cuyos granoblastos constituyen con el abundante cuarzo un mosaico de recristalización, con un tamaño promedio de grano de 0,1 mm. El granate se presenta en pequeños cristales, dispuestos en su mayoría de acuerdo con la esquistosidad; otro mineral accesorio escaso es la magnetita y cristales aislados de apatita.

Además de la esquistosidad la roca se caracteriza por un ínfimo bandeamiento visible microscópicamente, resultado de la alternancia de bandas esquistosas y bandas granoblástica, compuestas, estas últimas, por el mosaico cuarzo-oligoclásico. Dentro de las mismas la biotita no se halla orientada y es de tamaño mayor que la que de-

3



Fig. 3: cantera abierta en el cerro más oriental.

termina la esquistosidad, tal como ocurre con algunas láminas mayores de muscovita.

Una **variación** muy significativa de esta roca se presenta en la inmediata vecindad al contacto con la metavulcanita fonolítica. Lamentablemente el contacto directo no es claro en el terreno debido a la cubierta.

Al microscopio sí se advierte el contacto entre el equisto ya descrito y la roca con modificaciones. Incluso ambas rocas alternan en bandas muy finas visibles sólo en esta escala. Las bandas con modificaciones difieren del esquisto por:

-Notoria presencia de feldespato potásico (microclino) que forma grandes cristales de carácter poiquiloblástico ya que engloba láminas de biotita y cristales de granate, apatita, circón y escasos de cuarzo (véase microfotografía N^o 3). La porfiroblastesis intensa hace desaparecer la esquistosidad en estas bandas, las que, por su escasez de cuarzo, serían descritas en sentido genérico como de composición sienítico biotítica.

-La elevada cantidad de biotita, con netos halos pleocroicos, resulta mucho más abundante que la del esquisto común. Además no guarda posición coherente con la esquistosidad de aquel último.

-Resulta muy importante la cantidad de apatita distribuida homogéneamente en toda la roca.

Evidentemente los tres caracteres son de importancia, pero cobra mayor relieve la porfiroblastesis del microclino, cuestión que será discutida más adelante en conexión con el enfoque de la génesis de estas rocas.

b) Roca constitutiva de los Tres Cerros

La totalidad de los afloramientos, salvo en lo que se refiere a los esquistos arriba

descriptos, está constituida por una única entidad litológica. Es una roca de grano fino, de color gris, fuertemente coherente, y homogénea, sin ninguna estructura visible, salvo aisladas venillas algo más claras, que por excepción alcanzan 0,5 cm de espesor.

En los afloramientos se advierte un cerrado diaclasamiento según dos direcciones principales: S30°E inclinando 50° al NE y N80°O con inclinación de 65 a 70° al SO.

Para el estudio de estas rocas se efectuaron 20 cortes petrográficos, con el fin de establecer fehacientemente el grado de variación textural y mineralógica, dado que a simple vista la apreciación es nula. La intensa recristalización metamórfica se traduce en un mosaico cristalino homogéneo en tamaño de grano, donde el mineral predominante es albita (véase figura 5).

Además de este agregado granoblástico, un segundo tipo textural y componental se añade sin que haya entre ambos una distribución ordenada. Este segundo tipo textural, siempre microscópico, resulta de la disposición subparalela de cristales alargados de feldespatos potásico que definen una textura de aspecto fluidal.

Una de las particularidades de estas rocas radica en la diferencia entre los dos caracteres microtexturales que coexisten íntimamente de manera tal que en un corte se observan las dos texturas, privando según los casos una u otra (figura 6). La fluidalidad de los cristales de ortosa a veces describe curvas y en otros casos determina orientaciones paralelas, habiendo entonces una distribución de la biotita respetando dicho paralelismo.

Las venillas algo más claras, de composición similar al agregado granoblástico, pero de granulometría mayor, han sido vistas paralelas al ordenamiento arriba expresado, siendo probable que dichas venas deban su origen a segregación.

Mineralógicamente la roca tiene la siguiente composición: ortosa-albita-biotita-microclino-cancrinita-muscovita-fluorita-apatita-granate-circón-epidoto, allanita-titanita-magnetita y anfibol.

Las proporciones son algo variables predominando netamente los dos minerales citados en primer término, el primero de ellos como definidor de la textura paralela fluidal y el segundo como componente principal del mosaico cristalino.

Algunos caracteres minerales son los siguientes:

Albita: tamaño de grano promedio 0,06 mm, cristales frescos, de bordes muy netos y xenomorfos. Estos caracteres texturales son similares a los del microclino.

Biotita: láminas pequeñas, no alteradas, con tamaño de grano similar a los anteriores, y pleocroísmo en la coloración castaña y verde.

Cancrinita: tamaño de grano entre 0,05 y 0,2 mm. Se halla libre de alteración; xenomorfa, adaptada en algunos casos al espacio dejado por la recristalización de la albita.

Se caracteriza por su bajo relieve, carácter uniáxico negativo, birrefringencia en tonos hasta el amarillo y su índice de refracción notoriamente inferior al del bál-samo. No habiendo sido posible su separación para la determinación por difracción de rayos X, se acudió a la medida de los índices de refracción por el método de inmersión en el corte. Los resultados ($m_o = 1,513 - 1,514$ y $n_c = 1,498 - 1,50$) indican una composición cancrinitica dentro de la serie cancrinita-vishnevitita, más precisamente cancrinita sulfática.

Muscovita: son laminillas frescas erráticas de tamaño similar al de la biotita o algo mayor.

Fluorita: es un mineral escaso con un tamaño promedio de 0,05 mm y frecuentes tonos violáceos azulados. El mineral constituye pequeños mosaicos.

Granate: son cristales del tamaño del agregado granoblástico de color amarillento a verdoso pálido, sin que se hayan obtenido más datos para su especificación debido al tamaño muy pequeño.

El resto de los minerales arriba citados no ofrece particularidades especiales. Cabe destacar que se encontraron pequeñas concentraciones de allanita en un solo corte delgado.

De la presente nómina de minerales, evidentemente resaltan por su importancia los feldespatos alcalinos debido a su cantidad, las cancrinitas en razón de su infraturación en sílice, el granate, la muscovita y la biotita por su sugerencia metamórfica y finalmente la fluorita por su condición de mineral indicador de componentes volátiles.

La información petrográfica y mineralógica es ampliada por los siguientes datos químicos.

Las determinaciones que figuran con asterisco fueron realizadas por las licenciadas en Química Mariana R. de Keller y Alicia C. de Vigliani del LAQUIGE. Las restantes determinaciones fueron efectuadas por el Dr. Hugo Corbella (CIRGEO).

Resumen de métodos utilizados

SiO₂: Gravimetría más calorimetría de filtrado

Al_2O_3 y Fe_2O_3 , CaO, MgO: Absorción atómica

Na_2O , K_2O : Fotometría de llama

TiO_2 : Espectrofotocolorimetría

Además de los análisis de la Tabla N° 1 se llevó a cabo un análisis sobre muestra común (tres muestras) para determinar la presencia de carbonato y sulfato, a fin de dar una información complementaria sobre la presencia de cancrinita, obteniéndose los siguientes resultados:

CO_2 : entre 0,08 y 0,3 %

SO_4 : positivo

Interpretación petrológica

La comprensión de la génesis de la roca de composición fonolítica o traquílica fonolítica de Tres Cerros se puede abordar a partir de los enfoques petrológico y geológico, incluyendo en el primero de ellos las vertientes petrográfica-mineralógica y química.

La base del interés de la consideración de la petrogénesis surge del hecho de:

- 1º) que de este tipo de roca se desconocen otros afloramientos, no sólo en el ambiente próximo a la sierra de Guasayán sino también en las Sierras Pampeanas.
- 2º) que la roca en cuestión se encuentra involucrada geológicamente en el basamento aflorante en la sierra de Guasayán, si bien separada por unos pocos kilómetros de dicha sierra.
- 3º) que la roca presenta caracteres de rocas volcánicas y a la vez contiene minerales metamórficos y parcialmente un tipo textural del mismo carácter.

a) Aspecto químico

Los análisis químicos de siete componentes principales fijos que pueden verse en el cuadro 1, son consistentes con los análisis químicos de las fonolitas. Puede verse así Turner y Verhoogen (1938: 70) y asimismo la tabulación de los análisis químicos de fonolitos que aparece en Johannsen (1938: 128).

Lo dicho vale para los tenores de sílice propios de una roca mesosilícica y los de alúmina próximos al 20 %, y para la escasez de óxido de magnesio. Igualmente son concordantes los valores de óxido de potasio y óxido de sodio, este último claramente mayor. El óxido de calcio en la roca de Tres Cerros es bajo pero ello es consistente con el franco carácter albitico de la plagioclase.

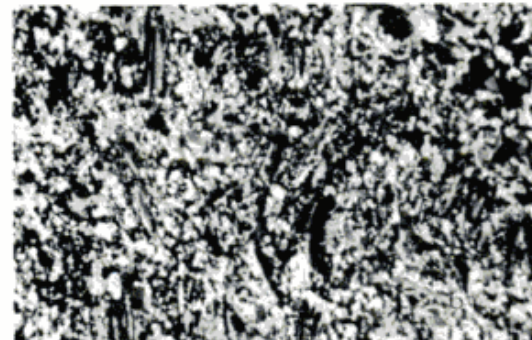
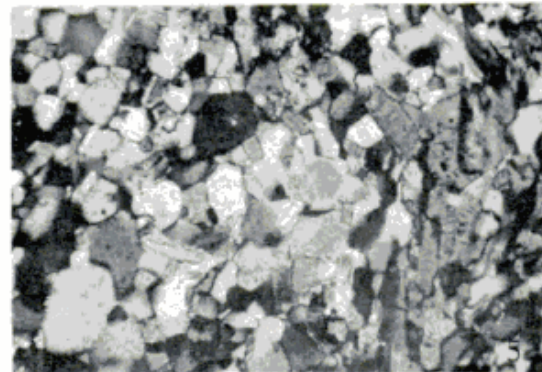
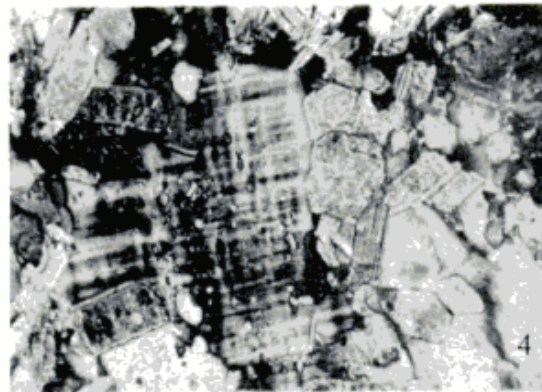


Fig. 4: metacristal de microclino en la zona de borde de los esquistos en contacto contra la metamorfita. Junto al microclino principalmente aparece agregado de cuarzo y biotita. Fig. 5: aspecto del agregado granoblástico con biotita, albita y cancrinita como minerales principales. Fig. 6: vista en un corte delgado, con nicoles cruzados, de la coexistencia de la textura fluidal y el agregado granoblástico.

Los análisis muestran una roca subsaturada en lo que respecta a sílice y sin otro carácter de subalcalinidad que la alta relación álcalis-calcio, dado que el tenor de Al_2O_3 es concordante con el predominio de los feldespatos.

Los resultados de la investigación del ión sulfato y dióxido de carbono también están en correspondencia con los datos pro-

	Muestra H2	Muestra G2	Muestra M2
SiO ₂ *	58,69	59,41	59,84
Al ₂ O ₃	20,72	20,47	19,85
CaO*	0,31	0,30	0,32
MgO*	0,24	0,10	0,43
Fe ₂ O ₃	3,30	3,52	4,45
Na ₂ O*	9,49	9,44	8,19
K ₂ O*	4,44	4,08	4,20
TiO ₂	0,05	0,06	0,08
pa 105 C	0,14	0,12	0,20
ppc	0,17	0,49	0,34

Cuadro I

pios de las fonolitas. El mineral responsable de estas dos determinaciones positivas sería la cancrinita. En síntesis las rocas analizadas poseen la composición química de una fonolita o si se quiere en sentido más amplio una traquita fonolítica; aunque claro está que la importante información química no brinda una elucidación genética, porque, según lo visto sobre la mineralogía y la estructura, el proceso de formación de la roca ha sido complejo. Dentro del mismo son relevantes la mineralogía, la textura y la presencia de cancrinita.

b) Aspecto mineralógico, petrográfico y geológico

Las rocas en el campo y en las muestras de mano no exhiben foliación u otro tipo de estructura orientada, marcando una diferencia importante con las rocas metamórficas del basamento de la sierra de Guasayán. Otra diferencia la constituye la finura de grano. Esto da a la roca una identidad propia en sentido regional.

La microestructura ofrece en buena medida la clave de la interpretación, por la coexistencia, como ya se explicara, de dos tipos texturales, 1ª) de tipo traquitoideo orientado o sea con fluidalidad y 2ª) de tipo pavimentoso, el que coexiste íntimamente con el anterior aún en un mismo corte delgado. Se agrega a lo antes dicho la relación de contacto neto entre los minerales, sin que haya intersticios rellenos por elementos de baja cristalinidad que puedan aludir a una común cristalización volcánica. Fuerte es la sugerencia de que la textura fluidal es relicta de una cristalización volcánica, y la textura pavimentosa es granoblástica. La mencionada característica de contactos directos y francos entre minerales, y el carácter límpido de toda la asociación cristalina, hablan de un proceso de franca **recristalización**. Esto está

apoyado por la presencia de láminas de biotita y muscovita, minerales comunes en el complejo metamórfico de Guasayán. Las láminas mayores de biotita se hallan dispersas y sin orientación, siendo más raro que las menores se orienten configurando una fina y limitada textura esquistosa. Otro mineral crítico atribuible al metamorfismo es el granate, que constituye cristales pequeños, idiomorfos o subidiomorfos. Material ferruginoso fino disperso no existe, lo cual está de acuerdo con la redistribución metamórfica de este componente que forma netos cristales de magnetita.

El microclino se halla distribuido en el agregado granoblástico y también presente en las venillas, ulteriormente deformadas. Otro mineral de importancia es la fluorita, que se halla dispersa o en otros casos formando nítidos parches o agregados cristalinos.

La presencia de fluorita plantea desde sí misma la cuestión sobre su origen, que puede resolverse a partir de la alternativa de que dicho mineral haya sido integrante de la fonolita original o bien que haya resultado del aporte de una actividad granítica. En este último caso resulta de interés establecer una homología genética entre la fluorita y el microclino.

Finalmente un mineral crítico en la roca es la cancrinita. Sabido es que resulta un mineral raro, impropio de las comunes fonolitas. Su presencia obedece a procesos más complejos que la simple cristalización de rocas subsaturadas, pudiendo verse al respecto Deer et al., (1963: 317). La presencia de cancrinita en la roca de Tres Cerros debe tenerse presente ante la correspondiente ausencia de nefelina. El origen de la cancrinita podría resultar así de una reacción metamórfica entre una posible nefelina de la fonolita original y calcita, en condiciones de metamorfismo de mediana

a alta presión. La roca carece de calcita y la plagioclasa al ser albitica, demuestra que tampoco es importante el calcio en ella. Evidentemente pequeñas cantidades de óxido de calcio, en presencia de dióxido de carbono, con presión suficiente para fijarlo, pueden ser suficientes para la reacción con la nefelina para dar lugar a la cancrinita. Si fuera necesario buscar una fuente de carbonato de calcio en la época metamórfica de formación de la cancrinita, no deja de ser interesante que en la sierra de Ancajón, distante 18 km de Tres Cerros, existen calizas metamórficas (Beder, 1928). Esto es un elemento indicador de la posibilidad de otras calizas no aflorantes. El calcio en la roca se halla en apatita, fluorita y epidoto, además de la cancrinita. El epidoto es de frecuencia variable.

Un aspecto que merece atención es la ausencia de cataclasis y de claras estructuras foliadas, lo cual habla de una privanza de la recristalización. Atendiendo a la forma de los afloramientos que sugieren uno, o como máximo tres cuerpos subvolcánicos competentes, es muy posible que los esfuerzos durante el metamorfismo regional se hayan dispersado alrededor de dichos cuerpos, sin generar esfuerzos interiores importantes en los mismos, salvo los promotores de restringida isorientación de biotita y de formación de las escasas venas, por lo cual el efecto térmico ha privado sobre el deformativo en contraste con el conjunto esquistoso y gneísico.

Lo arriba expresado acerca del comportamiento competente de la metavulcanita fonolítica, puede hacer suponer que los esquistos en el contacto hayan adquirido una estructura diversa con respecto a los situados más lejos, por el efecto de presión sobre el mencionado contacto. En efecto tales variaciones texturales y de proporción mineralógica existen, aunque son difíciles de explicar. Ello vale para la elevada cantidad de biotita, mientras que por el contrario la porfiroblastesis del microclino y la muy elevada cantidad de apatita están de acuerdo con una migración metasomática desde el complejo metamórfico granítico, que se localizó en la zona de contacto. De tal manera microclino, apatita y fluorita serían los minerales resultantes. La fluorita se halla solamente en el interior de la metavulcanita habiendo siempre algo de apatita y microclino en el agregado granular en la venilla, como ya se expresara, siendo dable suponer una preferente penetrabilidad metasomática del ión fluor. La ya apuntada posibilidad de que la fluorita sea original de la fonolita restringe la anterior interpretación.

En cuanto al grado metamórfico de la metavulcanita fonolítica los minerales críti-

cos son granate y biotita. La falta de conocimiento del tipo de granate no permite afirmar un grado medio. De ser de grado más bajo desaparecería la disarmonía resultante de la presencia de albita y no de una plagioclasa más cálcica solo atribuible a la influencia decisiva de la composición sódica original del agregado fino.

Síntesis y significado geológico

La explicación petrológica ofrecida anteriormente lleva a significativas conclusiones. La de orden geológico más consistente es la localización de una manifestación volcánica mesosilícica subsaturada en el ambiente de basamento, ampliando de tal modo el rango del vulcanismo premetamórfico que hasta la fecha era conocido en Sierras Pampeanas como puramente básico o ultrabásico, manifiesto en distintos tipos de metabasitas, anfibolitas y serpentinitas.

Toda la interpretación se basa en la petrología y una futura contribución al tema podrá provenir de eventuales nuevos hallazgos que puedan aportar una información más concreta sobre los aspectos de yacencia geológica.

En síntesis las rocas de Tres Cerros, referidas anteriormente en la literatura geológica como cuarcitas micáceas, constituyen un caso singular de rocas problemáticas por su composición mineralógica y textural. El estudio efectuado redundó además en el hallazgo de cancrinita en una asociación mineralógica rica en sodio y potasio. La interpretación petrológica ha llevado a entender que un cuerpo subvolcánico fonolítico fue sometido a metamorfismo durante el Precámbrico superior o el Paleozoico inferior y a metasomatismo, posiblemente en relación con la actividad granítica registrada en el Complejo de la Sierra de Guasayán.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al Centro de Investigaciones Recursos Geológicos (CIRGEO) por todos los medios aportados para la realización del estudio, y en forma muy especial al director de este trabajo profesor dr. Bernabé J. Quartino.

Asimismo deben un reconocimiento al dr. Hugo Corbella por su aportación al tema y la lectura crítica del original.

También cabe el agradecimiento al Laboratorio de Química Geológica y Edafológica (LAQUIGE) por las determinaciones químicas efectuadas.

Lista de trabajos citados en el texto

- BEDER, R., 1928. La Sierra de Guasayán y sus alrededores. Una contribución a la geología e hidrogeología de la Provincia de Santiago del Estero. Dir. Gen. de Minas. Geología e Hidrogeología. Publ. 39.
- DEER, W. A., R. A. HOWIE y J. ZUSSMAN, 1963. Rock-forming minerals. Vol. 4. Ed. Longmans.
- JOHANSEN, A., 1938. A descriptive petrography of the Igneous rocks. Vol. 4. University of Chicago.
- QUARTINO, B. J., 1968. Petrología de la Sierra de Guasayán y alrededores, Santiago del Estero. Dir. Min. de Santiago del Estero (inéd.) Minera Tea.
- TURNER, F. J y J. VERHOOGEN, 1978. Petrología ígnea y metamórfica. Ed. Omega.

Recibido: 23 de marzo, 1984
Aceptado: 3 de octubre, 1985

JOSE I. BENITO*
GABRIEL P. QUARTINO*
*Centro de Investigaciones en
Recursos Geológicos
CONICET
Ramírez de Velasco 847
1414 - Buenos Aires

D'ORBIGNYANA

Apareció en N° 2 de la publicación de esta Revista, editada por el INGEPA-PRINGEPA de Corrientes.

Se trata del "MAPA LITOESTRATIGRAFICO DE CORRIENTES" cuyos autores son Rafael Herbst y Jorge N. Santa Cruz, con participación en algunos capítulos de otros autores.

La publicación comprende el Mapa en escala 1:1.000.000, en cuidada impresión en blanco y negro, y su correspondiente Texto Explicativo, de 48 páginas e ilustraciones incorporadas en el mismo. Abarca diferentes capítulos como Regiones Naturales, Geomorfología, Suelos, Hidrogeología y especial énfasis en Estratigrafía. Incluye asimismo varios Apéndices con documentación fotográfica y cartográfica, resultados de análisis de arcillas, listados de fósiles, etc. Finalmente brinda una profusa bibliografía.

La publicación se puede adquirir al precio de A 7.- para el país y U\$S 10.- para el exterior, en ambos casos con correo de superficie incluido, en:

Casilla de Correo 128 - 3400 CORRIENTES - ARGENTINA

ANÁLISIS PRELIMINAR DE ESTRUCTURAS GEOCRIOGENICAS MEDIANTE TEXTURAS DE GRANO DE CUARZO CON LA APLICACION DEL MICROSCOPIO ELECTRONICO

DARIO TROMBOTTO

Resumen

Las texturas de superficie de granos de cuarzo son bien conocidas para diferentes ambientes sedimentarios. Sin embargo las texturas de ambientes geocriogénicos, especialmente en sus aspectos activos, aún no lo son. En este trabajo se establecen parámetros y descripciones micrográficas de granos de cuarzo tamaño arena provenientes de las formas periglaciales más importantes del cordón del Plata, Mendoza, Argentina. Ellas son: 1) estructuras de soligeliflución de corto transporte en detrito de faldeo; 2) glaciares de escombros; 3) estructuras de extrusión; 4) regolito de criometeorización; 5) canaletas de avalanchas. Los análisis de las texturas superficiales expresan que ellas responden a los mecanismos físico-químicos, generalmente combinados, de la criogenia andina. A pesar de ello se distinguen categorías propias para los efectos mecánicos o para los efectos químicos de acuerdo a la imperancia de ellos, bajo la microdinámica del periglacial. Se hace hincapié en que en algunas formas predominan condiciones de crioaridez o criohumedad, u otras que son el resultado de una combinación de ambas por circunstancias locales.

Abstract

The surface textures of quartz grains are well known for different sedimentary environments. Nevertheless, the textures of geocryogenic environments, especially in relation to their active aspects, are not yet so well known. In this paper the parameters and micrographic descriptions of sand-size quartz grains related to the most important periglacial forms of the Cordón del Plata, Mendoza, Argentina, are indicated. These are: 1) soligelifluction structures of short transport on slope debris; 2) rock glaciers; 3) mud circles; 4) cryometeorization regolithe and 5) snow-debris avalanche channels. The analysis of the surface textures shows that they are a result of generally combined physical-chemical mechanisms of the andean cryogenia. Original categories for mechanic or chemical effects according to their prevalence under the microdynamic of the periglacial are distinguished. It should be noted that in some forms cryoarid, cryodampness, or other conditions that result from a combination of both according to local circumstances, are predominant.

Introducción

El uso de la microscopía electrónica en la textura de superficies de granos de cuarzo es ya conocida para varios tipos de ambientes sedimentarios. Vincent (1976) la utilizó para diferenciar texturas superficiales de origen glacial como así también till solifluidado y depósitos de soliflución (paleoperiglaciales) en Gales. Esta técnica fue empleada también para el diagnóstico de suelos de estepa y tundra de los montes Khangai, Asia Central de recientes trabajos polacos (Kowalkowski, 1980; Kowalkowski et al., 1980 a, b). Antecedentes morfoscópicos del cuarzo del paleoperiglacial fueron

dados también a través de estudios geomorfológicos del plateau de Kolno en Polonia (Korotaj et al., 1982).

Otros trabajos consideran el ambiente periglacial como una suma tipológica de varios ambientes geológicos con particular enfoque a la presencia cercana del elemento glacial (Krinsley et al., 1970; Margolis et al., 1971, 1980).

Según información disponible no hay muchas referencias sobre las texturas de los granos de cuarzo de los ambientes geocriogénicos salvo las citas nombradas anteriormente.

El objetivo de este trabajo es el análisis textural del cuarzo, de tamaño psamítico del ambiente periglacial andino, particularmente, del cordón del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina, mediante la utilización del microscopio electrónico. Se tuvieron en cuenta diferentes procesos periglaciales y formas por ellos constituidos. Ellas son: 1. estructuras de soligeliflujión de corto transporte en detrito de faldeo; 2. glaciares de escombros; 3. estructuras de extrusión; 4. regolito de criometeorización; 5. canaletas de avalanchas nivodetríticas. De sus sedimentos se extrajeron los granos de cuarzo para ser observados.

Una primera etapa ha sido elaborada con microscopio de transmisión (MET) de los tipos Siemens Elmiskop I y IA, simultáneamente con un Siemens Autoscan, microscopio electrónico de barrido o Scanning (MEB) del Instituto de Histología y Embriología de la Facultad de Ciencias Médicas de la Universidad Nacional de Cuyo. Posteriormente, conocidas las técnicas del primero y las complejidades que presentan, como han sido expuestas con anterioridad por numerosos autores y una vez experimentadas las ventajas del Scanning (Stieglitz, 1969; Krinsley et al., 1969; Le Ribault, 1974; Spalletti, 1977, etc.), los análisis ulteriores se construyeron sobre la base del manejo y observaciones del MEB.

Los estudios de microscopía electrónica de barrido sobre superficies texturales de cuarzo han sido llamados también exoscópicos porque se refieren a la observación de las superficies texturales de granos de tamaño arena con alta magnificación otorgando la posibilidad de aislar los caracteres tanto de origen químico como mecánicos que aparecen en distintos ambientes (Le Ribault, 1974, 1978).

Para poder encarar el trabajo se vio la necesidad de estudiar diferentes texturas de cuarzo provenientes de distintos ambientes sedimentarios para correlacionar la historia deposicional con el evento originador reflejado en la superficie de los granos de cuarzo (Biederman, 1962). Esto sirvió, juntamente con experiencias de laboratorio, realizadas por el autor y referidas especialmente a las características mecánicas, para reunir elementos de categorización y compararlos con aquellos observados para el ambiente periglacial o geocriogénico. Cabe agregar que el término geocriogénico es sinónimo del vocablo periglacial, que restringe la idea a las zonas marginales de los glaciares. Sabemos que existen hoy zonas no vinculadas con glaciares pero sí con la actividad criogénica.

La metodología adoptada servirá también para el desciframiento de orígenes poligén-

ticos en las texturas, ya que otras texturas pueden enmascarar un periglacial pasado, o el periglacial actual puede modificarse o afectarse por un pasado diferente que se manifiesta a través de la presencia de características heredadas o subsecuentes (Waalley et al., 1974). Esto es muy importante para las investigaciones de depósitos donde los procesos son muy cambiantes y de corta duración como en el Cuaternario (Goździk et al., 1982). Este criterio es útil también para el uso de los "diseños" o modelos en la descripción de un perfil estratigráfico. Se busca hallar claves identificatorias del ambiente periglacial a través de formas originadas por determinados procesos criogénicos.

En general en el desarrollo de las tareas se tuvieron en cuenta los siguientes puntos:

1. Fortalecer los datos exoscópicos de cuarzo del ambiente periglacial actual, el cual carece hasta el momento de atención especial conocida. La idea es partir de un medio sedimentológico con características especiales y propias capaces de ser distinguidas de las otras enunciadas con anterioridad para los medios álcuos, eólicos, de meteorización y glaciares. En especial distinguirlo de este último ambiente (glacial) en cuanto a que la presencia del cuerpo de hielo no es definitoria para el ambiente periglacial o geocriogénico.

2. Poner especial énfasis en los procesos periglaciales actuales reuniendo una correcta complementación con la identificación de los procesos y formas en el campo para investigar las texturas obtenidas.

3. Preparar un cuadro analítico de todas las texturas de los procesos y formas periglaciales e incorporar los datos a la bibliografía ya existente.

4. Tratar que los datos obtenidos sirvan en un futuro para la reconstrucción paleo-ambiental.

Localización del área de estudio

Las localidades de muestreo corresponden a:

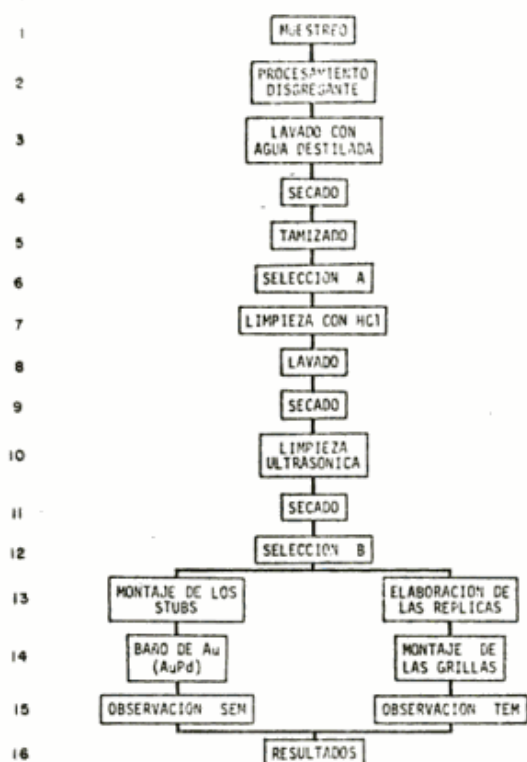
- a. Zona del glaciar de escombros El Salto (Foto N° 1)

- b. Zona de la Lagunita del Plata (Fotos N° 2, 3)

Ambas reúnen características típicas del geocriogénico andino.

El glaciar de escombros de El Salto es una criogeofoma de notable desarrollo y significado dentro de la geomorfología del paisaje del cordón del Plata. Es un "complejo" manifestador de procesos y formas geocriogénicas andinas aparte del contexto

DIAGRAMA OPERATIVO



Cuadro I



Foto 1: Glacier de escombros "El Salto", vista aérea, cordón del Plata, Mendoza. Foto E. Buk, marzo, 1983.

ción, de este material fueron extraídas las muestras para su observación mediante el microscopio electrónico. Los factores que benefician o dificultan la actividad criogénica sobre las rocas pueden ser la ubicación y tipo de roca, el relieve, la exposición, la tectónica de la zona, etc. Hay numerosos trabajos referidos a los factores que determinan la génesis del regolito de criometeorización, se puede resumir que hay aspectos intrínsecos, incidentes sobre la roca (mineralogía, etc) y factores extrínsecos de influencia, como la velocidad y dirección de congelamiento y descongelamiento, etc.) (Corte, 1982).

individual que representa. Se ubica aproximadamente entre las latitudes de 32° 54' y 32° 55' y entre las longitudes 69° 21' y 69° 24' abarcando una superficie de 298 km² (Buk, 1983).

Por otra parte la Lagunita del Plata es foco de recientes estudios, en torno a la cual se quiere observar el comportamiento del permafrost de montaña con especial énfasis, las estructuras conformadas y el movimiento de la capa activa por congelamiento y descongelamiento. Se ubica a una altura de 3970 y 4010 m s.n.m. emplazada aproximadamente a los 33° 03' de lat. sur y 69° 24' de long. oeste. Se considera la zona como de permafrost continental o del tipo de los Andes Centrales (Gorbunov 1978).

Procesos geocriogénicos identificados

Regolito de criometeorización

La criometeorización es un proceso básico del ambiente criogénico. Es el resultado de los ciclos de congelamiento y descongelamiento sobre las rocas, de ahí que el tipo petrológico sea la variable más importante de este fenómeno.

Los efectos de criometeorización dan un producto sedimentario llamado sedimento o regolito criogénico o de criometeoriza-

Estructuras de extrusión

Las estructuras de extrusión son el resultado de finos expelidos a las superficie por crioturbación (Corte, 1966). Son conocidos en la literatura inglesa también como **mud boils** o **tundra craters**. Pueden conformar prominencias, montículos, domitos, o en sentido figurado se los puede comparar con una altura del orden de centímetros. Cuando se produce el deshinchamiento, al cesar el empuje hacia arriba por los efectos de los ciclos de congelamiento y descongelamiento, se aplastan formando minúsculos círculos o "pasteles de tierra". Estos aparecen en la literatura internacional periglacial como **mud circles** (Washburn, 1956, 1979; Lundquist 1969) o como **Erdkuchen** (Graf, 1971). Estas estructuras sedimentarias criogénicas entrarían como características geomórficas de tipo 2 de Karte y Lietke (1981) cuyas condiciones frías intensas están representadas con un umbral menor de -2°C y mayor de 400 a 800 mm de precipitación media anual.

Las estructuras de extrusión son corrientes en la Lagunita del Plata e inclusive en zonas por debajo de esa altura, es común encontrarlas relacionadas con altas cumbres andinas o en las cercanías de los manchones de nieve estacionales.

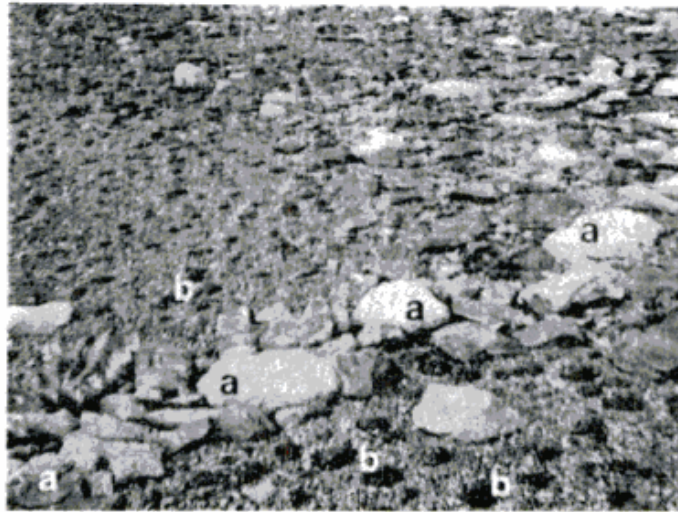
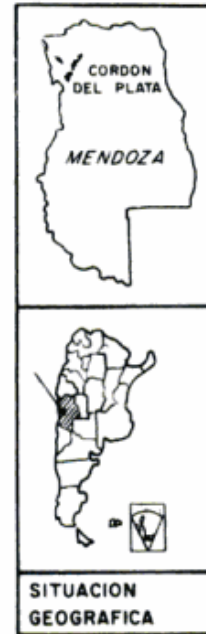


Foto 2: Lagunita del Plata, Cordón del Plata, Mendoza - Argentina. a: material criometeorizado; b: estructura de extrusión (Erdkuchen o mud circles).



Canaletas de avalanchas nivodetríticas

Por su parte, las canaletas de avalanchas nivodetríticas tienen un funcionamiento que depende de ciertas variables como ser: tipo de roca, ubicación, exposición, etc.

Estas variables no están lejanas de aquellas que intervienen en la formación del regolito criogénico. La diferencia estriba en que mientras en el último, el proceso se cumple en su totalidad *in situ*, en las canaletas de avalanchas la criometeorización se complementa con la caída del material por las mismas. Al final de este movimiento brusco el material puede sufrir aún la incidencia de los ciclos de congelamiento y descongelamiento.

Las canaletas de la Cordillera Principal, en las épocas invernales se comportan como vías de transporte de nieve y detrito. Conjuntamente inclusive la acumulación de nieve da en ciertos casos comportamiento de **protalus ramparts**. En el verano, por el contrario, sirve solamente como simple salida de detrito.

Soligeliflucción

El lento desplazamiento del suelo pendiente abajo fue descrito con el término "soliflucción" por Andersson (1906). El autor no circunscribe el criterio de soliflucción al ambiente periglacial pero se evidencia a través de su trabajo su especial interés en las zonas que él llama regiones subglaciales del globo.

Recién después de la década del 50 la orientación del tema es catalogada para

el clima periglacial y se distinguen distintos vocablos, entre ellos: **congeliflucción** (Dylik, 1952), **crioflucción** (Corte, 1953), **gelisoli-fluxia** (Pecsi, 1969), **geliflucción de Baulig** (Washburn, 1979), **soliflucción** (Corte, 1982), etc. diferenciándose especialmente de aquellos procesos confinados a las regiones templadas y tropicales. Podemos definir a la soliflucción periglacial o soligeliflucción (se optará por utilizar, en este trabajo, este último término) como fenómeno que involucra el movimiento del suelo saturado de agua que proviene del derretimiento de la nieve o lluvia y característico para el ambiente periglacial, está muy relacionado a los ciclos de congelamiento y descongelamiento, a pesar de no necesitar la presencia del **permafrost** (Benedict, 1976; French, 1976; Washburn, 1979; Corte, 1982, etc.). El desplazamiento se relaciona con los cambios de volumen del suelo originados por las variaciones de temperatura por arriba y por debajo de 0° y con los cambios de humedad (Jahn, 1981). Estas últimas razones llevan a colocar a la soligeliflucción como representativa de los climas fríos y ha sido estudiada por numerosos autores.

El material constituyente de la soligeliflucción es denominado por algunos autores como **head**. De ellos se extrajeron las muestras y los granos que se describen. Las muestras provienen de un típico ambiente periglacial emplazado en las cercanías de la Lagunita del Plata, cordón del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza.

La soligeliflucción en el territorio antes mencionado, se manifiesta como lóbulos y escalones (Foto 3) que en ciertas ocasiones tienen desarrollo como para formar

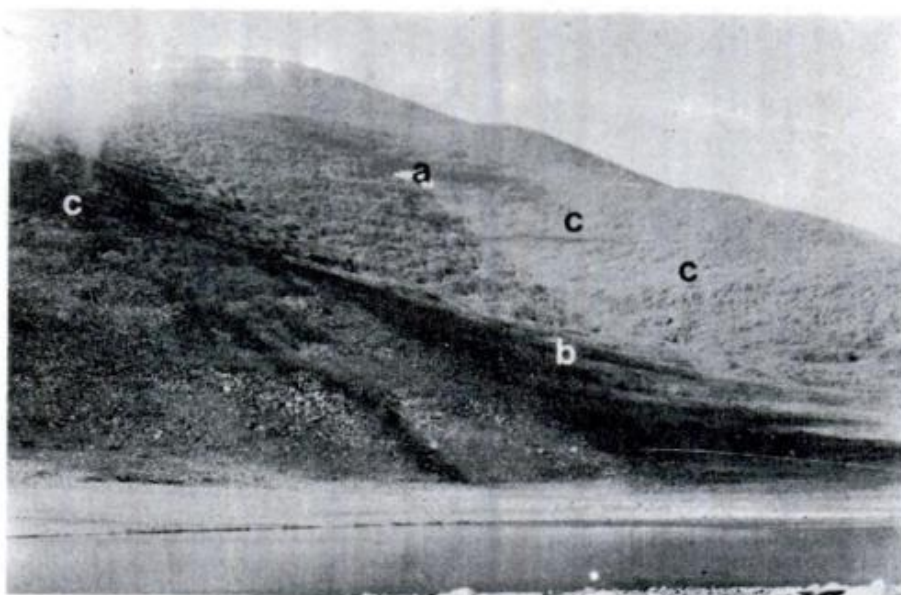


Foto 3: Lagunita del Plata. Cordón del Plata, Mendoza. a: manchón de nieve perenne; b: pendiente detrítica; c: lóbulos de soligeliflucción.

zonas aterrazadas en las pendientes que bordean la Lagunita del Plata. Las formas son bien notorias y bordean un criopedimento andino (Trambotto, 1983) cuyas laderas marginales son de distinta petrología y en las cuales la soligeliflucción tiene la misma dirección aunque sentido contrario. El mecanismo de movilización de la crioplanicie se traduce en un interesante ejemplo de contacto de soligeliflucción (Corte et al., 1983).

Del sector mencionado se extrajeron dos muestras para la elaboración del presente informe de exoscopia de cuarzo del ambiente periglacial. Una de las muestras fue obtenida en la pendiente solifudada que se encuentra expuesta hacia el sudeste, o sea de la parte inicial cuando el material comienza a moverse, y la otra, de un contacto de soligeliflucción una decena de metros por debajo de la anterior, ya sobre el criopedimento.

Se considera el proceso como soligeliflucción de corto transporte.

Glaciares de escombros

Otro de los procesos encarados para el estudio exoscópico de los granos de cuarzo fue el ambiente del glaciar de escombros (Foto 1). Los glaciares de escombros son objeto de estudio desde hace poco tiempo, no obstante, existen numerosos trabajos al respecto. En nuestro país, especialmente en la zona cuyana, el enfoque de estudio de estas geofomas implica el conocimiento de su aporte hidrológico en las zonas semiáridas.

Los glaciares de escombros son cuerpos de forma lobulada, lenguas detríticas o conos de talud que se mueven pendiente abajo a velocidad entre 5 y 100 cm/año según los casos. El material detrítico se encuentra cementado con hielo intersticial pero su contenido es también variable (Barsch, 1971, 1977, 1978, Corte, 1976, etc.). Algunos autores consideran que poseen un núcleo de hielo (Washburn 1979).

En este caso se observan granos de cuarzo que proceden del glaciar de escombros de El Salto

Metodología

La técnica adoptada sigue la secuencia que se define en el diagrama operativo (véase gráfico 1) y está basado en los distintos métodos ya empleados por otros autores (Biederman, 1962; Porer, 1962; Krinsley et al., 1964; Soutedam, 1967; Wilson, 1978; Tovey y Wong, 1978; Whalley, 1978; Le Ribault, 1978; Walker, 1978).

Para el muestreo (punto 1) se tienen en cuenta las pautas generales y geológicas de recolección. La muestra debe ser representativa del proceso o forma geocriogénica indicada.

El proceso desagregante que se menciona en el diagrama tiene como objetivo disgregar el sedimento muchas veces cementado o agregado con pequeñas partículas. Se pueden utilizar distintos procedimientos (Pomar, 1976; Pye et al., 1983). En este particular, utilizamos para ciertos casos agua oxigenada, o de lo contrario agua destilada (punto 3).

Las mallas utilizadas en el tamizado (punto 5) corresponden a los siguientes números: 100-40-2010 (U.S. standard).

Posteriormente se realizó la selección (a), que corresponde a la recolección azarística de cuarzos preferentemente de distintas mallas mediante el uso de una lupa binocular y un pincel de pelo húmedo. Se trató de evitar la incidencia de un solo tamiz, considerando que puede existir alguna tendencia particular de las características del ambiente periglacial que dependen del tamaño. (Tovey y Wong, 1978).

Para eliminar los granos seleccionados de elementos foráneos y para mejorar la limpieza por otro lado, sobre todo para la eliminación de barnices y cementos, se los sometió a calentamiento con ácido clorhídrico al 10 %, tratamiento a veces prolongado hasta eliminar las pátinas que en nuestro caso son principalmente óxidos de hierro y costras de arcilla.

Para el análisis de las microformas especiales de cuarzo se emplearon dos métodos distintos de estudio. Los métodos están íntimamente ligados al equipo empleado y por ello se requieren técnicas diferentes:

a. Por un lado, la técnica que corresponde a la preparación de las muestras para microscopía electrónica de barrido (puntos 13-14-15).

b. Preparación para microscopía de transmisión (puntos 13b, 14b, 15b). Para la técnica en microscopía de transmisión basta recordar la metodología de elaboración de réplicas sobre la cual existe abundante bibliografía (Porter, 1962; Biederman, 1962; Krinsley et al., 1964; Soutedam, 1967; Andreis, 1971, etc).

Sintéticamente en este caso, se efectuó evaporación platino-carbón, disolución de sílice y montaje de grillas.

La técnica de MEB es la más generalizada en los últimos años y la más utilizada en este trabajo. También está basada en numerosa bibliografía existente sobre el tema.

El punto 15 responde a la observación y a la discriminación de las microformas texturales entre 20 y 10.000 x de magnificación. Los resultados, sobre la base de la descripción textural, conducirán a una mejor comprensión del ambiente.

Por otro lado, el EDAX permitió la certificación, por microsonda, de la composición química de los materiales bajo los siguientes aspectos:

1. Corroboración del grano de cuarzo.
2. Depósitos y superficies de alteración (especialmente de los diseños "irregu-

lares químicos".

3. Composición de partículas sobre las superficies de los granos de cuarzo.

En síntesis constituyen un arma esencial para el estudio de las categorías químicas observables.

La descripción de las categorías se hizo además, teniendo en cuenta los siguientes parámetros:

- a. Representación de las categorías mediante porcentaje de existencia en una cantidad de granos observados según la tabla de Margolis y Krinsley (1974), adaptada y arreglada en este caso para las categorías químicas en la interpretación de este ambiente en particular.
- b. En muchos casos se asignaron valores de grado y desarrollo de las microformas de acuerdo a los valores de la tabla de Setlow (1978). Esto está relacionado con el tamaño de las marcas, ya sean rasgos mayores, marcas notorias o marcas de pequeña escala (Spalletti, 1977) y con la magnificación utilizada.











































Microtexturas: Caracteres e interpretación

En lo que se refiere a este punto, fue tomado principalmente del estudio de categorías de texturas superficiales de cuarzo para diferentes ambientes propuestas por Margolis y Krinsley (1974). Se mantuvo la nomenclatura particularmente para las categorías mecánicas y se renovaron porque se creyó necesario, las texturas químicas para el ambiente periglacial.





















a) Categorías Mecánicas (Margolis et al., 1974; Whalley et al., 1974; Bull 1978a)

- Contorno-Relieve

Son rasgos mayores (Spalletti, 1977). Hablan especialmente del efecto energético del medio sedimentario. En el caso del ambiente periglacial es respuesta de los ciclos de congelamiento y descongelamiento y por esta razón, del número de ciclos a que está sometido el sedimento. El efecto químico de este medio, como se verá más adelante, está en estrecha relación con el conjunto morfológico del grano (contorno, relieve, características mecánicas) y es inseparable en muchos casos del mismo. Para su observación es necesaria alta magnificación. Aquí cabe preguntar si el resultado de una soligelifluxión junto con parámetros tiempo-distancia más prolongados, puede variar este concepto por una mayor interacción físico-química de la criogenia que se produzca.

AMBIENTE PERIGLACIAL GEOCRIOGENICO	CATEGORIAS					
	CANAleta DE AVALANCHA	CRIONETEORIZACION	ESTRUCTURAS SE EXTRUSION	GLACIAR DE ESCOMBROS	SOLIGELIFLUXION	
 1						BLOQUES PEQUEÑOS < 1 μ
 2						FRACTURAS CONCOIDALES < 1 μ
 3						BLOQUES GRANDES > 1 μ
 4						FRACTURAS GRANDES > 1 μ
 5						RAYAS RECTILINEAS
 6						RAYAS CURVAS
 7						ESTRIACIONES ORIENTADAS AL AZAR
 8						FRACTURAS ESCALONADAS
 9						ARCOS GRADADOS
 10						CRESTA MEANDROSA
 11						DISEÑOS EN V
 12						PLACAS IMBRICADAS
 13						CONTORNO ANGULOSO
 14						CONTORNO REDONDEADO
15						RELIEVE BAJO < 0.5 μ
16						RELIEVE MODERADO
17						RELIEVE ALTO > 1 μ

CUADRO 1

18						DEPRESIONES TRIANGULARES ORIENTADAS
19						OQUEDADES DE DISOLUCION SIN ORIENTACION
20						CATEGORIAS MECANICAS CON ALTERACION QUIMICA
21						DEPOSITO Y SOBRECRECIMIENTO

CUADRO 2

CUADRO 1: CATEGORIAS MECANICAS SUPERFICIALES DEL CUARZO, BASADO EN MARGOLIS Y KRINSLEY (1974)

CUADRO 2: PORCENTAJES DE MICRO-TEXTURAS QUIMICAS

REFERENCIAS (Posibilidad de encontrar el diseño en los granos de cuarzo observados)



- Fracturas y bloques

El efecto de la presión intergranular y del hielo, se cree, es el causante del fracturamiento del cuarzo, que principalmente se resuelve en fracturas conoidales, limitando bloques, asociados con el clivaje mineral. Esta morfología es de tamaño variado, pero salvo en cierta medida, el sedimento de los glaciares de escombros no tiene la abundancia ni el desarrollo del ambiente glacial. Por otro lado, la ubicuidad de estas categorías mecánicas, como por ejemplo en ciertos casos, los arcos gradados de tipo ojival en las aristas de los granos de cuarzo de estructuras de extrusión o los microarcs de aristas en la soliflujión, relacionan la respuesta cristalina del cuarzo con el comportamiento intergranular de la capa activa. En otros casos, dichas categorías mecánicas son el efecto de impactos de percusión (canaletas de avalanchas), microtexturas que están referidas desde hace tiempo a otros ambientes (Krinsley et al., 1969). Además las caras o planos cristalinolinos lisos significarían cierto control del clivaje. (Margolis et al., 1974).

- Otras categorías mecánicas

Las líneas que a veces se observan, en ciertas ocasiones curvas, resultan de la fricción de los granos entre sí, mecanismo ya aclarado en otros medios sedimentarios y que serían similares para el periglacial. Basta considerar los rozamientos particulares en el corrimiento de los sedimentos sometidos a ciclos de congelamiento y descongelamiento y tener presente que los valores de movimiento y energía son de escala diferente.

Por otro lado las placas imbricadas, tan frecuentes en las formas periglaciales, corresponden a un sistema de ruptura en grietas de propagación (Margolis et al., 1971), cuya orientación está controlada por los planos cristalográficos internos del cuarzo.

Cabe agregar que a las microtexturas mecánicas se suma en la descripción del material de los procesos, la presencia de planos de termoexfoliación silícea cuya importancia puede estribar en el esclarecimiento y especificación de las características locales o regionales geocriogénicas. Esta exfoliación tendría que ver con un sistema de crioaridez (Kowalkowski, 1980 a, b). Por otra parte, las *chattermarks* que se observan en algunos casos se consideran también producidas por efectos de fricción.

b. Categorías Químicas

Se ha preferido en estos diseños crear una nueva nomenclatura que se ajuste a las particularidades del medio criogénico, ya que al ser comparadas con las ya existentes unas veces coincidían y otras diferían de las estandarizadas para los otros ambientes sedimentarios.

Cabe mencionar que en las categorías químicas es importante distinguir rasgos de diferenciación en cuanto a los tipos de actividades criogénicas, dependiendo principalmente de los parámetros climáticos. En los casos analizados de criogenia andina, crioaridez, se suman los efectos locales que se combinan en la manifestación de las microtexturas.

El ambiente de crioaridez se caracteriza por la meteorización química y la termoexfoliación (Kowalkowski, 1980 a, b, c). Por otro lado, la criohumedad se asocia a descomposición química y precipitación silícea simultánea bajo distintas formas o modelos (Kowalkowski, 1980 a, b).

Si bien las condiciones andinas representan en general, ambientes de crioaridez, un glaciar de escombros (activo) o el caso del ambiente periglacial de la Lagunita del Plata constituyen tipos complejos: el glaciar de escombros representa una masa detrítica interconectada con hielo, principal elemento en su mecanismo y movimiento, es un cuerpo almacenador de las precipitaciones nivales y de la humedad regional. Por otra parte, la Lagunita del Plata, está asociada genéticamente, por un lado a la impermeabilización y derretimiento del techo de un permafrost esporádico, y por otro, a la presencia cercana de los manchones de nieve de tipo perenne.

Resumiendo, en las categorías tendríamos principalmente formas derivadas de la disolución silícea, de acrecimiento o depositación de la misma y de la combinación de ambas.

Se tuvieron en cuenta cuatro casos de microtexturas importantes y diferentes:

- **Depresiones triangulares orientadas.** Este diseño fue mencionado numerosas veces en la literatura y fueron encontrados en el ambiente periglacial en la criometeorización (se piensa que tienen que aparecer en otros casos). Responden a una disolución diferencial y cristalográfica del cuarzo.

- **Oquedades de disolución sin orientación.** Sobre ciertas caras o más frecuentemente relacionadas con categorías mecánicas, se producen oquedades de disolución.



FOTO 4 (Esc. Graf. 10 μ)



FOTO 5 (Esc. Graf. 100 μ)

FOTO 4: CRIOMETEORIZACION. Sistema de fracturas concoidales con arcos gradados, estriaciones y fracturas escalonadas paralelas y semiparalelas. Las primeras, en el borde, marcan un episodio subsecuente.

FOTO 5: ESTRUCTURA DE EXTRUSION. ("Mud circles"). Grano de arena de relieve alto y apreciable angulosidad.

FOTO 6: ESTRUCTURA DE EXTRUSION. Sistema de fracturas en arcos gradados y superficies suaves. En el sector izquierdo diseño químico irregular.

FOTO 7: ESTRUCTURA DE EXTRUSION. Sistema de fracturas en arco, estriaciones y fracturas escalonadas semiparalelas (Foto de TEM).

FOTO 6 (Esc. Graf. 10 μ)



FOTO 7 (Esc. Graf. 10 μ)



Ciertas oquedades resultan ser huecos o agujeros de márgenes brillantes **bright rimmed hollows**, sugeridos como poros (foto 13) de inclusiones de minerales viejos, como expresión superficial de defectos cristalográficos (Bull, 1978, a, b) o fenómenos de cristalización o recristalización incompleta de los granos de cuarzo en la roca madre (Spalletti, 1977). Aparentemente estos agujeros pueden poseer o no, los bordes brillantes como ha sido comentado, estar en conexión con la actividad química o diagénesis del medio.

Ciertas zonas de debilidad, como los defectos de las redes cristalinas, pueden estar en relación con dislocaciones de la estructura mineralógica del cuarzo (Amelinckx, 1964) o capas perturbadas **disrupted lattice layer** llamadas capas de Beilby (Moon, 1978; Whalley et al., 1981) y que se originan como producto de la fatiga de abrasión (Kransley y McCoy, 1978). En el ambiente periglacial, éstos pueden deberse a presiones interparticulares y a un impacto detrítico, citado por Whalley (1973) para depósitos morénicos y serían las partes más indicadas para ser atacadas por la criodiagénesis. Aparte, actúan de acuerdo a las condiciones citadas más arriba, como lugares preferenciales, con una combinación de quimismo de disolución y precipitación, por ejemplo cuando los líquidos intergranulares se sobresaturan o cambian su estado de pH.

Las formas son variadas, pueden ser regulares, de tipo geométrico o irregulares.

- **Categorías mecánicas con alteración química.** Estas corresponden a la suavización de los diseños mecánicos por el trabajo químico. Responden muchas veces conjuntamente a disolución y deposición. Estos procesos producen alisamiento de las irregularidades mecánicas como también el enmascaramiento de las mismas. Además pueden interrumpir las formas como fracturas o arcos.

- **Diseño químico irregular.** Se piensa que generalmente es una variación del anterior. Posiblemente se deba a condiciones de intemperización en la mayoría de los casos aunque la actividad criogénica de la capa activa sea de la misma manera operante. En muchos casos, este diseño en particular hace pensar que las placas y fracturas imbricadas de fondo están emparentadas con trabajo diagenético. El uso de Edax permite distinguirlas de pátinas de arcillas y óxidos de hierro con las que generalmente están combinadas. Quizás este diseño

tenga relación con el **frosting** mencionado para los granos de cuarzo de desierto, caso en el que los efectos de acción química, corrosión y deposición son los de mayor implicancia (Kuenen et al., 1961; Margolis et al. 1971).

- **Depósitos y sobrecrecimiento.** Se quiere abarcar con esta categoría, depósitos de sílice amorfo y también crecimiento cristalino. Generalmente se encuentran combinados con los agujeros de disolución o en relación a las superficies irregulares ya mencionadas; como ya se dijo anteriormente, la relación es muy estrecha, en muchos casos, a los procesos deposición-disolución.

Presentación de datos

El análisis textural que sigue se encara a través de cinco macro y micro formas inter-relacionadas con procesos geocriogénicos de la Cordillera Frontal. Las formas de las cuales se extrajeron los granos de cuarzo son las siguientes:

a.- formas de soligeliflución (Foto 3); b.- glaciares de escombros (Foto 1); c.- estructuras de extrusión; d.- regolito de criometeorización; e.- canaletas de avalanchas nivodetríticas.

a) Regolito de criometeorización

El tipo textural de los granos de cuarzo está representado por una combinación de categorías químicas y mecánicas que recuerdan el modelo dado para el regolito de meteorización en clima templado (Margolis et al., 1974), pero con mayor incidencia de las categorías mecánicas para este caso, resultado probablemente de termoxfoliación y crioclastesis por microdinámica de ambiente criórido.

El relieve de los granos es alto y sus contornos angulosos, semejante a los otros casos del ambiente periglacial. Las fracturas concoidales mayores de un micrón son muy frecuentes (Foto 4) y entre 25 y 75 % de los granos observados presentan bloques y fracturas menores de un micrón.

Las estriaciones, fracturas escalonadas y arcos gradados son abundantes y están presentes entre el 25 y 75 % de los granos examinados, al igual que las placas imbricadas, sobre las que se piensa que están muy relacionadas con las fuertes presiones que ejerce el hielo oficiando de agente desintegrador a través de los planos de debilidad de las rocas y del cuarzo.

Las categorías químicas son bastante notorias y afectan con eficacia las categorías mecánicas ya enunciadas. Las superficies que presentan diseños químicos irregu-

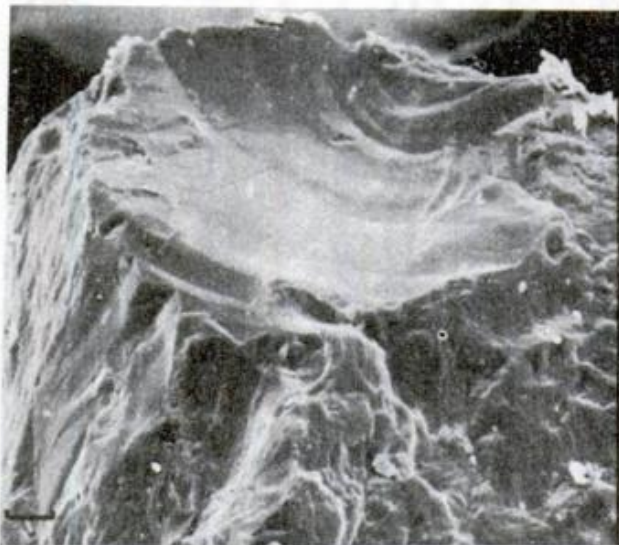


FOTO 8 (Esc. Graf. 10 μ)

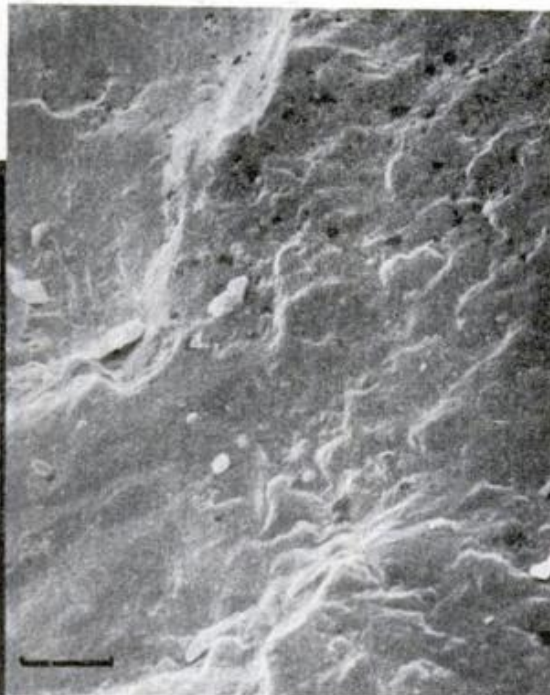


FOTO 9 (Esc. Graf. 10 μ)

FOTO 8: ESTRUCTURA DE EXTRUSION. Fractura concooidal en arco, "ojival", en zona de borde. En el sector derecho puede observarse diseño químico irregular frecuente en el ambiente criogénico.

FOTO 9: ESTRUCTURA DE EXTRUSION. Límite de zona con y sin diseño irregular, esta última tal vez originada por la protección de otro grano.

FOTO 10: CANALETAS DE AVALANCHAS NIVO-DETRITICAS. Textura de impacto o ruptura en ondas de propagación, controlados por los planos cristalográficos del cuarzo al efectuarse la caída del material criofragmentado.

FOTO 11: CANALETAS DE AVALANCHAS NIVO-DETRITICAS. Grano de arena de cuarzo de contorno anguloso y relieve alto. En el centro del grano, pueden observarse arcos gradados.

FOTO 10 (Esc. Graf. 10 μ)



FOTO 11 (Esc. Graf. 100 μ)



lares se cree que también aquí están vinculadas preferentemente con placas imbricadas y pequeñas fracturas sometidas al quimismo del ambiente subsecuente a las etapas de modelado inicial. (Foto 4).

Puede observarse también el suavizado por quimismo de diseños mecánicos y la identificación aunque muy circunstancial de figuras en "v" orientadas por acción de la disolución química del ambiente.

b) Estructuras de extrusión

Las características de los granos observados son los siguientes: las fracturas concoidales y los bloques mayores de un micrón se encuentran presentes con un porcentaje mayor del 75 % de los granos analizados, mientras que las fracturas y bloques menores de un micrón son un poco menos frecuentes. Por otra parte las estriaciones, fracturas escalonadas, arcos gradados (Foto 6, 7) se encuentran con valores que oscilan entre el 25 y 75 % de los granos de cuarzo observados.

En su mayoría los granos de cuarzo son limpios y no necesitan demasiada atención en su tratamiento de limpieza antes de ser examinados. Esto representa una gran diferencia en comparación con los granos de cuarzo de otros procesos y puede estar muy relacionado con las características petrológicas de la zona y por la frecuencia de los ciclos de congelamiento y descongelamiento como agente de limpieza superficial. Pudo verificarse en lugares donde se piensa que la frecuencia de los ciclos es menor que por la acción de este agente las superficies de los granos de cuarzo estaban menos limpiadas.

La angulosidad y el relieve (Foto 5) de estos granos de cuarzo sumados a las fracturas ojivales (Foto 8) u otras fracturas escalonadas en arco (Foto 6, 7) ubicadas especialmente en los bordes, reflejan efectos mecánicos que desintegran el grano por crioclastesis o microcriofragmentación.

Son numerosas las fracturas con superficies suaves que se hallan pero también son comunes los diseños químicos irregulares (Foto 9) que conforman una superficie "rugosa" observable, a poca magnificación y cuya área de desarrollo suele ser de grado 3 o "común" de características regionales en un grano. La foto puede mostrar un límite de zonas con y sin diseño, tal vez motivado porque la última estaba protegida del quimismo del ambiente por contacto con otros granos (Le Ribault, 1974). Estas superficies rugosas anteriormente descritas para ambiente fluvial (Spalletti, 1977) estarían en relación a estados primigenios de diagénesis, asociados a disolución y deposición silíceas.

Los arcos escalonados ubicados preferentemente en los bordes o fracturas llamadas ojivales son los puntos de ruptura por choques de granos entre sí por efectos de expansión por congelamiento.

En el caso de las muestras con material adherido, estas pátinas están constituidas por óxidos de hierro y arcillas. Son comunes por otra parte los pequeños trozos de cuarzo sobre las superficies de los granos. Estos granos pequeños de sílice llamados comúnmente por los autores **of chipping**, originados por la crio-dinámica del medio bajo condiciones de criofrías y termoexfoliación y prevalencia de meteorización mecánica (Karotaj et al., 1982) provienen del mismo grano o de granos vecinos, muy probablemente originados por la acción mecánico-química sobre fracturas y zonas de debilidad de origen cristalográfico en los granos de cuarzo tamaño arena (Whalley, 1979). Muchos de estos granos están en el orden de limo, tamaño sugerido como límite de inestabilidad del cuarzo en el ambiente criogénico (Konischev, 1982).

c) Canaletas de avalancha nivodetríticas

El material de las canaletas de avalancha está muy asociado al proceso de criometeorización. Esta relación nace por el hecho inicial, que trasciende a la etapa desintegradora del material que utiliza y forma en definitiva a la canaleta de avalancha. Posteriormente a la acción de los ciclos de congelamiento y descongelamiento se produce la caída de la roca criofragmentada, es esto lo que produce la textura de "impacto", propagación de la ruptura controlada por las propiedades intrínsecas del cuarzo (Foto 10) y por último y como tercera etapa el sedimento criogénico sufre nueva actividad criogénica debido a la intemperización y a la acción vinculada a la duración de los efectos. O sea nuevos ciclos de congelamiento y descongelamiento y el comportamiento del material como regolito de criometeorización.

Las microtexturas mecánicas (Foto 11), son similares al caso de texturas de meteorización pero prevalecen sobre las categorías químicas, especialmente si el criofactor de la etapa tres no es muy duradero, por lo que en ese caso habría que considerar más el sedimento como de criometeorización. O sea que la importancia de la actividad química se encuentra relacionada con dos parámetros: primero, la canaleta elegida y segundo, tiempo de post-intemperización considerando que esta segunda etapa es la más importante en cuanto a la impresión textural del diseño químico.

d) Soligelifluxión

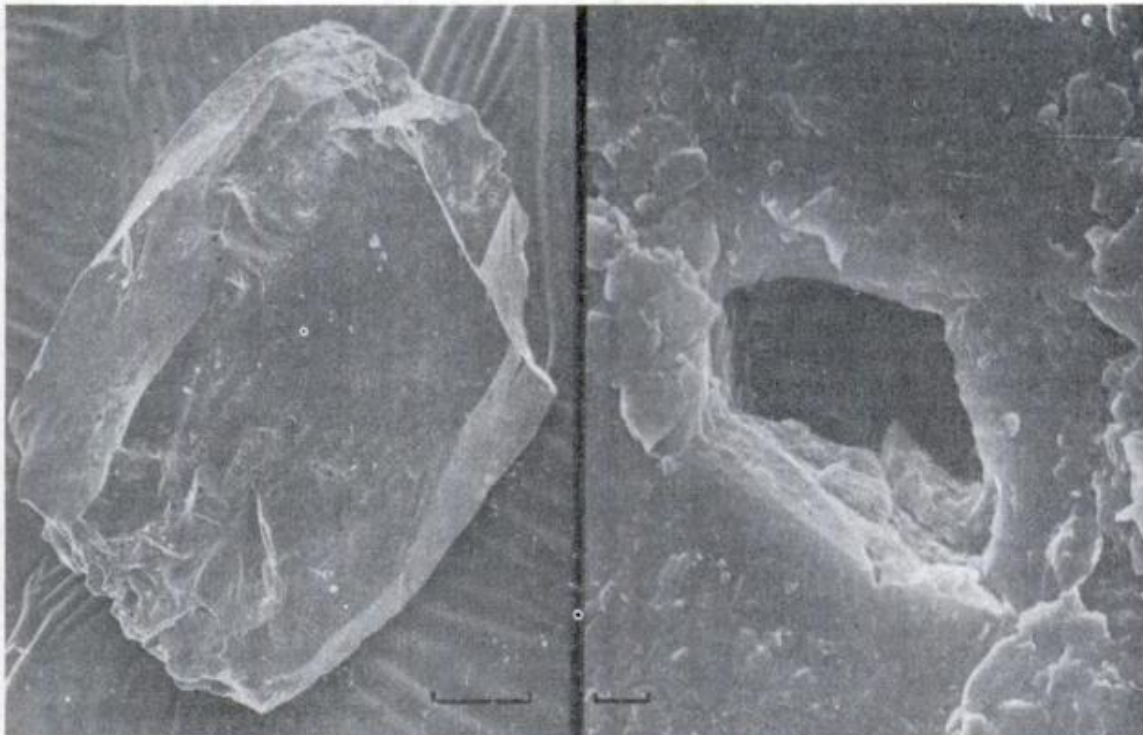


FOTO 12 (Esc. Graf. 100 μ)

FOTO 13 (Esc. Graf. 1 μ)

FOTO 12: SOLIGELIFLUXION. Grano de cuarzo de material solifluído. En el sector central, abajo y a la derecha, alteración química: disolución.

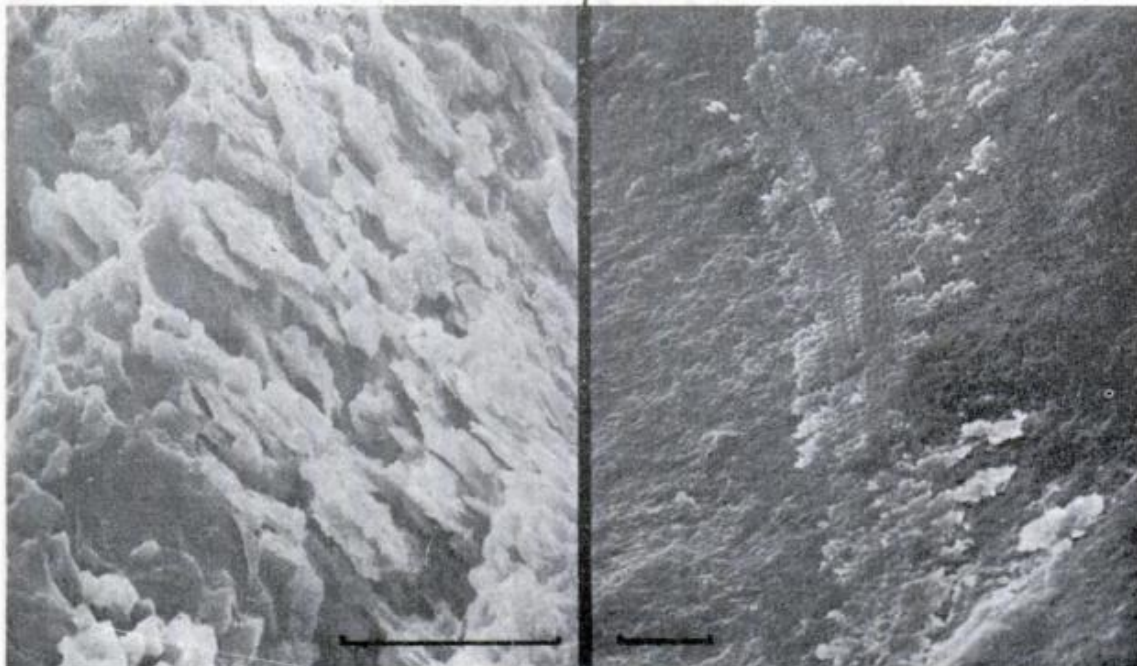
FOTO 13: SOLIGELIFLUXION: Hueco de márgenes brillantes sugerido como resultado de antiguas inclusiones o fenómeno de cristalización incompleta.

FOTO 14: SOLIGELIFLUXION: Exfoliación silícea conjuntamente con sobrecrecimiento.

FOTO 15: SOLIGELIFLUXION: Depósito de sílice elongado.

FOTO 14 (Esc. Graf. 10 μ)

FOTO 15 (Esc. Graf. 10 μ)



Los granos de cuarzo son de relieve alto y de bordes angulosos (Foto 12). Esto se relaciona con el reducido transporte y los hace diferir de otros casos citados (Vincent, 1976). Las fracturas concoidales mayores de un micrón, y los bloques que ellas mismas delimitan, también en esa escala, se presentan en un porcentaje mayor de 75 %. Las fracturas menores de un micrón, son relativamente menos frecuentes, entre 25 y 75 %.

Otras características de origen mecánico están representadas, por fracturas escalonadas que se encuentran con un porcentaje mayor del 75 % y las estriaciones presentes entre 25 y 75 %. El tamaño de estas microtexturas es pequeño, aunque por el porcentaje son bastante frecuentes. En las aristas, los granos suelen presentar fracturas ojivales pequeñas, seguramente por las presiones intergranulares durante el congelamiento. De la misma manera, los arcos gradados relacionados con las fracturas anteriores y genéticamente debidos a pequeños impactos y por efectos de presiones del hielo de segregación son de existencia poco notoria (ver cuadro 1). En cuanto a su área de desarrollo en el grano son de grado "presente" o grado 2 en la escala de Setlow (1978). Por lo dicho anteriormente se encuentran generalmente en los bordes.

La presencia muy local, de rayas rectilíneas o *chattermarks* se debe a interacción granular y puede estar relacionada con el proceso de soligeliflución o por el contrario, ser el resultado de la microdinámica del congelamiento y descongelamiento, independiente del anterior.

Por su parte, las placas imbricadas, son abundantes y vinculadas como respuesta físico-cristalina, a la criofragmentación.

Las categorías químicas son muy importantes. Hay que mencionar que estas categorías son bien apreciables con alta magnificación, ya que la criodiagénesis de los procesos actuales es lenta y regulada por las variaciones del intemperismo local sobre los sedimentos sueltos. Los granos presentan pátinas de óxidos de hierro y arcillas, que cubren frecuentemente las categorías mecánicas y son de difícil limpieza. Muchas veces pueden confundirse con depósitos o diseños silíceos, por lo que se hace muy necesaria la utilización del Edax.

Las oquedades, no orientadas, (Foto 12) se presentan con un porcentaje entre el 25 y 75 %, grado 3 o común de la escala mencionada anteriormente. Las oquedades están relacionadas con la diagénesis del *head* y preferentemente están ubicadas en las aristas.

Los depósitos de sílice, (Foto 15) preci-

pitan como sílice amorfa, especialmente en las cavidades y oquedades asociadas a veces con termoexfoliación (Foto 14), mientras que ciertos diseños dan idea de sobrecrecimientos (Foto 14).

Concluyendo, a pesar de la asiduidad de las categorías mecánicas (fracturas concoidales, estriaciones, etc) muchas de ellas en un grano, tienen escasa área de desarrollo o importancia, comparadas con el modelo químico, que denotan fuerte actividad en las formas de soligeliflución.

El mecanismo de movilización y transporte es lento y su significado para el ciclo sedimentario en general, debe manejarse con distintos valores escalares. En el caso de formas de soligeliflución ciertos ejemplares poseen cifras realmente significativas para este ambiente. La velocidad media máxima para la soligeliflución es de 3 cm/año (Benedict, 1976).

Esta situación se refleja en el caso de las formas de la Lagunita del Plata, en un medio crio-árido, con condiciones de disolución química y meteorización mecánica, estas últimas relacionadas con depositación silícea y exfoliación perfectamente observables en las micrografías. Algunos de los depósitos microtexturales hallados son mencionados también, para tundra de montañas altas (Kowalkowski, 1980 a,b).

Las diferencias entre muestras son poco apreciables, aunque aparentemente habría una mayor actividad química en aquellas que corresponden al contacto solifluidal, debido posiblemente, a la mayor duración del proceso.

e) Glaciares de escombros

Los granos de esta geoforma son de relieve alto y de aristas angulosas (Foto 18) en un porcentaje de existencia mayor del 75 %. Este valor es propio además, de las fracturas de superficies suaves. Con este mismo porcentaje se presentan las fracturas concoidales y los bloques mayores y menores de un micrón, (estos últimos ubicados preferentemente en los bordes).

Las rayas rectilíneas se presentan con valores entre el 5 y el 25 %. Las rayas curvas aparecen con el mismo porcentaje, pero mucho más ocasionalmente que las anteriores.

Las fracturas escalonadas son más frecuentes (más del 75 %). Por otro lado las placas imbricadas se presentan entre 25 y 75 %, al igual que los arcos gradados (Foto 18 y 19). Las categorías químicas están representadas principalmente por efectos de disolución, como oquedades, con desarrollo grado 3 o común, y por depositación silícea que se piensa, caracteriza un

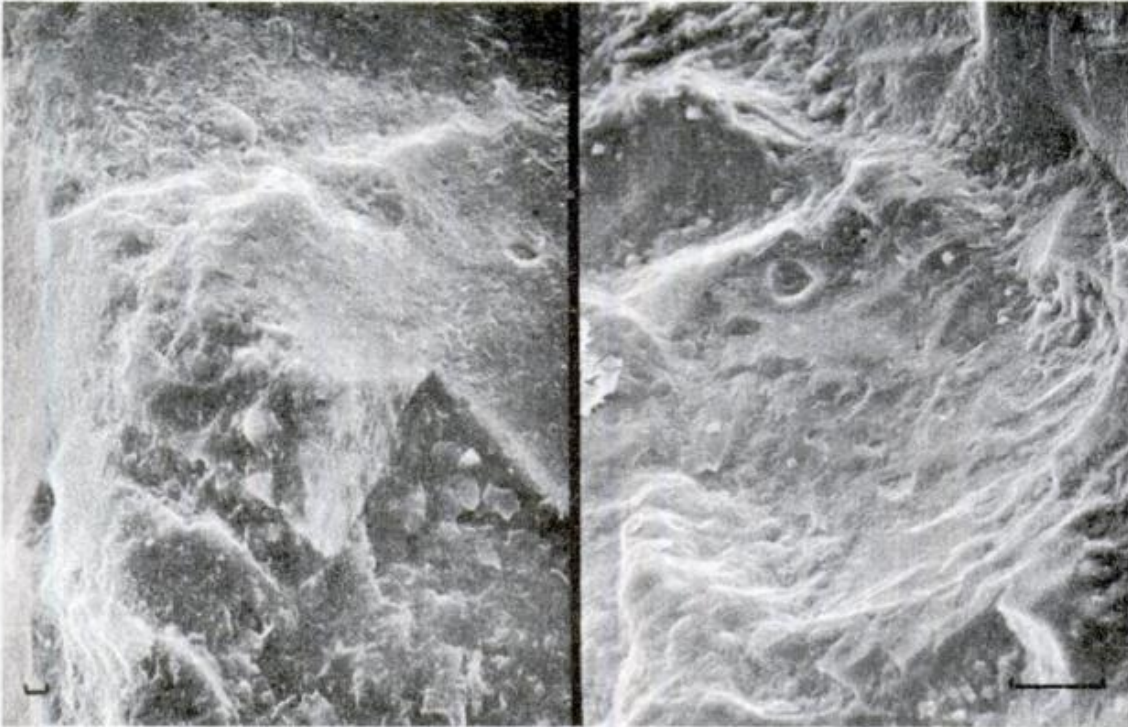


FOTO 16 (Esc. Graf. 1 μ)

FOTO 17 (Esc. Graf. 10 μ)

FOTO 16: GLACIAR DE ESCOMBROS. Aristas, caras y fracturas con coidales del cuarzo afectadas por alteración química de disolución. Se pueden observar numerosos huecos de disolución sin orientación.

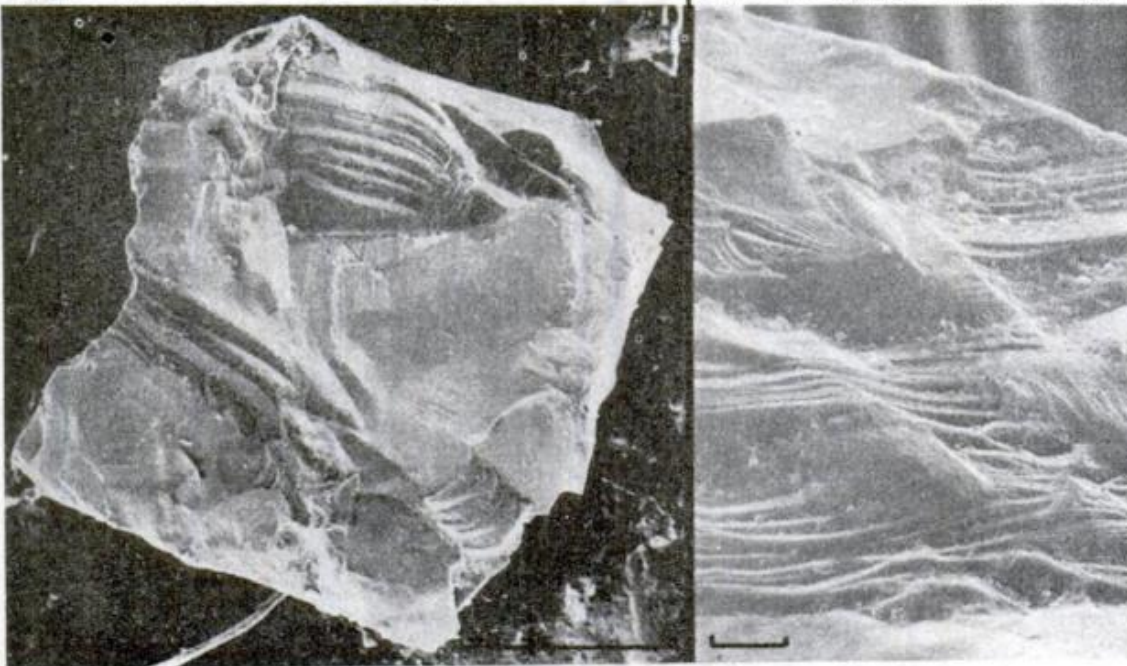
FOTO 17: GLACIAR DE ESCOMBROS. Zona alterada químicamente con disolución y depositación, suavizando las irregularidades.

FOTO 18: GLACIAR DE ESCOMBROS. Grano de arena con arcos gradados y fracturas escalonadas de notable desarrollo.

FOTO 19: GLACIAR DE ESCOMBROS. Arcos gradados, estriaciones y fracturas paralelas y semiparalelas.

FOTO 18 (Esc. Graf. 100 μ)

FOTO 19 (Esc. Graf. 10 μ)



medio criohúmedo (Kowalkowski, 1980 a,b).

Se puede inferir una prevalencia de categorías mecánicas sobre las químicas pero debemos considerar que las características mecánicas de orden menor como fracturas concoidales y bloques en los bordes, se vinculan con mecanismos superficiales del glaciar. Los efectos de hielo de la capa activa son muy intensos, suficientes como para provocar interacción de los granos entre sí y facilitar los efectos mecánicos de categorías de escala pequeña como fracturas menores de un micrón o fracturas ojivales de borde. No olvidemos que la superficie de la geoforma sufre congelamiento y descongelamiento y no es difícil encontrar formas menores como la extrusión (que también involucra crioturbación), suelos estructurados deformados, etc. Además se tienen que agregar los aportes producidos por canaletas de avalanchas nivodetríticas que dan típicas texturas de impacto. Concluyendo las características texturales de los glaciares de escombros pueden representar una combinación o sobreimpresión de categorías por la sucesión de procesos genéticos criogénicos. Respecto a este último punto debemos considerar la importancia de la ubicuidad del muestreo.

Se puede agregar que en algunos casos la actividad química es bien notoria (Foto 16-17). Entre el 25 y 75 % de los granos observados, las microtexturas mecánicas están afectadas por quimismos (Foto 17) y con el mismo porcentaje de granos, ciertas formas muestran diseño químico irregular.

Conclusiones

Las categorías texturales de los granos de cuarzo, en las cinco formas geocriogénicas, no exhiben en su alcance morfológico general muchas diferencias. Esta apreciación puede observarse en los cuadros realizados (1 y 2), sin embargo la conservación y predominio de ciertos diseños pueden dar mayores datos a los mecanismos predominantes dentro de un nivel estratigráfico identificado.

Resumiendo, para las causas de los "clisés" mecánicos se pueden considerar:

1. Efectos del movimiento en el ambiente periglacial donde es intensa la presión y la fricción.
2. Presión intergranular por efectos de crecimiento de hielo.
3. Mecanismo de impacto.

En 1 y 2 la energía motivadora está ocasionada por la formación de hielo en el ambiente criogénico, en el caso 3, si bien es un resultado indirecto de las condi-

ciones rígidas del intemperismo, el diseño principal está provocado por la caída libre o gravitacional de la roca meteorizada.

En los diseños submicroscópicos de los granos de cuarzo de los glaciares de escombros, la textura recuerda al tipo glaciar descubierto: fracturas concoidales y bloques mayores de un micrón, fracturas escalonadas y arcos gradados, sin embargo la escala de desarrollo es mucho menor. Para este último caso, y como antes se ha inferido, las texturas dependen de:

- a) Influencia del propio glaciar de escombros, su mecanismo de movimiento;
- b) Actividad de la capa activa, especialmente los sedimentos más superficialmente, de tipo física;
- c) Condiciones químicas de la capa activa (con especial relación a la criodiagenesis);
- d) Relación con texturas heredadas como ser por el aporte de canaletas de avalanchas nivodetríticas.

Concluyendo, el proceso dominante de las categorías mecánicas, se encuentra principalmente en el complejo: glaciar de escombros, y canaletas de avalanchas nivodetríticas.

Por otro lado el transporte en el sentido sedimentológico, dentro del ámbito periglacial se expresa con otro valor y significado especialmente en relación al conjunto de actividades físico-químicas *in situ* de un medio crio-árido o crio-húmedo, donde los procesos de disolución y depositación de sílice bajo distintas formas o la termoexfoliación cobran verdadera importancia. Así es que en el material de crioextrusión y soligelifluxión (muestras de corto transporte) las categorías químicas obliteran las mecánicas o éstas aparecen secundariamente.

Por último la criometeorización guarda una estrecha vinculación con la meteorización de regolito de clima templado, aunque también aquí los parámetros físico-químicos pueden ayudar a la interpretación de ciertos diseños, por ejemplo los provocados por las grandes presiones intergranulares que nacen aparecer más categorías mecánicas que en el otro caso.

Se puede considerar, con este análisis preliminar, que el estudio de las texturas de granos de cuarzo, mediante el uso de la microscopía electrónica, puede servir para identificar el ambiente criogénico en particular y los procesos más influyentes, relacionando la interpretación de las categorías mecánicas y químicas con los agentes genéticos de los diseños. Esto es de gran valor paleoambiental y se piensa en el futu-

ro desarrollar tareas sobre este tema. Tales experiencias, dentro de los estudios sedimentológicos, ya están siendo elaboradas en recientes trabajos (Korotaj et al., 1982); el aporte de datos de la geocriogenia de montaña actual, puede contribuir también aquí a la interpretación del Pleistoceno periglacial argentino.

Agradecimientos

Deseo agradecer especialmente la colaboración del dr. Arturo Corte (IANIGLA), Director de mi Beca de Iniciación del BID-CONICET al realizarse estas tareas y quien incluso proveyó parte de las muestras de estudio; a la geóloga Ana Lía Ahumada (IANIGLA), a los sres. Daniel Bari y Osvaldo Arango del Instituto de Histología y Embriología de la Facultad de Ciencias Médicas de la Universidad Nacional de Cuyo (Mendoza); al lic. José Indovino del Centro de Investigación de Materiales (Córdoba); al sr. Jorge Hohmann del Instituto de Neurobiología de la ciudad de Buenos Aires y a todos aquellos que de alguna manera u otra, hicieron posible que se realizaran las tareas descriptas.

Lista de trabajos citados en el texto.

AMELINCKX, S., 1964. The direct observations of dislocations. *Solid State Phys. Suppl.*, 6: 1-53.

ANDERSSON, J., 1906. Solifluction, a component of subaerial denudation. *Jour. of Geology* 14: 91-112.

ANDREIS, R., 1971. El uso del microscopio electrónico en el estudio de ambientes de sedimentación. *MPS. Rev.* 2, (3-4): 133-152.

BARSCHE, D. and R. UPDIKE, 1971. Late pleistocene periglacial geomorphology (rock glaciers and block fields). *Arizona Geological Society Digest*, IX: 225-243.

_____, 1977. Nature and importance of mass wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surface Processes*, 2: 231-245.

_____, 1978. Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Third International Conference on Permafrost*, 1: 349-353.

BENEDICT, J., 1976. Frost creep and gelifluction features. *A. Review. Quaternary Research* 6: 55-76.

BIEDERMAN, E. W. Jr., 1962. Distinction of shoreline environments in New Jersey. *Jour. Sed. Petr.* 32 (2): 181-200.

BUK, E., 1983. Glaciares de escombros y su significación hidrológica. *Actas de la primera reunión periglacial argentina (en prensa)*.

BULL, P. A., 1978a. A quantitative approach of scanning electron microscope analysis of cave sediments. *Scanning Electron Microscopy in the study of sediments. Edited by B. Whalley*: 201-226.

_____, 1978b. Observations on small sedimentary quartz particles analysed by scanning electron microscopy. *Scanning Electron Microscopy V.* 1: 821-822.

CORTE, A. E., 1953. Contribución a la morfología periglacial de la Alta Cordillera con especial mención del aspecto criopedológico. *Anales del D.I.C. Univ. Nac. de Cuyo* 1 (Cuaderno II): 1-54.

_____, 1966. Particle sorting by repeated freezing and thawing. *Biuletyn Periglacialny*, 15: 175-240.

_____, 1976a. The hydrological significance of rock glaciers. *Jour. of Glaciol.*, 14, Nº 71.

_____, 1976b. Rock glaciers. *Biuletyn Peryglacialny* 26: 175-197.

_____, 1982. Geocriología general y aplicada. (inéd.).

_____ y TROMBOTTO, D., 1982. Andean geocryogenic features in satellite imagery and accidents warning. *Sitenth International Symposium on Remote Sensing of Environment*, Bs. As.

OYLIK, J., 1952. Periglacial structures in the pleistocene deposits of middle Poland. *Panstwowy Institut Geologiczny. Bull.*, 66: 1-66.

FRENCH, H. D., 1976. The periglacial environment. *Longman London and New York*, 309 p.

GOZDZIK, J. y E. MYCIELSKA-DOWGIAŁKO, 1982. Investigation of the effect of some geological processes on the modification of the quartz grain surface (resumen en Inglés). *Przeglad Geograficzny*, 54, (3): 219-241.

GORBUNOV, A. P., 1978. Permafrost investigations in high mountain regions. *Arctic and Alpine Research*, 10 (2): 283-294.

GRAF, K., 1971. Beiträge zur solifluktion in den Bündner Alpen (Schweiz) und in den Andean Perus und Boliviens Juris. *Druck Verlag Zürich*: 152 p.

JAHN, A., 1981. Some regularities of soil movement on the slope as exemplified by the observations in Sudety Mts. *Transactions, Japanese Geomorphological Union* 2 (2): 321-328.

KARTE, J. y H. LIEDTKE, 1981. The theoretical and practical definition of the term periglacial in its geographical and geological meaning. *Biuletyn Peryglacialny*. 28: 123-135.

KONISCHEV, V. N., 1982. Characteristics of cryogenic weathering in the permafrost zone of the european USSR. *Arctic and Alpine Research*, 14 (3): 261-265.

KOROTAJ, M. y E. MYCIELSKA-DOWGIAŁKO, 1982. Würmian periglacial processes on the Kolno Plateau in the light of sedimentologic investigations with the use of scanning electron microscopy. *Biuletyn Peryglacialny* 29: 53-76.

KOWALKOWSKI, A., 1980. VIII Altitudinal zonation of soils in the southern Khangai Mts, en Vertical Zonality in the southern Khangai Mts. *Geographical studies* Nº 136: 65-76, Mongolia.

KOWALKOWSKI, A., E. MYCIELSKA-DOWGIAŁKO, E., R. KRZYWOBŁOCKA-Laurow and M. WICHIROWSKA, 1980a. Analysis of surface textures of quartz grains observed in the electron microscope, from the tundra and arid steppe soils of the Khangai Mts. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 15: 135-155.

KOWALKOWSKI, A., and E. MYCIELSKA-DOWGIAŁKO, 1980 b. Soils forming processes in the tundra and arid steppe of the Khangai Mts on the basis of quartz grain analysis with an electron microscope. *Polish Journ. of Soil Science*, XIII: 56-63.

KRINSLEY, D. and T. TAKAHASHI, 1964. S. Technique for the study of surface textures of sand grains

- with electron microscopy. *Jour. of Sed. Petrology*, 34: 423-426.
- KRINSLEY D. y S. MARGOLIS, 1969. A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope. *New York. Acad. Sci. Trans. Series II*, 31: 457-477.
- ____ y L. Cavallero, 1970. Scanning electron microscope examination of periglacial eolian sands from Long Island, New York. *Jour. of Sed. Petrology, Notes* 40 (4): 1345-1349.
- KRINSLEY, D. y F. MCCOY, 1978. Aeolian quartz sand and silt. *Scanning electron microscopy in the study of sediments*: 249-260.
- KUENEN PH. y W. PERDOK, 1961. Experimental abrasion. Frosting and defrosting of quartz grains. *Jour. Geol.* 70: 648-658.
- LE RIBAULT, L., 1974. Exoscopie et endoscopie des quartz d'origine detritique. *Societa Italiana Mineralogia e Petrologia*, 30 (1): 373-416.
- ____, 1978. The exoscopy of quartz and grains. *Scanning electron microscopy in the study of sediments*. Edited by B. Whalley: 319-328.
- LUNDQUIST, J., 1969. Earth and ice mounds. A terminological discussion. The periglacial environment. Edited by Troy L. Péwé: 203-215.
- MARLOLIS, S. y D. Krinsley, 1971. Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains. *Geol. Soc. America Bull.* 82: 3395-3406.
- ____, 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *Am. Journ. Sci.* 274: 449-464.
- MARGOLIS, S. y H. HERMAN, 1980. Northern hemisphere sea ice and glacial development in the late Cenozoic. *Nature*, 286: 145-149.
- MOON, C. F., 1978. High voltage electron microscopy as an adjunct to scanning electron microscopy in the study of fine sedimentary particles. *Scanning Electron Microscopy in the study of sediments*. Edited by B. Whalley: 71-81.
- PECSI, M., 1969. Genetic classification of slope sediments. *Biuletyn Peryglacjalny*, 18: 15-27.
- POMAR, H. B. de, 1976. Métodos de preparación de sedimentos clásticos para su estudio microscópico. *Asoc. Cienc. Nat. Lit. Rev.*, 7: 1-55.
- PORTER, J., 1962. Electron microscopy of sand surface texture. *Jour. of Sed. Petrology*, 32 (1): 124-135.
- PYE, K. y H. B. SPERLING, 1983. Experimental investigation of silt formation by static breakage processes: the effect of temperature, moisture and salt on quartz dune sand and granitic regolith. *Sedimentology* 30: 49-62.
- SETLOW, L., 1978. Age determination of reddened coastal dunes in north west Florida, USA, by use of scanning electron microscopy. *Scanning Electron Microscopy in the study of sediments*. Edited by B. Whalley, 283-305.
- SOUTENDAM, C. J. A., 1967. Some methods study surface texture of sand grains. *Sedimentology* 8: 281-290.
- SPALLETTI, L., 1977. Análisis de las texturas superficiales de granos de cuarzo glaciales, fluvio-glaciales y glaciolacustres de la provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Arg. de Mineralogía Petro. y Sed.* 8, (3-4): 59-72.
- STIEGLITZ, R., 1969. Surface textures of quartz and heavy mineral grains from fresh-water environments: an application of scanning electron microscopy. *Geol. Soc. America Bull.*, 80: 2091-2094.
- TOVEY, N. K. y K. Y. WONG, 1978. Preparation, selection and interpretation problems in scanning electron microscope studies of sediments. *Scanning Electron Microscopy in the study of sediments*. Edited by B. Whalley: 181-199.
- TROMBOTTO, D., 1983. Geociología de la Lagunita del Plata. *Actas de la Primera Reunión Periglacial Argentina*, (en prensa).
- VINCENT, P., 1976. Some periglacial deposits near Aberystwyth Wales, as seen with a scanning electron microscope. *Biuletyn Peryglacjalny*, 25: 59-64.
- WALKER, D. A., 1978. Preparation of geological samples for scanning electron microscopy. *Scanning Electron Microscopy*, 1: 185-192.
- WASHBURN, A. L., 1956. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Geol. Soc. America, Bull.*, 67: 823-866.
- ____, 1979. *Geocryology*. Edward Arnold, 406 p., London.
- WHALLEY, B., 1973. A possible mechanism for the formation of interparticle quartz cementation in recently deposited sediments. *Transaction of the New York Academy of Sciences. Series II*, 36, (1): 108-123.
- ____, 1978. *Scanning Electron Microscopy in the study of sediments (a symposium)* Editor: Geo. Abstracts, 414 p. Norwich, England.
- ____, 1979. Quartz silt production and sand grain surface textures from fluvial and glacial environments. *Scanning Electron Microscopy*, 1: 547-554.
- ____ y D. KRINSLEY, 1974. A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. *Sedimentology* 21: 87-105.
- ____ y B. J. SMITH, 1981. Mineral content of hammattan dust from northern Nigeria examined by scanning electron microscopy. *Journ. of Arid Environments*, 4: 21-29.
- WILSON, P., 1978. A scanning electron microscope examination of quartz grain surface textures from the weathered millstone grit (carboniferous) of the southern Pennines. England. *A Preliminary report. Scanning Electron Microscopy in the study of sediments*. B. Whalley (Ed.): 307-318.

Recibido: 29 de marzo, 1984

Aceptado: 19 de febrero, 1985.

DARIO TROMBOTTO

IANIGLA - CONICET

C. C. 330

5500 - Mendoza

INVESTIGACIONES SISMICAS EN LA PROLONGACION MARINA DEL SISTEMA DE TANDILIA

JOSE KOSTADINOFF

Resumen

Una nueva campaña del Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) a bordo del buque oceanográfico ARA Puerto Deseado, permitió la obtención de registros sísmicos de reflexión en la prolongación marina del sistema de Tandilia. La sección sísmica se desarrolló entre las coordenadas geográficas 38°05'S, 57°06'W y 38°18'S, 56°33'W.

Se intersectó la línea sísmica registrada durante la campaña desarrollada en 1980, permitiendo confirmar la existencia bajo los sedimentos de un alto estructural del basamento.

El presente trabajo consideró a esta geoforma, hallada a 57 km al sudeste de Punta Mogotes, como la manifestación estructural más oriental del sistema de Tandilia.

A su vez correlacionando las anomalías magnéticas con la sección de sísmica de reflexión se intentó identificar los posibles cambios litológicos del basamento.

El estudio sismológico permite discriminar diferentes paquetes sedimentarios de edad cenozoica y mesozoica.

Abstract

A new survey of Instituto Argentino de Oceanografía, IADO, on board research vessel ARA Puerto Deseado, allowed to obtain reflection seismic records in the Tandilia marine prologation.

The seismic section was developed between the geographic coordinates 38°05'S, 57°06'W and 38°18'S, 56°33'W.

The seismic line obtained during the 1980 cruise was intersected. This confirmed the existence of the structural high.

This new work considers the geoform found at 57 km east of Punta Mogotes as the eastern most occurrence of the Tandilia structural system.

The correlation of the magnetic anomalies with the seismic reflection section contributes to the identification of possible lithological changes in the basement.

The discrimination of different sedimentary sequences observed in the seismic section allowed to identify the possible Cenozoic and Mesozoic stratigraphy.

Introducción

Los resultados de la prospección geofísica del este del sistema de Tandilia, en la plataforma continental argentina, han demostrado ser de gran interés científico por la información que brinda a la geología de la región como un intento para resolver problemas estructurales, sedimentológicos y litológicos.

Las diferentes campañas realizadas en las dos últimas décadas han generado diversos estudios que permiten tener una idea general de la geología de esta área.

El buque oceanográfico del CONICET ARA Puerto Deseado, ha permitido en estos últimos años la utilización de su perfilador sísmico que aunque de baja penetración acústica es adecuado para áreas con espesores sedimentarios como los aquí estudiados.

Por lo tanto a los relevamientos sísmicos y magnetométricos marinos efectuados en el área por Ewing et al. (1962), Ríos (1977) y Kostadinoff (1978, 1983a y 1983b) se agrega el presente trabajo.

La prospección sísmica realizada es de reflexión controlándose las velocidades de

las ondas acústicas con los disparos de refracción obtenidos por Ewing et al. (1962) y las interpretaciones sísmicas de Yrigoyen (1975) y Kostadinoff (1983a).

Se han continuado así las investigaciones referentes a geoformas y extensión de Tandilia; espesores sedimentarios entre las cuencas del Salado y Colorado y la posible litología del basamento del área en estudio.

En este trabajo se presentan los resultados de un perfil sísmico de reflexión de 50 km de longitud que corta perpendicularmente a otro que fuera obtenido en noviembre de 1980 (véase fig. 1).

De esta manera se intenta obtener la delimitación más precisa del alto estructural detectado en el perfil sísmico anteriormente citado, Kostadinoff (1983a).

Antecedentes geofísicos

Las referencias geofísicas previas son:

a) Un informe preliminar de Ewing y Peter (1958) sobre las anomalías magnéticas del cabo Corrientes, explicando las mismas como una prolongación de las rocas cristalinas del sistema de Tandilia en el mar.

b) El clásico trabajo de Ewing et al. (1962) donde se describen los perfiles de refracción sísmica efectuados en la plataforma continental argentina. De éste se infiere la continuación de Tandilia en la plataforma marina.

c) Perfiles aeromagnéticos del Servicio de Hidrografía Naval cercanos a la costa que dieron un panorama cualitativo de las respuestas magnéticas de la prolongación marina de este sistema.

d) Observaciones gravimétricas realizadas por la Universidad de Buenos Aires (UBA) en la plataforma submarina bonaerense (Baglietto y Cerrato, 1969), donde se describen mediciones efectuadas con un gravímetro submarino telecomandado.

e) Varias líneas de sísmica de reflexión obtenidas por las compañías petroleras Shell y Esso paralelas al litoral marplatense, a 27, 108 y 190 km de la costa, en informes técnicos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF).

f) Campañas realizadas con el buque oceanográfico El Austral, AU-31 y AU-34. Se obtuvo una grilla magnética de 4 x 1 km hasta llegar a 147 km de la costa: la zona cubierta fue de 10.000 km² (Ríos, 1977 y Kostadinoff, 1978 y 1983a).

g) Campaña de calibración geofísica realizada con el buque oceanográfico del CONICET, ARA Puerto Deseado, donde se logró una línea de sísmica de reflexión con registración simultánea de gravimetría para

lela al litoral bonaerense a 50 km de la costa y de 100 km de longitud (Kostadinoff, 1983a).

h) Cuatro perfiles magnéticos cercanos al litoral de Mar Chiquita logrados con los guardacostas de la Prefectura Naval Argentina y dos líneas terrestres de magnetismo paralelas y equidistantes de los perfiles marinos que cubrieron un área de 1.200 km² (Kostadinoff, 1983b).

Se debe destacar que la totalidad de los trabajos se desarrollaron a una distancia no mayor de 190 km del litoral marplatense.

Descripción geológica

La fisiografía de la parte continental continúa bajo la cobertura sedimentaria en la plataforma continental argentina. Los trabajos geofísicos demostraron que se mantiene la orientación noroeste para el sistema de sierras aquí estudiadas.

Se propone como basamento geofísico a las rocas cristalinas de alta velocidad sísmica (mayores de 5,8 km/seg) que de acuerdo al trabajo de Kostadinoff (1983a) conforman el sistema de Tandilia (granitos, gneis, basaltos, diabasas, etc.).

Las rocas del basamento cristalino estarían formadas por granitoides, migmatitas, milonitas, metamorfitas y rocas de filones, estando las edades comprendidas entre 600 y 2.200 Ma. (Teruggi y Kilmurray, 1980).

De acuerdo a estos autores los dominios tectónicos del basamento tienen tres direcciones fundamentales: este-oeste, noreste y noroeste considerándose que los mismos han servido de base para la posterior tectó-

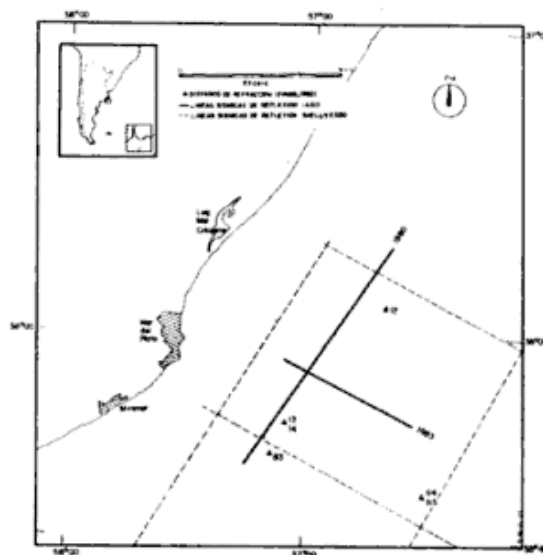


Fig. 1: Ubicación de las líneas de reflexión y disparos de refracción en el área de trabajo.

nica de fallamiento que afectó a los sedimentos.

La existencia de un batolito granítico en profundidad en la parte continental fue postulada por Teruggi et al. (1962). Los trabajos de prospección geofísica marina anteriormente realizados insinuaron la presencia de un cuerpo similar de 30 km de ancho en la plataforma continental argentina. Este posible batolito se encontraría a 50 km de Mar del Plata habiéndose delimitado exclusivamente su extensión en la dirección noreste (Kostadinoff, 1983a). Se establece que el mismo tendría un brusco cambio en su contacto hacia la cuenca del Salado; estaría además marginado por fallas de gran rechazo y se encontrarían efusiones básicas que se derramaron hacia el centro de la cuenca.

Al sudoeste en dirección a la cuenca del Colorado, la transición estructural es más suave y el basamento, de acuerdo al relevamiento magnetométrico marino, estaría libre de efusiones básicas y el fracturamiento sería de mucha menor magnitud.

Los sedimentos mesozoicos y cenozoicos suprayacentes al basamento muestran diferencias a ambos lados del positivo estructural descrito anteriormente: al sudoeste (cuenca del Colorado) presentan escaso fallamiento de pequeña magnitud, mientras que es notable hacia el noreste (cuenca del Salado) la existencia de fallas directas afectando estos sedimentos.

Metodología

Sísmica

Se diagramó la registración del perfil de sísmica de reflexión marina de tal manera que se complementara con el perfil obtenido en 1980.

Se utilizó el equipo de adquisición de datos sísmicos del buque oceanográfico Puerto Deseado y los parámetros de registración fueron ajustados para optimizar la información de acuerdo a la experiencia obtenida en años anteriores.

Fuente de energía sísmica: se utilizaron dos líneas, una a cada banda del buque, lo que permitió usar hasta cuatro cañones de aire, de acuerdo a las necesidades de registración, discriminados de la siguiente manera: dos cañones de aire de 10, uno de 5 y otro de 1 pulgada cúbica de capacidad. Una parte de la sección sísmica fue registrada con 10 pulgadas cúbicas y otra sección con la suma de dos cañones de aire de 10 y 5 pulgadas cúbicas. La presión de trabajo de los compresores se mantuvo en 110 kg/cm^2 (1600 lb/pulg^2). La frecuencia pico para los cañones de aire es de: 32 Hz para volúmenes de cámara de 10 pulg.³;

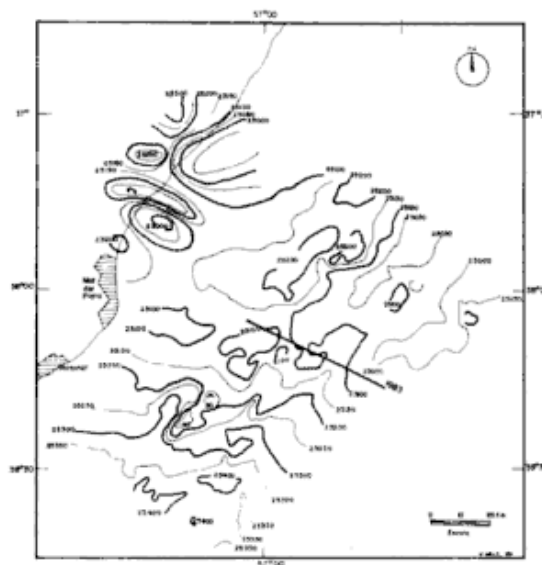


Fig. 2: Mapa del campo magnético total.

40.5 Hz para volúmenes de cámara de 5 pulg.³; 69.2 Hz para volúmenes de cámara de 1 pulg.³. Durante la operación de este sistema se mantuvo la velocidad del buque en 6,5 nudos siendo el intervalo entre disparos de 10 segundos.

Detección: se realizó con una anguila sísmica de 12 canales; cada uno de ellos posee un grupo de 32 hidrófonos, siendo la separación entre los canales de 60 m. La anguila sísmica fue optimizada para frecuencias altas (50-350 Hz); la primera traza activa se ubicó a 150 m de la fuente de energía y la última a 810 m. Para atenuar las reverberaciones de las burbujas de los cañones de aire se dispuso una distancia de 150 m entre la fuente de energía y el primer canal. Para mantener la anguila sísmica a la profundidad de 8 m se agregaron dos aletas estabilizadoras especialmente calibradas.

Registración: se realizó con el equipo de perfilación sísmica del buque, optimizándose el registro para obtener una suma de 12 eventos sísmicos en el mismo punto de reflexión. La longitud de registro se ajustó a 5 segundos (trayectoria ida y vuelta), lográndose de esta manera asegurar la obtención de toda la información sísmica hasta el basamento. El muestreo se digitalizó en 2 milisegundos para los 12 canales. La amplificación y los filtros aplicados a la señal sísmica fueron variados de acuerdo a las necesidades; por ejemplo, la ganancia de los preamplificadores se mantuvo en 60 db.

Procesamiento de la información sísmi-

ca: la sección final se realizó en la central de procesamiento sísmico de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. El apilamiento de los puntos de reflexión comunes fue de 12 (1200 %) lo que permitió la extracción de las reverberaciones que perturbaban la interpretación de la sección sísmica.

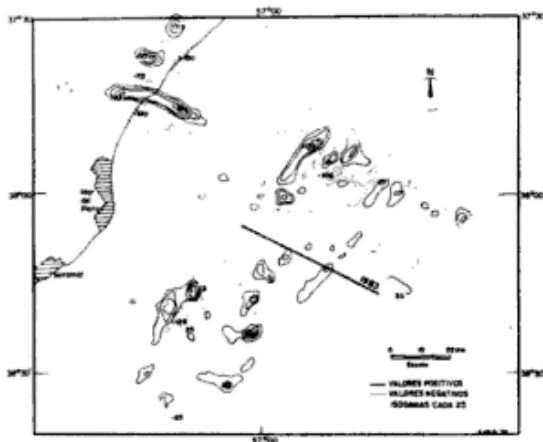


Fig. 3: Mapa de anomalías obtenido por reducción numérica de los valores del campo magnético total.

Magnetismo

Fue utilizada la información existente de 19 líneas magnéticas realizadas con el buque oceanográfico El Austral durante 1977, agregándose las obtenidas por los guardacostas de la Prefectura Naval Argentina en 1980 (Ríos, 1977, Kostadinoff, 1978, 1983a y 1983b). En todas estas campañas se operó con un magnetómetro de precesión protónica marca Barringer.

Los datos registrados luego de su reducción fueron volcados a una carta para lograr un mapa del campo magnético total (figura 2); finalmente se realizó un procesamiento matemático de esta información para resaltar las anomalías y representarlas en un mapa denominado residual del área prospectada (figura 3). La metodología seguida se describe en el trabajo de Kostadinoff (1983a).

Además se consideró los valores de susceptibilidad magnética inducida determinados en las rocas del sistema de Tandilia (Kostadinoff, 1978) como un parámetro físico complementario a los mapas anteriormente descriptos para el cálculo de modelos magnéticos. Para las prospecciones geofísicas de este tipo es aceptable utilizar los valores de susceptibilidad magnética inducida debido a que en la mayoría de las rocas esta propiedad física es controlada por la inducción del campo magnético terrestre, a diferencia de la susceptibilidad magnética remanente que gobierna el magnetismo residual en ausencia de un campo magnético externo (Dobrin, 1976). Sin em-

bargo existen rocas donde la susceptibilidad magnética remanente es muy superior a la susceptibilidad magnética inducida, especialmente en rocas con alto contenido de minerales ferromagnéticos, pero no es el caso de considerarlos aquí pues las anomalías del campo magnético terrestre medidas en este trabajo y las susceptibilidades magnéticas calculadas anteriormente por Kostadinoff (1978) no indican la existencia de rocas de este tipo.

Podemos agregar que de acuerdo a Nettleton (1976) en el análisis de los mapas magnéticos obtenidos por la exploración petrolera el magnetismo remanente tiene una influencia muy pequeña en el diseño de las anomalías magnéticas y se considera que las unidades rocosas están magnetizadas en la dirección del campo terrestre actual.

De esta manera se intenta inferir la litología del basamento de acuerdo a los desarrollos matemáticos descriptos por Grant y West (1965), Nettleton (1976) y Telford et al., (1976).

Finalmente en coincidencia con la sección sísmica se elaboró un perfil magnético, a partir del mapa de campo magnético total. Para colegir la litología basal se correlacionó las estructuras visualizadas en la sísmica con los modelos matemáticos deducidos con susceptibilidad magnética hallada en las rocas del sistema de Tandilia.

Interpretación

Si consideramos la técnica del modelado inverso del campo magnético terrestre (Grant y West, 1965, Nettleton, 1976, y Telford et al., 1976) en base a la susceptibilidad magnética de las rocas de Tandilia (Kostadinoff, 1983a) y la respuesta magnética que daría la topografía hallada por la sísmica, los valores de las anomalías llegarían a un máximo de 10 a 20 nT; esto sería indicativo de un basamento litológicamente homogéneo.

Sin embargo en las figuras 2, 3 y 4 se observan dos anomalías notables; una de ellas de 165 nT y otra de 80 nT que por su amplitud señalan cambios notorios en la composición de las rocas del basamento. Estas se encuentran emplazadas en la progresiva 57.4 y 76 km de Punta Mogotes respectivamente.

El perfil sísmico obtenido permite discriminar tres zonas: I) alto estructural del extremo noroeste (figura 5A) II) zona intermedia con basamento irregular (figura 5B) y III) basamento profundo y plano en el extremo sudeste (figura 5C).

El alto estructural discriminado en la figura 5A coincide, con la sísmica de re-

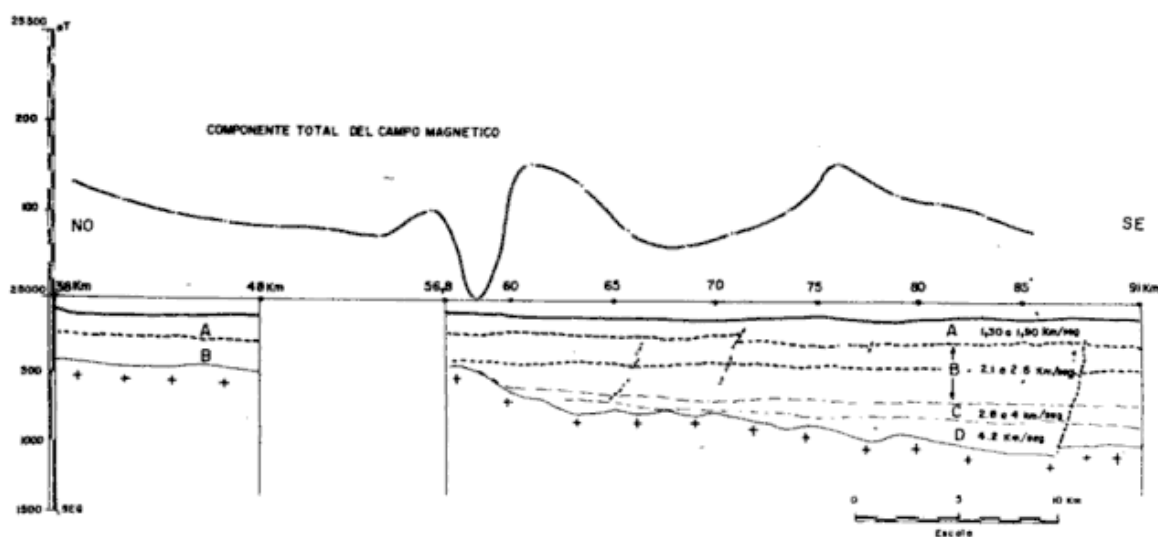


Fig. 4: Correlación entre la curva del campo magnético total y el basamento sísmico. Los estratos A, B, C y D están discriminados por las velocidades (..., Km/seg.). Los valores en escala horizontal indican la distancia al SE de Punta Mogotes.

flexión realizada en años anteriores por Kostadinoff (1983a) y las compañías petroleras particulares.

El campo magnético terrestre se caracteriza en esta singular estructura por ser una zona libre de anomalías (figuras 2 y 3) lo que puede ser atribuible a la baja susceptibilidad magnética de las rocas del basamento, similar a los valores medidos en el sistema de Tandilia (Kostadinoff, 1983a).

Estas apreciaciones llevan a proponer que este alto estructural determinado por la sísmica y caracterizado por su quietud magnética (*quiet zone*) sería la manifestación más oriental de las Sierras Septentrionales.

El mismo muestra una notable regularidad, pudiéndose asimilar a una meseta o mesa subhorizontal con pendiente poco apreciable.

Hacia el sudeste superando la progresiva 57,4 km el basamento desciende bruscamente con un ángulo de $7^{\circ}20'$ hasta estabilizarse en una secuencia geológica distinta (zona intermedia y extremo sudeste) con una pendiente de $1^{\circ}20'$ (figuras 5B y 5C) lo que representa un ángulo tres veces mayor que el actual fondo marino.

Debido a la baja potencia de la fuente de energía sísmica utilizada en este trabajo se hace difícil resolver sobre la existencia de fallas del basamento, si bien en las progresivas 65, 74, 76 y 86,5 km, de las figuras 5B y 5C, se podría sospechar de su existencia.

Sobre el alto estructural se encuentran depositados aproximadamente 400 m de sedimentos y fuera de esta área los espesores totales varían notablemente entre 980 y 1350 m, lo que se visualiza entre las progresivas del km 63 al 91 (figura 4).

De la sección sísmica, se pueden identificar 4 capas que denominaremos A, B, C y D (figuras 4, 5A, 5B y 5C).

La capa D se encuentra depositada sobre un basamento rugoso y se acuña de sureste a noroeste, desapareciendo, al tomar contacto con el alto estructural.

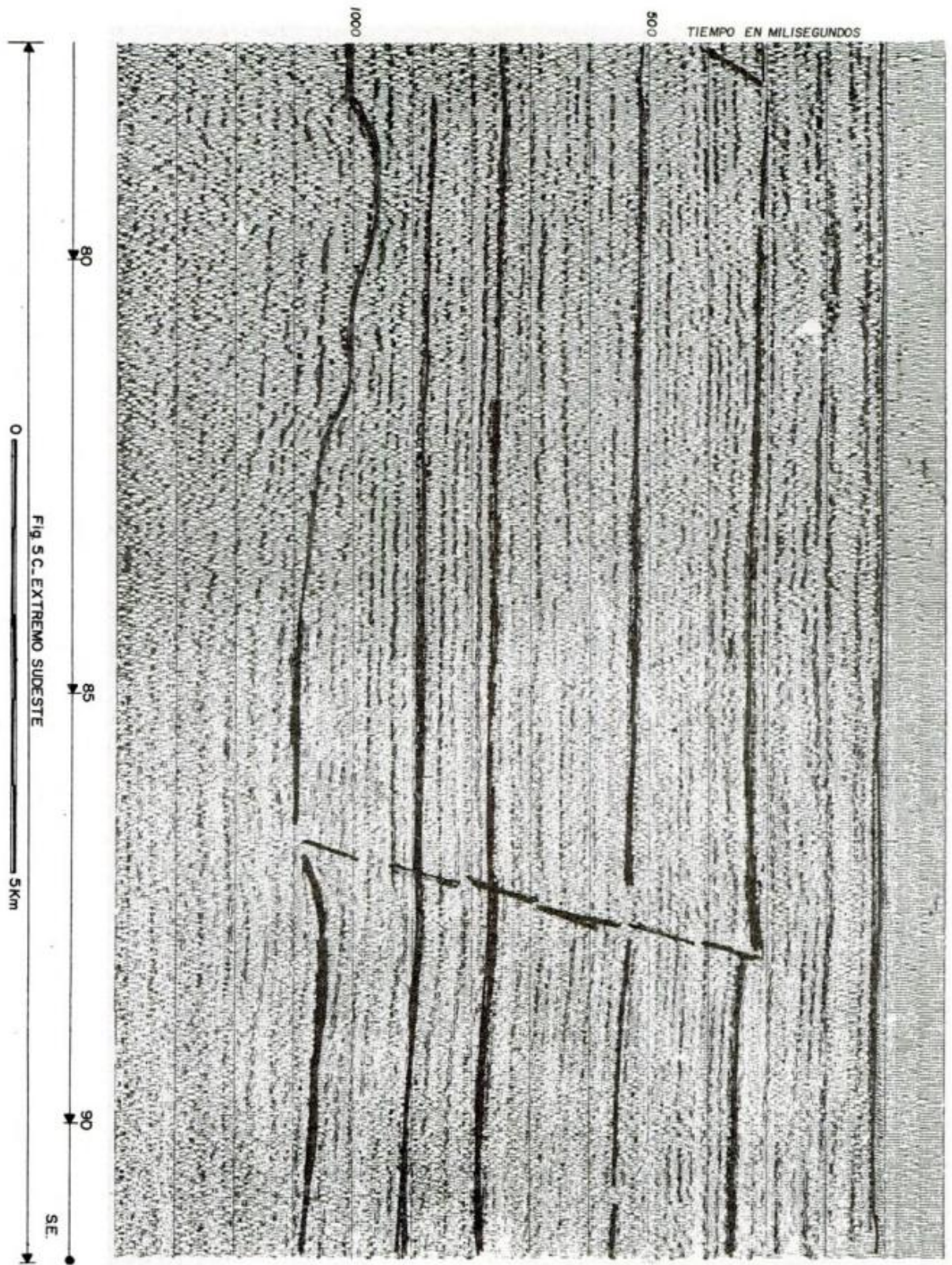
La capa C, suprayacente a la anterior, mantiene esta particularidad.

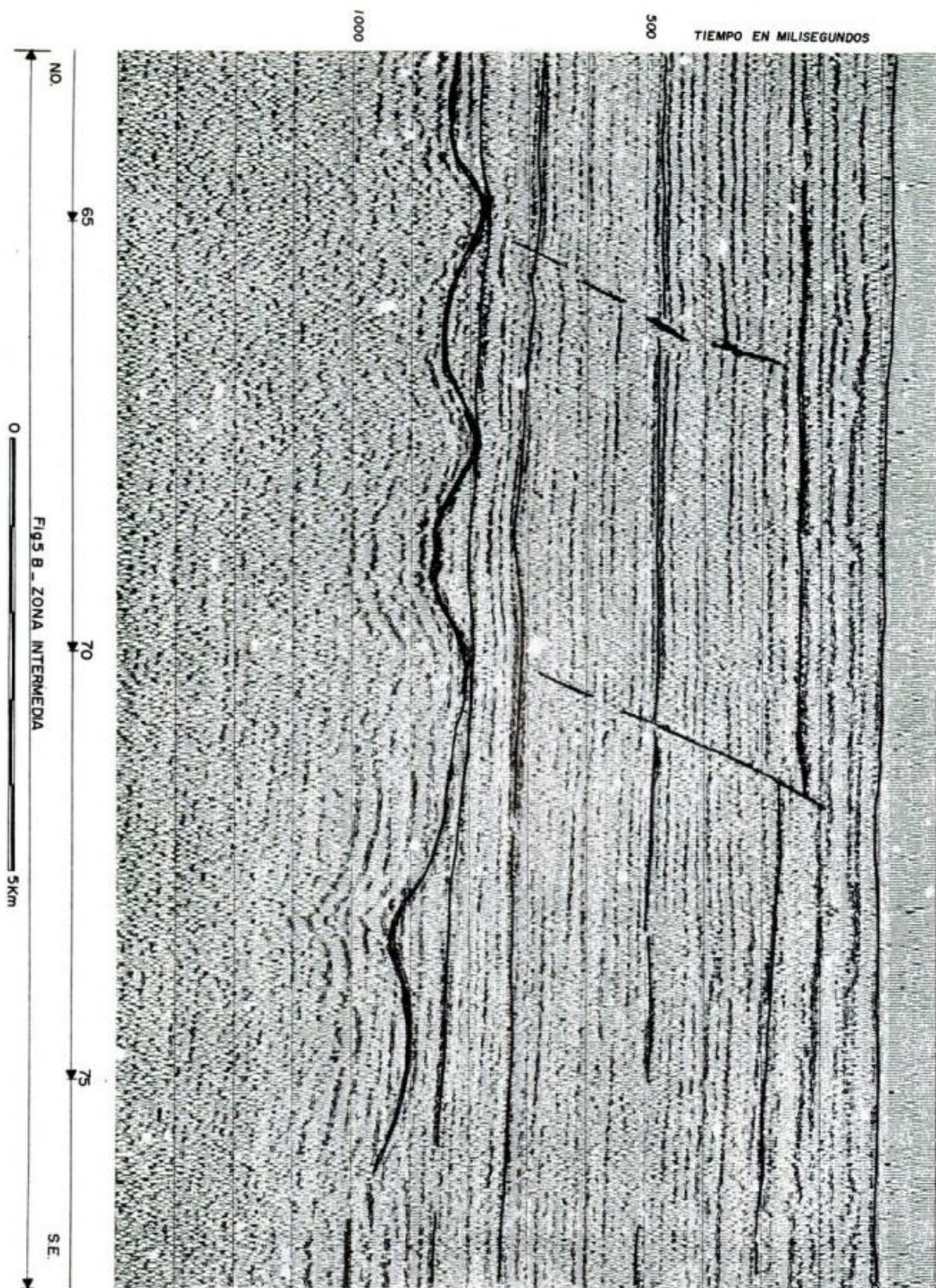
En el caso de la capa B disminuye su espesor a menos de la mitad al encontrarse con el alto estructural.

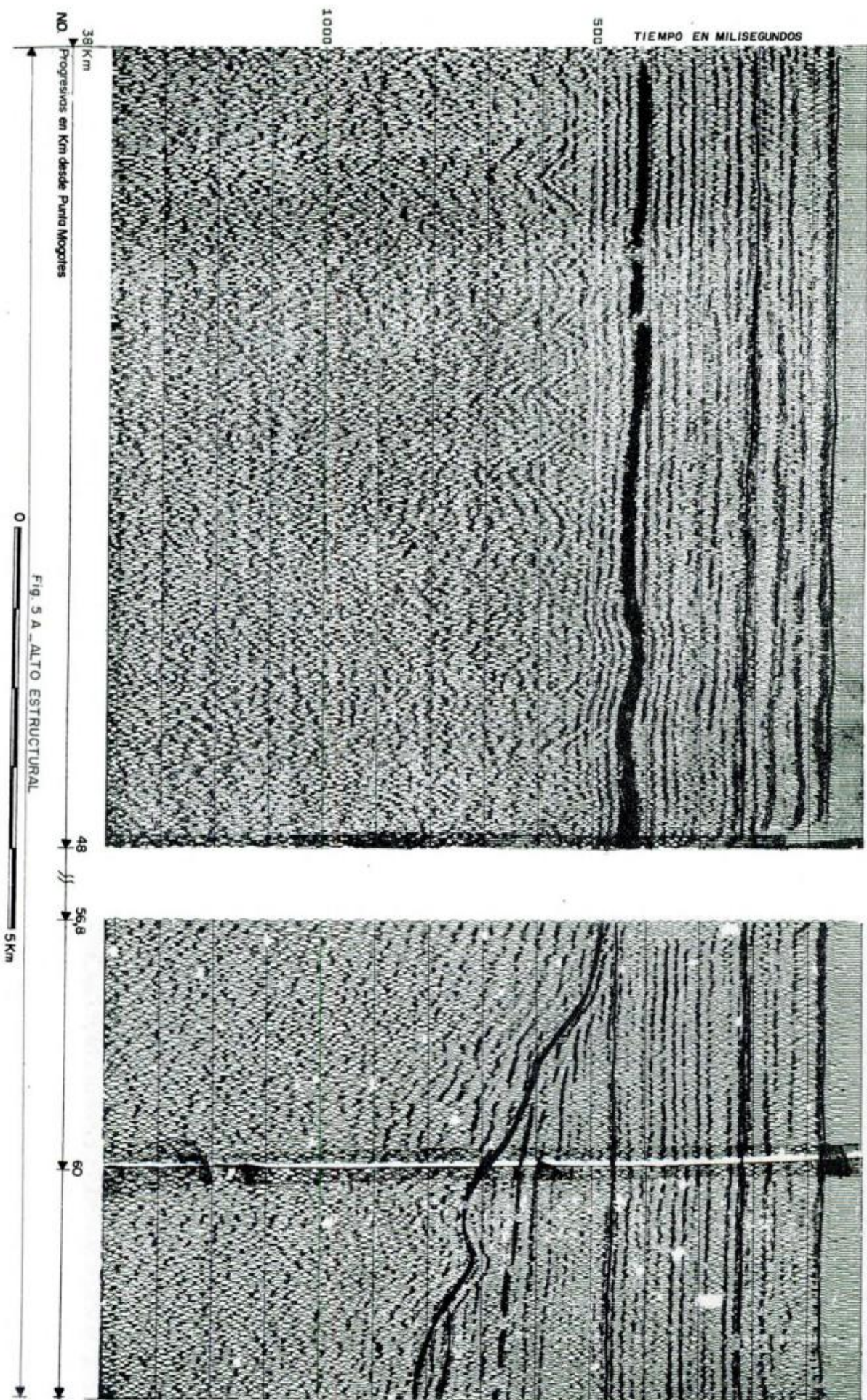
La capa sedimentaria A según Ewing et al. (1962) son sedimentos no consolidados con velocidades sísmicas (de refracción) entre 1, 3 y 1,9 km/seg y clasificado por estos autores como pertenecientes al Plioceno-Mioceno superior.

Para las capas B, C y D tomaremos los valores de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas longitudinales (P) propuestos por Yrigoyen (1975) y corroborados por el análisis de velocidades hecho durante el procesamiento de esta línea.

El paquete sedimentario B (figura 4) caracterizado por la velocidad sísmica 2,1 a 2,6 km/seg sería de edad mastrichtiana-paleocena (Yrigoyen, 1975).







La capa sedimentaria C se corresponde con la velocidad de 2,8 a 4,0 km/seg siendo de edad cretácica superior (Yrigoyen, 1975).

La capa sedimentaria D, es de difícil discriminación debido a que se apoya sobre un basamento rugoso y el análisis de las velocidades sísmicas en ese caso se hace poco preciso, un valor promedio de todos los obtenidos a lo largo del perfil sísmico nos indica que las velocidades son cercanas a 4,2 km/seg, lo que permite suponer que estos sedimentos serían de edad cretácica media según la calificación de Yrigoyen (1975).

En la sección sísmica aquí estudiada se ven algunas fracturas de posible desarrollo inverso (figuras 4, 5B y 5C) que afectan el paquete sedimentario resultado de movimientos geológicos recientes ya que alteran todas las capas sedimentarias (movimientos de edad terciaria y reactivaciones posteriores?).

Conclusiones

1. Se propone, de acuerdo a los estudios de sísmica y magnetismo que la manifestación más oriental del alto estructural del sistema de Tandilia se encuentra a 57,4 km al sureste de Punta Mogotes, en la plataforma continental argentina.

2. Es dable observar en este perfil sísmico, que el basamento en el alto estructural es plano y en el resto, en la zona intermedia y en el extremo sudeste se presenta rugoso (erosionado?).

3. Los resultados del modelado matemático de los datos de la prospección magnética marina correlacionados con la sísmica de reflexión obtenida en esta área sugieren cambios litológicos en las rocas del basamento.

4. La cubierta sedimentaria sobre el alto estructural tiene un espesor promedio de 400 m, llegando a 1350 m en el extremo sureste del perfil.

5. De la identificación de las capas sedimentarias por medio de las velocidades sísmicas se puede inferir que las capas sedimentarias A y B serían cenozoicas; y las capas C y D de mucho menor espesor (en el extremo sureste) serían mesozoicas.

Agradecimiento

A los miembros del IADO, que posibilitaron esta tarea. Al personal del buque oceanográfico del CONICET ARA Puerto Deseado, por la eficaz colaboración prestada. A la Gerencia de Exploración de YPF - Directivos y profesionales - por brindarnos el procesamiento sísmico de la información, destacando el esfuerzo hecho por el ing. A. Vilanova; al ing. Daniel Valencio de la UBA por la discusión de los temas de magnetismo terrestre; al lic. Roberto Schillizi

por la discusión del manuscrito. Al ing. Eduardo A. Fernández por la dedicación en la atención del equipo sísmico en la campaña oceanográfica y al téc. Walter Melo por los gráficos confeccionados.

Lista de trabajos citados en el texto

- BAGLIETO, E. E. y A. A. CERRATO, 1969. Contribuciones a la Geodesia Aplicada. Universidad de Buenos Aires. IV Congreso Nacional de Cartografía, 1-97.
- EWING, M. y G. PETERS, 1958. The magnetic anomaly of Cape Corrientes. Preliminary Report. Appendix II. Lamont-Doherty Geological Observatory. University of Columbia.
- _____, W. J. LUDWING y J. I. EWING, 1962. Geophysical Investigations in the submerged Argentine Coastal Plain. Part I. Buenos Aires to Peninsula Valdés. Geol. Soc. Am. Bull. 74, pág. 275-292, Boulder.
- GRANT, F. S. y G. F. WEST, 1965. Interpretation theory in Applied Geophysics. Mc. Graw Hill Book Company, 306-381, New York.
- KOSTADINOFF, J., 1977. Susceptibilidad magnética de los fondos marinos. Instituto Argentino de Oceanografía. Contribución Científica Nº 39, 1-25, Bahía Blanca.
- _____, 1978. Investigación de la prolongación Este de Tandilia. Instituto Argentino de Oceanografía. Contribución Científica Nº 41, 1-35, Bahía Blanca.
- _____, 1983a. Interpretación de los resultados geofísicos en la prolongación Este de Tandilia. Asoc. Geol. Arg., Rev. Tomo XXXVIII (1): 3-16, Bs. As.
- _____, 1983b. Anomalías magnéticas en el área de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. Asoc. Geol. Arg., Rev., Tomo XXXVIII (2): 280-282, Bs.
- NETTLETON, L. L., 1976. Gravity and Magnetic in oil prospecting. Mc Graw Hill Book Company, 343-426, New York.
- RIOS, F. F., 1977. Prolongación del arco de Tandilia, 3ra. Parte. Instituto Argentino de Oceanografía. Contribución Científica Nº 37, 1-15, Bahía Blanca.
- TELFORD, W. M., L. P. GELDART, R. E. SHERIFF y D. A. KEYS, 1976. Applied Geophysics. Cambridge University Press, 147-217, Cambridge.
- TERUGGI, M. E., V. E. MAURINO y T. LIMOUSIN, 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. An. Prim. Jorn. Geol. Arg., II, 359-372.
- TERUGGI, M. E. y J. O. KILLMURRAY, 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Seg. Simp. Geol. Reg. Arg. Academia Nacional de Ciencias, II, 919-965, Córdoba.
- YRIGOYEN, M. R., 1975. Geología del subsuelo y Plataforma Continental. Geología de la provincia de Buenos Aires, VI Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 139-168, Bs. As.

Recibido: 23 de mayo 1984

Aceptado: 5 de agosto 1985

JOSE KOSTADINOFF

CONICET - IADO

Av. Alem 53

5000 - Bahía Blanca

Prov. de Buenos Aires

PALEOLIMNOLOGIA DEL AREA ALEDAÑA A LOS LAGOS EL TREBOL, MORENO y NAHUEL HUAPI (BRAZO CAMPANARIO) PROVINCIA DE RIO NEGRO

A. M. SINITO, D. A. VALENCIO Y K. M. CREER

Resumen

En este trabajo se analizan en conjunto los resultados de los estudios paleomagnéticos y sedimentológicos de secuencias post glaciarias extraídas del subsuelo de los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi, Provincia de Río Negro, con miras a establecer los posibles regímenes de acumulación de dichos sedimentos y aportar a la paleolimnología de la zona. Se presentan además las dataciones radiométricas (método C^{14}) obtenidas de sedimentos de diferentes niveles de las secuencias de cada lago y se discute su aporte a los objetivos trazados.

Los parámetros magnéticos no direccionales (susceptibilidad magnética e intensidad del magnetismo remanente natural) y los rasgos litológico-texturales de los sedimentos no permitieron definir líneas de correlación cronoestratigráfica entre las secuencias sedimentarias de los diferentes lagos. Por el contrario los parámetros direccionales del magnetismo remanente estable de los sedimentos (declinación e inclinación magnética) permitieron sugerir líneas de correlación cronoestratigráfica entre las secuencias estudiadas de los tres lagos. Estas líneas indican diferentes regímenes de acumulación de sedimentos para cada uno de los lagos, lo cual llamó la atención dada la proximidad de los mismos. Las dataciones C^{14} obtenidas fueron coherentes con tal interpretación. La velocidad de acumulación de sedimentos fue notablemente menor en el lago Moreno que en el lago El Trébol, en el cual la secuencia estudiada es la más joven de las tres analizadas.

Por otra parte, los pocos rasgos litológicos correlacionables sugieren que ciertos procesos geológicos afectaron simultáneamente a los tres espejos de agua estudiados.

Los estudios radiométricos indican que la edad más antigua en el área estudiada corresponde a los sedimentos post-glaciarios procedentes del subsuelo del Lago Moreno y es del orden de los 13.500 años.

Abstract

The results of the palaeomagnetic and sedimentologic studies of sequences of post-glacial sediments from the lakes El Trebol, Moreno and Nahuel Huapi, province of Río Negro, are analyzed to establish the possible regimes of accumulation of these sediments and contribute to the paleolimnology of the area. Radiometric age determination (C^{14}) for sediments from different levels of the sequences of each lake are reported and discussed.

The nondirectional magnetic parameters (magnetic susceptibility and intensity of the natural remanent magnetization) and the lithologic-textural features of sediments did not allow to define chronostratigraphic correlation tie-lines between the sequences of sediments from the different lakes. On the other hand, the directional parameters of the stable remanent magnetization of sediments (magnetic declination and inclination) allowed to suggest chronostratigraphic correlation tie-lines between the sequences of sediments from the three lakes. These tie-lines indicate different regimes of accumulation of sediments for each lake, which is surprising on account of their neighborhood. The radiometric ages C^{14} are consistent with this interpretation. Briefly, the accumulation rate of sediments was such lower for Lake Moreno than for Lake El Trébol; the sequence of sediments of this lake is the youngest of all ones analyzed. On the other hand, the few lithologic features which could be correlated suggest that some geologic processes affected simultaneously the three lakes.

The radiometric determinations indicate that the oldest sediments (about 13.5000 years before present) are those from the bottom of the sequence from Lake Moreno.

Introducción

En recientes trabajos se ha analizado y discutido el significado de los resultados obtenidos del estudio sedimentológico y paleomagnético de sedimentos post glaciares extraídos mediante testigos, del fondo de los lagos El Trébol (Valencio y otros, 1982), Moreno (Mazzoni y Sinito, 1982) y Nahuel Hapi (brazo Campanario; Sinito y otros, 1983) de la provincia de Río Negro. Básicamente en cada uno de dichos lagos se realizó un estudio sedimentológico detallado de la secuencia de sedimentos de uno de los testigos y se utilizaron la intensidad del magnetismo remanente natural (mrn) y la susceptibilidad magnética de dichos sedimentos para correlacionar los rasgos sedimentológicos así definidos con los de otros testigos extraídos del mismo espejo de agua.

En este trabajo se intentará realizar una correlación cronoestratigráfica entre las secuencias sedimentarias de los tres lagos estudiados empleando los parámetros direccionales del magnetismo remanente estable (mre) de los mismos. Se presentarán asimismo, las dataciones radimétricas (método Carbono catorce) obtenidas para diferentes sedimentos de la secuencia de cada lago y se analizarán estas edades con las correlaciones cronoestratigráficas sugeridas por los parámetros magnéticos direccionales.

Por último se utilizarán las líneas de correlación establecidas entre las secuencias sedimentarias de cada lago y los datos obtenidos del estudio palinológico detallado de los sedimentos extraídos de uno de los testigos largos del lago Moreno (LM3; Markgraf, 1984) para sugerir algunos aspectos de la paleolimnología de la zona.

Correlación de los perfilajes de un mismo lago y confección de los perfilajes patrones. Metodología

Tal como ya fue expresado en los trabajos individuales para cada lago, el estudio sedimentológico de la secuencia sedimentaria recuperada de los primeros metros del subsuelo de cada espejo de agua fue realizado con el material obtenido de uno sólo de los testigos largos extraídos de dicho lago (LT3, para el lago El Trébol; LM5, para el lago Moreno; y LC3, para el lago Nahuel Huapi, brazo Campanario). Los rasgos litológicos principales de la secuencia sedimentaria recuperada en dicho testigo fueron luego proyectados a los otros testigos del mismo lago utilizando las respuestas asociadas a dichos rasgos en los perfilajes de la intensidad del magnetismo remanente natural (J_n) y la susceptibilidad magnética

(χ) de los sedimentos. En ciertos casos esta metodología permitió establecer también la continuidad, parcial o total, de estratos individuales, de grosor reducido, en un mismo espejo de agua. Las líneas de correlación principales así establecidas para cada lago, las cuales de por sí tienen cierto significado cronoestratigráfico (Valencio y otros, 1982) están clara y netamente definidas y son consistentes con las líneas de correlación sugeridas para la secuencia sedimentaria, a veces no tan claramente, a partir de los rasgos de los perfilajes de la declinación (D) e inclinación (I) del mre de los sedimentos estudiados. Dado que los rasgos de dichos perfilajes de D e I están asociados, fundamentalmente, a variaciones del campo magnético terrestre en el tiempo, lo expuesto en el párrafo precedente indica que las líneas de correlación principales establecidas para cada lago a partir de los parámetros J_n y χ son no sólo litoestratigráficas sino también cronoestratigráficas.

Las líneas de correlación lito y cronoestratigráficas así determinadas para cada lago permitieron definir las variaciones laterales de grosor y profundidad de los paquetes sedimentarios y de ciertos estratos individuales dentro de un mismo espejo de agua. La figura 1 muestra, por ejemplo, dichas variaciones laterales, definidas por perfilajes de J_n , para las secuencias recuperadas en los testigos largos extraídos en diferentes lugares del lago El Trébol (Valencio y otros, 1982). Luego se construyeron perfilajes compuestos, patrones, para cada uno de los parámetros magnéticos medidos (J_n , χ , D e I), partir del apilado de los perfilajes individuales de un mismo lago (stacking). Particularmente los perfilajes patrones de D e I así logrados constituyen la mejor representación de la variación paleosecular del campo magnético terrestre (cmt) registrada en la secuencia sedimentaria de cada lago. El proceso de apilado fue realizado cuidando de preservar inalteradas las direcciones del mre aisladas durante las tareas de gabinete.

Los perfilajes patrones para cada lago fueron obtenidos realizando en orden cronológico los siguientes procesos: i) se ecualizó en el tiempo cada uno de los perfilajes, teniendo en cuenta los cambios laterales de grosor y profundidad de las unidades definidas por las líneas de correlación principales establecidas según los criterios enunciados más arriba (véase fig. 1 para los perfilajes de J_n del lago El Trébol). Para ello se seleccionó un perfilaje de referencia para cada lago (LT1, para el lago El Trébol) y luego se transformaron los otros perfilajes del mismo lago a la escala de profundidad de dicho perfilaje de refe-

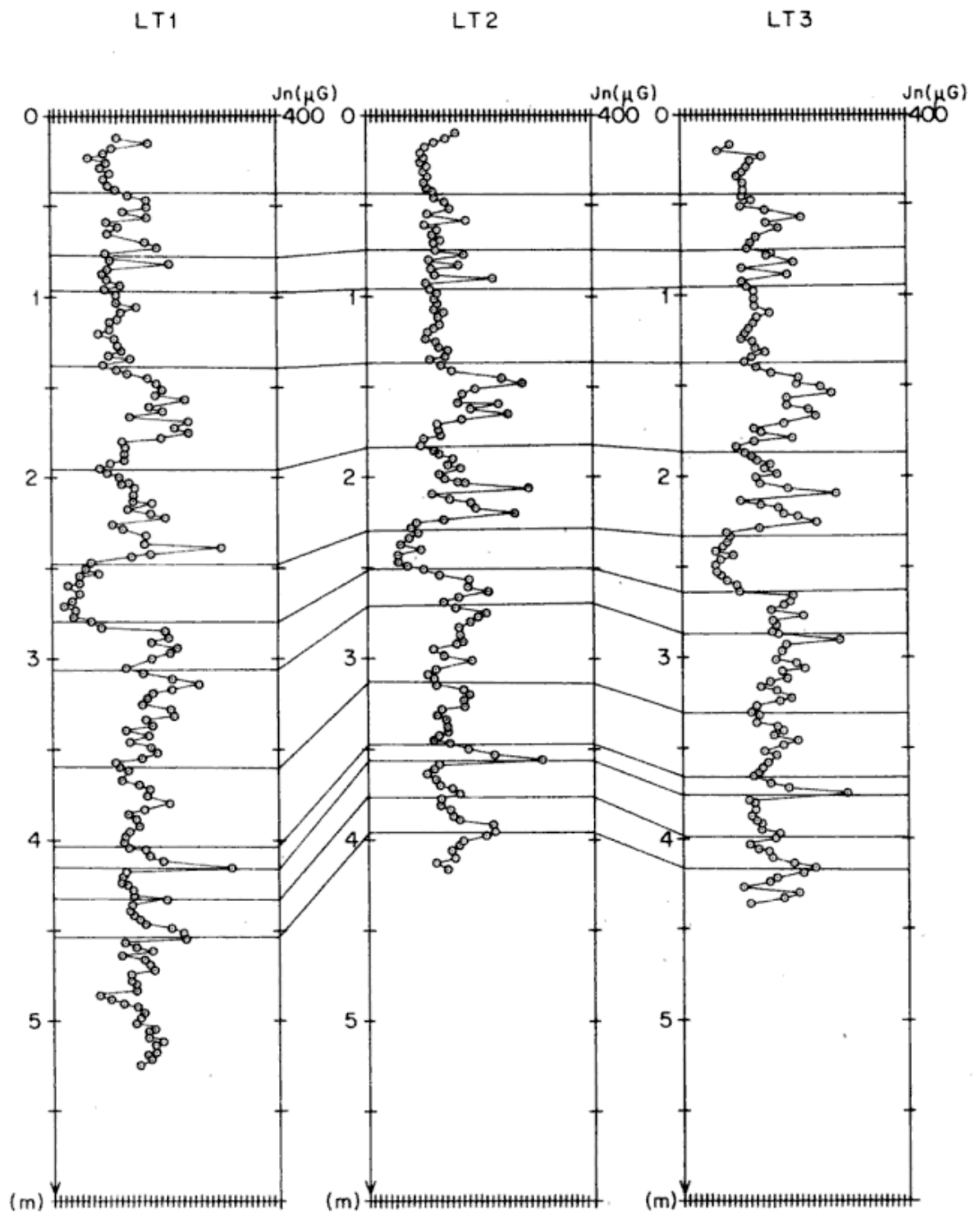


Fig. 1: Perfilajes de la intensidad del magnetismo remanente natural (J_n) en función de la profundidad, correspondientes a los testigos extraídos del fondo del Lago El Trébol.

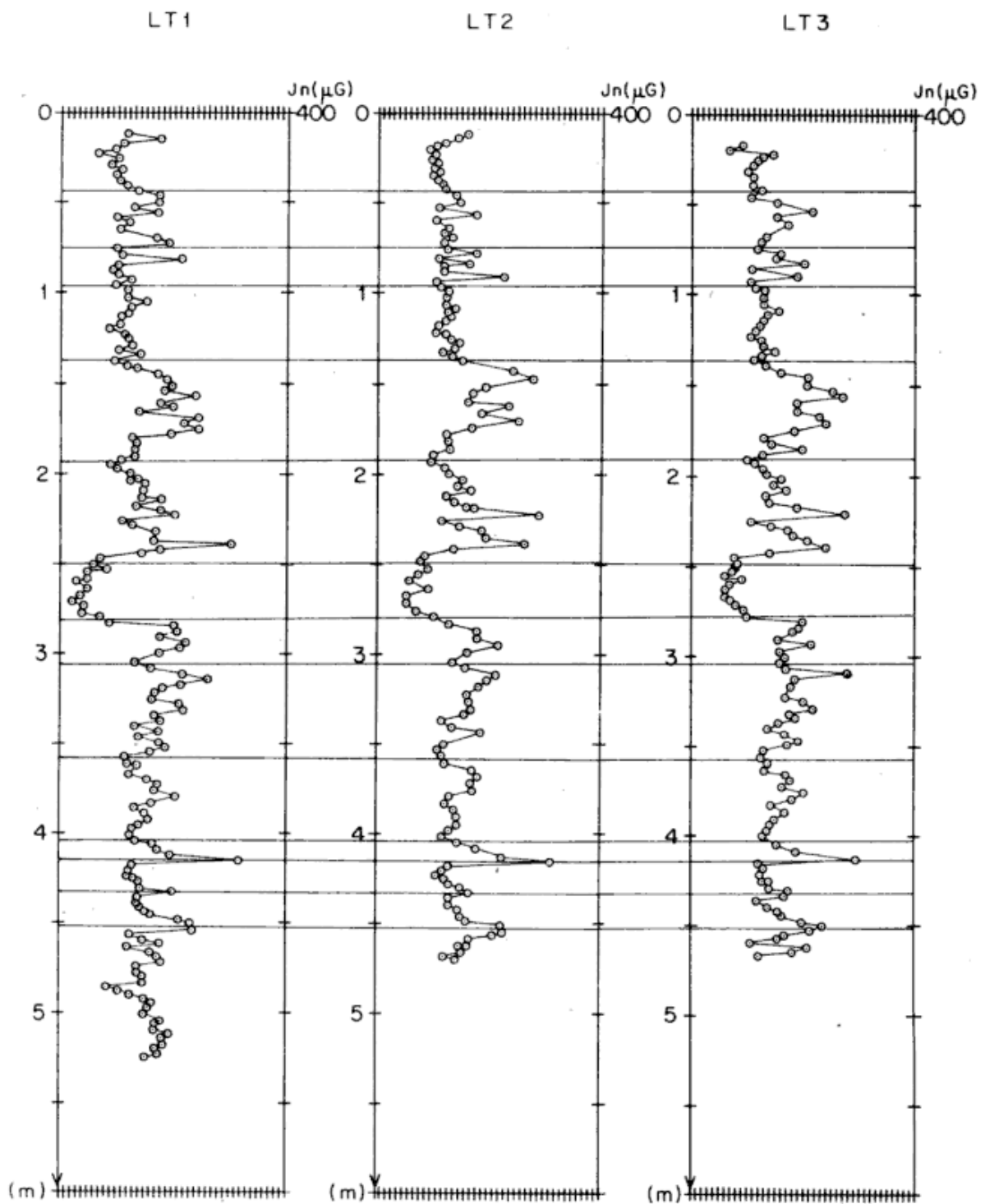


Fig. 2: Perfilajes de J_n ecualizados en el tiempo correspondientes a los testigos del Lago El Trébol. Las escalas de profundidades se transformaron a una de referencia (LT1), para obtener una escala de profundidad patrón.

rencia, de modo de obtener una escala de profundidad común para el lago en cuestión. Un ejemplo del resultado de este proceso puede observarse en la figura 2 donde se muestran los perfilajes de Jn de los testigos LT2 y LT3 del lago El Trébol ecualizados en profundidad a la del perfilaje de referencia LT1, ii) cada uno de los perfilajes fue luego suavizado, calculando promedios corridos del parámetro magnético respectivo a lo largo de secciones del perfilaje (ventana) de 12 cm, interpolando, luego, los valores cada 2 cm. El objetivo de este proceso es eliminar datos espúrios locales, no representativos, originados durante la extracción de los testigos, el muestreo o el tratamiento de los especímenes en gabinete (la figura 3 muestra los perfilajes suavizados de Jn del lago El Trébol); y iii) los perfilajes suavizados, de un mismo parámetro magnético, de cada lago fueron apilados para construir los perfilajes patrones compuestos. Las figuras 4 y 5 muestran perfilajes patrones de la I y la D del mre de los lagos El Trébol (Tr), Nahuel Huapi (CP) y Moreno (Mo), respectivamente.

Correlación magnética de las secuencias sedimentarias de los diferentes lagos

El primer intento para establecer correlación entre las secuencias sedimentarias de los diferentes lagos fue realizado utilizando como base la comparación de la litología de las secuencias recuperadas en los testigos LT3, LM5 y LC3 (ver ítem anterior). La naturaleza de las secuencias sedimentarias, la ausencia de estratos gufas y la delgadez de los estratos mejor identificables, los cuales por otra parte se presentan en diferentes posiciones estratigráficas dentro de una misma secuencia, hicieron dificultosa la tarea. Sin embargo fue posible bosquejar algunas líneas tentativas de correlación litológica. Se recurrió entonces a intentar la correlación empleando los perfilajes patrones de Jn y χ ; las líneas de correlación sugeridas por estos parámetros para las secuencias sedimentarias de los tres lagos son ambiguas; en efecto se establecieron diferentes líneas de posible correlación litoestratigráfica, no consistentes entre sí, algunas de las cuales eran, en mayor o menor medida, consistentes con las sugeridas por los rasgos litológicos.

Se optó entonces por tratar de establecer correlación empleando los perfilajes patrones de la I y la D del mre de la secuencia sedimentaria de cada lago. Estos ofrecen la ventaja que, de no haber mediado ningún agente extraño, son la mejor representación de la variación paleosecular del cmt registrada en la secuencia sedimentaria de cada lago. Es decir las líneas de correlación que se puedan establecer a par-

tir de ellos son función del tiempo, o sea tienen significado cronoestratigráfico, y son independientes de la litología. El trazado de las líneas de correlación probable a partir de estos perfilajes patrones no fue sencillo. Pero una vez establecidas una o más de las líneas de correlación mejor definidas, tanto para la D como para la I, y notada su consistencia, fue posible trazar otras líneas de correlación entre rasgos similares de los diferentes perfilajes patrones, que no eran obvias en un primer análisis, pero que se autosustentaban cuando se las estudiaba con más detenimiento. En esta tarea hay que tener en cuenta las limitaciones impuestas por el hecho que las secuencias sedimentarias pueden no ser coetáneas en su totalidad y que la velocidad de acumulación, para un mismo lapso, haya sido diferente en los distintos espejos de agua. Las líneas de correlación entre lagos establecidas a partir de los perfilajes patrones de I y D de cada uno de ellos están indicados en las figuras 4 y 5, respectivamente; obsérvese la consistencia existente entre las líneas de correlación definidas por estos dos parámetros magnéticos direccionales. Es de mencionar aquí que dichas líneas de correlación, con la sola excepción de la individualizada por la letra i, fueron trazadas cuando sólo se disponía de las edades radimétricas de una muestra del lago Moreno y de tres muestras del lago El Trébol; una de las últimas ($3040 \pm 180a$), tal como se verá, no es consistente con las que luego se obtuvieron para este mismo espejo de agua. La interpretación sugiere que la secuencia sedimentaria recuperada del lago Moreno es la que abarca mayor tiempo geológico; en otras palabras es aquella cuya velocidad media de acumulación fue menor. Por el contrario la secuencia del lago El Trébol es la que cubre menos tiempo geológico o aquella cuya velocidad media de acumulación fue mayor. La secuencia del lago Nahuel Huapi en el brazo Campanario se asemeja, en este aspecto, a la del lago El Trébol.

Edades carbono catorce

Fueron realizados análisis de radiocarbono de muestras de sedimentos extraídos de diferentes profundidades de las secuencias recuperadas de cada lago. Los mismos fueron llevados a cabo en el NERC Radio carbon Laboratory, sito en la localidad de East Kilbride, Gran Bretaña. Cada una de las muestras utilizadas para este análisis cubre 25 centímetros de grosor de la secuencia. Fueron elegidas de diferentes testigos, a distintas profundidades, donde se presentaban sedimentos con características adecuadas o rasgos paleomagnéticos correlacionables (figs. 4 y 5). Luego de un pretratamiento, la mátrix del sedimento de las

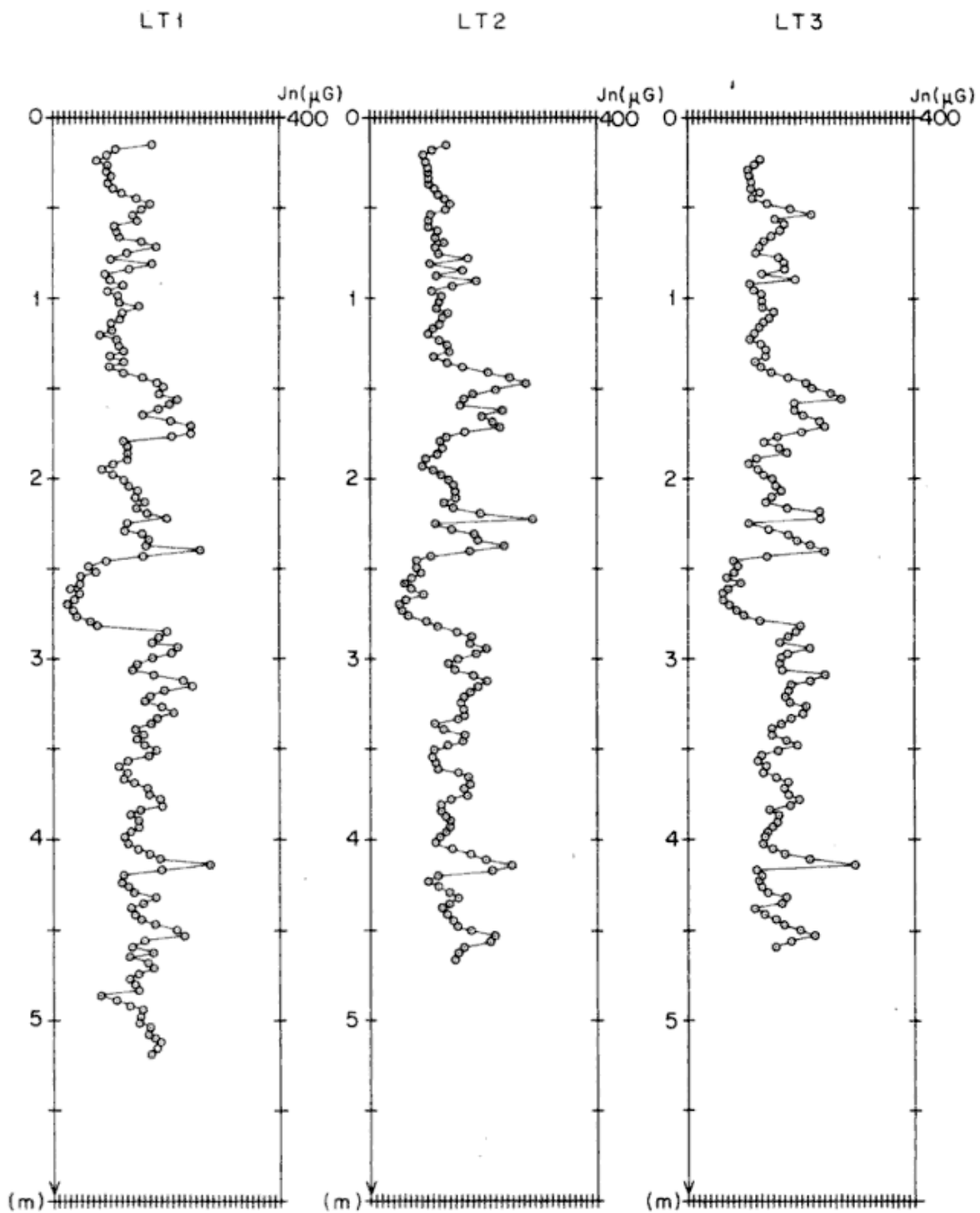


Fig. 3: Perfilajes suavizados de J_n en función de una escala de profundidad común, correspondientes a los testigos del Lago El Trébol.

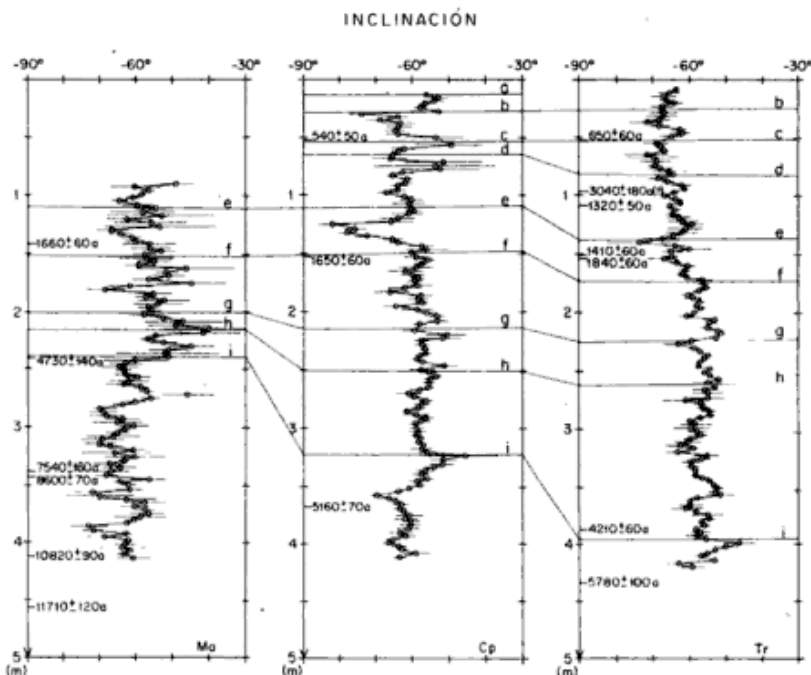


Fig. 4: Perfilajes patrones, compuestos, de la inclinación (I) del mre de las secuencias sedimentarias correspondientes a los lagos El Trébol (Tr), Nahuel Huapi (CP) y Moreno (Mo); la longitud del segmento de recta hacia ambos lados de cada punto de los perfilajes es proporcional a la incertidumbre del valor surgido del apilado (stacking) de los perfilajes de I, ecualizados y promediados, de cada lago. Las líneas de correlación propuestas para los perfilajes patrones han sido individualizadas por letras (a,, i).

muestras así elegidas quedó libre de carbonato. El bajo contenido de carbón fue el mayor problema que se presentó en este análisis; ello hizo fracasar el estudio de varias muestras seleccionadas. Los valores isotópicos estables ($\delta^{13}C$) indican una diferencia significativa de la fuente de suministro orgánico o de la composición geoquímica de los sedimentos del lago El Trébol con respecto a los de los lagos Campanario y Moreno. En el Cuadro I están resumidos los datos obtenidos de las diez y seis muestras cuyos análisis fueron exitosos (Creer y otros, 1983). Estas dataciones están representadas, para cada uno de los lagos estudiados, en las profundidades correspondientes, en los perfilajes patrones de I y D de las figuras 4 y 5. El análisis de las edades C^{14} obtenidas de sedimentos del Lago Moreno son consistentes entre sí, es decir con las profundidades de las cuales provienen dichos sedimentos. Lo mismo es válido para las edades C^{14} de los sedimentos del lago Nahuel Huapi. Por el contrario una de las edades radiométricas ($3040 \pm 180a$) de los sedimentos del lago El Trébol es inconsistente con el resto de las otras seis edades obtenidas para el mismo lago; ello induce a considerar que no es representativa de la edad real del sedimento correspondiente. Una discusión acerca de la confiabilidad de las determinaciones de edad C^{14}

de sedimentos puede ser hallada en Hedges (1983).

Correlación interlagos de las secuencias sedimentarias

Las líneas de correlación interlagos deben ajustarse a las establecidas a partir de los perfilajes magnéticos patrones de I y D y a las edades C^{14} confiables. Para establecer una escala de profundidad y de tiempo común para los perfilajes patrones de los tres lagos es necesario satisfacer dos criterios. El primero de éstos es que las mismas funciones de transferencia sean aplicadas a los perfilajes patrones de I y de D; el segundo criterio es que dichas funciones de transferencia deben ser compatibles con las edades C^{14} disponibles para los tres lagos. Ambos criterios son satisfechos por las líneas de correlación indicadas en las figuras 4 y 5. Para establecer una escala de profundidad común los perfilajes patrones de los tres lagos fueron transformados a la escala de profundidad del perfilaje LM3, usando las funciones de transferencia definidas por las líneas de correlación interlagos así establecidas (figs. 4 y 5). Luego se graficaron las edades C^{14} en función de dichas profundidades transformadas, de forma de obtener una curva de transferencia para transformar la escala de profundidad común (LM3) a la escala de tiempo (figs. 6 y 7).

DECLINACIÓN

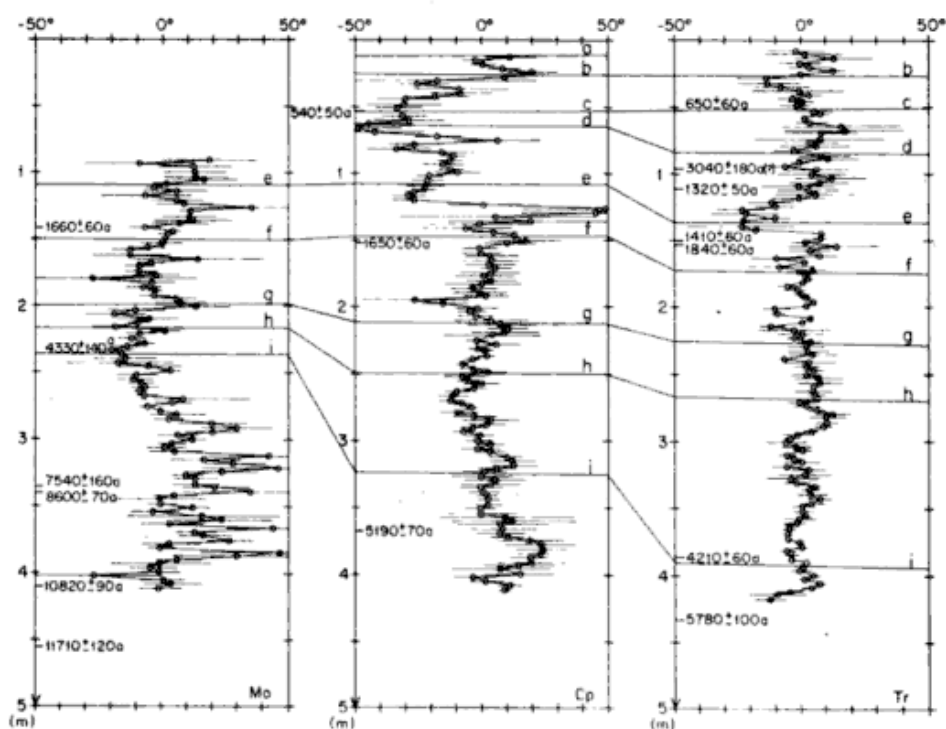


Fig. 5: Perfilajes patrones, compuestos de la Declinación (D) del mre de las secuencias sedimentarias correspondientes a los lagos El Trébol (Tr), Nahuel Huapi (CP) y Moreno (Mo); la longitud del segmento de recta hacia ambos lados de cada punto de los perfilajes es proporcional a la incertidumbre del valor surgido del apilado (stacking) de los perfilajes de D, ecualizados y promediados, de cada lago. Las líneas de correlación propuestas para perfilajes patrones han sido individualizadas por letras (a,, i).

Discusión

La consistencia entre la correlación establecida entre las secuencias de los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi (brazo Campanario) utilizando los perfilajes patrones de la I y la D₄ y quince de las diez y seis dataciones C¹⁴ obtenidas para las mismas indica que en los sedimentos que las integran han quedado registradas, con diferente detalle, las variaciones seculares del cmt ocurridas en esa zona lacustre en los últimos 12.000 años.

La velocidad de la acumulación de los sedimentos en el lago Moreno fue menor que en los lagos Nahuel Huapi (brazo Campanario) y El Trébol. La acumulación sedimentaria en estos dos últimos cubre prácticamente el mismo lapso geológico, pero la velocidad de acumulación en el lago El Trébol fue algo mayor. Puede decirse que, sensu lato, los últimos seis metros de la secuencia de sedimentos post glaciares del lago Moreno se acumularon en un lapso no menor de los 12.000 años mientras que los lagos Nahuel Huapi (Brazo Campanario) y El Trébol lo hicieron en lapsos no menores de 5.800 y 5.500 años, respectivamente.

Los perfilajes de J_n y χ de los sedimentos permitieron establecer, con claridad, el comportamiento estructural de las distin-

tas unidades litológicas dentro de un mismo lago, comportamiento que fue avalado por los rasgos registrados en los perfilajes de los parámetros direccionales I y D del mre de dichos sedimentos. Sin embargo los primeros fracasaron en el establecimiento de las líneas de correlación entre las secuencias de los diferentes lagos. Ello indica que dichos parámetros son útiles, en el caso estudiado, para indicar líneas de correlación lito-cronoestratigráfica dentro de un mismo espejo de agua, pero inhábiles para definir líneas de correlación cronoeestratigráfica entre las secuencias de los tres lagos estudiados. Asimismo, la naturaleza de las secuencias sedimentarias recuperadas de cada lago, carentes de estratos guías y constituidas por fangos, fangos arenosos y limos arcillosos en los cuales se intercalan numerosos estratos delgados de arenas de diferente grosor y coloración, no es la más adecuada para establecer líneas de correlación entre las secuencias de los tres lagos estudiados. Ello fue corroborado cuando, en una primera etapa del trabajo, se compararon la litología y los perfilajes patrones de J_n y χ de los tres lagos en busca de correlación. En efecto, si bien se observaban ciertas coincidencias, también se notaban inconsistencias. Particularmente Mazzoni (1982) discutió en detalle los problemas que surgen de la comparación de las se-

INCLINACIÓN

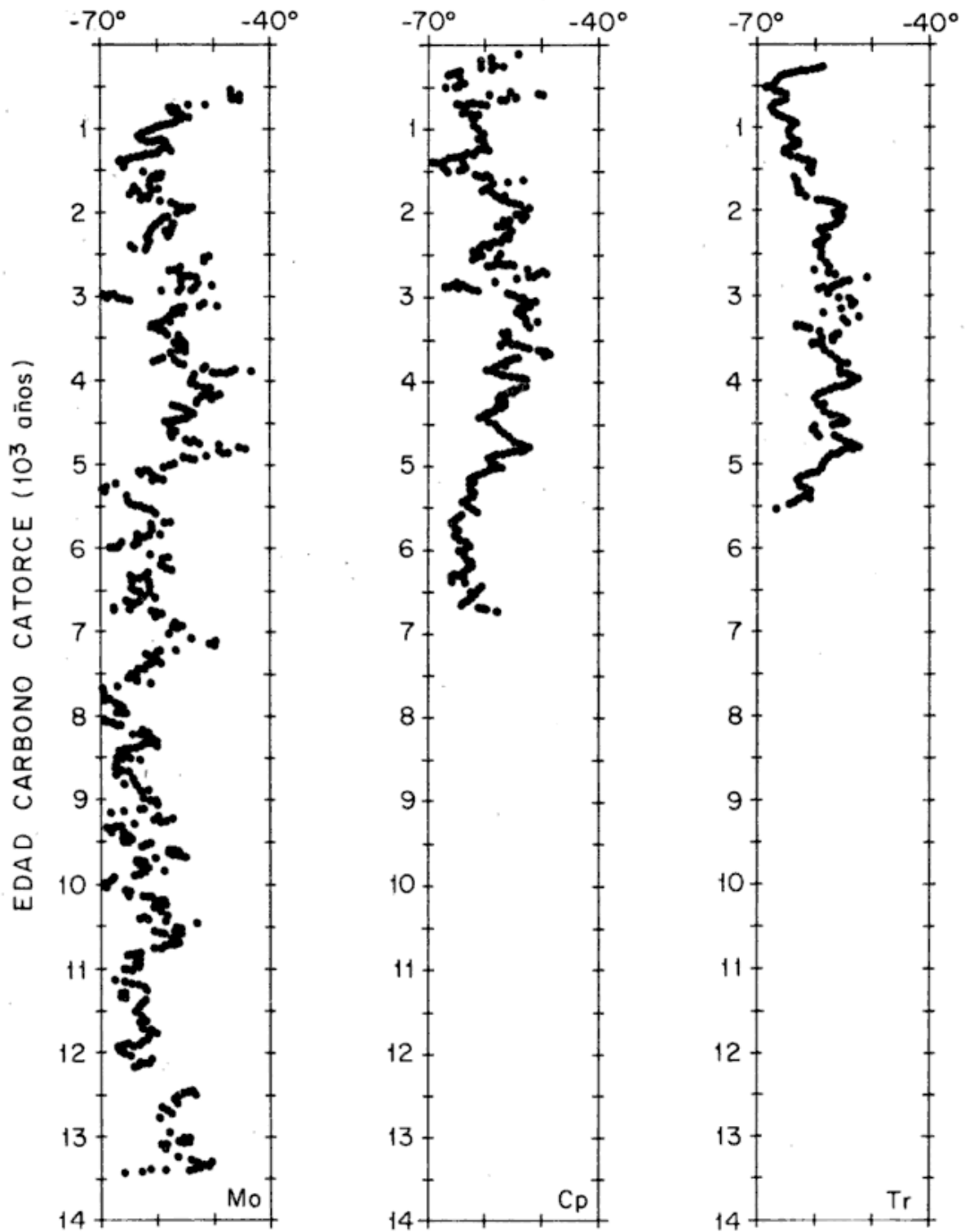


Fig. 6: Perfilajes patrones de la I del mre de las secuencias sedimentarias de los lagos El Trébol (Tr), Nahuel Huapi (CP) y Moreno (Mo) (Fig. 4) transformados a la escala de tiempo.

DECLINACIÓN

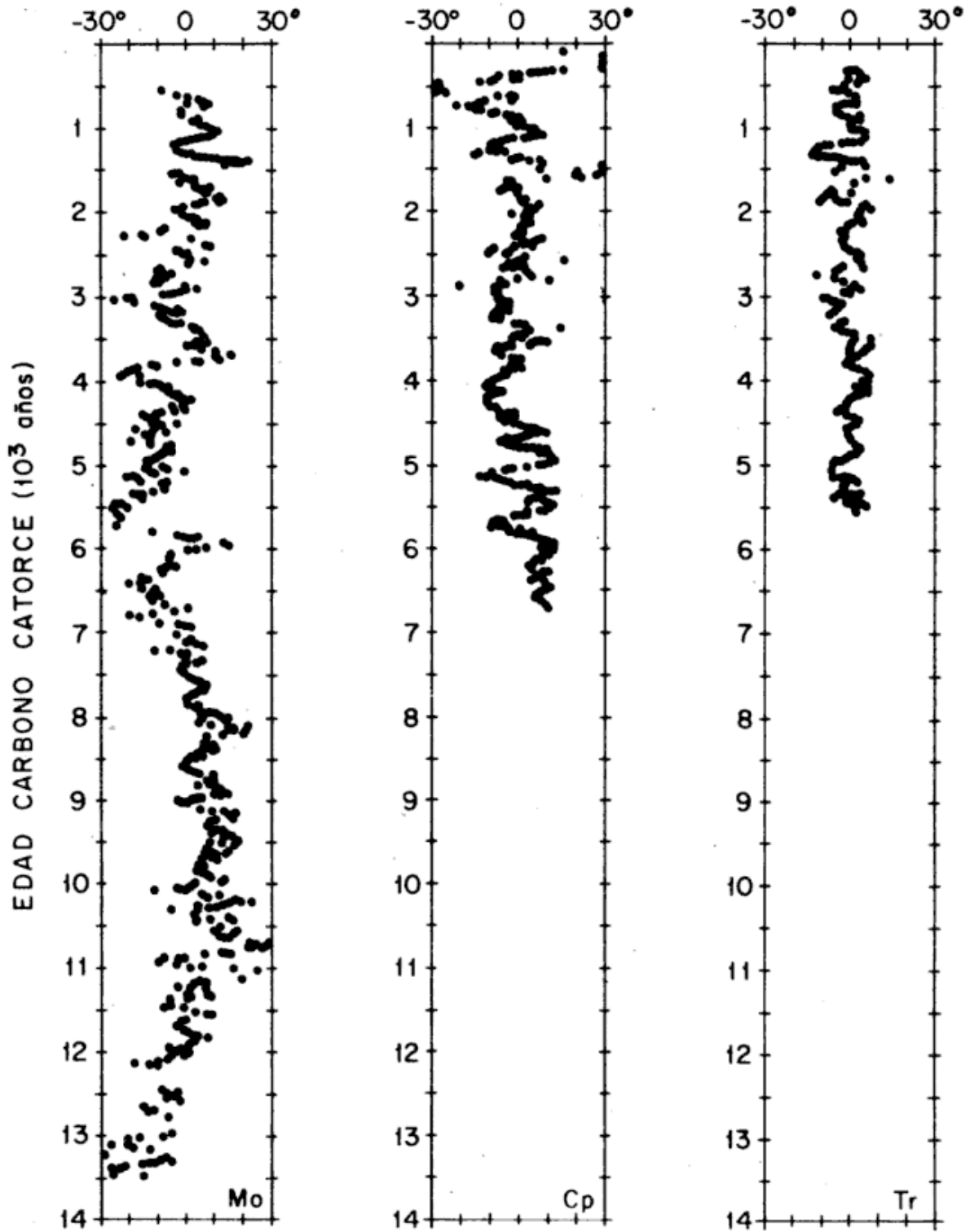


Fig. 7: Perfilajes patrones de la D del mre de las secuencias sedimentarias de los lagos El Trébol (Tr), Nahuel Huapi (CP) y Moreno (Mo) (Fig. 5) transformados a la escala de tiempo.

cuencias de los lagos El Trébol y Moreno. La correlación establecida a partir de los perfilajes patrones de I y D del mre de los sedimentos, en primera instancia, y de sus edades C¹⁴ demostraron que las hipotéticas líneas de correlación interlagos establecidas a partir de la litología general, Jn y/o xeran carentes de validez. Ello demuestra lo riesgoso de intentar una correlación basada sobre estos parámetros entre secuencias de este tipo de sedimentos acumulados en diferentes lagos, aún cuando éstos sean próximos entre sí. Más aún, ello indica que la paleolimnología de cada espejo de agua es distinta aún tratándose de lagos muy cercanos, como son los aquí estudiados. Para demostrar esto en las figuras 8 y 9 se han representado las líneas de correlación establecidas para los diferentes lagos (figs. 4 y 5) sobre las columnas litológicas-granulométricas y los perfilajes de Jn, respectivamente. Puede observarse, en la primera de las figuras, que no se define una relación clara entre las líneas de correlación y la litología y la granulometría predominantes. Ello es más notorio en la parte inferior de las secuencias. Allí, sin embargo guiándose por las líneas de correlación establecidas, podría aceptarse correlación entre las capas delgadas de arenas gruesas de los tres lagos definidos en las inmediaciones de la línea i, como así también entre las dos capas de arenas gruesas presentes en las secuencias de los lagos El Trébol y Nahuel Huapi comprendidas entre las líneas i y h (trazos raya-punto). Pero, es de notar que tales correlaciones no hubiesen podido sugerirse sin ambigüedades de no disponerse de la ayuda de las líneas de correlación establecidas a partir de los rasgos magnéticos direccionales y las dataciones radimétricas. En la parte superior de las secuencias, por encima de la línea e, los rasgos litológicos y de Jn parecieran ser más parecidos, pero aún así no sería razonable establecer correlación interlagos a partir de ellos exclusivamente. Queda abierta la posibilidad de una comparación sobre la base de otros parámetros que surgen de los estudios sedimentológicos como, por ejemplo, la composición mineralógica.

Lo hasta aquí discutido indica que los distintos lagos estudiados tuvieron regímenes de acumulación diferentes, los cuales podrían explicarse por su mayor o menor distancia al o las áreas de aporte, diferentes medios físicos de transporte, o diferentes condiciones de acumulación. Los pocos rasgos litológicos correlacionables sugieren que ciertos procesos geológicos, aquéllos que originaron algunas de las capas de arenas gruesas, pudieron afectar simultáneamente a las tres cuencas lacustres estudiadas. Asimismo sugieren una mayor semejanza en el material acumulado en los tres

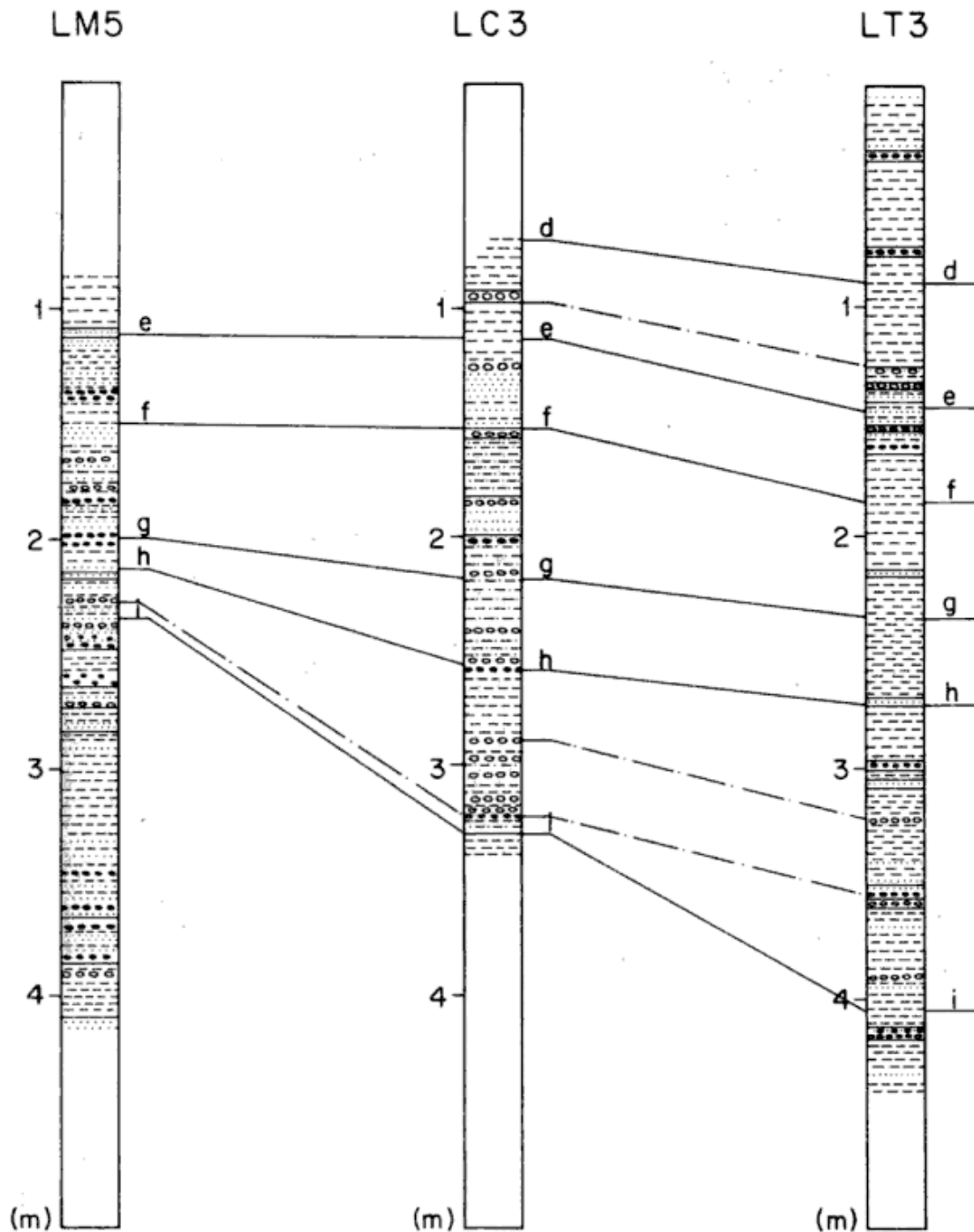
lagos El Trébol y Nahuel Huapi durante los últimos 1.000 años.

Los estudios radimétricos sugieren que la edad de los depósitos post-glaciarios más antiguos en el área estudiada es del orden de los 13.000 años (figs. 6 y 7). Ello indicaría para estos sedimentos una edad mayor que la que le era asignada en trabajos previos.

Análisis de polen y diatomeas contenidas en sedimentos de la secuencia recuperada en el lago Moreno permitieron reconstruir la historia ambiental y el desarrollo de la vegetación de la zona y los cambios en el ambiente limnológico producidos en dicho lago durante el lapso en cuestión (Markgraf, 1984). En el Pleistoceno tardío predominó la estepa con algunos remanentes dispersos de bosques (mezcla de *Nothofagus/Austrocedrus*); la precipitación debió ser menor de 800 mm anuales en ese entonces. Entre los 13.000 y 12.000 años comienza a desarrollarse un ambiente similar al Holoceno con el establecimiento de bosques de *Nothofagus dombeyi*; ello se debió al incremento de la precipitación a unos 1.500 mm anuales distribuida a lo largo del año. El ambiente de estepa con un régimen de lluvia del orden de los 800 mm anuales volvió a instaurarse en el Holoceno medio, especialmente entre los 8.500 y 7.000 años. Hace unos 5.000 años se habría iniciado un sistema de precipitaciones similar al actual (del orden de los 1.500 mm anuales, con mayor abundancia en el invierno) el que prevaleció hasta el presente, con neto predominio de *Nothofagus dombeyi* y *Austrocedrus*.

Los sedimentos de la parte inferior de la secuencia del lago Moreno son portadores de diatomeas dispersas lo cual sugiere una sedimentación en un ambiente turbidítico, de baja productividad, similar al típico de los lagos proglaciales.

En el intervalo 13.500-13.000 años, antes del presente, la secuencia se caracteriza por diatomeas típicas de aguas someras, las cuales sugieren, además, vegetación costera abundante. Hacia los 12.000 años se produjo un cambio claro en el ambiente limnológico traducido por un incremento moderado de nutrientes en el agua del lago. Durante el intervalo 12.000-8.500 años, bajo condiciones limnológicas similares, se produjo un incremento en el aporte de arena y limo al lago. Entre los 8.500 y 7.000 años se registró un aumento en la actividad de los arroyos que descargaban agua en el lago. En el lapso 7.000-5.000 años la profundidad del agua se mantuvo somera mientras que se produjo una disminución en la cantidad de agua aportada por los arroyos. Finalmente, hacia los 3.000 años las condiciones limnológicas comenzaron a ser similares



REFERENCIAS





-  Fango y fangos arenosos y limos arcillosos (1,2)
-  Arenas y limos arenosos con 25% fracción arena (3)
-  Arenas con menos 15% fracción > 500 μ y más de 25% de 250 μ (4)
-  Arenas con más de 15% de fracción > 500 μ (5)

Fig. 8: Columnas litológica-granulométricas correspondientes a un testigo de cada uno de los lagos estudiados transformadas a las escalas de profundidad patrón respectivas. Sobre dichas columnas se han representado las líneas de correlación establecidas en las Fig. 4 y 5. Las líneas raya-punto sugieren posibles correlaciones litológica-granulométricas (ver ítem 6).

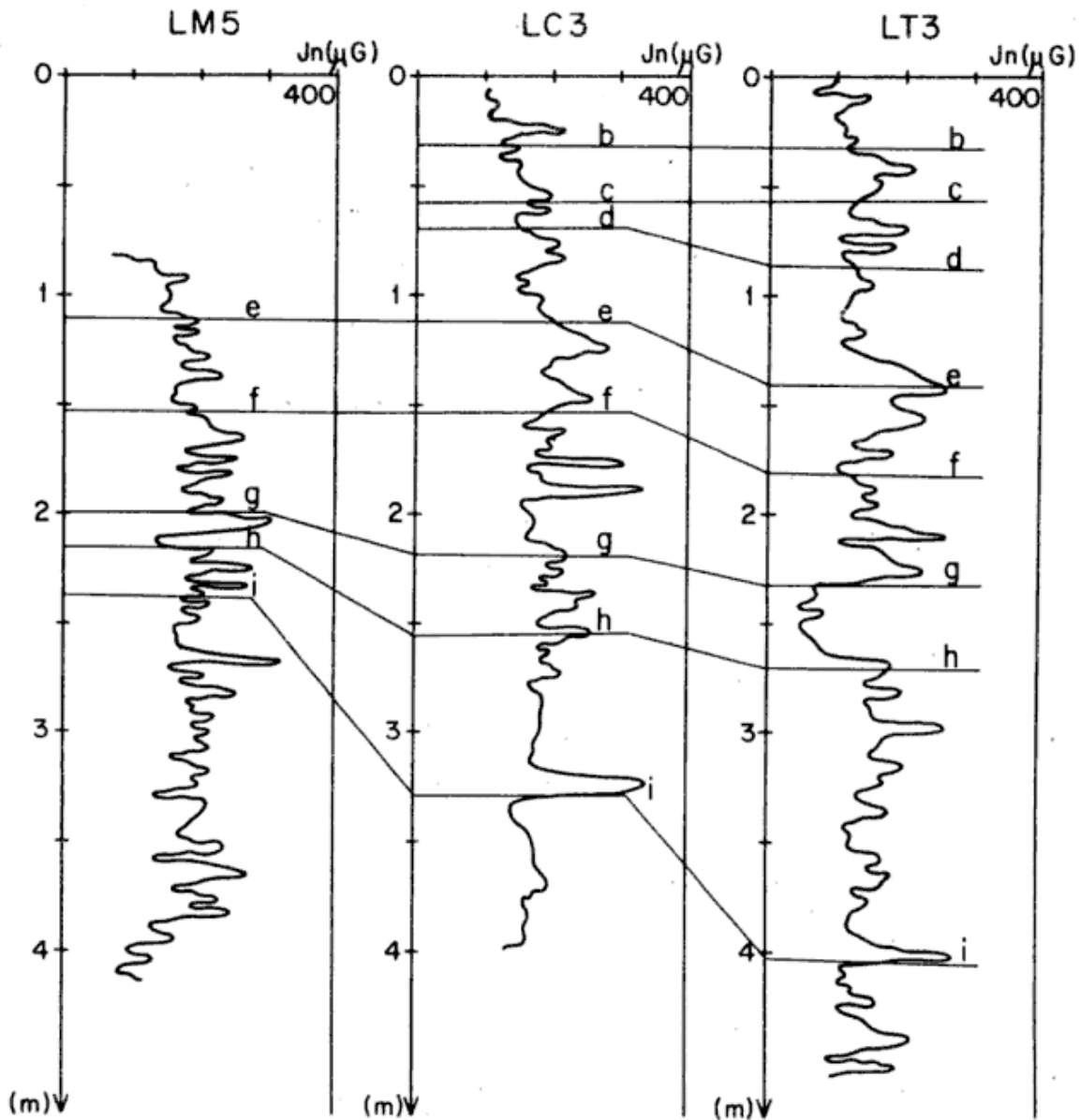


Fig. 9: Perfilajes de J_n correspondientes a aquellos testigos de cada lago sobre los cuales se realizó el estudio sedimentológico, transformadas a las escalas de profundidad patrón respectivas; sobre los perfilajes se han representado las líneas de correlación establecidas en las figs 4 y 5.

a las actuales, comenzando los sedimentos a ser predominantemente orgánicos.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, al British Council, a la Universidad de Edimburgo y al Nerc Radiocarbon Laboratory of the Scottish Universities, Research and Reactor Centre que hicieron posible la realización del presente trabajo. Desean agradecer también a los socios y autoridades del Club de Regatas de Bariloche y a J. F. Vilas y P. E. Nabel que colaboraron desinteresadamente en las tareas de extracción de testigos.

Este trabajo ha sido subsidiado en parte con fondos procedentes del Proyecto 120 del Comité Argentino del Programa Internacional de Correlación Geológica.

Lista de trabajos citados en el texto

- CREER, K. M., D. A. VALENCIO, A. M. SINITO, P. TUCHOLKA and J. F. A. VILAS, 1983. Geomagnetic secular variations 0-14,000 yr BP as recorded by lake sediments from Argentina. *Geophys J. R. astr. Soc.*, 74, 199-221.
- HEDGES, R., 1983. Radiocarbon dating of sediments in *Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*. Eds. K. M. Creer, Tucholka, P. and Barton, T. Elsevier, New York.
- MARKGRAF, V., 1984. Late Pleistocene and Holocene vegetation history of temperate Argentina: Lago

Testigo	Profundidad media (cm)	Porcentaje de contenido de carbón orgánico (0,05 %)	Edad (BP±1σ)	δ ¹³ C ±0,10 %
LT1	115	2,80	3040±180	-28,4
LT1	170	1,50	1410±60	-26,8
LT1	450	2,40	5780±100	-28,4
LT2	70	4,00	650±60	-27,0
LT2	130	6,60	1320±50	-28,2
LT2	170	1,10	1840±60	-27,8
LT2	350	2,20	4210±60	-26,6
LM3	240	0,70	4730±140	-22,2
LM3	240	0,90	7540±160	-20,9
LM3	455	0,90	11.710±120	-23,0
LM4	100	0,75	1660±60	23,2
LM4	300	1,15	8600±70	-23,1
LM4	370	1,50	10.820±90	-23,5
LC7	70	1,05	540±50	-23,1
LC7	150	1,60	1650±60	-23,6
LC7	330	0,50	5190±70	-23,3

Cuadro 1: Edades radiocarbono. Los valores de carbono orgánico están expresados por el peso porcentual de sedimento seco después de su tratamiento en HCl diluído (80°C por 24 horas) y posterior lavado hasta pH neutro.

Morenito. Bariloche *Dissertationes Botanicae*, en prensa.

MAZZONI, M. M., 1983. Depósitos volcánoclasticos holocenos de fondos lacustres. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXVIII, 1: 84-100, Bs. As.

— y A. M. SINITO, 1982. Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. Parte II. Lago Moreno. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXVII, 3: 348-357, Bs. As.

SINITO, A. M., M. S. ALONSO y G. L. AMBROSINI, 1983. Estudio paleomagnético y sedimentológico de

ambientes lacustres. Parte III, lago Nahuel Huapi, Brazo Campanario. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII, 2: 225-234, Bs. As.

VALENCIO, D. A., K. M. CREER, A. M. SINITO, J. F. VILAS, M. M. MAZZONI, L. A. SPALLETI, E. J. ROMERO y C. A. FERNANDEZ, 1982. Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Part I. El Trébol. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXVII, 2: 183-204.

A. M. SINITO

CONICET

D. A. VALENCIO

CONICET - Universidad de Buenos Aires
Pabellón 2 - Ciudad Universitaria

1428 - Buenos Aires

K. M. CREER

Departamento de Geofísica
Universidad de Edimburgo
Gran Bretaña

Recibido: 16 de agosto, 1984

Aceptado: 23 de enero, 1985

DEPOSITOS MARINOS HOLOCENOS DE LOS ALREDEDORES DE BAHIA BLANCA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

ESTER A. FARINATI

Resumen

Se dan a conocer algunas características de los depósitos marinos holocenos que afloran en los alrededores de Bahía Blanca. Se estudian varios perfiles que fueron integrados para la realización de un panel diagrama que visualiza la delimitación en el espacio del cordón de conchillas.

Abstract

Some characteristics of the Holocene marine deposits from Bahía Blanca and their environments are described. Some sections are analyzed to show the spacial distribution of the shell deposits in a panel-diagram.

Introducción

El conocimiento acerca de la existencia de sedimentos marinos holocenos en los alrededores de Bahía Blanca, se debe a Alcides d'Orbigny, quien en 1827 llegó a nuestro país y recorrió el sur de la provincia de Buenos Aires hasta la desembocadura del Río Negro.

A partir de esa fecha se han ocupado de los mismos, distintos investigadores: Darwin, 1846; Thering, 1907; Wichmann, 1918; García y García, 1964. Si bien, la mayoría lo han hecho dentro del contexto geológico general del área estudiada y no en particular sobre los depósitos de conchillas holocenos.

La autora ha realizado el estudio de las distintas facetas del Holoceno marino de Bahía Blanca analizando su distribución regional, su composición litológica y paleontológica y la edad de su depositación; además de poner un especial énfasis en el análisis paleontológico de las asociaciones faunísticas presentes y asociadas a su evolución.

González et al. (1983) han estudiado la espiga de playa holocena de General Cerri y obtuvieron edades C-14 que oscilan entre 5990 ± 115 y 5100 ± 100 años AP.

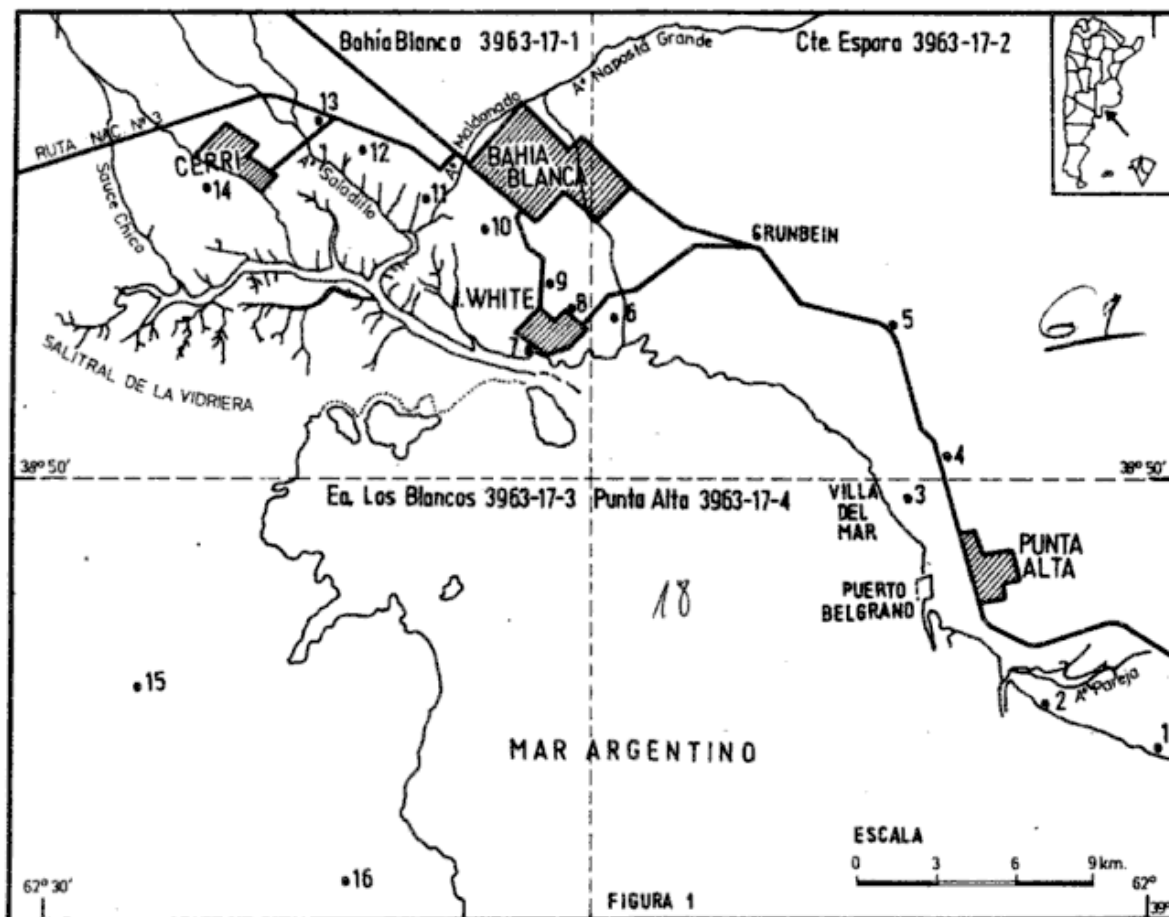
Ubicación del área

Los depósitos holocenos estudiados en este trabajo se ubican en los alrededores de la ciudad de Bahía Blanca (figura 1), quedando incluidos en las Hojas del I.G.M. a escala 1:50.000 denominadas: Bahía Blanca (3963-17-1); Base Aeronaval Comandante Espora (3963-17-2); Estancia Los Blancos (3963-17-3) y Punta Alta (3963-17-4) que en su totalidad abarcan aproximadamente 1600 km².

Fisiografía

El área estudiada forma parte de una región relativamente llana y deprimida en la que se distinguen dos sectores: uno sud-oriental, que corresponde al estuario de Bahía Blanca propiamente dicho y sus zonas marginales emergidas y otro noroccidental, ocupado en su mayor extensión por un ambiente salino, denominado salitral de la Vidriera o de Garnica, que se prolonga unos 30 km hacia el interior, en dirección oeste-noroeste.

En general, toda la superficie inclina suavemente hacia el estuario y sus puntos más elevados difícilmente superan los 12 ms.n.m.; solamente en Grünbein se registra una cota de 20 ms.n.m.



El estuario incluye canales alineados entre los que se disponen bancos cubiertos o semicubiertos durante los pleamares o islas de diversas dimensiones.

El estuario se caracteriza por una dinámica intensa aunque poco conocida y los relevamientos de su fondo, efectuados en el último siglo, revelan la existencia de una morfología muy cambiante a través del tiempo.

Hidrografía

La red hidrográfica actual incluye cursos permanentes y temporarios. Entre los primeros se hallan los arroyos Sauce Chico y Napostá Grande que próximo a Bahía Blanca se bifurca formando los arroyos Maldonado (canalizado en su totalidad) y Napostá. El arroyo Saladillo y otros menos importantes sólo llevan agua durante la estación lluviosa.

Entre Bahía Blanca y Punta Alta no existen colectores de magnitud, excepto pequeños cauces alimentados esporádicamente por las lluvias. La existencia de numerosos cauces secos y abandonados indicaría que no hace mucho tiempo atrás, la red de drenaje era más amplia e importante.

Clima

La región presenta un clima templado,

con veranos muy calurosos y lluviosos e inviernos secos; los vientos predominantes son del oeste. En general, se define a este clima como estepario.

Las estadísticas Oficiales del Servicio Meteorológico Nacional arrojan para el período 1951-1970, los siguientes valores medios:

Temperatura media anual: 14,9°C
Precipitación media anual: 581 mm
Velocidad media del viento: 21 km/h

Al comparar estos datos con los que suministra Wichmann (1918) para el decenio 1897-1908, se deduce que en el término de 70 años aproximadamente, la temperatura ha descendido 0,6 décimas de grado y las precipitaciones han aumentado unos 50 mm de promedio.

Ubicación de las localidades estudiadas

Han sido estudiadas 16 localidades de muestreo cuya ubicación se encuentra en la figura 1.

- | | |
|---------------------|--------------------|
| 1. Punta Ancla | 9. Villa Rosas |
| 2. Punta Cigüeña | 10. Loma Paraguaya |
| 3. Villa del Mar | 11. Maldonado |
| 4. Cantera Ruta 229 | 12. Empalme Aguará |
| 5. Cantera Laguna | 13. Acceso a Cerri |
| 6. Arroyo Napostá | 14. Fortín Cuatros |

7. Ingeniero White 15. Verde Erim
8. Colonia Ferroviaria 16. Los Blancos

Ante las distintas localidades se efectuaron perfiles llevados a cabo en canteras, zanjas, barrancas, cauces de arroyos y también perforaciones manuales realizadas con equipo Hélix.

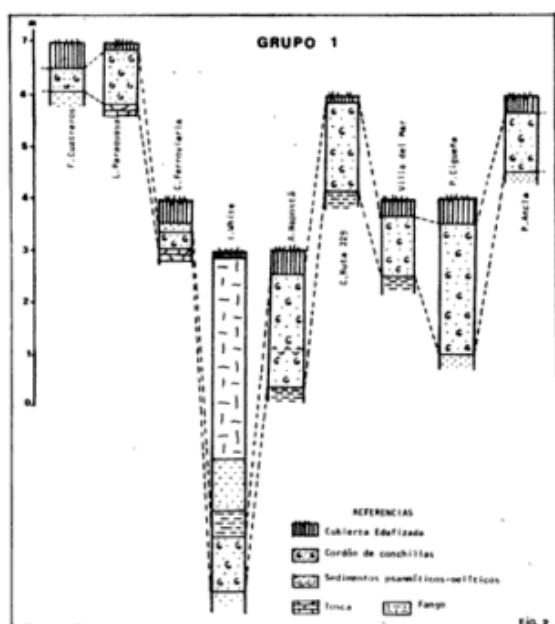
Características de los depósitos holocenos

Los comienzos del Holoceno se caracterizaron por una ingresión que penetró profundamente en el estuario de Bahía Blanca y la zona actualmente ocupada por el salitral de La Vidriera, llegando hasta por lo menos a la ruta de acceso a la localidad de General Cerri.

En general, puede afirmarse que los depósitos conchiles de Bahía Blanca fueron originados por un único episodio, en su mayor parte regresivo y sus características litológicas determinan que se los deba reunir en una única unidad litoestratigráfica. Atendiendo a ello, en este trabajo, se ha preferido conservar para los mismos, la denominación de "Formación Postpampiana" (Ameghino, 1880), antes que introducir nuevos nombres formacionales, ya que el estado actual del conocimiento de estos sedimentos no lo hace aconsejable por el momento.

Si bien dicho término no se ajusta a las reglas de nomenclatura, el amplio uso del mismo en nuestra bibliografía permitiría su empleo en esta ocasión.

Ihering (1907) utilizó para estos sedimentos la denominación de Querandinense, pero dicho concepto estratigráfico ha adquirido diferentes connotaciones por lo que se ha considerado oportuno no utilizarlo.



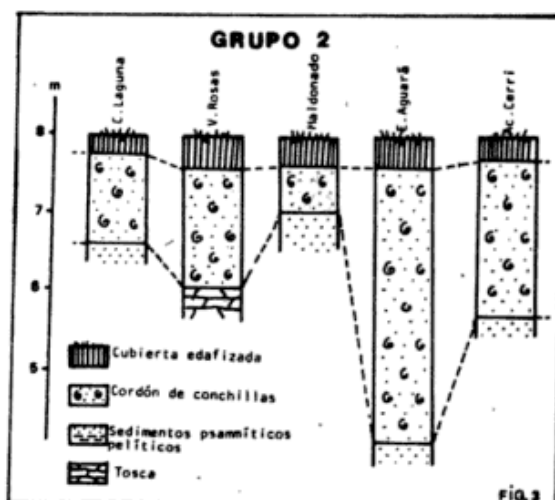
En la región de Bahía Blanca y alrededores, los cordones de conchillas asignados a la "Formación Postpampiana" se disponen discordantemente sobre la "Formación Pampiana" representada tanto por niveles de tosca como por sedimentos psamíticos-pelíticos (véase figs. 2, 3 y 4).

En dichos perfiles puede observarse que la secuencia postpampiana comprende dos secciones bien diferenciadas: una inferior, depositada en un ambiente de playa desarrollada entre niveles de máxima y mínima influencia de mares y otra superior, o cubierta edafizada. Entre ambas secciones no se observa discontinuidad aunque es probable que exista una leve discordancia erosiva.

El espesor de la secuencia es modesto y depende del área considerada, pero por lo general no supera los 4 metros. Inferiormente, la sección se inicia con niveles arenosos que contienen conchillas dispersas y en el arroyo Napostá encierra lentes con *Tagelus plebeius* en posición de vida. Superiormente, se presentan sedimentos correspondientes a cordones costeros en los que el contenido de conchillas se hace mucho más evidente.

El análisis sedimentológico de los cordones conchiles revela que los mismos están constituidos por arena de grano mediano a fino, color pardo grisáceo a pardo amarillento, claro u oscuro, con granos de cuarzo de subredondeados a subangulosos, textura superficial de mate a brillante, homometría moderada, grado de consolidación deleznable y naturaleza del material aglutinante calcáreo.

Respecto al análisis del contenido paleontológico de estos depósitos holocenos, puede afirmarse que es muy rico y variado. Un estudio completo del mismo fue realizado por Farinati (1983a). En dicho trabajo se enumera la fauna de los cordones que



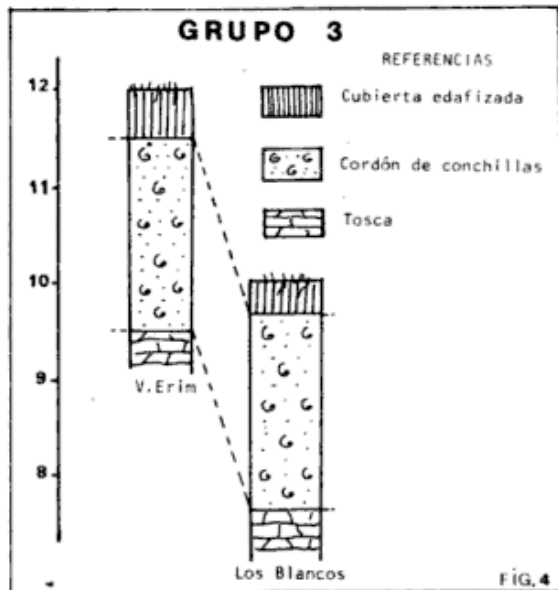
está compuesta por 149 especies, 111 de los cuales corresponden a moluscos de las clases Gastropoda, Bivalvia, Scaphopoda y Polyplacophora. Además se presentan corales, briozoos, anélidos, ostrácodos, decápodos, cirripedios y ofiuroides. Entre los vertebrados figuran: dientes de selaceos, otolitos y vértebras de cetáceos.

En cuanto a la edad de los cordones conchiles, Farinati (1984) ha obtenido dataciones radiocarbónicas de los mismos con un rango de edades que oscilan entre 7500 ± 120 y 994 ± 190 años AP, lo cual muestra un decrecimiento gradual del proceso regresivo holoceno en la región de Bahía Blanca y alrededores.

Altimetría de los depósitos

En el Cuadro I se observan las cotas de los distintos afloramientos. Las mismas tienen un margen de error altimétrico que está dado por la equidistancia de las curvas de nivel (5 m).

Se observa que cinco de los dieciséis depósitos estudiados en el presente trabajo se ubican en cota 8 m, estando otros nueve en cotas que oscilan entre 3 y 7 m, es decir, hay 14 afloramientos (80 %) que están altimétricamente comprendidos entre 3 y 8 metros.



1.	Punta Ancla	6
2.	Punta Cigüeña	4
3.	Villa del Mar	4
4.	Cantera Ruta 229	6
5.	Cantera Laguna	8
6.	Ao. Napostá	3
7.	Ing. White	3
8.	Col. Ferroviaria	4

9.	Villa Rosas	8
10.	Loma Paraguaya	7
11.	Maldonado	8
12.	Empalme Aguará	8
13.	Acceso Cerri	8
14.	Fortín Cuàtreros	7
15.	Verde Erim	12
16.	Los Blancos	10

Cuadro I. Posición altimétrica de los afloramientos, en metros.

Teniendo en cuenta las distintas cotas de los afloramientos, éstos han sido reunidos en tres grupos:

- I) Afloramientos cuyas cotas están comprendidas entre 3 y 7 m:
Localidades: 1 - 2 - 3 - 4 - 6 - 7 - 8 - 10 - 14
- II) Afloramientos cuyas cotas están en 8 m:
Localidades: 5 - 9 - 11 - 12 - 13
- III) Afloramientos cuyas cotas están comprendidas entre 9 y 12 m:
Localidades 15 - 16

Lo anteriormente expuesto se observa en la figura 5 y si bien es prematuro en base a los datos disponibles, obtener alguna conclusión de dicho gráfico, a modo de hipótesis parecería probable discernir tres posibles etapas en el proceso regresivo del mar, correspondiendo la segunda de ellas a un momento estacionario del nivel del mismo.

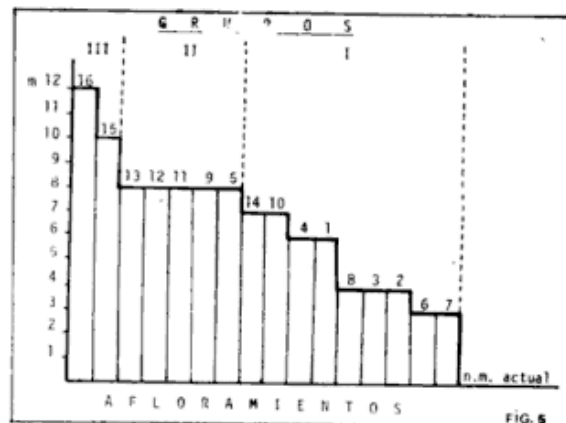
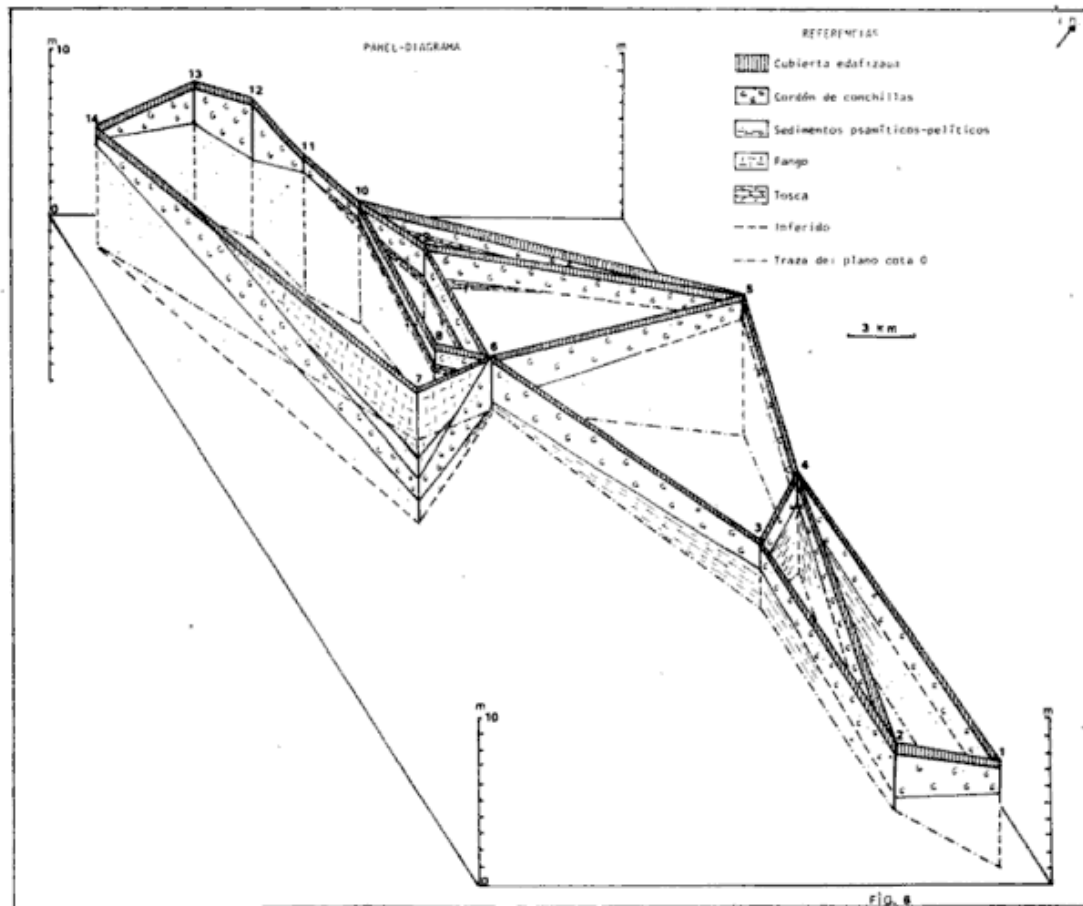


Diagrama panel

Los perfiles de los grupos I y II han sido integrados para la confección de un diagrama panel que muestra en forma gráfica (figura 6) la delimitación en el espacio de los cordones de conchillas originados durante el proceso regresivo holoceno que tuvo lugar en el área estudiada.



En dicho esquema se observan los máximos espesores y los mínimos acunamientos. Además, revela la posición de los sedimentos más superficiales o cubierta edafizada y visualiza claramente los distintos sitios donde el cordón se apoya ya sea sobre tosca o sobre sedimentos psamíticos-pelíticos de la "Formación Pampliana".

Por su confección se ubicaron los puntos en escala sobre un plano horizontal de referencia de nivel cero y se levantaron los perfiles en escala, correspondientes a cada uno de ellos. Posteriormente se correlacionaron entre sí. Por razones de escala, dicho panel no pudo ser completado con los perfiles topográficos.

Conclusiones

- 1) Los depósitos conchiles estudiados en este trabajo fueron originados por un único episodio, en su mayor parte regresivo.
- 2) El área abarcada por esta ingresión holocena posiblemente conformó una bahía de contorno muy similar al actual, aunque desplazada más hacia el interior del continente.
- 3) De la correlación estratigráfica de los perfiles, tanto los del Grupo I como los del Grupo II, se deduce que todos presentan una sección inferior, correspondiente a un ambiente de playa desarrollada entre los

niveles de máxima y mínima influencia de las mareas y otra superior, menos potente que la primera, que constituye la cubierta edafizada.

- 4) El espesor de la secuencia sedimentaria marina que compone los cordones de conchillas es por lo general, modesto, dependiendo del área considerada, pero puede afirmarse que no supera los 4 metros.
- 5) El 88 % de los depósitos, es decir, 14 afloramientos están altimétricamente comprendidos entre cotas de 3 y 8 metros.
- 6) Los cordones de conchillas estudiados se disponen o asientan discordantemente tanto sobre sedimentos psamíticos-pelíticos como sobre niveles de tosca de la "Formación Pampliana".

Agradecimientos

Mi sincero agradecimiento al Dr. Horacio H. Camacho por la lectura crítica del manuscrito y las valiosas sugerencias aportadas.

Lista de trabajos citados en el texto

- AMEGHINO, F., 1880. La formación pampeana o estudio de los terrenos de transporte de la cuenca del Plata. 1-370, Bs. As. - París.
- DARWIN, C., 1846. Geological observations on South America. Smith-Helder and Co. London.
- FARINATI, E., 1983. Paleontología, Paleoecología

y Paleogeografía de los sedimentos marinos de los alrededores de Bahía Blanca. *Tesis Doctoral (inéd.)* _____, 1983a. Paleontología de los sedimentos marinos holocenos de los alrededores de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana* (en prensa). _____, 1984. Dataciones radiocarbónicas en depósitos holocenos de los alrededores, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Símpoio Internacional sobre variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario tardío y evolución costera. Resúmenes, Mar del Plata.*
GARCIA, J. y O. de GARCIA, 1964. Hidrogeología de la región de Bahía Blanca. *Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 96, Bs. As.*

Recibido: 10 de setiembre, 1984
Aceptado: 16 de abril, 1985

GONZALEZ, M., N. WEILER, M. ALBERO y F. ANGIOLINI, 1983. Interpretación de edades Carbono-14 invertidas y mezcladas en la espiga de playa holocénica de General Cerri (Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana*, 20 (3-4): 227-237, Bs. As.
IHERING, H. von, 1907. Les mollusques fossiles du Tertiaire et du Cretacé supérieur de l'Argentine. *Anal. Mus. Nac. Bs. As. Ser. 3a. (7): 1-611.*
WICHMANN, R., 1918. Geología e Hidrología de Bahía Blanca y sus alrededores (Provincia de Buenos Aires). *Anal. Min. Agric. Secc. Geol. 13(1): 1-67, Bs. As.*

ESTER A. FARINATI
Departamento de Geología,
Universidad Nacional del Sur
8000 - Bahía Blanca

SIGNIFICADO DEL VULCANISMO Y EXTENSION MESOJURASICOS EN EL EXTREMO MERIDIONAL DE SUDAMERICA.

M. A. ULIANA, K. T. BIDDLE, D. W. PHELPS Y D. A. GUST

Resumen

Los productos efusivos de un evento volcánico acaecido durante el Jurásico medio a tardío son reconocibles en vastas extensiones de la parte meridional de Sudamérica. Estas rocas volcánicas se asocian en el tiempo y en el espacio con una serie de depresiones tectónicas de orientación norte-noroeste. El proceso de extensión cortical que dio lugar a las depresiones (grabens, hemigrabens) se inició posiblemente en el Triásico tardío y continuó a través de la mayor parte del Jurásico. Las vulcanitas meso a suprajurásicas representan el producto de la fase culminante de este período de extensión.

Las rocas volcánicas aquí descritas son principalmente riolitas y basaltos, pero también incluyen miembros de composición intermedia. El análisis geoquímico de los elementos mayoritarios realizados sobre un conjunto de muestras provenientes de una sección este-oeste ubicada en las cercanías de los 44°S, sugiere que buena parte de estas rocas no estuvieron directamente relacionadas al vulcanismo del arco magnético localizado en el borde occidental de Sudamérica, y que en realidad son el resultado de condiciones tectónico magnéticas diferentes que involucraron considerable anatexis de la corteza.

La extensión y el vulcanismo asociado fueron los predecesores inmediatos de la apertura de la cuenca marginal "Rocas Verdes", a lo largo de la parte austral de la actual cadena andina, y también del inicio de la separación entre Sudamérica y Sudáfrica. Dentro de este contexto, la extensión y el vulcanismo meso a suprajurásicos representan el anuncio de la fragmentación de Gondwana occidental.

Abstract

The extrusive products of a Middle-to - Late Jurassic volcanic event occur throughout a wide area of southern South America. These volcanic rocks are associated in time and space with a series of NNE-trending grabens. The extension that produced the grabens began perhaps in the latest Triassic and continued throughout most of the Jurassic. The Middle-to-Late Jurassic volcanic rocks represent the culminating event of this period of extension.

The Jurassic volcanic rocks described here are dominantly rhyolites and basalts, but a few flows of intermediate composition are also present. Major element geochemistry on a suite of samples taken from a west-to-east transect near 44°S latitude suggests that large volumes of these rocks are not related directly to arc volcanism along the margin of South America, but are the product of a separate tectonic/magmatic event that involved significant crustal anatexis.

The extension and related volcanism directly preceded the opening of the Rocas Verdes Marginal basin along part of the Southern Andes and may have led to the initial separation of South America and South Africa. As such, the Middle-to-Late Jurassic extension and volcanism heralded the breakup of part of Gondwana Land.

Introducción

En el transcurso del Jurásico medio y tardío gran parte del extremo meridional de Sudamérica fue afectado por un episodio volcánico de proporciones mayores. Los productos extrusivos de este evento cubren una extensión superior al millón de kilóme-

tros cuadrados (fig. 1) y varían en composición desde riolitas hasta basaltos. Aunque estas rocas definen una provincia volcánica mayor, comparable en tamaño a las principales provincias ignimbríticas del mundo, los detalles de sus relaciones de campo y caracteres geoquímicos sólo han sido analizados en forma local.

Este evento volcánico representa la culminación de un episodio de deformación tensional de gran extensión areal, que se inició en el Triásico tardío o Jurásico temprano y condujo a la formación de distintas cuencas sedimentarias que hoy ocupan el extremo austral de Sudamérica. El proceso de extensión de la corteza y la actividad volcánica relacionada fueron rápidamente sucedidos por la formación de una pequeña cuenca oceánica a lo largo del borde occidental del supercontinente Gondwana (Dalziel, 1981), y por la generación de corteza oceánica en el Atlántico meridional (Rabinowitz y La Brecque, 1979).

La comprensión del proceso de extensión cortical y vulcanismo durante el Jurásico medio-tardío resulta crítico por distintas razones. En primer lugar estos fenómenos representan un anuncio del desmembramiento de Gondwana. En segundo lugar, ellos están relacionados al proceso de inyección de cuencas sedimentarias como las de Magallanes y Malvinas en Argentina y Chile y, en tercer lugar el flujo térmico asociado a estos acontecimientos tuvo capital importancia para la generación de hidrocarburos dentro de esas cuencas.

En el presente trabajo se incluye un resumen de la compleja nomenclatura estratigráfica utilizada para las rocas volcánicas del Jurásico medio y superior de Patagonia, y se presentan los resultados de análisis geoquímicos de muestras provenientes de un perfil este-oeste ubicado en el entorno de los 44°S. Esta información, examinada a la luz de una interpretación de la estructura regional basada en trabajos precedentes y estudios de subsuelo, fue utilizada como base para analizar el significado tectónico de este período de extensión y vulcanismo.

Estratigrafía

Pre-Triásico inferior

Las rocas volcánicas que se analizan en este trabajo se sobreponen a un conjunto heterogéneo de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, con edades que oscilan entre el Jurásico temprano y el (?) Precámbrico. Las rocas del basamento incluyen gneises y anfibolitas del Precámbrico-Pérmico; filitas, pizarras y metavulcanitas del pre-Silúrico; y esquistos del Silúrico-Devónico y Carbonífero (González Bonorino y Aguirre, 1970; Halpern, 1973; Natland et al., 1974; Miller, 1976; de Giusto et al., 1980; Riccardi y Rolleri, 1980; Hervé et al., 1981). En su mayor parte estas rocas son interpretadas como pertenecientes a un segmento de corteza continental de edad precámbrica y eo-paleozoica (v. gr. Ramos, 1983), pudiendo incluir hacia el oeste los productos de episodios de acreción y sub-

ducción ocurridos a lo largo del margen occidental (coordenadas actuales) del supercontinente Gondwana (Hervé et al., 1981).

En ciertos sectores ubicados al oeste del meridiano de 69°O las rocas del basamento cristalino están sobrepuestas por un conjunto de depósitos clásticos continentales, tilloides y rocas sedimentarias marinas con estratificación rítmica, de antigüedad carbónico-pérmica (v. gr. los Grupos Tepuel y Río Genoa en Argentina y la Formación Panguipulli en Chile). Los remanentes erosivos de estas rocas definen una cuenca estrecha y extendida oblicuamente a través de Patagonia (Suero, 1961; Lesta y Ferello, 1972). En trabajos recientes esta cuenca ha sido interpretada como un depósito de antearco (Hervé et al., 1981; Forsythe, 1982) o como una cuenca marginal neopaleozoica (Ramos, 1983).

Las rocas plutónicas y volcánoclasticas del Pérmico y Triásico inferior reconocidas en distintos puntos de Patagonia, documentan la extensión austral del arco magmático que durante el Paleozoico tardío ocupaba el centro-oeste de Argentina y partes de Chile (Polanski, 1970; Hervé et al., 1981; Forsythe, 1982; Ramos, 1983). La ubicación de las rocas graníticas datadas radioisotópicamente define una faja de actividad ígnea extendida hacia el noroeste, que en la porción centro-oriental de Patagonia debió alcanzar un ancho mínimo de 500 km (Núñez et al., 1975; Ramos, 1975, 1983, 1984; Lesta et al., 1980; Stipanovic y Methol, 1980; Cortés, 1981; Liambías et al., 1984).

En la figura 2 se ilustra la distribución de las rocas del Paleozoico y pre-Paleozoico y la extensión conocida de las vulcanitas del Jurásico medio y superior.

Triásico superior - Jurásico inferior

En el ámbito de Patagonia septentrional las rocas del Triásico superior y Jurásico inferior descansan sobre una superficie de pronunciada discordancia regional que trunca las rocas descritas en la sección precedente (Bracaccini, 1968; Stipanovic, 1969). Si bien localmente alcanzan espesor, por lo general el Triásico superior y el Jurásico inferior suelen presentarse arealmente restringidos dentro de depresiones marginadas por fallas. El análisis de secciones sísmicas indica que tales depresiones poseen una configuración de graben o hemigraben. El relleno de estas fosas consiste en rocas volcánicas y volcánoclasticas de varios tipos, asociados a depósitos continentales aluviales y localmente acumulaciones marinas con invertebrados del Lías. La estratigrafía y correlación regional del Triásico superior y Jurásico inferior de Patagonia ha sido analizada por Stipanovic (1969); Stipanovic y Bonetti (1969; 1970a; 1970b);

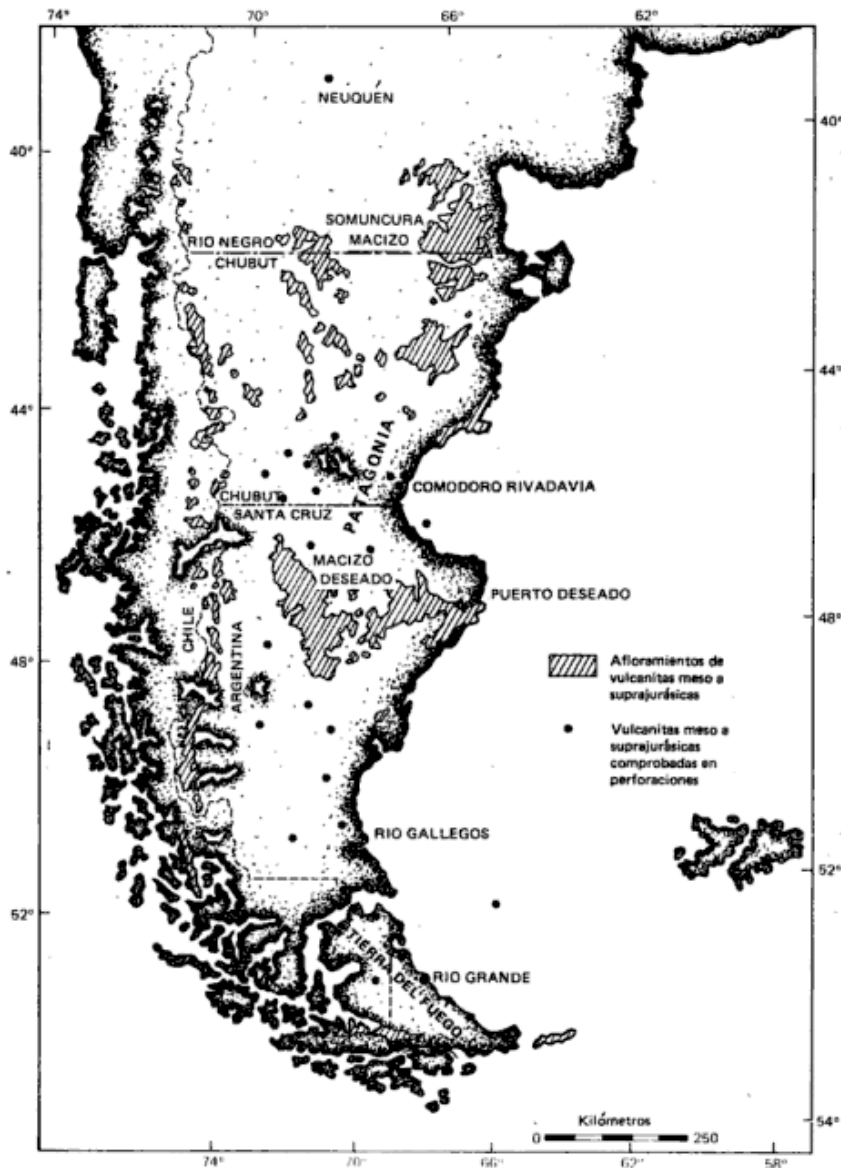


Fig. 1: Mapa de Sudamérica austral mostrando la distribución de afloramientos y control de subsuelo de las rocas volcánicas meso a suprajurásicas.

Stipanovic y Rodrigo (1970a y b); Lesta et al. (1980); de Giusto et al. (1980); y Cortés (1981).

Aunque están desarrolladas en forma discontinua, las rocas del Triásico superior y Jurásico inferior presentan una distribución considerable en la parte austral de Sudamérica y se encuentran estrechamente relacionadas a las rocas algo más jóvenes que se analizan en este trabajo. En Patagonia septentrional las Formaciones Los Menucos y Garamilla de Triásico tardío incluyen ignimbritas riolíticas, riolíticas y dacíticas, tobas y lapillitas (Stipanovic y Methol, 1972; Pesce, 1976; Nullo, 1978; Coira, 1979). Más al sur, unidades ubicadas en la misma posición dentro de la secuencia han proporcionado floras del Triásico superior y localmente incluyen mantos y diques

basálticos (Formaciones El Tranquilo, Roca Blanca, y Bajo Pobre, de Giusto et al., 1980). En la parte oriental de Río Negro la Formación Puesto Piris del Jurásico temprano, está compuesta por tobas, aglomerados volcánicos e ignimbritas riolíticas (Núñez et al., 1975), que han sido datadas en 189 ± 5 Ma (Cortés, 1981). Otras unidades del Jurásico inferior ricas en componentes volcánicos son las Formaciones El Córdoba (Panza y Saccomani, 1981), la Formación Puntudo Alto (Musacchio, 1981) y la Formación Sañicó (Guliano y Pando, 1981).

En la parte oriental del macizo de Somuncura las tobas, aglomerados volcánicos, e ignimbritas riolíticas de la Formación La Porffa son atribuidas al Jurásico inferior y Jurásico medio bajo (Pliensbachiano-Bajociano) por Cortés (1981). Algo más al sur,

las andesitas y riolitas de la Formación Los Mártires (Pesce, 1978) han proporcionado edades radiométricas de 176 ± 10 Ma y 172 ± 10 Ma. Hacia el oeste, en la periferia de Patagonia extraandina, las rocas del Jurásico medio temprano presentan una composición prevalente andesítica y son referidas a la Formación Carnerero (Musacchio, 1981).

En vastos sectores de Patagonia la escasez de fósiles diagnósticos y adecuados niveles guía dificulta la identificación y correlación de subunidades dentro de la sección eo-mesozoica. Como consecuencia en aquellas regiones en las que predominan masivamente las rocas volcánicas, estas unidades no son fácilmente separables de las vulcanitas jurásicas más jóvenes.

Jurásico medio y superior

La terminología estratigráfica utilizada para las rocas volcánicas jurásicas de la parte austral de Sudamérica ha evolucionado gradualmente hasta alcanzar una situación compleja con profusión de denominaciones locales. Feruglio (1949, 1950) realizó una distinción inicial entre las rocas volcánicas de Patagonia extraandina, a las que denominó Complejo Porfirico de la Patagonia, y las rocas volcánicas aproximadamente equivalentes de la Cordillera Patagónica a las que denominó como Pórfiros Cuarzóferos y Porfiritas de la Cordillera. Para designar las ocurrencias de este conjunto volcánico en el subsuelo de la cuenca de Magallanes (Cuenca Austral) se ha utilizado mayormente la denominación de Serie Tóbfiera o simplemente Tóbfiera (Thomas, 1949). Esta designación informal ha sido ampliamente utilizada en forma genérica por numerosos autores, para describir las rocas riófticas e ignimbríticas de edad Jurásico medio a tardío que ocurren en la parte meridional de Sudamérica. En la literatura reciente el paquete de rocas volcánicas meso y suprajurásicas es referido a unidades litoestratigráficas con rango de grupo (Grupo Bahía Laura, Grupo Lonco Trapial, Grupo Lago La Plata, Complejo El Quemado, Complejo Marifil). Asimismo se han propuesto numerosos nombres formacionales para contemplar cambios areales en la composición dominante de la pila volcánica. La figura 3 muestra la distribución geográfica de las denominaciones más utilizadas en la actualidad. En el contexto del presente trabajo se emplea la expresión "rocas volcánicas mesojurásicas" como referencia general, sin embargo cuando se mencionan localidades específicas se indica la denominación litoestratigráfica comunmente aceptada para la región.

Las relaciones entre las distintas unidades ilustradas en la figura 3 no han sido

totalmente esclarecidas, principalmente debido a complejidades resultantes de rápidos cambios laterales de facies y espesores (Bruhn et al., 1978); de Giusto et al., 1980). En algunos sectores la coexistencia de procesos eruptivos y sedimentarios ha resultado en relaciones discordantes con escaso significado cronológico (Lesta y Ferello, 1972). Como resultado de estas peculiaridades y la falta general de estudios específicos de detalle, muchas de las subdivisiones formalmente propuestas sólo resultan aplicables en forma local (Riccardi y Rolleri, 1980). En consecuencia las ideas sobre tendencias regionales en la composición litológica y petrográfica desarrolladas a través del examen de la literatura referida al tema, sólo representan una primera aproximación.

Las edades radiométricas obtenidas sobre rocas de la serie volcánica mesojurásica en un episodio de máxima actividad entre 165 y 155 Ma (Cortés, 1981; Pesce, 1978; Creer et al., 1972; Lesta et al., 1980; Codignotto et al., 1978; Stipanovic y Bonetti, 1970a). A lo largo de la faja andina de Patagonia septentrional se ha interpretado (Haller y Lapido, 1982; Haller et al., 1981) que el complejo volcánico incluye rocas algo más jóvenes, del Jurásico tardío, a pesar de que los granitoides emplazados en el Cretácico dificultan la datación de las rocas volcánicas de esta región. Las edades radiométricas y el control estratigráfico disponible indican que en el Bajociano tardío se produjo un pronunciado incremento en el volumen y extensión areal del vulcanismo en Patagonia (Lesta y Ferello, 1972). Esta fase de alta eruptividad se mantuvo durante 10-15 Ma, persistiendo el vulcanismo hasta el Caloviano-Oxfordiano en el centro de Patagonia y hasta el Jurásico terminal (Tithoniano?) hacia el oeste, en algunos segmentos de la faja andina (Feruglio, 1936; Leanza, 1968; Ramos et al., 1982).

En el transcurso del emplazamiento de las rocas volcánicas mesojurásicas el área de acumulación cubría, sin grandes discontinuidades, la mayor parte del extremo austral de Sudamérica. Los depósitos más espesos se encuentran preservados dentro de grabens de antigüedad neotriásica-jurásica. Fuera de estas depresiones estructurales las rocas volcánicas mesojurásicas descansan sobre rocas paleozoicas o más antiguas, a lo largo de una superficie de pronunciada discontinuidad angular y litológica. Dentro de las fosas, sin embargo, el límite inferior de las vulcanitas mesojurásicas no siempre es tan definido, ya que la serie eruptiva tiende a disponerse en paraconcordancia sobre unidades del Triásico o Jurásico infe-

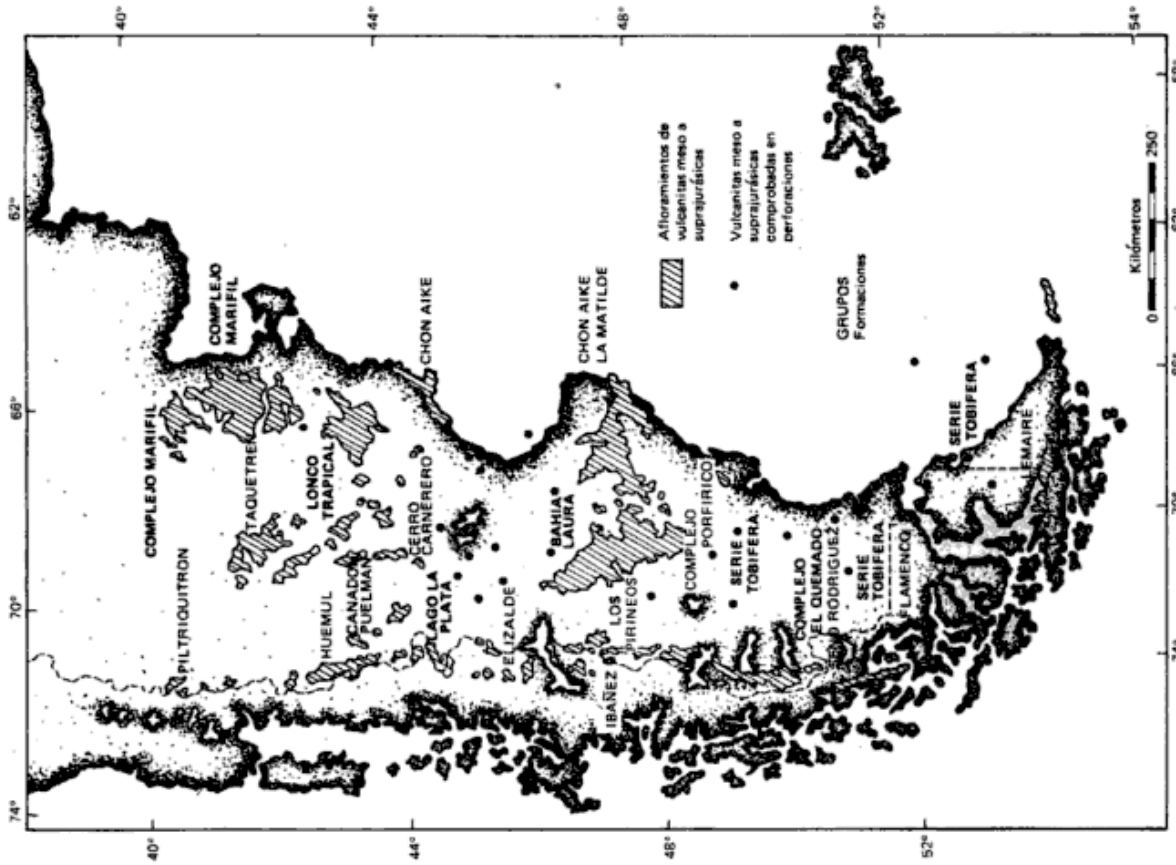


Fig. 2: Distribución de las fajas tectónicas del Paleozoico tardío - Mesozoico temprano, con sobreposición de las rocas volcánicas meso a suprajurásicas.

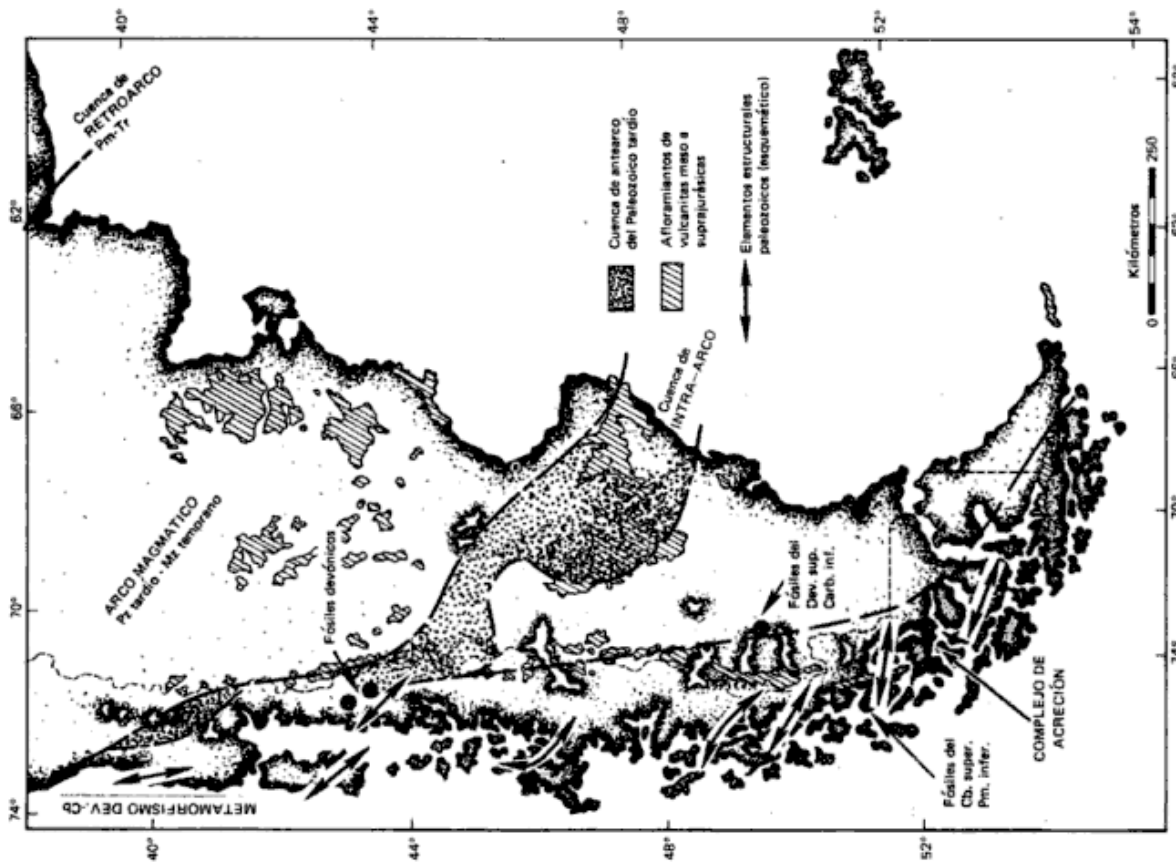


Fig. 3: Nomenclatura estratigráfica para las rocas volcánicas meso a suprajurásicas de Sud- América meridional.

rior que también incluyen miembros volcánicos. En ciertas localidades la exacta ubicación del límite entre las rocas del Neotriásico-Eojurásico que representan el relleno inicial del graben, y las rocas volcánicas del Jurásico medio, ha sido objeto de diferencias de opinión (Lesta y Ferello, 1972; de Giusto et al., 1980; Musacchio, 1981; Franchi y Page, 1980).



Fig. 4: Flujos ignimbríticos macizos del Grupo Lonco Trapial

Las ideas prevalecientes sobre la composición de las rocas volcánicas del Jurásico medio de Patagonia septentrional, sugieren un predominio de rocas extrusivas silíceas (riolíticas) en los afloramientos orientales del macizo de Somoncura (parte más joven del Complejo Marfíl, Cortés, 1981), con cambio gradual a andesitas, basandesitas, y basaltos hacia el oeste (Lesta et al., 1980). En la mayoría de los afloramientos la suite volcánica del Jurásico medio está integrada por una compleja asociación de coladas, piroclastitas, ignimbritas, y detritos volcánicos y no-volcánicos retrabajados (Mazzoni et al., 1981).

En la proximidad de la costa atlántica (fig. 1) predominan las ignimbritas y forman un amplio plateau constituido por un conjunto masivo de flujos ignimbríticos (fig. 4) (Malvicini y Llambías, 1974). Esta suite incluye rocas de composición traquítica, riodacítica, y riolítica y predomina en los afloramientos del este de Río Negro (Malvicini y Llambías, 1974; Cortés, 1981), Chubut oriental (Lesta et al., 1981); Creer et al., 1972), este de Santa Cruz (de Giusto et al., 1980; Mazzoni et al., 1981), y Andes Australes (Dalziel et al., 1974; Bruhn et al., 1978). El control de subsuelo en las cuencas de San Jorge oriental (Lesta, 1970; Lesta y Bianchi, 1973), Magallanes (Natland et al., 1974; Riggi, 1970), y Malvinas tiende a confirmar la continuidad regional en la composición de esta faja oriental.

En el centro-norte de Chubut, al sur del macizo de Somoncura, el complejo volcánico mesojurásico es denominado Grupo Lonco Trapial (Formaciones Cajón de Ginebra y Cañadón Puelman, Lesta y Ferello, 1972) y ha sido descrito como una serie intermedia de andesitas, basaltos y rocas volcanoclásticas cogenéticas (Lesta et al., 1980). En la proximidad del río Chubut la serie volcánica mesojurásica está representada por lavas andesíticas con olivina e ignimbritas andesítico-dacíticas, sobrepuestas por ignimbritas riolíticas (Panza y Saccomani, 1981), y localmente cubiertas por un grupo de basaltos olivínicos (Nullo y Proserpio, 1975; Pesce, 1979). El cambio composicional entre las ignimbritas silíceas de la faja oriental y los miembros intermedios a básicos del Grupo Lonco Trapial se produce gradualmente alrededor de los 67°30'O (Lesta et al., 1980). Más al oeste, la suite de Chubut central puede ser reconocida hasta los 70°30'O en las andesitas y basandesitas de la sierra de Tepuel (Haller et al., 1981).

En los afloramientos andinos ubicados al norte de los 44°S el evento volcánico del Jurásico medio y tardío está representado por andesitas sobrepuestas por dacitas y riodacitas (Formación Lago La Plata, Haller y Lapido, 1982). Alrededor de los 46°S el complejo volcánico es descrito como una serie bimodal de lavas basandesíticas y tobas de flujo riolíticas (Formación Ibáñez, Baker et al., 1981). Al sur de los 46°S la proporción de andesitas disminuye (Ramos et al., 1982), y en los afloramientos andinos ubicados entre los 47°S y Tierra del Fuego el paquete volcánico es una serie de rocas riolíticas a riodacíticas (Formación Lemaire, Tobífera Volcanica Bruhn et al., 1978; Ramos et al., 1982). Lavas y aglomerados volcánicos de composición andesítica sólo han sido descritos en la parte inferior del complejo al norte de lago San Martín, cerca de los 48°30'S (Complejo El Quemado, Nullo et al., 1978); en esta región la parte superior del complejo es una asociación de tobas dacíticas y riolíticas.

Cuerpos plutónicos (granitoides) con edades radiométricas aproximadamente equivalentes al complejo volcánico mesojurásico han sido individualizadas a lo largo de la faja andina que va desde los 52°S hasta los 41°S, y usualmente yacen al oeste de la línea de afloramientos de las rocas volcánicas (Nelson et al., 1980). Fuera de los Andes, sin embargo, la mayor parte de las plutonitas datadas en Patagonia aparentan ser más antiguas o más jóvenes que el episodio volcánico mesojurásico (Lesta et al., 1980).

Cretácico inferior

La interpretación regional del mosaico de facies atribuidas al Cretácico inferior revela la existencia de un arco magmático adosado al borde occidental de Sudamérica meridional (Haller et al., 1981; Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Ramos et al., 1982). Las acumulaciones de antearco son observables en isla Taiguén (Chile) y están representadas por depósitos marinos con intercalaciones volcánicas (Aguirre Urreta y Ramos, 1981). El arco en sí mismo es reconocible en los granitoides cretácicos del batolito andino, y también está representado por unidades vulcanógenas con edades isotópicas entre 120 y 111 ± 5 Ma (Formaciones Divisadero, Payaniyeu, Carrenleufú, y equivalentes, Ramos, 1978). Hacia el centro y este de Patagonia septentrional el volumen del material eruptivo disminuye considerablemente y la sucesión del Cretácico inferior representa una acumulación de retroarco (Ramos, 1978), dominada por depósitos fluviales y lacustres. Estas unidades contienen abundantes trizas vítreas y fragmentos de andesitas y traquitas (Grupo Las Heras y parte inferior del Grupo Chubut, Lesta et al., 1980; Formaciones Bajo Grandé y Baqueró, de Giusto et al., 1980), y traslapan regionalmente sobre una superficie de discordancia labrada en las vulcanitas del complejo mesojurásico (Codignotto et al., 1978; de Giusto et al., 1980). Hacia el sur en el ámbito de las cuencas de Magallanes y Malvinas las vulcanitas mesojurásicas están discordantemente sobrepuestas por las areniscas Springhill y por los depósitos francamente marinos referidos a las Formaciones Río Mayer, Lago San Martín, "Inoceramus inferior" y equivalentes (Riccardi y Rollieri, 1980).

Petrología

En el transcurso del presente estudio se obtuvo un conjunto de 35 muestras de la serie volcánica del Jurásico medio. La mayor parte (28) de estas muestras proviene de un perfil este-oeste extendido desde el área andina hasta las cercanías de la costa atlántica en la provincia de Chubut (fig. 5). Las siete muestras restantes fueron obtenidas en el Macizo del Deseado, en las proximidades de Puerto Deseado provincia de Santa Cruz, (fig. 5).

Petrografía

Las muestras de basaltos y basandesitas muestran efectos de metamorfismo débil en condiciones correspondientes a la parte inferior de la facies de esquistos verdes, a pesar de lo cual aún mantienen la mayor parte del carácter ígneo original de la roca. Por lo general los efectos de este metamorfismo están restringidos al reemplazo de los fenocristales de olivina por pseudo-

morfos de clorita o serpentina y a cloritización de las fases máficas de la pasta. Ocasionalmente los fenocristales de plagioclasa están saussuritizados y en algunas muestras se observan pequeños parches de zoicita dentro de la pasta. La alteración (o meteorización) de estas rocas en condiciones de subsuperficie resulta evidente en la presencia de calcita y ceolitas.

Las muestras retienen texturas ígneas que varían desde afírica e intersertal (vidrio reemplazado por clorita) hasta porfírica e intergranular o subofítica (fig. 6). La asociación de fenocristales está caracterizada por olivina, clinopiroxeno y plagioclasa. Los fenocristales de olivina, cuando no se presentan reemplazados por minerales metamórficos, son euhedrales a subhedrales y tienen un borde de reacción espeso de iddingsita. Los fenocristales de piroxeno están totalmente zonados y maclados. Los de plagioclasa tienen texturas cribadas y usualmente se presentan corroídos. Las basandesitas tienen mayor proporción de plagioclasa que los basaltos y contienen olivina y fenocristales de cuarzo engolfados con bordes de reacción de clinopiroxeno (fig. 6).

Las escasas andesitas disponibles presentan efectos de metamorfismo débil, similares a los observados en las rocas máficas. Las texturas ígneas originales aparecen algo oscurecidas por el metamorfismo (probablemente debido al alto contenido de vidrio de las andesitas originales) y están restringidas esencialmente a la mineralogía y morfología de los fenocristales. Los fenocristales más comunes son plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol en las andesitas máficas, y en las variedades con alto contenido de sílice se les suma cuarzo y feldespatos alcalinos. Las andesitas con alto tenor de sílice también contienen fragmentos líticos de origen volcánico, que sugieren un origen piroclástico.

Las riolitas y las dacitas son petrográficamente semejantes e incluyen una gran variedad de tobas cristalinas y líticas (fig. 6). Las texturas ígneas originales han sido preservadas en cierta medida en todas las muestras, a veces exclusivamente como pseudomorfos de fenocristales. En algunas de las muestras se observan texturas traquíticas, bandeamiento de flujo, trizas vítreas aplastadas, y texturas soldadas (fig. 6). En varias de las muestras estos rasgos se presentan oscurecidos por devitrificación del vidrio de la pasta, hasta constituir un agregado criptocristalino denso de cuarzo y feldespatos alcalinos. La mayoría de las muestras se encuentran manchadas por pigmento de hierro procedente de la alteración de los óxidos de hierro, y algunas también contienen venas de cuarzo y parches de calcita.

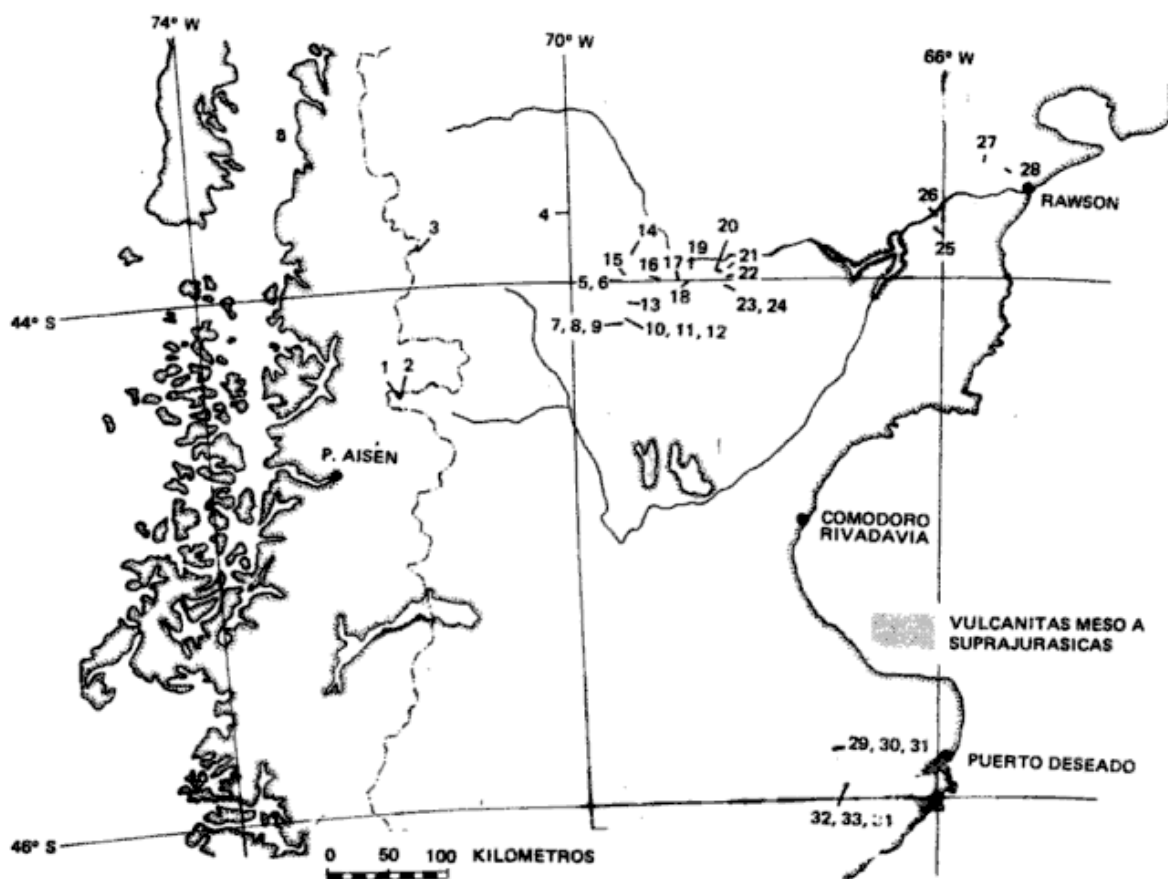


Fig. 5: Mapa de ubicación ilustrando la distribución de afloramientos de las rocas volcánicas meso a suprajurásicas de Patagonia centro-septentrional y la ubicación de las muestras analizadas en este estudio.

En las riolitas y dacitas se observaron fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo, de hábito euhedral a subeuhedral, rotos y combinados en distintas proporciones. Los fenocristales de feldespato a menudo presentan engolfamientos y están sericitizados o saussuritizados, pero muestran evidencias ópticas de zonación oscilatoria, maclado complejo, y texturas perfiticas. Biotita y anfíbol sólo ocurren en pequeñas cantidades y presentan un borde variable de agregados de grano fino de óxidos opacos y silicatos. Muscovita, apatita y circón también aparecen como fenocristales, pero con escasa frecuencia. Los fragmentos líticos presentes en algunas de las riolitas generalmente poseen texturas volcánicas y son probablemente riolíticos, aunque algunos de los fragmentos son trozos de granitoides de grano grueso.

Geoquímica

Treinta y cinco de las muestras de la sección transversal este-oeste fueron seleccionadas para análisis de los elementos mayores. Los elementos mayores, Rb, Sr, y Zr fueron analizados mediante fluorescencia a los rayos X por Assay Laboratories de Canadá. Asimismo se determinó pérdida

a la ignición (PAI). Los resultados de estos análisis se muestran en las tablas 1 y 2, junto con la mineralogía normativa CIPW, calculada sobre base libre de volátiles con FeO a 0.85 de hierro total. La mayor parte de las muestras contienen menos de 2 % de PAI, y en apariencia se encuentran relativamente inalteradas. Sin embargo algunos ejemplares, principalmente de basalto, contienen hasta 10 % de PAI. Las muestras con PAI superior a 7 % no fueron incluidas en las tablas 1 y 2. Algunas de las riolitas se encuentran considerablemente alteradas por silicificación, que da como resultado contenidos de sílice superiores al 80 % en peso.

Las muestras fueron clasificadas de acuerdo a su composición química (libre de volátiles), por medio del esquema de Peccerillo y Taylor (1976) (fig. 7). En conjunto representan una asociación bimodal, basandesitas, riolitas potásicas, y dacitas con alto tenor de sílice. Las andesitas, muy poco frecuentes, son variedades con alto tenor de potasio.

Los basaltos analizados contienen hipertenso normativo y uno de ellos contiene cantidades menores de cuarzo normativo, posiblemente como resultado del procedimiento

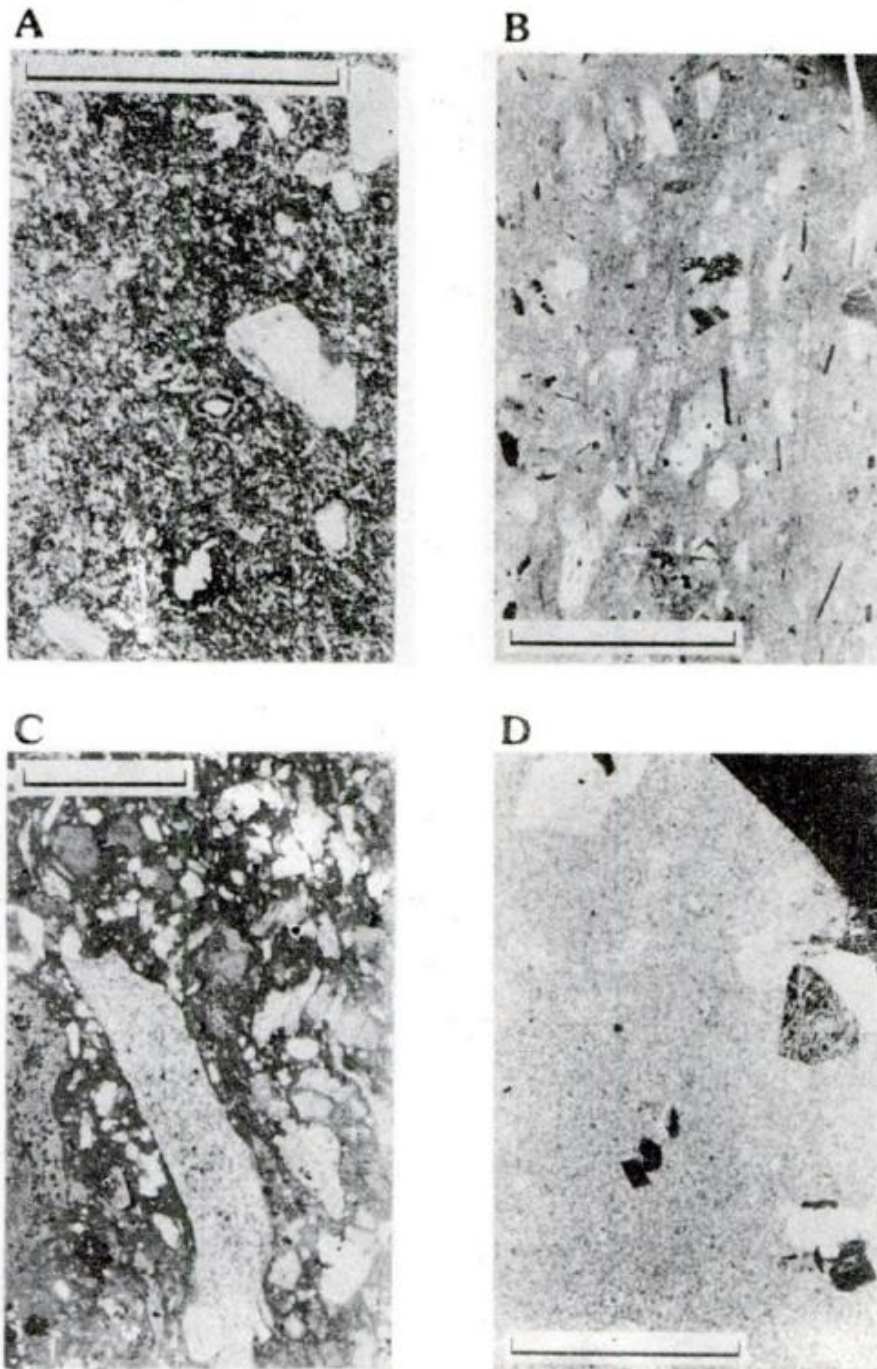


Fig. 6: Microfotografías de muestras ilustrando texturas volcánicas bien preservadas. La escala (barra) tiene una longitud de 5 mm en todas las fotografías. A) Basandesita con una pasta fina de plagioclasa, clinopiroxeno, y opacos, fenocristales de plagioclasa con textura cribada, y xenocristales engolfados de cuarzo con bordes de reacción de piroxeno. B) Toba riolítica soldada rica en cristales con fenocristales de biotita, cuarzo, plagioclasa zonada y feldespato alcalino engolfado. También son visibles pequeños fragmentos líticos. La pasta vítrea ha sido alterada a una mezcla criptocristalina de cuarzo y feldespato. C) Toba riolítica rica en cristales con grandes trizas vítreas alteradas y fenocristales de feldespato alcalino y cuarzo engolfado. D) Riolita densa, posiblemente obsidiana, con grandes fenocristales euhedrales de feldespato alcalino y biotita.

de recálculo del FeO (Schwarzer y Rogers, 1974) (cuadro 1). El exámen de la anortita normativa (100 An/An+Ab) de los basaltos con respecto a su contenido de hipersteno normativo, sugiere que el sodio ha sido incrementado a través del metamorfismo de bajo grado hasta la facies de esquistos verdes (Lipman y Mehnert, 1975). Un enriquecimiento similar en sodio ha sido registrado en basaltos y espilitas alterados (Vallance, 1969; Smith, 1968). En consecuencia se estima que el contenido en álcalis de estas rocas probablemente no es el reflejo del quimismo original del magma. De una forma semejante el metamorfismo de enterramiento ha alterado el contenido de CaO y MgO, de manera tal que muestran una relación inversa (Smith, 1968). El contenido de SiO₂ es relativamente bajo y sólo excede el 1.2 % en peso en rocas con bajo valor de Mg, señalando el carácter evolucionado del magma original. Los contenidos de Al₂O₃ son altos (mayores de 16 % en peso) en todos los basaltos.

Las basandesitas (52-55 % en peso de SiO₂ son relativamente máficas, con concentraciones de MgO que varían entre el 3,5 y 6,5 % en peso y números de Mg (Mg/Mg + Fe x 100) oscilantes entre 50 y 63. El contenido en álcalis es altamente variable y sugiere que estas rocas, como los basaltos, fueron sometidas a metamorfismo de enterramiento.

En los basaltos y basandesitas la abundancia de elementos traza es comparable a la de los basaltos de arcos de islas (Perfit et al., 1981). Si se utilizan los elementos traza "inmóviles" Ti y Zr (Pearce y Cann, 1973; Winchester y Floyd, 1975), la mayoría de los basaltos y basandesitas con

números de magnesio mayores que 50 se ubican dentro o en la vecindad del campo de los basaltos calco-alcalinos de arco magmático (fig. 8). Las andesitas son variedades con alto tenor de potasio pero no se comparan favorablemente con las típicas andesitas calco-alcalinas con alto tenor de potasio provenientes de regiones orogénicas (Gill, 1981) o andesitas de tipo "andino" (Bailey, 1981). Los contenidos de TiO₂, P₂O₅, Rb, y Zr son más elevados y los contenidos de CaO son mucho más bajos en las andesitas del complejo mesojurásico que en las andesitas calco alcalinas de las regiones orogénicas. El alto tenor de rubidio puede ser considerado un subproducto del metamorfismo, sin embargo el elevado contenido de Zr, TiO₂ y P₂O₅ son probablemente características magmáticas primarias.

La suite de rocas mesojurásicas silíceas consiste en riolitas calco-alcalinas y con alto tenor de potasio (fig. 7). Las riolitas calco-alcalinas están restringidas al macizo del Deseado, y las riolitas con alto contenido en potasio provienen de la región del macizo de Somuncura. Los dos tipos son peraluminosos, hecho que sugiere que ambos grupos son equivalentes a los granitos de tipo S (Chappell y White, 1974). En cambio, el contenido comparativamente bajo de Zr (aproximadamente 100 ppm) y el elevado contenido de Sr (aproximadamente 500 ppm) de las riolitas calco alcalinas, se asemeja más a los granitos de tipo I. La geoquímica de las riolitas calco-alcalinas se compara favorablemente con la de riolitas calco-alcalinas de regiones orogénicas (Ewart, 1979). Las riolitas con alto tenor de potasio son más semejantes a aquellas procedentes de ambientes sometidos a ex-

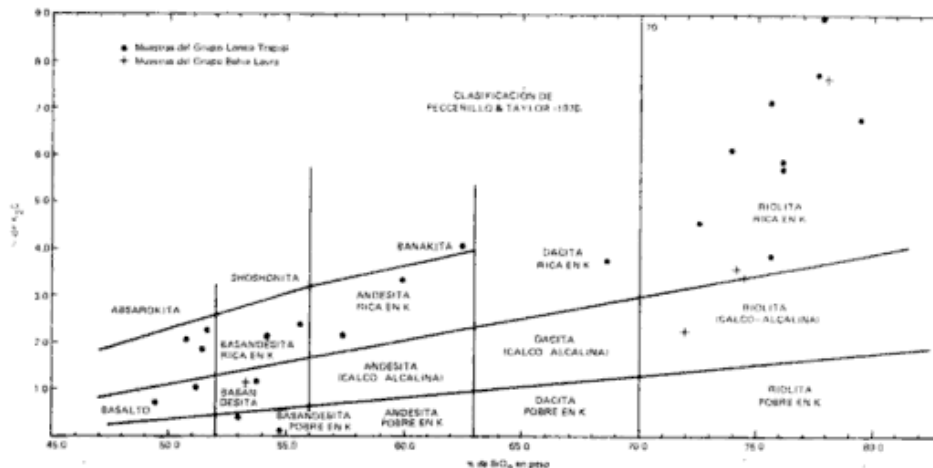


Fig. 7: Clasificación de las rocas volcánicas mesojurásicas de acuerdo al contenido de K₂O y SiO₂, utilizando las subdivisiones propuestas por Peccerillo y Taylor (1976). Los círculos corresponden a muestras provenientes de la sección este-oeste, y las cruces corresponden a muestras de la región de Puerto Deseado. La asociación es esencialmente bimodal, siendo divisible en basaltos a andesitas y riolitas. Las muestras de Puerto Deseado poseen un carácter calco-alcalino.

Cuadro 1

Análisis de elementos mayores y traza, y normas CIPW de basaltos y andesitas provenientes de muestras obtenidas en los Grupos Lonco Trapial y Bahía Laura.

Nº de Muestra	16	1	4	25	23	14	33	13	21	2	22	20	3	18
SiO ₂	45,4 ¹	47,5	48,6	49,1	49,0	49,5	52,0	52,6	52,1	51,8	53,6	55,7	57,4	60,5
TiO ₂	1,05	1,11	1,12	1,66	1,86	0,76	0,97	0,70	1,26	1,34	0,96	1,29	0,96	1,45
Al ₂ O ₃	17,5	17,0	16,3	16,4	17,1	18,4	18,6	15,5	17,7	16,2	15,0	16,3	16,2	14,8
Fe ₂ O ₃	10,3	9,35	9,93	9,61	9,40	8,35	6,72	9,59	7,62	7,79	8,81	7,49	7,21	7,21
MnO	0,21	0,14	0,16	0,12	0,09	0,14	0,09	0,15	0,06	0,13	0,12	0,09	0,24	0,08
MgO	6,35	9,48	6,42	5,61	3,49	5,57	5,12	6,43	3,52	5,27	4,93	3,32	4,37	1,10
CaO	6,71	3,20	9,08	7,62	8,01	4,41	9,00	9,90	8,26	7,42	7,74	6,85	2,31	3,94
Na ₂ O	3,44	3,70	2,23	3,01	3,22	5,78	4,04	1,76	3,20	4,10	2,60	3,36	3,60	3,37
K ₂ O	0,64	1,93	0,98	1,79	2,14	0,39	1,10	1,14	2,04	0,13	2,30	2,10	3,21	3,93
P ₂ O ₅	0,23	0,24	0,21	0,56	0,65	0,11	0,22	0,11	0,56	0,37	0,47	0,45	0,23	0,47
LOI ⁵	8,00	5,16	4,62	3,39	4,08	6,54	2,00	2,31	3,25	5,39	2,62	2,77	3,39	2,00
Suma	99,83	98,81	99,66	98,89	99,04	99,95	99,86	100,19	99,55	99,94	99,15	99,72	99,12	98,86
Mg ²	57	69	59	56	45	59	63	60	50	60	55	49	57	25
An	51	32	63	50	49	31	46	67	51	42	50	45	25	32
Rb	10	50	20	50	60	20	40	50	50	20	80	70	170	170
Sr	290	520	360	670	700	1600	370	310	840	730	600	730	230	410
Zr	60	60	110	160	180	70	120	130	200	180	120	170	210	330
Cr	130	140	120	140	80	40	40	150	90	110	190	90	30	20
CIPW Norm ⁵														
Qtz	---	---	0,99	---	---	---	---	6,18	2,81	3,15	5,44	6,16	10,03	14,91
Qz	4,12	12,18	6,09	11,08	13,32	2,47	6,64	6,88	12,52	0,81	14,08	12,80	19,81	23,98
Ab	31,70	33,43	19,86	26,67	28,69	49,67	34,93	15,21	28,11	36,69	22,79	29,32	31,82	29,44
An	33,12	15,44	33,22	27,17	27,26	22,73	30,01	31,70	28,97	26,88	23,27	23,92	10,56	14,09
Hyp	7,60	11,19	23,43	17,01	11,86	---	6,05	20,88	13,07	18,49	17,50	12,98	19,84	8,67
Ol	15,99	18,17	---	3,17	1,88	18,43	6,30	---	---	---	---	---	---	---
Di	---	---	10,53	7,23	8,75	---	11,61	14,58	8,37	7,94	11,21	6,93	---	---
Il	2,17	2,25	2,24	3,30	3,72	1,55	1,88	1,36	2,48	2,69	1,69	2,53	1,90	2,84
Ap	0,55	0,56	0,48	1,33	1,50	0,26	0,49	0,25	1,27	0,86	1,06	1,01	0,52	1,06
C	---	3,76	---	---	---	0,74	---	---	---	---	---	---	3,24	---

1 - Valores en % del peso

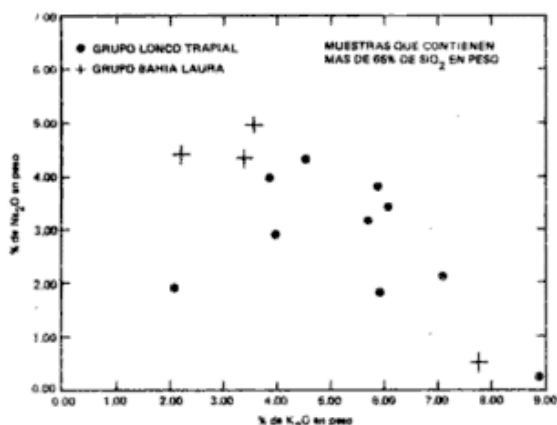
2 - Mg = 100 Mg/Mg + 0,85 Fe

3 - An = 100 An/An + Ab

5 - Normas establecidas usando análisis recalculados a 100 %, libres de volátiles, con Fe²⁺ = 0,85 Σ Fe

tensión que involucran anatexis de la corteza continental (Hildreth, 1981).

En las riolitas se observan dos tipos de metamorfismo de enterramiento a baja temperatura. El tipo prevalente no es detectable al exámen petrográfico e involucra el reemplazo de plagioclasa sódica por feldespatos potásicos, dando como resultado un incremento en el contenido de K_2O y una disminución en el contenido de Na_2O (fig. 9) (Izett, 1981). Una alteración semejante ha sido observada en riolitas terciarias de la provincia volcánica Mogollan-Datil en New Mexico, donde el contenido de K_2O puede alcanzar el 13 % en peso (Chapin et al., 1978; Chapin y Glazner, 1983). Chapin y Glazner (1983) han demostrado que las riolitas inalteradas de Mogollan-Datil raramente tienen contenidos de K_2O mayores del 6 % en peso y valores de K_2O/Na_2O mayores de 3,0. Las riolitas de los Grupos Bahía Laura y Lonco Trapial, por el contrario, acusan valores de K_2O/Na_2O que fluctúan entre 0,5 y 27, señalando un efecto de metasomatismo potásico en aquellas riolitas con valores de K_2O/Na_2O que superan 13. Aquellas muestras con números de K_2O/Na_2O superiores a 13 probablemente no son representativas de la composición magmática original. La correlación positiva del Rb y K_2O indica que el Rb también ha sido afectado por metasomatismo. El segundo tipo de alteración involucra la lixiviación del K_2O de la roca. En consecuencia las riolitas que tienen valores elevados de PAI (mayores de 7 % en peso) también presentan contenidos bajos de K_2O . Los contenidos de CaO y Sr son elevados en estas muestras, que además contienen cantidades significativas de calcita modal.



Petrogénesis

Sobre la base de los datos obtenidos resulta difícil proponer un escenario petrogenético detallado para el conjunto de basaltos y basandesitas mesojurásicos. Como fuera señalado, la alteración ha modificado el carácter magmático original de los basaltos. También resulta probable que estos basaltos hayan experimentado cristalización fraccionada previamente a su erupción, dificultando aún más las posibilidades de comprender su origen. Las similitudes geoquímicas entre el conjunto de basaltos mesojurásicos de Patagonia y los basaltos de otras provincias basálticas sugieren que sus petrogénesis podrían ser similares. Sin embargo, por el momento resulta imposible evaluar si los basaltos patagónicos han derivado de magmas primarios tholeiíticos o picríticos (Cox, 1980), o en que medida su composición química ha sido modificada a través de contaminación cortical. De todas formas se considera que la geoquímica de los basaltos de los Grupos Lonco Trapial y Bahía Laura es consistente con un origen en ambientes sometidos a extensión.

El análisis químico sobre roca total de las riolitas mesojurásicas sugiere la ocurrencia de anatexis de material cortical. En la figura 10 se han graficado las riolitas mesojurásicas con un mínimo de alteración en un triángulo normativo porcentual en peso Qz-Ab-Or. Las riolitas calco-alcálicas del macizo del Deseado y algunas de las riolitas potásicas yacen en las proximidades de la composición de la fracción con mínima temperatura de fusión esperable a presiones entre 1 y 5 Kb (Tuttle y Bowen, 1958). Un cierto número de riolitas con alto tenor de potasio caen a lo largo del cotéctico Qz-Or y tal vez reflejan un des-

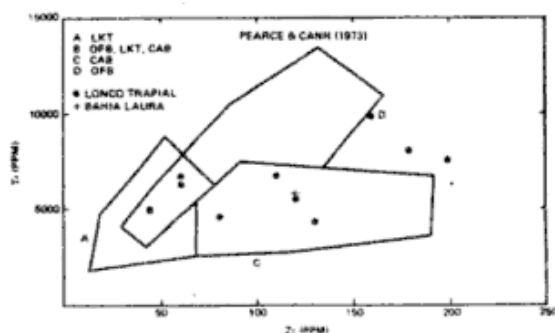


Fig. 8: Discriminación de basaltos y andesitas basálticas (Número de Magnesio 50) con relación al ambiente tectónico. Los campos A-D corresponden a Pearce y Cann (1973) y las abreviaturas son: LKT tholeiita con bajo tenor de potasio, OFB basalto de fondo oceánico, CAR basalto calco-alcálico. Los símbolos tienen el mismo significado que los de la figura 7. Fig. 9: Gráfico Na_2O versus K_2O para las muestras con contenido en SiO_2 superior a 65 % en peso. La correlación negativa entre las abundancias relativas de estos álcalis sugiere metasomatismo potásico. Los símbolos tienen el mismo significado que los de la figura 7.

Cuadro 2

Análisis de elementos mayores y traza, y normas CIPW de riolitas provenientes de muestras obtenidas en los Grupos Lonco Frapial y Bahía

Laura

Nº de Muestra	27	19	35	28	9	11	29	15	6	30	32	26	7	14	5	AGV-1	AGV-1 ⁴
SiO ₂	78,8 ¹	77,5	75,9	75,7	75,9	74,3	75,1	74,5	74,0	73,4	73,2	72,5	71,4	70,7	56,7	58,9	59,0
TiO ₂	0,12	0,16	0,15	0,23	0,29	0,30	0,19	0,35	0,25	0,12	0,15	0,23	0,40	0,28	3,42	1,03	1,04
Al ₂ O ₃	10,9	10,2	12,4	11,4	11,2	12,5	13,3	13,0	11,8	14,8	14,8	13,8	14,0	14,6	15,7	16,9	17,25
Fe ₂ O ₃	0,46	0,31	0,66	0,80	1,43	1,23	0,42	1,30	2,25	0,95	0,52	1,65	2,08	2,75	3,26	6,76	6,76
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,07	0,02	0,09	0,09
MgO	0,06	0,03	0,17	0,07	0,34	0,23	0,01	0,26	0,23	0,33	0,33	0,18	0,36	1,25	0,79	1,49	1,53
CaO	0,14	0,82	0,21	0,25	0,39	0,36	0,09	1,50	0,36 ¹	1,20	1,29	0,30	1,31	1,91	2,67	4,93	4,90
Na ₂ O	1,79	1,57	0,33	0,23	0,48	3,10	3,76	3,93	2,07	4,31	4,89	3,36	4,24	4,32	1,77	4,28	4,26
K ₂ O	5,80	6,59	7,45	8,67	7,56	5,57	5,81	3,80	6,98	3,34	3,54	5,98	4,46	2,17	3,65	2,84	2,89
P ₂ O ₅	0,02	0,34	0,04	0,02	0,07	0,08	0,02	0,16	0,04	0,06	0,09	0,03	0,12	0,18	0,30	0,47	0,49
LOI ⁵	1,23	1,00	1,31	1,39	1,39	1,23	0,82	1,16	1,39	1,08	0,93	1,16	1,54	1,77	2,85	1,85	1,27
Suma	99,35	98,53	98,63	98,77	99,06	98,91	99,33	99,98	99,36	98,61	99,75	99,23	99,93	100,00	100,13	99,54	99,48
Rb	250, ²	230	340	310	390	220	290	140	210	120	100	220	120	130	70	70	67
Sr	20	50	120	60	10	90	30	290	20	660	570	110	230	550	560	750	657
Zr	90	130	90	230	130	160	240	260	410	70	110	300	260	90	250	240	225
CIPW Norm ³																	
Qtz	46,50	43,36	45,80	41,36	43,38	34,32	31,12	33,70	33,77	32,62	28,30	28,96	26,11	30,85	23,70		
Or	34,93	39,93	45,24	52,61	45,74	33,70	34,78	22,77	42,09	20,03	21,17	36,03	26,79	13,05	22,17		
Ab	15,44	13,62	2,87	2,00	4,16	26,85	32,23	33,71	17,87	37,01	41,87	28,99	36,46	37,21	32,79		
An	0,59	1,36	0,83	1,15	1,56	1,35	0,33	6,59	1,58	5,68	5,94	1,34	5,89	8,57	11,80		
Hyp	0,63	0,48	1,08	0,87	2,28	1,73	0,29	2,13	3,14	1,92	1,29	2,31	3,00	6,43	5,65		
Il	0,23	0,08	0,29	0,45	0,56	0,58	0,37	0,31	0,48	0,23	0,29	0,45	0,77	0,54	0,82		
Ap	0,04	0,31	0,09	0,04	0,16	0,18	0,04	0,35	0,09	0,13	0,20	0,07	0,27	0,40	0,67		
C	1,49	0,76	3,59	1,26	1,71	0,91	0,71	0,04	0,38	2,07	0,78	1,35	0,08	2,10	1,38		

1 - Valores en % del peso

2 - Valores en ppm

3 - Normas establecidas usando análisis recalculados a 100 %, libres de volátiles, con Fe²⁺ = 0,85 Σ Fe

4 - Valores de Flanagan (1973)

plazamiento de izquierda a derecha en la composición de la fracción con mínima temperatura de fusión, a medida que decrece la proporción aparente de Ab/An (Winkler, 1979). El comportamiento de las riolitas mesojurásicas en este diagrama, a pesar de no ser concluyente, no contradice una petrogénesis que involucre anatexis de materiales corticales cuyos componentes mayoritarios son cuarzo y feldespato. Las características de tipo S de estas riolitas sugieren anatexis de materiales de origen sedimentario (Chappel y White, 1974), y es consistente con la interpretación estructural que se presenta en la siguiente sección del trabajo. Esta inferencia también resulta apoyada por evidencias de campo que señalan la ausencia de grandes plutones a partir de los cuales las riolitas pudieran haber derivado a través de cristalización fraccionada. Si bien Llambas et al. (1984) han descrito rocas con un tenor de SiO₂ variable entre 62 y 77 %, de acuerdo a la información disponible al momento de redactar este trabajo los volúmenes de estas rocas parecen ser menores que aquellos requeridos en el caso de que las facies riolíticas fuesen el producto de cristalización fraccionada. Las diferencias observadas entre las riolitas calcoalcalinas del Deseado y las riolitas con alto tenor de potasio del

Somoncura pueden reflejar diferencias en la naturaleza del material cortical que les dio origen.

Un escenario petrogenético plausible para las vulcanitas mesojurásicas, esto es grandes volúmenes de piroclástitas silíceas asociadas a volúmenes menores de basalto y tipos litológicos intermedios, es el de un sistema magmático extremadamente energético, bajo condiciones de esfuerzo regional favorables para producir considerable extensión de la corteza (Hildreth, 1981). En este modelo, los basaltos generados por fusión parcial del manto se acumulan en la base de la corteza y sólo son extruídos con poca frecuencia. Esta inyección de material caliente en la corteza produce fusión que en un régimen de extensión da lugar a grandes cámaras de magma silíceo. Eventualmente estas cámaras sufren ruptura conduciendo a la eyección de enormes volúmenes de material piroclástico. Entre las rocas basálticas y las silíceas no existe ninguna relación química o petrográfica.

Deformación extensional

Tanto la información estratigráfica como la estructural muestran que el vulcanismo descrito en las secciones precedentes fue

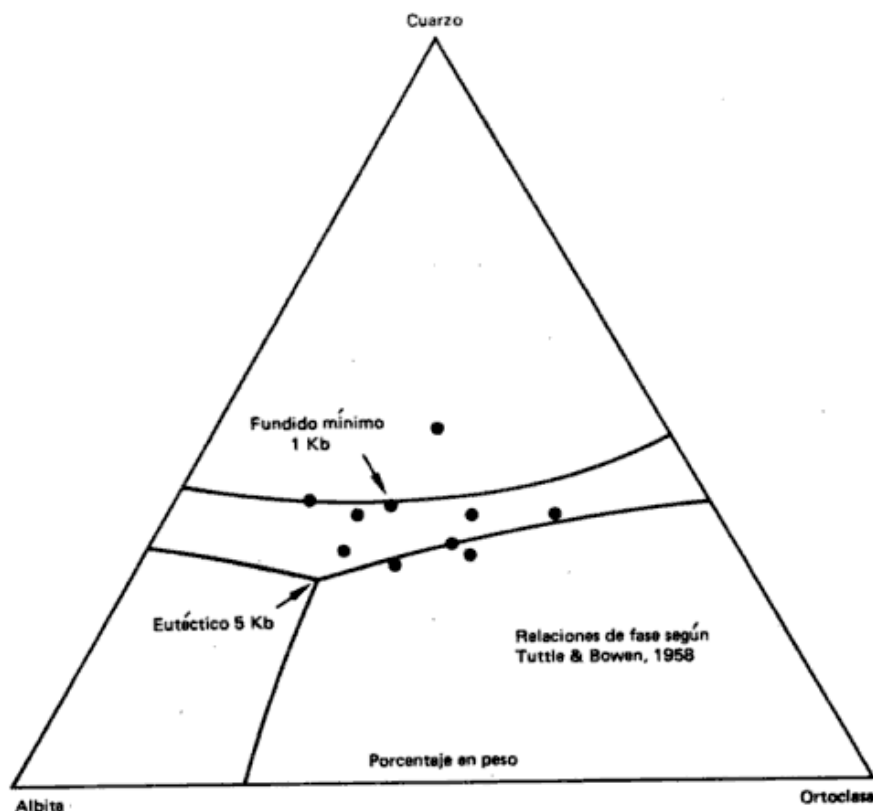


Fig. 10: Relaciones de fase en el ternario cuarzo-albita-ortoclasa a 1 kb y 5 kb de presión de agua determinadas experimentalmente (Tuttle y Bowen, 1958), con sobreimposición de las composiciones normativas de las riolitas mesojurásicas menos alteradas. Las riolitas calcoalcalinas de la región de Puerto Deseado son los tres puntos ubicados hacia la extrema izquierda.

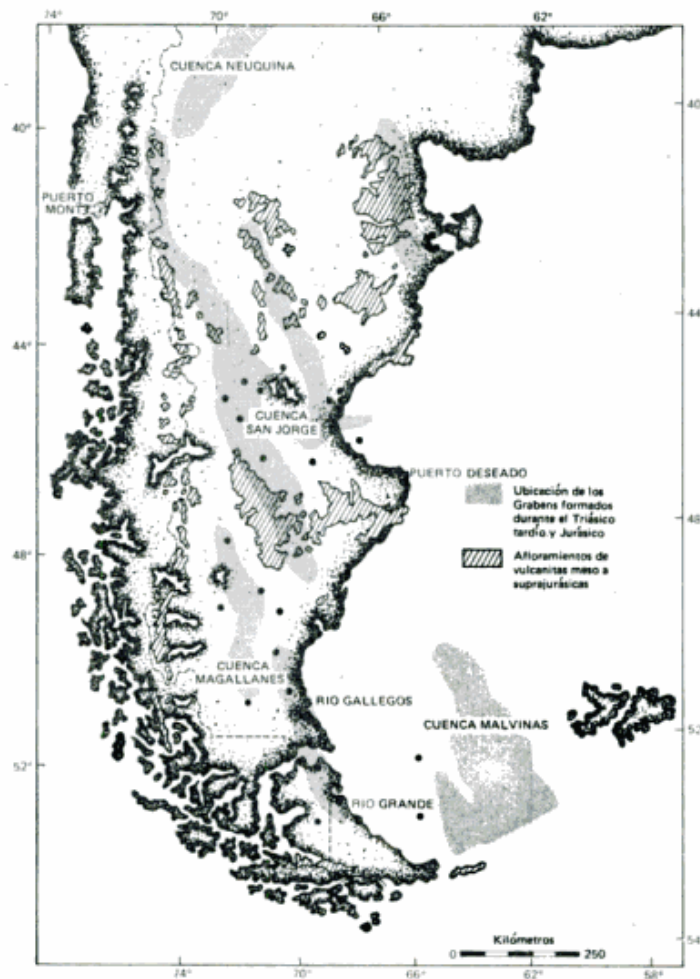


Fig. 11: Ubicación de áreas caracterizadas por numerosos grabens y hemigrabens relacionados al proceso de extensión del Triásico-Jurásico. Las rocas volcánicas meso a suprajurásicas asociadas proveen una indicación sobre la extensión total del área afectada por el evento de extensión.

precedido y acompañado por deformaciones de tipo extensional. Este episodio de extensión produjo numerosas fases tectónicas marginadas por fallas de orientación norte a noroeste en Patagonia, Tierra del Fuego y la plataforma continental adyacente (fig. 11). La mayoría de estas depresiones estructurales son hemigrabens en los que las fallas del lado oriental (noreste) por lo general muestran el desplazamiento mayor. Estos semigrabens son bien identificables en las secciones sísmicas de las cuencas de Magallanes, Malvinas y San Jorge, pero también tienen expresión superficial, como por ejemplo en el macizo del Deseado. En esta región, una depresión larga y angosta de rumbo noroeste contiene rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico inferior y Triásico superior (Bracaccini, 1968; de Giusto et al., 1980). En las cuencas de Ma-

gallanes, San Jorge occidental y Malvinas las secuencias marinas del Jurásico superior yacen sobre cuñas sedimentarias espesas y arealmente restringidas que conforman el relleno de los hemigrabens.

La fallas que limitan los grabens son fracturas normales de ángulo relativamente alto, que en ocasiones presentan un perfil lístrico en profundidad. Estas fallas se presentan afectando a las vulcanitas mesojurásicas de distintas formas (fig. 12) que, juntamente con las evidencias estratigráficas, proveen información sobre la cronología del proceso de extensión.

La mayoría de las fallas normales separan secciones volcanoclásticas espesas ubicadas en el labio bajo, de acumulaciones correlativas mucho más delgadas en el labio alto (fig. 12A). Perforaciones ubicadas en

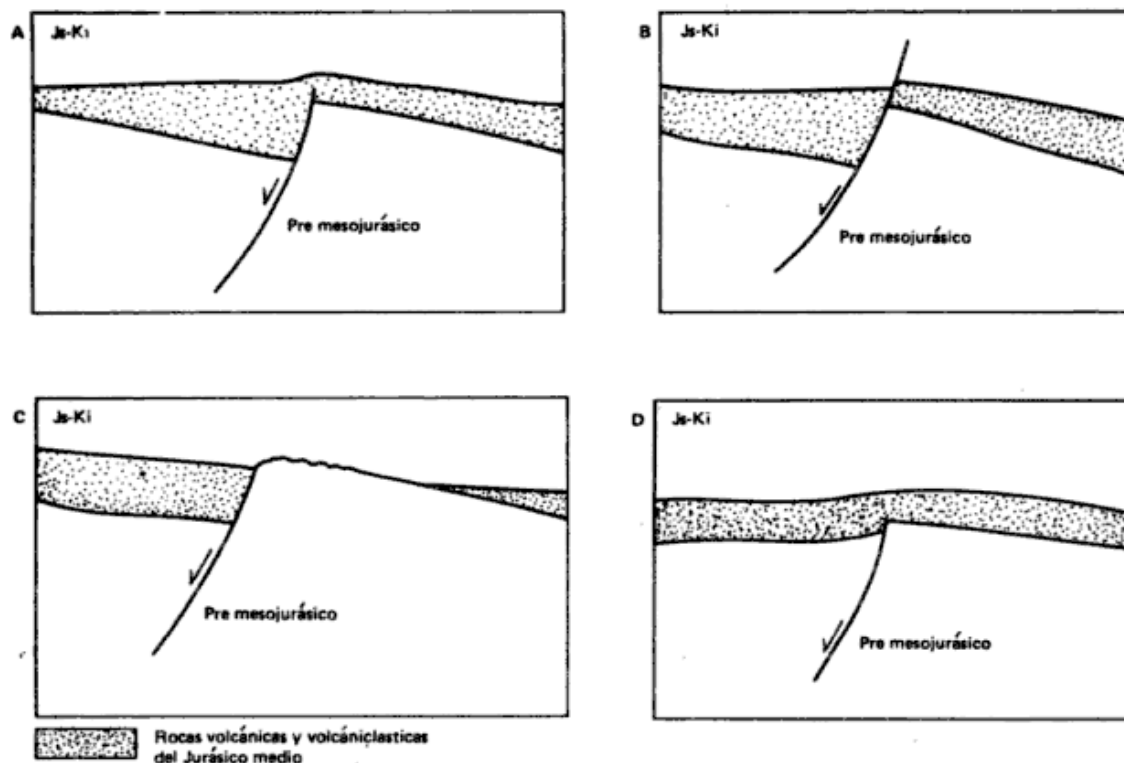


Fig. 12: Representación esquemática de las relaciones entre las fallas normales y las rocas volcánicas y volcánicas mesojurásicas. El control de subsuelo demuestra que el grueso de la acumulación de material volcánico y el fallamiento fueron activos y se desvanecieron simultáneamente en la mayor parte de la región.

el labio bajo han documentado secciones volcánicas meso a suprajurásicas con espesores de hasta 2000 m, mientras que el intervalo equivalente en el labio alto en ocasiones sólo está representado por una sección de 20 m (Natland et al., 1974). El resalto de la mayoría de estas fallas disminuye hacia arriba y no afecta mayormente la discontinuidad que marca el tope del complejo volcánico, pero en algunos casos se observan desplazamientos menores en términos más jóvenes de la columna (fig. 12B). En ciertas localidades las rocas volcánicas mesojurásicas están confinadas al labio bajo de la falla, y el bloque sobre-elevado adyacente (horst) se encuentra pelado (fig. 12C, Natland et al., 1974). Finalmente, en algunas regiones las rocas volcánicas mesojurásicas cubren fallas que no muestran variación significativa de espesor entre el labio bajo y el alto (fig. 12D). Estas relaciones muestran que la extensión, acomodada por fallamiento normal a niveles altos de la corteza y la actividad volcánica, comenzó a producirse mucho antes de la culminación del proceso de extrusión volcánica en el Jurásico medio, persistió en forma cohetánea con el clímax del vulcanismo y finalmente dejó de tener efecto paralelamente con la conclusión de la actividad eruptiva, o muy poco después de que

esta hubiese terminado.

A pesar de que no se realizó un análisis cuantitativo de la magnitud de la extensión regional ocurrida a lo ancho del extremo austral de Sudamérica, se estima que debió ser considerable por el hecho de que aparenta haberse asociado con anatexis de la corteza expresada por un importante volumen de ignimbritas.

Discusión

La distribución de las vulcanitas mesojurásicas ilustrada en las figuras 1 y 2 da una idea de la extensión mínima de la región afectada por el vulcanismo descrito en las secciones precedentes. Eruptivas semejantes han sido descritas en la Península Antártica (Saunders y Tarney, 1982), y pese a que no se conocen vulcanitas de antigüedad comparable en las islas Malvinas, eruptivas bimodales mesojurásicas han sido reconocidas en la cuenca Algoa de Sudáfrica (Marsh et al., 1979), y en las rocas sedimentarias de la cuenca de Karroo se registra la existencia de abundantes trizas vítreas y fragmentos volcánicos (Elliot y Watts, 1974; Bristow y Saggerson, 1983). Esto sugiere que el área sometida al episodio volcánico se extendía desde la vecindad

PRINCIPALES EVENTOS TECTONICO-MAGNETICOS

TIEMPO	PALEOPOSICIONES DEL POLO MAGNETICO	SUDAMERICA	SUDAFRICA
Carbonífero tardío a Pérmico temprano	DESPLAZAMIENTO RAPIDO Sudamérica y Africa unidos (Valencio y Villas, 1976, Villas, 1981)	SUBDUCCION, ACRECION Y MAGMATISMO DE ARCO - en el margen occidental de Gendwana. El substrato involucra acumulaciones deformadas del Silúrico a Carbonífero inferior (Miller, 1976; Hervé et al., 1981; Forsythe, 1982)	SEDIMENTACION EPICRATONICA CAMBIA A CUENCA DE ANTEPAIS (Foreland basin). La reversión en la polaridad de sedimentación sugiere el inicio del régimen continental durante la acumulación del Gr. Dwyka o del Gr. Ecca (Lock, 1978).
Eo-Pérmico tardío a Triásico medio	SEMIESTABLE Sudamérica y Africa unidos (Valencio y Villas, 1976; Villas, 1981)	SUBDUCCION, ACRECION Y MAGMATISMO DE ARCO - el margen convergente incluye: prima de acreción (Madre de Dios), Cuenca de intrarco (Gr. Río de la Plata y Fm Panguipulli) y arco magnético (Gr. Choyoi y E.) (Forsythe, 1982). Arco magnético con 500 km de ancho en norte de Patagonia, pero se mantuvo más angosta en el centro de Argentina y Chile (al norte de los 36° N).	DEFORMACION COMPRESIONAL DE RETROARCO en el cinturón del Cabo (Lock, 1978) y en las Sierras Australes (?) en Sudamérica (Drogonia Gondwanítica). EVENTO TERMICO en el costa-afuera de Sudáfrica homogeneiza las relaciones K/Ar (Gentle et al., 1978). SEDIMENTACION EN AMBIENTE DE FORELAND- la cuenca de Karoo acumula una megasecuencia de somerización ascendente (Gr. Beaufort) (Lock, 1978).
Triásico tardío a Jurásico medio	SEMIESTABLE Sudamérica y Africa unidos (Valencio y Villas, 1976; Villas, 1981)	EXTENSION DE RETROARCO Y ANATEXIS CORTICAL -en Sudamérica sudoccidental, provoca formación de grabens y vulcanismo (silíceo a bimodal) localizado que culmina con el extenso EVENTO ERUPTIVO mesojurásico (Tobifera, Gr. Bahía Laura, Gr. Lonco Trapial) (Lesta y Ferello, 1972)	DEFORMACION EXTENSIONAL - produce cuencas de tipo Newark en el cinturón plegado del Cabo (Lock et al., 1975), en el banco Agulhas y en la cuenca Orange River (Gerrard y Smith, 1982). VULCANISMO SIMTECTONICO - indicado por basaltos y riolitas de Swarberg, basaltos Hochanas (Bristow y Saggerson, 1983), lavas ácidas de los pozos AC (Gerrard y Smith, 1982) y extendidos basaltos Drakensberg en Karoo central.
Jurásico tardío a Cretácico temprano	DESCONOCIDO (Jurás. tardío) DESPLAZAMIENTO RAPIDO (Eo-Cretácico) Sudamérica y Africa unidos (Valencio y Villas, 1976; Villas, 1981)	EXTENSION DE RETROARCO - esencialmente confinada a la apertura de la cuenca marginal Rocas Verdes, alrededor de los 140 Ma (Galzini, 1981) ATENUAMIENTO DEL VULCANISMO Y FALLAMIENTO NOROCCIDENTAL en el centro y este de Patagonia. INICIO DE LA SUBSIDENCIA POR DISIPACION TERMICA en las cuencas de Magallanes y Malvinas.	DEFORMACION EXTENSIONAL - en el banco Agulhas (Du Toit, 1979) y la cuenca Orange River (Carrard y Smith, 1982). Costa adentro fallamiento asociado con vulcanitas silíceas y basálticas (Bristow y Saggerson, 1983). El vulcanismo de Karoo central se desvanece luego de 180 Ma. Acumulación sedimentaria confinada a depresiones marginadas por fallas (-Pre-Sundays River, -Rift Valley Sequence). Apertura del Atlántico meridional ocurre alrededor de los 130 Ma.
Eo-Cretácico tardío	SEMIESTABLE Sudamérica y Africa unidos (Valencio y Villas, 1976; Villas, 1981)	SUBDUCCION Y MAGMATISMO DE ARCO - en el margen oeste de Sudamérica (Haller y Lapido, 1982; Ramos et al., 1982). La subsidencia por disposición térmica transforma el sistema de grabens de Malvinas, Magallanes y San Jorge en depresiones amplias sometidas a sedimentación marina y continental (Lutitas Inoceramus, Fm D128 y equivalentes, Lesta et al., 1980).	SUBSIDENCIA Y SEDIMENTACION DE MARGEN CONTINENTAL - PASIVO - en las cuencas del banco Agulhas y Orange River (-Upper Sundays River, -Early Drift Sequence) (Du Toit, 1979; Gerrard y Smith, 1982). Desvanecimiento de la actividad magnética.

del margen pacífico de Sudamérica hacia el este, hasta el deslinde de la corteza continental y oceánica en el borde de la placa Sudamericana, y desde la cuenca Neuquina en el norte hasta la posición restituida de la Península Antártica en el sur. En la región sudafricana del cinturón plegado del Cabo la deformación extensional comenzó hacia el mismo tiempo, bajo la formación de una serie de hemifosas tectónicas marginadas por fallas (Lock et al., 1975).

Aunque el clímax en la actividad volcánica que dió origen a las rocas de la Serie Tobífera, los Grupos Bahía Laura, Lonco Trapial y otras eruptivas contemporáneas fue de duración limitada, la extensión regional asociada y el vulcanismo precedente tuvieron lugar esporádicamente a través de Triásico tardío y Jurásico temprano. Las condiciones necesarias para la generación de rocas volcánicas, en consecuencia, parecen haberse mantenido durante un largo tiempo.

En la actualidad se dispone de sólida evidencia indicando que el borde occidental de Sudamérica se comportaba como un margen de subducción asociado a un arco marginal durante buena parte del Mesozoico (Nelson et al., 1980; Haller, 1985). La amplitud del área afectada por extensión en el Jurásico, y la extensión de la eruptividad mesojurásica indican, sin embargo, que en un gran segmento de Patagonia estos fenómenos estuvieron ligados a condiciones diferentes de aquellas asociadas al arco marginal. La información geoquímica obtenida en las vulcanitas mesojurásicas apoya este punto de vista al sugerir que una gran parte de las rocas volcánicas silíceas derivó de una fuente magmática localizada en la corteza.

La causa de la extensión y el vulcanismo permanece en el campo de las especulaciones. Cualquier modelo que se proponga para explicar estos dos fenómenos deberá además dar cuenta de otros aspectos de la historia geológica de Sudamérica meridional y Sudáfrica. Los autores de este trabajo entienden que los eventos geológicos mayores que afectan a ambas regiones en el lapso que media entre el Paleozoico tardío y el Cretácico temprano están genéticamente relacionados. La tabla 3 incluye un resumen de tales eventos.

En este trabajo se postula una serie de acontecimientos similar a la propuesta para explicar la extensión y vulcanismo bimodal cenozoicos del oeste de los Estados Unidos (Lipman, 1980), que provee el mejor modelo para explicar la evolución geológica de Sudamérica meridional durante el Neopaleozoico-Eomesozoico. El vulcanismo mesojurásico de Sudamérica también ha sido

comparado con el vulcanismo terciario de la provincia de Basin and Range por Bruhn et al. (1978).

De acuerdo con Lock (1980) se propone que la inclinación de la placa subductada por debajo de Sudamérica varió desde una configuración con alto buzamiento en el Paleozoico tardío, hasta una situación de losa subductada con bajo ángulo en el Paleozoico terminal y Mesozoico temprano. Este cambio condujo a la expansión del arco volcánico localizado en el borde occidental de Sudamérica hasta alcanzar, durante el Triásico medio, un ancho en el orden de los 500 km en Patagonia. Hacia el norte, en Chile y el centro-oeste de Argentina, el arco magmático del Paleozoico terminal y eomesozoico (Choyoi) retuvo un ancho más convencional indicando la segmentación de la losa subductada. El segmento con bajo ángulo de subducción también condicionó deformación compresiva de retroarco en áreas muy alejadas del borde de subducción como la región de Sierra de la Ventana en Sudamérica y el cinturón del Cabo en Sudáfrica (Lock, 1980; para una interpretación alternativa véase Ramos, 1984).

Hacia el Jurásico tardío el arco magmático se encontraba limitado a una faja relativamente angosta a lo largo del borde oeste de Sudamérica meridional y la losa subductada parece haber retornado a una configuración con alto ángulo de buzamiento. A medida que la losa subductada cambiaba hacia un arreglo con alto buzamiento, Patagonia, Tierra del Fuego, y la región del Cabo en Sudáfrica comenzaron a ser sometidas a extensión. La extensión produjo la intrusión de magma basáltico en la parte inferior de la corteza, generando considerable fusión cortical e importante extrusión que, durante su fase de clímax, dió lugar a las rocas volcánicas del complejo mesojurásico de Sudamérica meridional. Desde un punto de vista geodinámico y paleogeográfico esta fase de extensión iniciada en el Triásico medio a tardío puede ser interpretada como el inicio del proceso que llevó a la fragmentación de Gondwana occidental.

El proceso de extensión que precedió y acompañó al vulcanismo mesojurásico culminó en la formación de una cuenca de retroarco, la "Rocas Verdes Basin", a lo largo del borde occidental de Sudamérica meridional (Bruhn et al., 1978; Nelson et al., 1980; Dalziel, 1981). Dalziel (1981) ha señalado que la corteza oceánica del fondo de esta cuenca marginal debió comenzar a formarse alrededor de los 140 Ma, es decir en forma aproximadamente contemporánea con el fin del evento de extensión y vulcanismo que se analiza en este trabajo. Una vez iniciada la generación de corte-

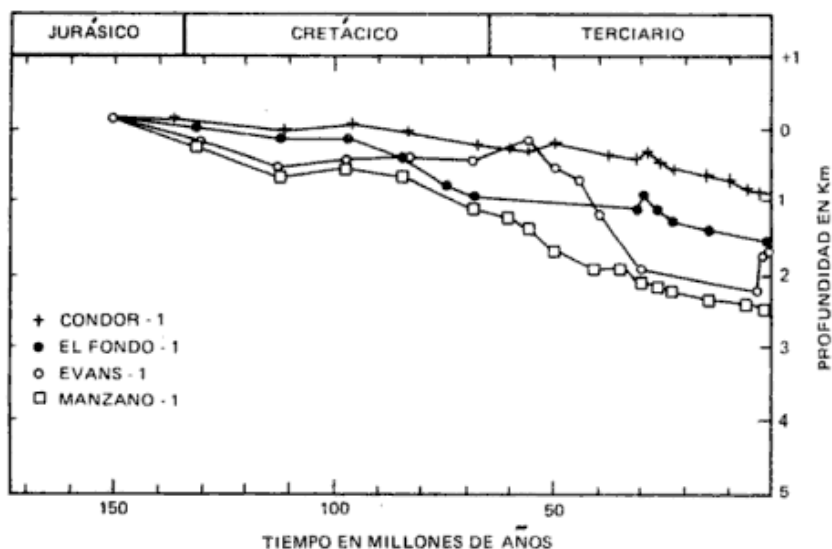


Fig. 13: Curvas de subsidencia para cuatro pozos de la cuenca de Magallanes. Las curvas para el Jurásico tardío y Cretácico temprano son semejantes y su forma sugiere que durante ese período la subsidencia estaba regida por un efecto de disipación térmica.

za oceánica en la "Rocas Verdes Basin", el fallamiento normal que se registraba hacia el este, en Tierra del Fuego y Patagonia centro-oriental, dejó de ser activo y las regiones previamente sometidas a extensión comenzaron a ser afectadas por subsidencia, dando lugar a la fase post-rift de las cuencas de Magallanes y Malvinas.

Los resultados obtenidos mediante la aplicación de técnicas para el análisis de subsidencia, sobre la base de información proveniente de pozos perforados en la cuenca de Magallanes (Natland et al., 1974), apoyan la suposición de que la historia temprana de estas cuencas está relacionada con un episodio de rifting que finalizó en el transcurso del Jurásico tardío. Empleando técnicas similares a las descritas por Steckler y Watts (1978), se construyeron curvas de subsidencia total y curvas de subsidencia termo-tectónica (subsidencia que habría ocurrido de no existir el efecto de carga debido a los sedimentos) para cuatro pozos de la cuenca de Magallanes, asumiendo una situación de equilibrio isostático de acuerdo con el modelo de Airy (fig. 13). Se realizaron correcciones para compensar el efecto de compactación, los cambios en las paleopropiedades de agua, y los cambios en el nivel del mar debidos a oscilaciones eustáticas. Las cuatro curvas se inician en el momento de acumulación de las areniscas de la Formación Springhill, ocurrida luego del episodio volcánico correspondiente a la Serie Tobífera (entorno de los 150 Ma). En los pozos Evans-1, El Manzano-7, y El Fondo-1 la subsidencia termo-tectónica para el lapso Jurásico tardío-Cretácico temprano se aproxima a la

forma esperable en una situación de subsidencia por disipación térmica subsecuente a un episodio de rifting (Mac Kenzie, 1978; Steckler y Watts, 1978) que finalizó en el Jurásico tardío. Para este mismo lapso se han podido reconocer estilos de subsidencia semejantes en la cuenca de San Jorge y en el Plateau de Malvinas. En cada caso la magnitud de la subsidencia está relacionada con la posición dentro de la cuenca. El sondeo Condor-1, por ejemplo, que se encuentra ubicado en un bloque estructuralmente alto, muestra escasa subsidencia debida a efecto tectónico (fig. 13D). De una manera diferente, el abrupto incremento en la tasa de subsidencia observado durante el Cretácico tardío y el Cenozoico temprano, responde a un efecto de flexura por carga relacionado a la deformación contraccional en la región andina ubicada al oeste (Winslow, 1981) y no está directamente vinculado al episodio del Jurásico medio.

La separación de Africa y Sudamérica se inició muy poco después de la apertura de la "Rocas Verdes Basin". La corteza oceánica más antigua conocida en el margen argentino del Atlántico sur, ocurre al este del Macizo de Somuncura en el norte de Patagonia (fig. 1). En esta región la anomalía magnética más antigua es correlacionada con la M4 (Rabinowitz y La Brecque, 1979). Sobre el margen sudafricano la más antigua de las anomalías es correlacionada con M11, aunque este criterio ha sido recientemente cuestionado sobre la base de la interpretación de una serie de secciones sísmicas registradas en el margen occidental de Sudáfrica (Jaunich, 1983). Las anomalías magnéticas indican que la generación de

corteza oceánica en la parte sur del Atlántico meridional comenzó con certeza antes de los 122 Ma y quizás en el entorno de los 130 Ma (Escala de tiempo de Van Hinte, 1976). Esto es alrededor de 20 o 30 Ma después del pico de las erupciones ignimbríticas mesojurásicas de Patagonia, y sólo unos 10 Ma a posteriori de la formación de la "Rocas Verdes Basin". En consecuencia, esto lleva a pensar que la extensión y vulcanismo iniciados en el Triásico tardío y que culminaron con las erupciones ignimbríticas mesojurásicas y la apertura de la "Rocas Verdes Basin", representan el estadio inicial del proceso de extensión cortical que condujo a la apertura del Atlántico meridional.

Estos acontecimientos también revisten importancia económica. La disipación del efecto térmico asociado a la extensión y vulcanismo controló el inicio de la subsidencia posterior al rifting en las cuencas que contienen acumulaciones comercialmente explotables en Chile y Argentina meridional. En las cuencas de Magallanes, Malvinas y Neuquén, y en cierta medida en la cuenca de San Jorge, la fase de subsidencia regida por disipación térmica gobernó la distribución de espesores y facies sedimentarias luego del estadio inicial de depositación vinculada a fallas y vulcanismo sintectónicos. En estas cuencas el calor liberado hacia la corteza superior en el transcurso de la fase de extensión y vulcanismo tuvo un rol importante en el proceso de maduración de los hidrocarburos.

Conclusiones

(1) Las relaciones cronológicas muestran que en el extremo austral de Sudamérica se registró extensión regional acompañada por vulcanismo sintectónico, en el transcurso del Triásico tardío - Jurásico temprano. Las rocas volcánicas mesojurásicas aquí descriptas representan la culminación de ese evento.

(2) Los datos geoquímicos obtenidos para las vulcanitas mesojurásicas son compatibles con una génesis relacionada a fusión de material cortical. Ciertas diferencias en la composición geoquímica de las riolitas del Macizo del Deseado con relación a las del Somoncuro, pueden ser atribuidas a variaciones en la composición de la corteza. Dado que estas ideas están sustentadas por un número limitado de datos, su comprobación requiere que se ejecuten análisis geoquímicos e isotópicos con mayor detalle.

(3) Aunque durante la mayor parte del Jurásico se reconoce la persistencia de un arco marginal activo en el borde de la porción sudamericana de Gondwana, la geoquímica y distribución de las vulcanitas meso-

jurásicas sugiere que gran parte de las rocas de la Serie Tobífera no estuvo directamente ligada a procesos ígneos asociados a ese arco, sino que en realidad representan el resultado de condiciones tectónico-magmáticas diferentes. Se propone que el complejo volcánico de Patagonia está relacionado a fenómenos asociados a la fase de transición entre un arreglo de subducción con losa poco inclinada y una configuración con losa altamente buzante.

(4) La extensión y el vulcanismo fueron los precursores de la apertura de la cuenca marginal "Rocas Verdes" en el oeste (coordenadas actuales) y de la separación inicial entre Sudamérica y África. En tal sentido, estos procesos representan el anuncio de la fragmentación de Gondwana occidental.

(5) La disipación del evento térmico asociado a la extensión y el vulcanismo condicionó el inicio de la subsidencia posterior al rifting en las cuencas de Magallanes, San Jorge, Malvinas y Neuquén, y proporcionó condiciones favorables a la posterior maduración de los hidrocarburos alojados en esas cuencas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a G. Chebli de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, a R. F. N. Page de Servicio Geológico Nacional, y a D. A. Dellapé de Bidas SAPIC por la ayuda prestada para reunir el conjunto de muestras analizadas durante este estudio; a M. G. Fitzgerald de Exxon Production Research por su colaboración para generar las curvas de subsidencia de las perforaciones analizadas; y también a V. A. Ramos del Servicio Geológico Nacional y a un revisor anónimo por comentarios críticos realizados a la versión original del manuscrito. El reconocimiento se hace extensivo a Exxon Production Research Company, Esso Exploration Inc., y Esso Exploradora Inc. que aprobaron el trabajo para ser publicado.

Lista de trabajos citados en el texto

- AGUIRRE URRETA, M. B. y V. A. RAMOS, 1981. Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica - Provincia de Santa Cruz. VII^o Congreso Argentino, Actas III: 107-138, Bs. As.
- BAILEY, J. C., 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32: 139-154.
- BAKER, P. E., W. J. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS y D. C. REX, 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46°S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A303: 105-149.
- BRACCINI, G. I., 1968. Panorama general de geolo-

- gía patagónica. III Jorn. Geol. Arg., Relatorio I: 27-47, Bs. As.
- BRISTOW, J. W. y E. P. SAGGERSON, 1983. A general account of Karroo volcanicity in southern Africa. *Geologische Rundschau*, 72: 1015-1060.
- BRUHN, R. L., C. R. STERN y J. J. DE WIT, 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 32-46, Amsterdam.
- CHAPIN, C. E., R. M. CHAMBERLIN, G. R. OSBURN y D. W. WHITE, 1978. Exploration framework of the Socorro geothermal area, New Mexico. In C. E. Chapin (editor). Field guide to selected cauldrons and mining districts of the Datil-Mogollon volcanic field. *New Mexico Geological Society, Special Publication Nº 7*: 114-129.
- CHAPIN, C. E. y A. F. GLAZNER, 1983. Widespread K_2O metasomatism of Cenozoic volcanic and sedimentary rocks in the southwestern United States. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 15: 282.
- CHAPPELL, B. W. y A. J. R. WHITE, 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- CODIGNOTTO, J., F. NULLO, J. PANZA y C. PROSERPIO, 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia del Chubut, Argentina. VIIº Cong. Geol. Arg., Actas 1: 471-480, Bs. As.
- COIRA, B. L., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro. *Serv. Geol. Nac., Boletín Nº 168*, Bs. As.
- CORTES, J. M., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la Provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (3)*: 211-235, Bs. As.
- COX, K. G., 1980. A model for flood basalt vulcanism. *J. Petrol.*, 21: 629-650.
- CREER, K. M., J. G. MITCHELL y J. ABOU DEEB, 1972. Paleomagnetism and radiometric age of the Jurassic Chon Aike Formation from Santa Cruz Province, Argentina: implications for the opening of the south Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 14: 131, Amsterdam.
- DALZIEL, I. W. D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A300: 319-335, London.
- _____, M. J. DE WIT y K. F. PALMER, 1974. A fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291-294.
- DE GIUSTO, J. M., C. A. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado. En J. C. M. Turner (editor). *Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Cienc., 1389-1430*, Córdoba.
- OU TOIT, S. R., 1979. The Mesozoic history of the Agulhas Bank in terms of plate-tectonic theory. *Geological Society South America, Special Publication* 6: 197-203, Boulder.
- ELLIOT, D. H. y D. R. WATTS, 1974. The nature and origin of volcanoclastic material in some Karroo and Beacon rocks. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 77: 109-111.
- EWART, A., 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In F. Barker (editor). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier: 13-121, Amsterdam-New York.
- FERUGLIO, E., 1936-7. *Palaeontographia Patagonica*. *Memoria Instituto Geologico Univesita di Padova*, 11: 129-159.
- _____, 1949-1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Y.P.F., I-II, Bs. As.
- FLANAGAN, F. J., 1973. Values for international geochemical reference samples. *Geochem. Cosmoch. Acta*, 37: 1189-1200.
- FORSYTHE, R., 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 671-682, London.
- FRANCHI, M. R. y R. F. N. PAGE, 1980. Los basaltos Cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV*: 208-229, Bs. As.
- GENTLE, R. I., P. J. HOOKER, F. J. FITCH y J. A. MILLER, 1978. Evidence for cape Fold Belt overprinting of the Groot Haelkraal granite during the Upper Permian. *Transaction Geological Society of South Africa*, 81: 105-107.
- GERRARD, I. y G. C. SMITH, 1982. Post Paleozoic succession and structure of the southwestern African continental margin. Studies in continental margin geology. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 34: 49-74, Tulsa.
- GILL, J. B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, 390 pp., Berlin-New York.
- GONZALEZ BONORINO, F. y L. AGUIRRE., 1970. Metamorphic facies series of crystalline basement of Chile. *Geologische Rundschau*, 59: 979-994.
- GULISANO, C. y C. A. PANDO, 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañicó. VIIIº Cong. Geol. Arg., Actas 3: 553-577, Bs. As.
- HALLER, M. J. El magmatismo mesozoico en Trevelin, Cordillera Patagónica, Argentina. IVº Cong. Geol. Chileno, Actas (en prensa).
- _____, y D. R. LAPIDO, 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18: 395-410, Amsterdam.
- _____, A. LIZUAIN, y R. F. N. PAGE, 1981. El mar tithono-neocomiano en la evolución de la Cordillera Norpatagónica. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. *Comite Suramericano del Jurásico y Cretácico*, 1: 221-237, Bs. As.
- HALPERN, M., 1973. Regional geochronology of Chile south of 50°S latitude. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 2407-2422, Boulder.
- HERVE, F., J. DAVIDSON, E. GODDY, C. M. MPODOZIS y V. COVACEVICH, 1981. The late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Academia Brasileira de Ciencias Annals* 53: 361-373.
- HILDRETH, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research* 86: 10153-10192.
- IZETT, G. A., 1981. Volcanic ash beds: recorders of upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States. *Journal of Geophysical Research* 86: 10200-10222.

- JAUNICH, S., 1983. The southwestern Africa continental margin. In A. W. Bally (editor), Seismic expression of structural styles - a picture and work atlas. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 15, 2: 2.2.3.-70-2.2.3-122, Tulsa.
- LARSON, R. L. y J. W. LADD, 1973. Evidence for the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous. *Nature*, 246: 209-212.
- LEANZA, A. F., 1968. Anotaciones sobre los fósiles Jurásico-Cretácicos de Patagonia Austral (Colección Feruglio), conservados en la Universidad de Bologna. *Acta Geológica Lilloana*, 9: 121-186, Tucumán.
- LESTA, P. J., 1970. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. *IV Jorn. Geol. Arg., Actas* 2: 187-194, Bs. As.
- ____ y J. L. BIANCHI, 1973. Constitución Geológica de la porción actualmente sumergida de la Cuenca del Golfo San Jorge. *V Cong. Geol. Arg., Actas* 4: 69-74, Bs. As.
- ____ y R. FERELLO, 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En A. F. Leanza (editor). *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 601-654, Córdoba.*
- ____, ____ y G. CHEBLI, 1980. Chubut extraandino. In J. C. M. Turner (coordinador). *Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., 2: 601-653, Córdoba.*
- LIPMAN, P. W., 1980. Cenozoic volcanism in the western United States: implications for continental tectonics. *Studies in Geophysics: Continental tectonics, National Academy of Sciences: 161-174, Washington D. C.*
- ____ y H. H. MEHNERT, 1975. Late Cenozoic basaltic volcanism and development of the Río Grande depression in the southern Rocky Mountains. In B. F. Curtis (editor). *Cenozoic History of the Southern Rocky Mountains. Geological Society of America Memoir* 144: 119-154, Boulder.
- LLAMBIAS, E. J., R. CAMINOS y C. W. RAPELA, 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. *IXº Cong. Geol. Arg., Relatorio*, 1 (4): 85-117, Bs. As.
- LOCK, B. E., 1978. The Cape Fold belt of South Africa; tectonic control of sedimentation. *Geological Association of London Proceedings*, 29: 263-281.
- LOCK, B. E., 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold belt of South Africa. *Geology*, 8: 35-39.
- ____, R. SHONE, A. T. COATES y C. J. HATTON, 1975. Mesozoic Newark type sedimentary basins within the Cape Fold Belt of southern Africa. *Proceedings of the 9th International Congress of Sedimentology*, 217-225, Nice.
- MALVICINI, L. y F. J. LLAMBIAS, 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, Provincia del Chubut, República Argentina. *V Congr. Geol. Arg., 2: 185-202, Bs. As.*
- MARSH, J. S., B. E. LOCK y W. H. FUCHTER, 1979. New chemical analyses of the Saurberg volcanic rocks and their significance in relation to Mesozoic volcanism in southern Africa. *South African Journal Science*, 75: 227-229.
- MAZZONI, M., A. SPALLETTI, A. INIGUEZ RODRIGUEZ y M. TERUGGI, 1981. El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián, Provincia de Santa Cruz. *VIII Cong. Geol. Arg., Actas* III: 485-507, Bs. As.
- MILLER, H., 1976. El basamento de la Provincia de Aysén (Chile) y sus correlaciones con las rocas premesozoicas de la Patagonia Argentina. *VII Cong. Geol. Arg., Actas*, 1: 125-141, Bs. As.
- MUSACCHIO, E. A., 1981. Estratigrafía de la Sierra Pampa de Agnia en la región extraandina de la Provincia de Chubut, Argentina. *VIII Congr. Geol. Arg., Actas* 3: 343-357, Bs. As.
- NATLAND, M. L., E. GONZALEZ, A. CAÑON y M. ERNEST, 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America Memoir* 139: 126 pp., Boulder.
- NELSON, E. P., I. W. D. DALZIEL y A. G. MILNES, 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin - collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae Geologiae Helvetiae*, 73: 727-751.
- NULLO, F. y C. PROSERPIO, 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 30: 133-150, Bs. As.
- ____, ____ y V. A. RAMOS, 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del hielo patagónico, Argentina y Chile. *VII Cong. Geol. Arg., Actas* 2: 455-470, Bs. As.
- NUÑEZ, E., E. W. BACHMANN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPULVEDA, 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, Provincia de Río Negro, República Argentina. *II Cong. Ibero-Amer. de Geol. Econ.*, 4: 247-266, Bs. As.
- PANZA, J. B. y L. SACCOMANI, 1981. La secuencia volcánico-piroclástica jurásica en el valle de Las Plumas, Provincias de Chubut. *Jornadas de Comunicaciones Patagónicas (Oct. 29, 1981). Presentación Oral*, Bs. As.
- PECCERILLO, A. y S. R. TAYLOR, 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- PEARCE, J. A. y J. R. CANN, 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- PERFIT, M. R., D. A. GUST, A. E. BENICE, R. J. ARCULUS y S. R. TAYLOR, 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chemical Geology*, 30: 227-256.
- PESCE, A. N., 1976. Hallazgo de rocas ignimbríticas con flora fósil. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 3: 139-140, Bs. As.
- ____, 1978. Estratigrafía del Arroyo Perdido en su tramo medio e inferior, Provincia del Chubut. *VII Cong. Geol. Arg., Actas* 1: 315-333, Bs. As.
- POLANSKI, J., 1970. Carbónico y Pérmico en la Argentina. *Edit. Univ. de Bs. As. (EUDEBA)*, Bs. As.
- RABINOWITZ, P. D. y J. LA BRECQUE, 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84: 5973-6002.
- RAMOS, V. A., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Norpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 30: 274-285, Bs. As.
- ____, 1978. El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica de Argentina y Chile.

- VII Cong. Geol. Arg., Actas 1: 423-436, Bs. As.
- _____, 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. II Cong. Nac. Geol. Econ., Actas, I: 107-124, San Juan.
- _____, 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva?. IX Cong. Geol. Arg., Actas, II: 311-325, Bs. As.
- _____, H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. Magmatic evolution of the austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18: 411-443, Amsterdam.
- RICCARDI, A. C. y E. O. ROLLERI, 1980. Cordillera Patagónica Austral. En J. C. M. Turner (coordinador). *Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc.* 2: 1389-1430, Córdoba.
- RIGGI, J. C., 1970. Rasgos sedimentológicos, paleogeográficos y paleoclimáticos de la sección inferior de la Cuenca Austral, en la zona comprendida entre los pozos SC-1: SC EM-1; SC CB-1 (Santa Cruz). IV Jorn. Geol. Arg., Actas, Bs. As.
- SAUNDERS, A. D. y J. TARNEY, 1982. Igneous activity in the southern Andes and northern Antarctic Peninsula: a review. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 691-700, London.
- _____, J. TARNEY, C. R. STERN y I. W. D. DALZIEL, 1979. Geochemistry of Mesozoic marginal basin for igneous rocks from southern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 90: 237-258, Boulder.
- SCHWARZER, R. R. y J. J. W. ROGERS, 1974. A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth and Planetary Science Letters*, 23: 286-296, Amsterdam.
- SMITH, R. W., 1968. Redistribution of major elements in the alteration of some basic lavas during burial metamorphism. *Journal of Petrology* 9: 191-219.
- SIMTH, R. E. y S. E. SMITH, 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in the classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 32: 114-120, Amsterdam.
- STECKLER, M. S. y A. B. WATTS, 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margins off New York. *Earth and Planetary Science Letters* 41, 1-13.
- STIPANICIC, P. N., 1969. Las sucesiones Triásicas Argentinas. En A. Amos (editor). *Gondwana Stratigraphy. UNESCO: 1121-1149, París.*
- _____, y M. I. R. BONETTI, 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos Argentinos. En A. Amos (editor). *Gondwana Stratigraphy. UNESCO: 1081-1119, París.*
- _____, y _____, 1970a. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas Argentinas. I Floras liásicas. *Ameghiniana. Asoc. Paleont. Arg., Rev.* 7: 57-78, Bs. As.
- _____, y _____, 1970b. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. II Floras Doggerianas y Malmicas. *Ameghiniana. Asoc. Paleont. Arg., Rev.* 7: 101-118.
- _____, y E. J. METHOL, 1980. Comarca Norpatagónica. En J. C. M. Turner (coordinador) *Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Cienc.*, 7: 1071-1098, Córdoba.
- _____, y F. RODRIGO, 1970a. Diastrofismo Eo y Mesocrático en Argentina y Chile. IV Jorn. Geol. Arg., Actas, 2: 337-352, Bs. As.
- _____, y _____, 1970b. El Diastrofismo Jurásico en Argentina y Chile. IV Jorn. Geol. Arg., Actas, 2: 353-368, Bs. As.
- SUERO, T., 1961. Paleogeografía del Paleozoico Superior en la Patagonia (República Argentina). *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XIV: 35-42, Bs. As.
- THOMAS, C. R., 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 39: 1553-1578, Tulsa.
- TUTTLE, O. F. y N. L. BOWEN, 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geological Society of America Memoir* 74, 153 pp., Boulder.
- VALENCIO, D. A. y J. F. A. VILAS, 1976. Sequence of the continental movements occurred prior to and after the formation of the South Atlantic. *Annals Academia Brasileira de Ciências*, 48: 377-386.
- VALLANCE, T. G., 1969. Spilites again: some consequences of the degradation of basalts. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*, 94: 8-51.
- van HINTE, J. E., 1976. A Cretaceous time scale. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68: 498-516, Tulsa.
- VILAS, J. F. A., 1981. Palaeomagnetism of South American rocks and the dynamic processes related with the fragmentation of western Gondwana. In McElhinny, M. W. and D. A. Valencio, (editors). *Paleoreconstruction of the continents. American Geophysical Union Geodynamics Series*, 2: 106-114.
- WINCHESTER, J. A. y P. A. FLOYD, 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28: 459-469, Amsterdam.
- WINKLER, H. G. F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Fifth Edition, Springer-Verlag*, 348
- WINSLOW, M. A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. In K. R. McClay and N. J. Price (editors). *Thrust and nappe tectonics. Geological Society of London Special Publication* 9: 513-528, London.
- WOOD, D. A., I. L. GIBSON y R. N. THOMPSON, 1976. Elemental mobility during zeolite metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 55: 241-254.

Miguel A. ULIANA

Esso SAPA
Della Paolera 297
1001 - Bs. As. - Argentina

K. T. BIDDLE

D. W. PHELPS

Exxon Production Research Company
Box 2189, Houston, Texas 77001, U.S.A.

D. A. GUST

SM4 NASA
Johnson Space Center,
Houston, Texas 77058, U.S.A.

ESTRUCTURA Y COMPOSICION GEOLOGICA DE LAS SIERRAS COLORADA, CHASICO Y CORTAPIE, SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES.

R. VARELA, L. H. DALLA SALDA Y C. A. CINGOLANI

Resumen

El trabajo trata sobre las relaciones estructurales entre el granito Cerro Colorado y las ortocuarcitas de la Formación Mascota, en un área clave de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires.

La investigación estuvo relacionada con el análisis petrográfico-estructural de las rocas graníticas y la litología y el modelo deformacional de las cuarcitas asociadas; ambas unidades afectadas por un solo episodio tectónico.

Ese único evento deformacional, ubicado durante el Pérmico medio a superior, emplazó el cuerpo granítico en la secuencia cuarcítica. Algunas rocas sabulíticas con feldespato potásico, en la base de la secuencia sedimentaria, corroboran la conclusión de que el granito es la unidad más antigua de la región.

Abstract

The mutual relationships of igneous (Cerro Colorado Granite) and sedimentary (quartzites of the Mascota Formation) units are studied from a key area of the Sierras Australes of Buenos Aires province.

The research is related with the petrographical and structural analyses of the granitic rocks and the lithological and deformational pattern of the associated quartzites, both affected by a single tectonic event.

That main deformational stage, which is placed in Middle-Upper Permian times, emplaced the granitic body in the quartzitic rocks. Some K feldspar bearing sabulites at the base of the sedimentary sequence seems to corroborate the conclusion that the granite is the oldest unit in the region.

Introducción y antecedentes

En la zona de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapie, partido de Tornquist, Provincia de Buenos Aires, se presentan eruptivas graníticas y sedimentitas esencialmente cuarcíticas. Estos asomos, aunque de similares características litológicas respecto de las rocas que afloran en el cuerpo principal de las Sierras Australes, se encuentran aislados por terrenos cenozoicos y distantes unos 25-30 kilómetros en dirección al sudoeste, al sur de la laguna Los Chilenos, dentro de la concavidad del arco que describen las mismas (véase figura 1).

Cabe destacar que la primera comunicación respecto a la presencia de rocas ígneas en la sierra Colorada, pertenece a Pronsato et al. (1918). Estas rocas, de composición granítica, han sido consideradas parte integrante del "Basamento Cristalino" de la

región y como tal referidas al Precámbrico o a la parte baja del Paleozoico inferior (Harrington, 1947, 1970). Este mismo autor destacó en el cerro Colorado las ortocuarcitas de la Formación Mascota reposan directamente sobre granito. Gilardoni (1949) por su parte sostuvo que los granitos se presentan en forma de escamas, aportadas a la superficie por movimientos tectónicos. Dataciones radiométricas por el método rubidio-estroncio, de carácter preliminar (edades aparentes), arrojaron resultados de 427 ± 58 y 392 ± 33 Ma (Cingolani y Varela, 1973). Estos autores manifestaron que el contacto granitos-sedimentitas se halla parcialmente cubierto por sedimentos cuaternarios, por lo que no es posible establecer claramente las relaciones estructurales entre ambas unidades geológicas.

Los estudios petrográficos llevados a cabo por Kilmurray (1961, 1968) caracteri-

zaron a las rocas eruptivas como granitos calco-alcalinos predominantemente leucocráticos, granitos granofíricos y granófiros. Al respecto, Llambías y Prozzi (1975) indicaron que entre las rocas graníticas y las cuarcitas existe un borde de enfriamiento constituido por una roca de textura granofírica que indicaría relación de intrusividad. Otras contribuciones petrográficas son las de Xicoy (1946) y Pomillo (1980).

En lo que se refiere a la caracterización estructural importa destacar que Harrington (1970) señaló que el basamento en las Sierras Australes está íntimamente ligado al plegamiento de las sedimentitas del Grupo Curamalal, por acomodamientos y ajustes a través de planos S paralelos al clivaje de plano axial. Por su parte Kilmurray (1975), en el área de Los Chilenos y sierra de Cortapie, indicó que en las sedimentitas hay evidencias de deformaciones en dos episodios superpuestos que generaron estructuras de interferencia.

En tal situación los autores, encararon a través de un subsidio del CAPLI (CONICET) el estudio esencialmente estructural y geocronológico de estas serranías, con la finalidad de establecer el o los eventos de deformacionales ocurridos en el área y las estructuras generadas, como asimismo determinar el tiempo de emplazamiento de las rocas ígneas, lo cual indirectamente además acotaría la edad de las sedimentitas, en las que hasta el momento no se han producido hallazgos de restos fósiles. Los estudios radiométricos, a realizarse a través del CIG e INGEIS, se encuentran programados para un futuro próximo, habiéndose hasta el momento procedido a la selección de muestras de rocas graníticas según sus contenidos en rubidio y estroncio determinados por fluorescencia de rayos X. Los rasgos estructurales salientes de la comarca fueron comunicados en la Reunión sobre Microtectónica que tuvo lugar en el Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires, Cátedra de Geología Estructural, los días 30 de junio y 1 de julio de 1984.

Composición geológica de la zona

En el área de estudio afloran rocas de composición granítica en el cerro Colorado (extremo sudoeste de la sierra Colorada), actualmente en explotación canteril. Se trata de un asomo de forma subelíptica, de unos 750 m de largo en dirección sudoeste, por unos 500 m de ancho (véase figura 2). Hacia el nordeste, la mitad nororiental de la sierra Colorada se compone principalmente de cuarcitas, al igual que los cerrillos aislados situados al norte, oeste y sur del cerro Colorado. Por su parte, las denominadas sierras de Chasicó y Corta-

pie presentan a la observación esencialmente sedimentitas cuarcíticas.

Los estudios de campo efectuados, tendientes a caracterizar composicionalmente la zona, fueron referidos a:

- examen de la composición litológica de la masa granítica, según está expuesta actualmente en la cantera Cerros Colorados (Piro y Ruiz, S.C.A.) procediéndose al muestreo correspondiente, con la finalidad de efectuar nuevos fechados radiométricos;

examen de la litología de la cubierta sedimentaria, que aunque predominantemente cuarcítica podría eventualmente indicar relación de discordancia primaria de los sedimentos respecto a un yacente granítico, relación de intrusividad con fenómenos de contacto, o por último relación de ambos componentes por falla, sin que pudiera precisarse sobre las relaciones originales.

En lo que respecta a la masa eruptiva, en general se trata de rocas graníticas calcoalcalinas, de tendencia leucocrática, con textura granuda y abundancia de feldespato potásico y cuarzo. La cantidad de mafitos generalmente no supera al 5 % del total de componentes y consiste en biotita. Los minerales accesorios presentes son fluorita, epidoto y opacos. El granito se presenta con tonalidades grisácea, verdosa y castaño-rojiza. El grano es medio a grueso (2-6 mm) y la textura es equigranular a porfiroide. Como diferenciados se tienen escasos y delgados filones aplíticos, leucocráticos, de 5-10 cm de espesor y filones pegmatoides lenticulares.

Hacia el nordeste de los afloramientos de rocas eruptivas, fuera de la zona de cantera y en las proximidades de afloramientos de cuarcitas, se observa que fajas del granito típico alternan con otras constituidas por rocas de grano fino, que han sido determinadas petrográficamente como granitos granofíricos y granófiros: feldespato potásico, cuarzo, biotita y plagioclasa se presentan bajo formas anedrales con típica textura granofírica.

En la zona con afloramientos graníticos predominan dos facies, una de color castaño rojizo con feldespatos intensamente teñidos por óxidos de hierro y escasa cantidad de biotita, generalmente esquistosa y otra facies de color gris rosado, maciza, con mayor contenido de biotita. En escasa cantidad y en forma venosa y diseminada aparece fluorita, violácea y verdosa, en pequeños cristales. También se ha comprobado la presencia de fluorita en un filón pegmatoides lenticular, de bordes difusos, de unos 3 m de largo por 0,15 m de potencia; en el mismo se observan feldespatos de hasta

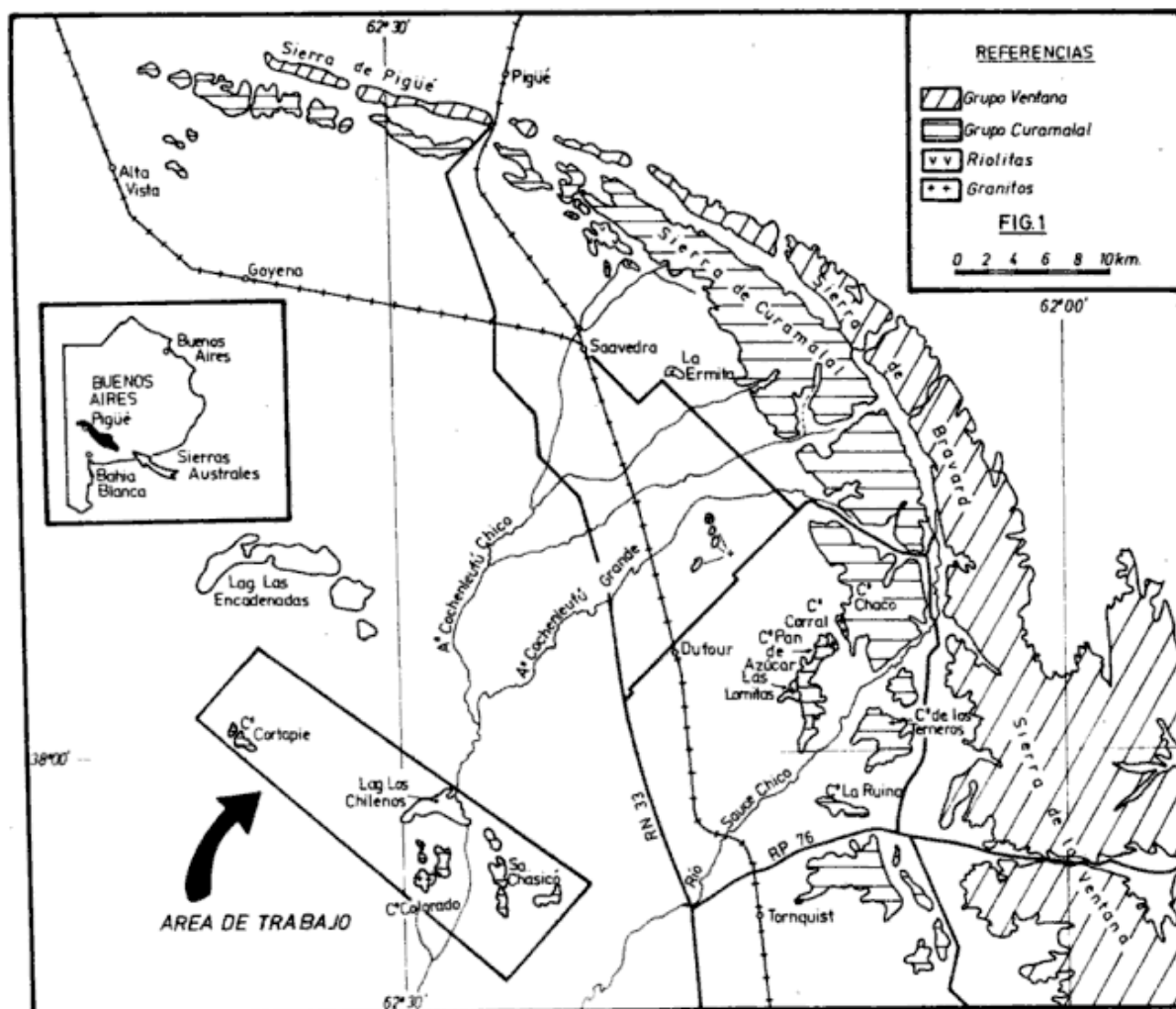


Fig. 1: Mapa de ubicación.

2 cm de largo y abundante cuarzo asociado a escasa fluorita.

El tipo dominante de granito es el de tonalidad gris, que se constituye en la roca regional, con fajas de tonalidad verdosa y rojiza al parecer vinculadas a fajas de corte.

Con relación a la litología de la cubierta sedimentaria, en la región afloran unos 200-250 metros de sedimentitas cuarzosas, conjunto que fuera referido a la Formación Mascoia del Grupo Curamalal por Harrington (1947). Posteriormente Kilmurray (1975) dió el nombre de Formación Los Chilenos a las mismas sedimentitas. En los trabajos de campo efectuados con motivo de este estudio fueron determinadas las siguientes variedades litológicas:

- cuarcitas conglomerádicas, sabulíticas, en tonalidad gris claro, con clastos subredondeados de cuarzo de hasta 1 cm de diámetro y matriz arenosa, en capas de 30-50 cm de espesor;
- cuarcitas grises, de grano medio, con escasos niveles que muestran estratificación entrecruzada; alternan con estratos de granulometría arena gruesa a sabulítica;
- cuarcitas gris claro y blanquecinas, de grano fino, muy tenaces, fractura concoidea;

- cuarcitas moradas, grises y blanquecinas, en estratos delgados, con escasas estructuras entrecruzadas y ondulitas. Se destacan lentes de material pelítico, micáceo, en tonalidad gris oscuro, de hasta 3-5 cm de largo según la dirección de la estratificación y 1-2 cm de espesor;
- escasas fajas de milonitas y brechas cuarcíticas rojas;
- areniscas feldespáticas (subarcosas) y sabulitas feldespáticas, en donde se destacan rodados de cuarzo y feldespato potásico de hasta 0,5-1 cm de tamaño, en matriz arenosa de grano grueso. Este tipo litológico solamente aparece a la vista en el denominado por nosotros cerro Gregorini, inmediatamente al noroeste del cerro Cortapie. El feldespato presente es microclino micropelítico, con formas subredondeadas a subangulosas, irregularmente alterado en minerales de las arcillas.

Se destaca de lo anterior, la presencia de sedimentitas con hasta un 10-15 % de clastos de feldespato potásico. Hasta el momento este tipo rocoso no ha sido mencionado, resultando una curiosidad el que aún en el área del cerro Pan de Azúcar, donde es primaria la relación discordante basamento cristalino-cubierta sedimentaria, no haya un solo rodado de granito en el

conglomerado basal del Grupo Curamalal. Por lo tanto remarcamos la importancia de la ocurrencia de rocas conglomerádicas con aporte granítico en el área ubicada al nornoroeste del cerro Cortapie; de acuerdo con esto los granitos se constituyen muy probablemente en la unidad más antigua por haber aportado material a los niveles basales de la secuencia sedimentaria.

De todas maneras cabe señalar, que por carecer de fósiles diagnósticos aún persiste la indeterminación en la ubicación cronológica de las sedimentitas del Grupo Curamalal (Varela, 1978) y que la falta de una mayor cantidad de edades radiométricas de las rocas graníticas hace que deban considerarse como edades mínimas a las disponibles actualmente. Ello motiva que la cronología relativa del área no pueda precisar la ubicación cronoestratigráfica de ambos componentes.

Método de trabajo y resultados estructurales obtenidos

Se relevaron en el terreno y a nivel mesoscópico, mediante brújula tipo Brunton, estructuras planares y lineales consistentes en fajas de corte, clivaje, esquistosidad, venación cuarzosa, diaclasas y lineación mineral, para la masa granítica. En la sucesión sedimentaria se procedió a la medición de planos de estratificación, ejes de pliegues, planos axiales de pliegues, clivajes y diaclasas.

Las mencionadas estructuras fueron proyectadas mediante red de Schmidt en la proyección de su hemisferio inferior. Se obtuvieron así diagramas petrotectónicos de frecuencia, que se complementan con la proyección de los planos estructurales medios (véanse figuras 3 y 4).

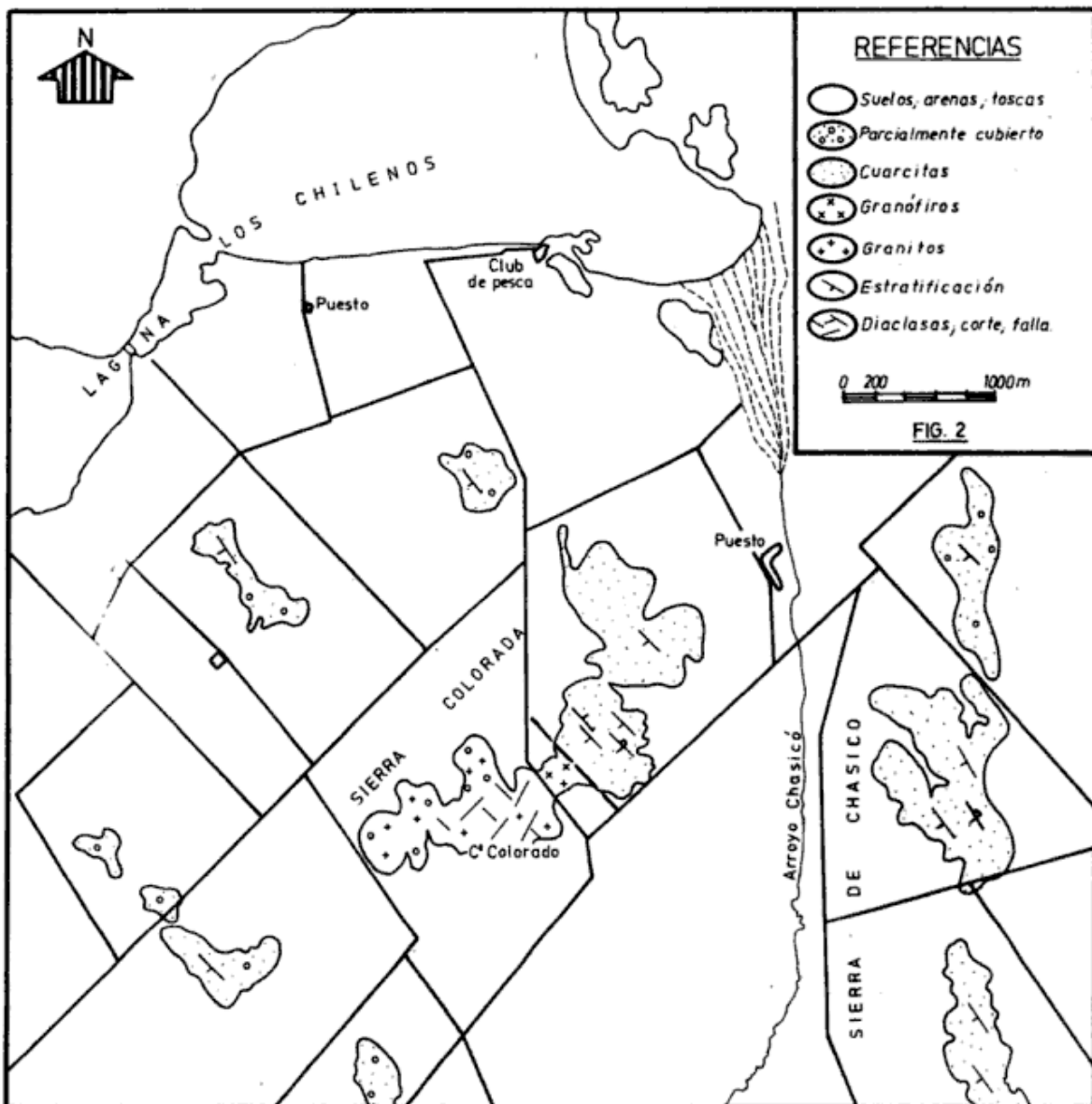


Fig. 2: Bosquejo geológico de las sierras Colorado y de Chasicó.

La característica estructural saliente del granito es un amplio desarrollo de clivaje, cataclasis y fajas miloníticas. Se presenta como una serie de fajas homogéneas de 1-5 m de espesor, limitadas por superficies de clivaje, algunas de ellas con desarrollo de zonas de corte y milonización de espesor variable entre 0,5 y 3 metros.

Las rocas graníticas del cerro Colorado presentan dos sistemas de corte compuestos principales (véanse figuras 3a y b). Uno de ellos, orientado $N320^\circ$, consiste en un sistema conjugado de dos planos con el mismo rumbo, uno inclinado con valor medio de 40° al sudoeste y el otro 65° al noreste. El segundo sistema, de dirección casi ortogonal respecto al rumbo del primero, tiene un máximo que varía entre $N25^\circ$ y $N40^\circ$, de inclinaciones medias verticales. El juego de mayor significación estadística corresponde a aquellos planos del sistema $N40^\circ$, de disposición vertical o que inclinan con alto ángulo al noroeste.

El desarrollo de los planos de clivaje en las rocas graníticas (véanse figuras 3c y d) se encuentra controlado por dos sistemas del todo similares a los encontrados para el desarrollo de las fajas de corte. Un juego conjugado de dirección promedio $N320^\circ$ (bisectriz de los planos medios $N315^\circ/58^\circ\text{SO}$ y $N325^\circ/65^\circ\text{NE}$) y otro con un plano medio estadístico de dirección $N40^\circ$ de disposición vertical. El sistema de mayor significación estadística corresponde al orientado $N40^\circ$, dispuesto verticalmente o con ángulo alto tanto al noroeste como al sudeste. Respecto del sistema conjugado $N320^\circ$ se puede decir que consiste de dos juegos de esa dirección que inclinan $50^\circ-70^\circ$ hacia el noreste y al sudoeste.

La proyección de los polos de planos de esquistosidad y de la lineación mineral (véase figura 3g) corresponde a orientaciones medias de rumbo $N320^\circ$, con inclinaciones altas hacia el sudoeste. La venas de cuarzo por su parte, se ubican tanto en forma concordante con la orientación $N320^\circ$, inclinando hacia el sudoeste y al noreste, como así también dispuestas según la dirección $N40^\circ$, existiendo una tendencia a la disposición $N60^\circ$ de algunas venas. La orientación $N40^\circ$ además, se adapta a la disposición vertical de los planos de corte y clivaje.

Por otra parte, tres sistemas principales de diaclasas (véanse figuras 3e y f) caracterizan el modelo deformacional del granito:

- sistema $N315^\circ-320^\circ$. Consiste en un sistema conjugado de dos planos de rumbo $N315^\circ$ y $N320^\circ$. El primero de ellos inclina con un valor medio de 60° al

sudoeste, en tanto que el segundo lo hace 65° al noreste. Este sistema es normal a la dirección del transporte tectónico y coincide con un desarrollo de fuerte clivaje.

- sistema $N44^\circ/90^\circ$. Tiene rumbo ortogonal al anterior y consiste en un juego de planos de posición media vertical. Este sistema se corresponde con el clivaje de corte de mayor significación estadística del área granítica.

- sistema $N98^\circ/25^\circ\text{N}$. Se lo interpreta como producto de la liberación de cargas a que estuvo expuesto el granito.

Las rocas cuarcíticas de la región se encuentran plegadas mostrando las superficies de estratificación una disposición estructural de orientación noroeste. Los planos de estratificación se encuentran preferentemente inclinando unos 50° al sudoeste (véase figura 4a), pero el estilo de plegamiento también permite inclinaciones de muy variado ángulo hacia el noreste. El plano de mayor frecuencia estadística para la estratificación de las rocas cuarcíticas se encuentra orientado $N322^\circ/55^\circ\text{SO}$.

El plegamiento muestra una variación de estilo debido al cambio de formas en los pliegues. Esta circunstancia parece deberse tanto a diferencias en el espesor individual de los estratos sujetos a deformación, como a inhomogeneidades composicionales que motivan diferencias menores en la competencia respecto al plegamiento. Es así que se observaron tanto pliegues paralelos y cilíndricos como similares, abiertos o apretados y de crestas redondeadas o agudas tipo chevrón. En general el estilo en uno y otro caso es homogéneo y definido. En varias oportunidades se observaron fallas menores inversas, paralelas a los planos axiales de los pliegues.

Los ejes de los pliegues se orientan con un rumbo medio $N324^\circ$ (varía entre $N340^\circ$ y $N310^\circ$), buzando 15° al noroeste (la inclinación de los ejes varía entre 0° y 30° ; existen casos aislados de inclinaciones mayores, hasta 60° , siempre hacia el noreste). Los planos axiales inclinan preferentemente hacia el sudoeste (véase figura 4b).

En las sedimentitas del área acompaña a la deformación por plegamiento un marcado desarrollo de clivaje (véanse figuras 4c y d). El mismo se desarrolla en dos sistemas principales. Uno, de tipo plano axial, se dispone en abanico; sus planos medios estadísticos orientados $N325^\circ/65^\circ\text{SO}$ y $N330^\circ/55^\circ\text{NE}$, coinciden en el rumbo con el eje de pliegues y la estratificación. El segundo sistema, que es casi ortogonal, consiste en planos casi verticales orientados $N25^\circ$ y $N45^\circ$, asociados a un juego menor orientado $N45^\circ/30^\circ\text{SE}$.

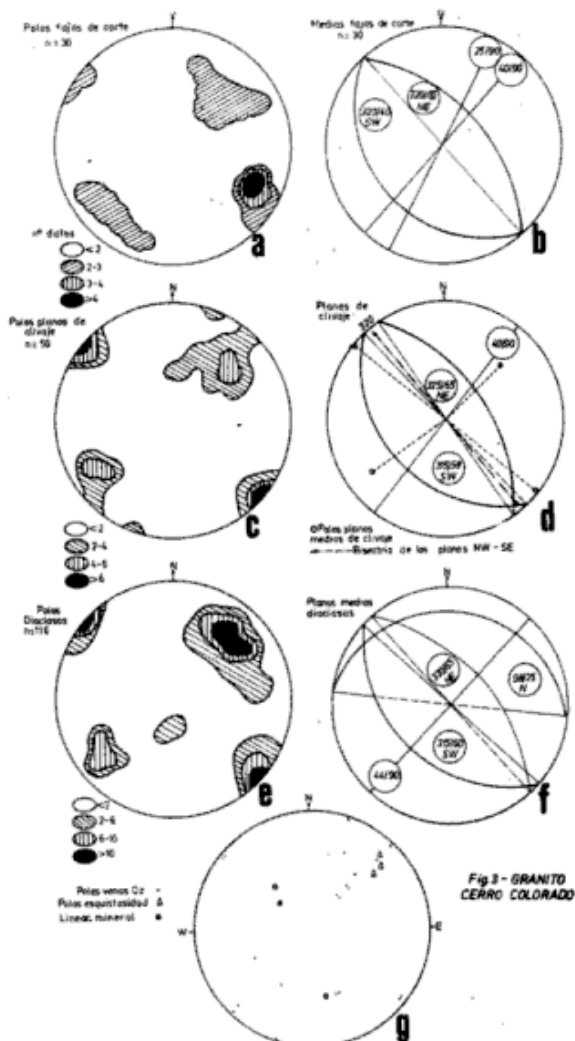


Fig. 3: Características estructurales del Granito Cerro Colorado. Se destaca la ocurrencia de dos sistemas conjugados de fallas de corte, clivaje y diaclasamiento, uno de ellos de dirección $N320^{\circ}$ e inclinación al nordeste y suabiente, el otro de dirección dominante $N40^{\circ}$ dispuesto verticalmente. Esquistosidad y diaclasamiento en los planos de rumbo $N320^{\circ}$ inclinados al suabiente.

Por último, en coincidencia con los sistemas NO y NE de clivaje, se desarrollan en las sedimentitas dos sistemas de diaclasas principales que presentan dos orientaciones, uno $N332^{\circ}/78^{\circ}\text{SO}-N330^{\circ}/60^{\circ}\text{NE}$ y el otro $N45^{\circ}/90^{\circ}$ (véanse figuras 4e y f).

Interpretación del análisis estructural

El cuadro de estructuras relevadas y analizadas es coherente con un modelo deformacional compresivo producido por una única fase deformacional. Se destaca la intensidad del proceso, que ha llevado a un emplazamiento concordante, desde el punto de vista tectónico, de una masa granítica (Granito Cerro Colorado) en una secuencia cuarcítica (Formación Mascota) con una manifiesta homogeneidad direccional

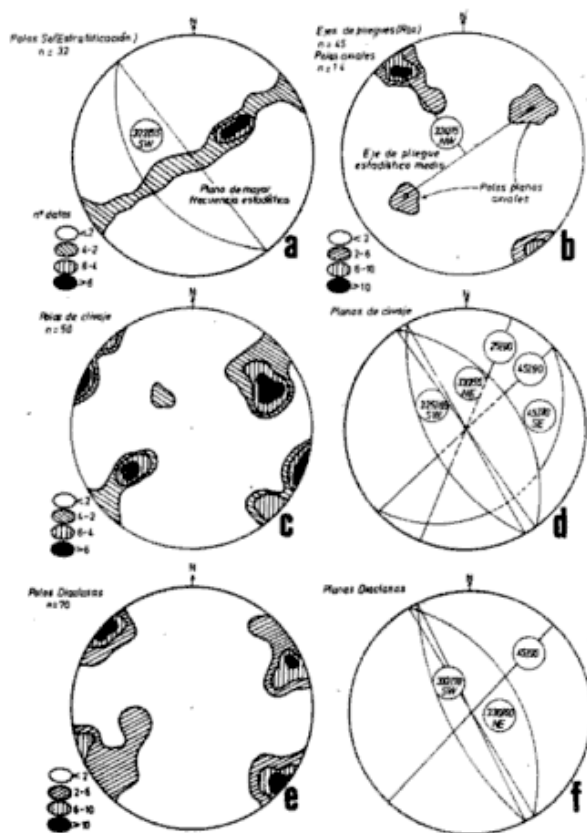


Fig. 4: Características estructurales de las cuarcitas de Sierra Colorado, Chacabó y Cortopé. Los planos de estratificación observan una frecuencia estadística orientada $N322^{\circ}/55^{\circ}\text{SO}$, aunque cubre inclinaciones de variado ángulo tanto al suabiente como nordeste. Los ejes de pliegues buzan al noroeste. El desarrollo de planos de clivaje y diaclasamiento se desarrolla según dos sistemas, de igual disposición que los de las cuarcitas para las cuarcitas.

en ambos componentes. No se han hallado en el terreno evidencias de interferencia entre orientaciones estructurales, lo cual puede apreciarse en los diagramas construídos al efecto.

Del estilo deformacional y litología de la Formación Mascota en el área estudiada, se interpreta que la deformación ocurrió en un nivel epizonal, donde la deformación simple y simétrica no llegó al flujo y al aplastamiento. Este estilo quedaría también caracterizado por el desarrollo de un clivaje de plano axial en abanico caracterizado por dos planos medios que inclinan en direcciones opuestas. No obstante se destaca, que el predominio de inclinación al sudoeste de los planos axiales y esquistosidad estaría indicando un transporte tectónico, con un incipiente apilamiento de las rocas favore-

cido por la ocurrencia de numerosas fajas de corte paralelas a los planos axiales de pliegues. Cabe señalar que el plano conjugado al anterior, inclinándose al nordeste, se interpreta como un plano de corte y clivaje antitético respecto del esfuerzo principal deformante.

Entendemos que merece atención especial la presencia de fajas de corte y planos de clivaje orientados alrededor del rumbo $N40^\circ$ y de disposición preferentemente vertical. Estos planos, que no se han encontrado relacionados ni con desarrollo de lineación mineral, ni con planos de esquistosidad, se pueden interpretar de distintas formas. Una de ellas como planos de fractura de mayor o menor intensidad, paralelos a la dirección del esfuerzo principal, que se produjeron en una etapa tardiocinemática; este efecto de deslizamiento pudo ser el causante de la forma en arco que presentan las sierras. También la presencia de planos de fractura paralelos al esfuerzo principal podría deberse a una extensión sincinemática provocada por el arqueamiento del conjunto serrano. Por último, una tercera explicación estaría relacionada con una etapa deformacional secundaria, posterior a la tectónica principal y cuyo esfuerzo más importante estaría orientado casi ortogonalmente al que generó los haces de pliegues, en la que se producirían planos de corte y clivaje normales al de los planos del episodio principal, tal como explicaron Rosello y Massabie (1981) mediante el estudio de kink-bands.

La ausencia de estructuras deformacionales (pliegues, esquistosidad, lineación mineral), la forma general de las Sierras Australes, la presencia de brechas cataclásticas con esta dirección, fallas de rumbo orientadas en esa misma dirección y desplazamientos milimétricos de los planos de clivaje orientados $N320^\circ$, nos hacen preferir la primera de las posibilidades tratadas.

Respecto a la edad de la fase deformacional que produjo las estructuras estudiadas, con la información disponible hasta el momento cabe consignar que existen las siguientes evidencias:

- la edad de la sedimentación del Grupo Pillahuincó, afectada por plegamiento, culmina con una secuencia esencialmente del Pérmico inferior (Menendez, 1966; Borrello, 1969);
- la presencia del granito postectónico de Lopez Lecube, que acusó una edad de 227-240Ma (Cingolani y Varela, 1973); por extensión el magmatismo riolítico-ignimbrítico de Lihué-Calel, La Pampa, con isocrona potasio-argón de 235 ± 10 Ma (Linares et al., 1980);

- las edades (mínimas) de rocas riolíticas de La Mascota datadas por el método potasio-argón, que presentan valores de 249 ± 8 y 221 ± 6 Ma, con manifiesta pérdida de argón y consecuente rejuvenecimiento (Varela y Cingolani, 1975);
- dataciones recientes por el método potasio-argón, como parte integrante de un estudio geocronológico sobre fases de deformación, efectuadas en rocas pelíticas que afloran en la zona de Pigüé. Las pelitas pertenecen a la Formación Mascota y están constituidas exclusivamente por illita, con índice de cristalinidad correspondiente a minerales que han sufrido epimetamorfismo. Los valores obtenidos son de 273 ± 8 , 265 ± 8 y 257 ± 8 Ma. Estos datos, si bien aún escasos, son coherentes entre sí y se interpretan como correspondientes a la edad del metamorfismo de las pelitas, cuyo origen se debe a la acción tectónica sufrida (Cingolani, 1984).

El análisis de los argumentos vertidos, permitiría concluir que la edad más probable para el plegamiento principal que afectó a las Sierras Australes, corresponde al Pérmico inferior parte alta a Pérmico superior con límite superior en el deslinde Permo-Triásico. Puede correlacionarse esta cronología, con lo que ocurrió en el sistema Plegado del Cabo (Hälbich et al., 1983) con eventos deformacionales datados por el método Ar39-Ar40, que abarcan desde 278 ± 2 hasta 215 ± 5 Ma.

Conclusiones

- De la comparación de los diagramas petrotectónicos correspondientes a rocas graníticas y sedimentitas, queda demostrado que ambos componentes geológicos sufrieron los efectos de una única y misma fase deformacional. Se destaca la intensidad de la misma, cuya edad estaría comprendida en la parte alta del Pérmico inferior a Pérmico superior.
- Según los resultados obtenidos, el cuerpo granítico, posteriormente a su consolidación, fue ascendido y emplazado tectónicamente en la sucesión cuarcítica local, mediante numerosas e importantes fajas de corte de rumbo medio $N320^\circ$. Como resultado el contacto actual entre granitos y cuarcitas, es de carácter tectónico (falla).
- La significativa ocurrencia de planos de corte y de clivaje sincinemático y/o tardiocinemático de rumbo $N40^\circ$, dispuestos subverticalmente, se interpreta como planos de deslizamiento, de movimiento individual milimétrico a decimétrico, aunque importantes en su conjunto

y tendrían vinculación con la forma en arco del sistema de sierras.

En la zona hay evidencias netas de un sistema de corte y clivaje paralelo a la disposición de los planos axiales de plegamiento y transporte tectónico (sintético) y de otro perpendicular (antitético) respecto al esfuerzo principal, orientado de sudoeste a nordeste.

El descubrimiento de capas de areniscas gruesas a sabulíticas de composición cuarzo-feldespática (subarcosas) en el área norte del cerro Cortapie (cerrillo Gregorini), permite interpretarlas como los niveles basales de la sucesión sedimentaria que se habrían depositado originalmente sobre el basamento granítico.

Lista de trabajos citados en el texto

- BORRELO, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *An. Dir. Nac. Geol. Min.*, XIV, Bs. As.
- CINGOLANI, C. A. y R. VARELA, 1973. Examen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. *VR Congr. Geol. Arg.*, Actas I: 349-371, Bs. As.
- _____, 1984. Dataciones Rubidio-Estroncio y Potasio-Argón de rocas pelíticas de las Sierras Australes de Bs. As. (en preparación).
- GILARDONI, R. J., 1949. Investigaciones en las Sierras Australes de la provincia de Bs. As. *Tesis Fac. Ciencias Nat. y Museo de La Plata*, 138, La Plata.
- HALBICH, I. W., F. J. FITCH y J. A. MILLER, 1983. Geodynamics of the Cape Fold Belt. 13. Dating the Cape Orogeny. *Spec. Publ. Geol. S. Afr.*, 12, 149-164.
- HARRINGTON, H. J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33 m y 34 m Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Bs. As. *Dir. Nac. Geol.*, Bol. 61, Bs. As.
- _____, 1970. Las Sierras Australes de Bs. As., República Argentina: Cadena aulacogénica. *Asoc. Geol. Arg.*, Rev., XXV (2): 151-181, Bs. As.
- KILMURRAY, J. D., 1961. Petrografía de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Bs. As. *Tesis Fac. Cienc. Nat. y Museo de La Plata*, 250, La Plata.
- _____, 1968. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Bs. As. *Rev. Mus. La Plata (N. Ser.)*, sec. geol., VI: 155-188, La Plata.
- _____, 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Bs. As. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Asoc. Geol. Arg.*, Rev., XXX (4): 331-348, Bs. As.
- LINARES, E., E. J. LLAMBIAS y C. O. LATORRE, 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Asoc. Geol. Arg.*, Rev., XXXV (1): 87-146, Bs. As.
- LLAMBIAS, E. J. y C. R. PROZZI, 1975. Ventania. *VI Congr. Geol. Arg.*, Relatorio: 79-101, Bs. As.
- MENENDEZ, C. A., 1966. Plantas fósiles. Paleontografía Bonaerense, II. *Com. Inv. Cient. Bs. As.*, La Plata.
- POMILLO, G., 1980. Geología del Cerro Colorado. Trabajo de Licenciatura, Fac. Cienc. Ex. y Nat. Univ. Bs. As., Bs. As.
- PRONSATO, D., J. MACTAGGART y J. MARREINS, 1918. Mapa catastral orohidrográfico de la zona de Bahía Blanca y sus vías de comunicación (Bahía Blanca, Dorrego, Villarino, Puán, Tornquist, Saavedra, Coronel Suárez y Pringles). *Panzini Hnos.*: 3-74, Bs. As.
- ROSELLO, E. A. y A. C. MASSABIE, 1981. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Bs. As. *Asoc. Geol. Arg.*, Rev., XXXVI (3): 272-285, Bs. As.
- VARELA, R., 1978. Sierras Australes de la Provincia de Bs. As.: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Asoc. Geol. Arg.*, Rev., XXXIII (1): 52-62, Bs. As.
- _____, y C. A. CINGOLANI, 1975. Nuevas edades radiométricas del basamento aflorante en el perfil del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, provincia de Bs. As. *VI. Cong. Geol. Arg.*, Actas I: 543-556, Bs. As.
- XICOY, A. N., 1946. Contribución al conocimiento petrográfico de las Sierras Coloradas y Chasicó (en los partidos de Saavedra y Tornquist, Provincia de Bs. As.). *Tesis Fac. Cienc. Nat. y Museo de La Plata*, 85, La Plata.

Recibido: 23 de enero, 1984

Aceptado: 30 de octubre, 1985

RICARDO VARELA

LUIS H. DALLA SALDA

CARLOS A. CINGOLANI

Centro de Investigaciones Geológicas (CIG)

Calle 1 N° 644

1900 - La Plata

GEOLOGIA EN EL BAJO DE LA LEONA Y SU MINERALIZACION ASOCIADA. PROVINCIA DE SANTA CRUZ.

MARTA CARMEN GODEAS

Resumen

Se analiza la relación geológica entre las Formaciones La Golondrina (pelitas, arenitas y conglomerados del Pérmico inferior) y La Leona (granodioritas y granitos del Triásico medio-superior), que afloran en el Bajo de La Leona, provincia de Santa Cruz.

La Formación La Leona intruye a la Formación La Golondrina, produciéndose minerales típicos de metamorfismo de contacto y cornubianitas de la facies cornubianita hornbléndica (Turner y Verhoogen, 1960). Se compara esta zona con la de estancia La Juanita.

Abstract

The geological relationship between La Golondrina Formation (Lower Permian pelites, arenites and conglomerates) and La Leona Formation (Middle - Upper Triassic granodiorites and granites), outcropping in Bajo de La Leona, Santa Cruz Province, is analyzed.

La Leona Formation intrudes La Golondrina Formation, and typical contact metamorphism minerals are formed together with hornfels of hornblende - hornfels facies (Turner and Verhoogen, 1960). This area is compared with estancia La Juanita area.

Introducción

El presente trabajo forma parte de uno más amplio presentado por la autora ante el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, para optar al título de doctora en Ciencias Geológicas, habiéndose realizado bajo la dirección del Profesor Dr. Roberto Caminos.

El objeto del trabajo fue el estudio de las rocas plutónicas de la Formación La Leona, de edad triásica media a superior, y su relación con las rocas sedimentarias de la Formación La Golondrina (Pérmico inferior), presentes en la localidad denominada Bajo de La Leona, provincia de Santa Cruz.

La comarca en estudio pertenece a la provincia geológica del Nesocratón del Deseado. Abarca una longitud de unos 18 km por un ancho de unos 12 kilómetros, y está ubicada en la provincia de Santa Cruz, en

el departamento de Deseado, a unos 325 km al suroeste de Comodoro Rivadavia. El acceso más directo es la ruta nacional 3 hasta la localidad de Tres Cerros, desde donde se toma el camino que une dicha ruta con la provincial 1201 hasta la entrada a la estancia La Leona (fig. 1).

Antecedentes geológicos

Los trabajos llevados a cabo en la zona considerada tienen carácter minero y regional.

Entre los trabajos mineros se pueden mencionar los de Angelelli (1942), Catalano (1943), Compañía Ferrocarrilera de Petróleo (1943), Pagés (1951), Overseas Technical Cooperation Agency (1964), Quiroga (1965), Valania (1966) y Kejner (1970). Actualmente el lic. M. Márquez del Plan Patagonia Comahue se encuentra realizando un estudio de detalle de las vetas y de la estructura de la comarca.

Los primeros trabajos de índole regional

(algunos inéditos) sobre Patagonia extraandina al sur del río Deseado datan del año 1953, y fueron llevados a cabo por geólogos de YPF. Se mencionan en especial los de Criado Roque (1953), De Giusto (1954, 1956) y Di Persia (1955), que apuntan a la presencia de rocas plutónicas y secuencias continentales infrayacentes a las rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias correspondientes al Jurásico medio.

Chebli et al. (1975) hacen referencia a una secuencia de antecedentes que comienzan con Burmeister (1901, en Feruglio, 1949), quien señalaba la existencia de dioritas al suroeste de laguna Sirven. Wichmann (1927) transcribe un plano de Olmos de 1903, en el que se indican granitos a unos 40 km al oeste de Bahía Laura, tratándose casi con certeza del Bajo de La Leona.

En 1950 Angelelli alude a la naturaleza diorítica de las rocas que contienen las manifestaciones cupríferas de las minas Tres Cerros y La Leona.

A partir de 1957, se realiza una serie de trabajos paleontológicos, sobre todo después que Suero y Criado Roque (1955) publicaron el descubrimiento del Paleozoico superior intruído por rocas plutónicas al oeste de Bahía Laura. Entre los autores se incluyen: Stipanovic (1957), Archangelsky (1957a y b, 1958 a y b, 1960 y 1965), Archangelsky y De la Sota (1960), De la Sota y Archangelsky (1962), Herbst (1965), Archangelsky y Arrondo (1967), etc.

En general la literatura paleontológica coincide en asignar una edad pérmica a la Formación La Golondrina, la más antigua de la secuencia, y triásica media a superior a la Formación El Tranquilo. Un detallado análisis efectúa Arrondo (1972) en la zona de estancia La Juanita, ratificando las mencionadas dataciones y ampliando considerablemente el conocimiento paleobotánico de la comarca.

Es con respecto a la edad de las plutonitas asociadas que se suscitan dudas al revisar los trabajos regionales de Suero (1961), Ugarte (1966), Lesta (1968), Lesta y Ferello (1969, 1972), y De Giusto et al. (1980), ya que la ubicación cronológica ha sido interpretada de manera distinta debido, por una parte, a la composición predominantemente arcósica de la Formación La Golondrina y, por otra, a que la presencia de regolito en toda el área dificulta la interpretación de los contactos expuestos.

En 1971 Stipanovic et al. datan por radiometría muestras de la Formación La Leona, a la que ubican en el límite Triásico medio-Triásico superior.

En 1975, Chebli et al. producen un trabajo en la región de estancia La Juanita, de estratigrafía en parte similar a la del Bajo de La Leona; en él establecen, luego de un detallado estudio petrográfico, que las rocas de la Formación La Leona son posteriores a las sedimentitas del Pérmico inferior (Formación La Golondrina), y al Triásico

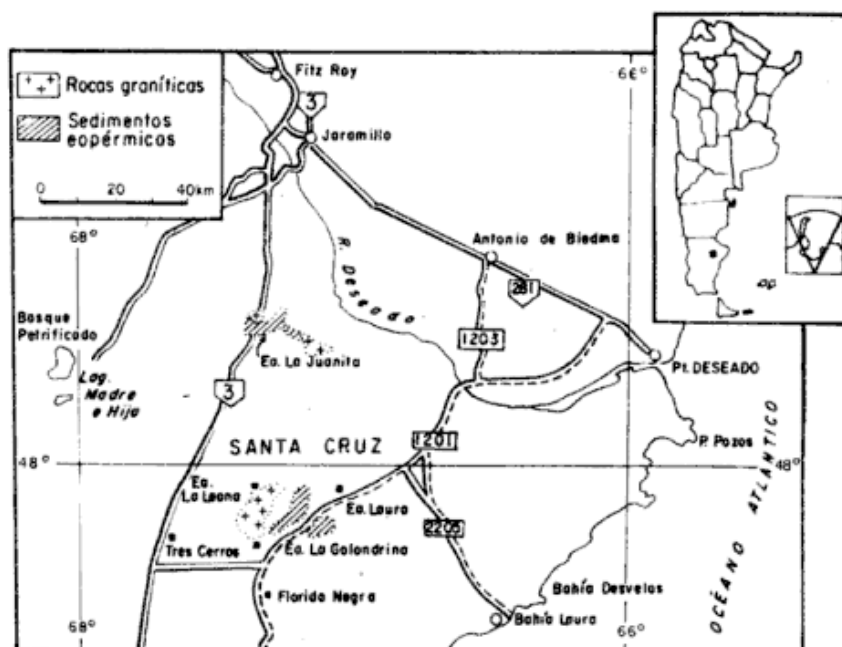
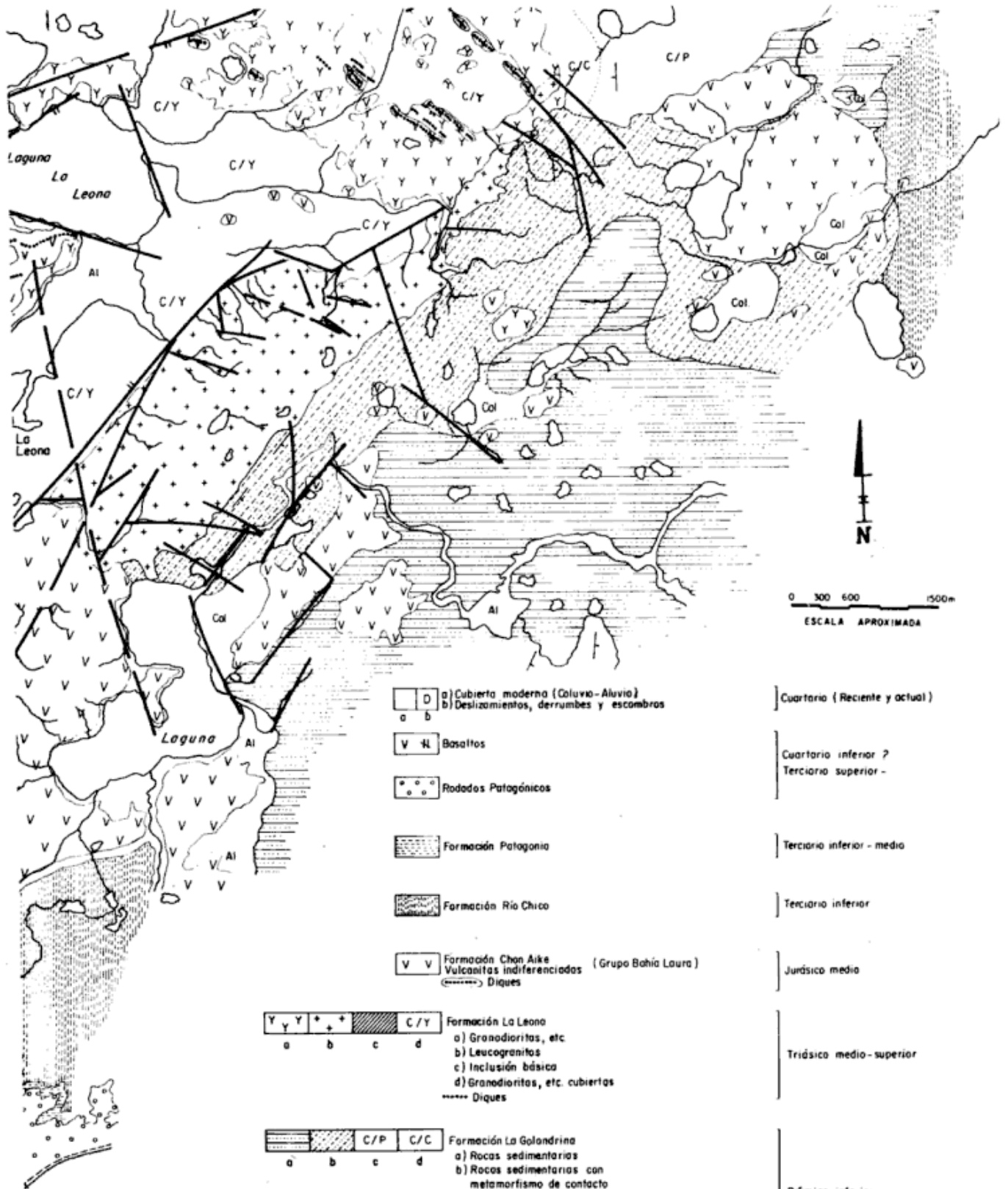


Fig. 1: Mapa de ubicación extraído de Stipanovic et al. (1971).



GEOLOGIA DEL BAJO DE LA LEONA
 Provincia de Santa Cruz

Por Marta Carmen Godeas



D a) Cubierta moderna (Coluvia-Aluvia)
a b b) Deslizamientos, derrumbes y escombros

Cuartario (Reciente y actual)

V W Basaltos

Cuartario inferior 2
Terciario superior -

••••• Rodados Patagónicos

Terciario inferior - medio

▨ Formación Patagonia

Terciario inferior

▩ Formación Río Chico

Terciario inferior

V V Formación Chan Aike (Grupo Bahía Laura)
 Vulcanitas indiferenciadas
 ----- Diques

Jurásico medio

Y Y Y + + C/Y
 a b c d
 Formación La Leona
 a) Granodioritas, etc
 b) Leucogranitos
 c) Inclusion básica
 d) Granodioritas, etc. cubiertas
 ----- Diques

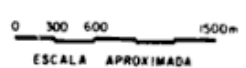
Triásico medio-superior

▨ ▩ C/P C/C
 a b c d
 Formación La Galandrina
 a) Rocas sedimentarias
 b) Rocas sedimentarias con metamorfismo de contacto
 c) Rocas sedimentarias cubiertas
 d) Rocas sedimentarias con metamorfismo de contacto, cubiertas

Pérmico inferior

Fallineamientos

Contacto inferido



co medio también sedimentario de la Formación El Tranquilo.

Genini (1977) efectúa una breve descripción geológica de la zona del Bajo de La Leona y alrededores como parte de la comisión llevada a cabo en el Bajo, para controlar una fotointerpretación preliminar de A. Figueroa.

En 1984 Panza presenta la descripción geológica de las hojas 54 f, Bajo de La Leona y 54 g, Bahía Laura.

Síntesis sobre la estratigrafía del Bajo de La Leona

Las rocas más antiguas de la comarca corresponden a la Formación La Golondrina, constituida por sedimentitas de edad pérmica inferior portadoras de flora de *Glossopteris*; esta flora fue estudiada por Archangelsky (1958 a y b) en el sector sur de la localidad del Bajo de La Leona, y por Arrondo (1972) en la estancia La Juanita, al noroeste del Bajo de La Leona. Estas sedimentitas están representadas por arenitas y conglomerados con muy delgadas intercalaciones pelíticas.

La Formación La Leona (Arrondo, 1972), de edad triásica media a superior (Stipanovic et al., 1971), intruye a la Formación La Golondrina produciendo una aureola metamórfica de contacto. Está constituida por granodioritas, con escasa proporción de granitos, monzodioritas cuarzosas, monzodioritas, dioritas y tonalitas; una notable cantidad de stocks y diques de leucogranitos intruyen a este conjunto.

Siguen en orden decreciente de edad las rocas de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura, Stipanovic, 1957). Litológicamente está representada por tobas riolíticas, ignimbritas y cuerpos y diques de composición riolítica, riodacítica y andesítica. Esta unidad fue datada por Cazeneuve (1965) por el método K/Ar sobre feldespato, y la edad obtenida (160,7 Ma) permitió ubicarla en el Jurásico medio. Una datación solicitada por la autora y realizada por INGEIS (1979) sobre una toba riolítica de la formación Chon Aike arrojó una edad de 270 ± 10 Ma (método K/Ar sobre roca total, que ubicaría a esta formación en el Pérmico inferior a medio. Sin embargo, la evaluación de los datos geológicos confirma la datación de Cazeneuve, es decir que esta formación es posterior a la Formación La Leona. Las tobas afloran como pequeños asomos apoyados sobre esta última, y los cuerpos y diques la intruyen. Esta datación es aislada y carece del control que la vuelve más valiosa en una seriación.

Posterior a esta entidad, se encuentra otra constituida por tobas finas y brecho-

sas, de colores grises, amarillos, rojizos y verdes, atribuida por Di Persia (1955) a la Formación Río Chico de edad paleocena.

Se cita para la comarca en estudio la presencia de Formación Patagonia, que aflora en las inmediaciones de estancia La Golondrina como un delgado banco de tobas finas de coloración gris amarillenta, portadoras de *Ostrea* sp. (R. Viera, comunicación personal). Su edad corresponde al Terciario inferior a medio, y se apoya sobre la Formación Río Chico en aparente concordancia.

Culmina la sucesión en el Cuartario, con basaltos y Rodados Patagónicos.

Se encuentran por último los depósitos de aluvio y coluvio recientes.

A continuación se describirán detalles de las Formaciones La Golondrina y La Leona en la zona estudiada, dada la importancia de las relaciones mutuas para la resolución del problema geológico planteado acerca del carácter intrusivo de la segunda de las nombradas.

Geología de la zona estudiada

A) Formación La Golondrina

El nombre de Formación La Golondrina fue utilizado por Arrondo (1972) basándose en la nomenclatura de Archangelsky (1958, a y b, 1967), quien establece su edad pérmica inferior en base a los niveles plantíferos en los estudios realizados en la zona.

La autora halló en las cercanías del contacto de esta formación con la Formación La Leona un resto fósil vegetal en mal estado de conservación, que fue clasificado por Archangelsky (com. pers.) como restos de una articulada. Azcuy (com. pers.) realizó un análisis palinológico sobre esta muestra, con resultados negativos.

A su vez, Archangelsky (1958 a: 17) menciona el hallazgo de restos vegetales mal conservados, entre los cuales identificó *Glossopteris* y cf. *Sigillaria*, también en la zona del contacto.

Esta entidad aflora en el sector noreste y este del área en estudio. Posee en general coloración gris verdosa a gris amarillenta y rosada, y ocasionalmente gris oscura; las rocas que la integran muestran notable compacidad y las de composición arcósica tienen aspecto de plutonitas.

El rumbo general de las capas es noreste con algunos alabeos locales. Las inclinaciones varían entre 25-30° SE y casi volcadas en el contacto entre la Formación La Golondrina y un leucogranito de la Formación La Leona.

Respecto al espesor de la Formación La Golondrina, al no aflorar techo ni base es imposible obtener un espesor exacto de esta entidad sedimentaria. Se destaca que Chebli et al. (1975) han medido un espesor máximo en el perfil La Juanita de 2.200 m sin alcanzar la base que yace oculta en todos los afloramientos de la comarca.

La Formación La Golondrina está constituida por bancos de espesores variables de arenitas de cuarzo, arenitas arcóscicas, arcosas y arenitas feldespáticas (todas ellas a veces conglomerádicas), conglomerados de matriz arcóscica, y escasísimas pelitas.

La clasificación de las sedimentitas se realizó según Gilbert (en Williams et al., 1968).

Todas estas rocas han sufrido los efectos metamórficos de contacto producidos por las intrusiones, en grados de intensidad que varían de mayor a menor a medida que aumenta la distancia a las mismas. En ocasiones la transformación llega a tal punto que se producen verdaderas cornubianitas, aunque en general se pueden observar aún las texturas relícticas sedimentarias. Es notable la compacidad de las sedimentitas en los sectores de mayor intensidad de metamorfismo.

La aureola metamórfica de contacto tiene un espesor aproximado entre 600 y 1200 metros, aunque puede llegar hasta alrededor de 2.000 metros.

Petrografía

a) Arenitas de cuarzo con metamorfismo de contacto

Macroscópicamente de color gris amarillento a rosado, con abundante cuarzo; muestran aspecto granoso fino a mediano y son muy compactas. A veces tienen hasta 10 % de clastos elipsoidales de cuarzo y cuarcitas, cuyos tamaños máximos oscilan entre 2 y 7 cm en su mayor dimensión.

Microscópicamente la textura es blastopsamítica.

Entre los rasgos sedimentarios relícticos se mencionan:

-**cuarzo**: exhibe notable cataclasis; se ve subanguloso a subredondeado por corrosión.

-**clastos líticos**: más redondeados que los monominerales; en la fracción arena se identifican: agregados policristalinos de cuarzo fino, arenitas de cuarzo, andesitas y esquistos sericíticos.

Entre los rasgos metamórficos se observan:

-porfiroblastos de andalucita y de biotita

desferrizada. La andalucita indica metamorfismo de contacto, y que la misma se formó a expensas de minerales originalmente arcillosos, muy ricos en alúmina, posiblemente presentes en la matriz de la roca. Es notable la presencia de andalucita en las rocas sedimentarias del Pérmico inferior que están en contacto con el stock mayor de leucogranito de la Formación La Leona, produciéndose una faja con este mineral a lo largo de dicho contacto. La andalucita se halla alterada en forma parcial fuerte a total a sericita, arcillas y cuarzo, lo que evidencia metamorfismo retrógrado (Williams et al., 1968).

-base presente en 10-20 %, lo cual indica tendencia hacia las vaques; está constituida por biotita desferrizada y cuarzo. Raramente se encuentran relictos de matriz sericítico - arcilloso - clorítica, en casos reemplazada por biotita secundaria fina de origen metamórfico de contacto.

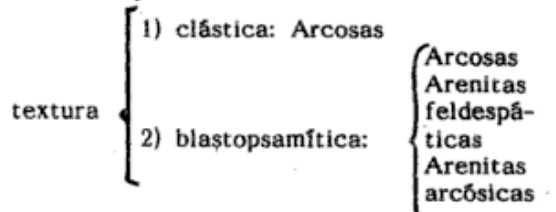
Grado de metamorfismo de contacto: se ubica a estas rocas en la facies cornubianita hornbléndica para asociaciones pelíticas con exceso de sílice (Turner y Vorhoogen, 1960).

Observaciones: la presencia de clastos líticos de sedimentitas indica un ciclo sedimentario prepérmico, mientras que los de metamorfitas y vulcanitas dan idea de sendos ciclos metamórfico y volcánico prepérmicos.

b) Arenitas feldespáticas con metamorfismo de contacto

-**Macroscópicamente** de color gris verdoso, a rosado y gris oscuro; presentan textura clástica y notable compacidad; a veces tienen hasta 5 % de clastos muy redondeados, elipsoidales, con tamaños máximos entre 5 mm y 4 centímetros, de sílice bandeda, cuarzo y plutonitas cataclásticas (leucogranitos, leucogranodioritas y leucotonalitas).

-**Microscópicamente** se encuentra:



1) Clástica

ARCOSAS

Entre los rasgos sedimentarios se mencionan:

-**clastos monominerales**: subredondeados a subangulosos, con notable cataclasis; es común la fusión de los clastos contiguos;

entre ellos se identifican: cuarzo, feldespatos: plagioclasa y feldespato alcalino muy escaso (raramente microclino), biotita granate muy escaso.

-**clastos líticos:** muy escasos, y más redondeados que los monominerales; se han hallado en la fracción arena: andesitas, esquistos cuarzo - plagioclásico - biotíticos, agregados policristalinos de cuarzo fino, esquistos biotítico - cuarzosos, vaques cuarzo - feldespáticas y arenitas de cuarzo con bajo metamorfismo.

-**matriz:** (< 5 %): sericítico - arcillosa - clorítica.

-**cemento** (1 %): cuarzo - limonítico.

Entre los rasgos metamórficos se destaca el reemplazo de mineral máfico de los clastos mayores de leucotonalita por biotita secundaria producto de metamorfismo de contacto.

Observaciones: los clastos líticos de vulcanitas indican un ciclo volcánico prepérmico, mientras que los de metamorfitas dan idea de sendos ciclos metamórfico y sedimentario prepérmicos.

2) Blastopsamítica

ARCOSA, ARENITAS FELDESPÁTICAS, ARENITAS ARCOSICAS

Entre los rasgos sedimentarios relictivos se mencionan:

-**clastos monominerales:** subredondeados a subangulosos, con notable cataclasis; en parte existe fusión de clastos contiguos; entre ellos se encuentran: cuarzo, feldespatos: plagioclasa y feldespato alcalino que puede faltar (raramente microclino), y micas: biotita y muscovita (no siempre presente).

-**clastos líticos:** (5 - 10 %): subredondeados; en la fracción arena se identifican: esquistos cuarzo - biotíticos, andesitas, arenitas de cuarzo, tobas andesíticas, microleucogranitos, esquistos sericítico - biotíticos, esquistos cuarzo - biotítico - muscovíticos, arenitas de cuarzo con bajo metamorfismo, arenitas arcósicas, agregados policristalinos de cuarzo fino, leucotonalitas, leucogranitos, granodioritas, rocas pelíticas, agregados de cuarzo heterogéneo de origen cataclástico, rocas argilizadas, agregados de textura gráfica y pórfiros ácidos.

Entre los rasgos metamórficos se destacan:

-**matriz** parcial a totalmente recrystalizada en cuarzo, feldespato alcalino y biotita, o en biotita sola; la matriz relictiva es sericítico - arcillosa - clorítica.

-**escasísima cordierita** en porfiroblastos.

-biotita secundaria que reemplaza a: biotita de litoclastos de leucotonalita (fracciones arena y mayor) y de granodiorita (fracción arena); biotita clástica; matriz de arenitas de cuarzo y arcósicas (fracción arena); litoclastos de andesitas (fracción arena), y litoclastos de pelitas (fracción arena).

Grado de metamorfismo de contacto: se ubica a estas rocas en la facies cornubianita hornbléndica para asociaciones cuarzo - feldespáticas con exceso de sílice (Turner y Verhoogen, 1960).

Observaciones: los clastos líticos de vulcanitas y plutonitas indican un ciclo magmático prepérmico, mientras que los de sedimentitas y metamorfitas dan idea de sendos ciclos sedimentarios y metamórficos prepérmicos.

c) Cornubianitas

-**Macroscópicamente** de color gris oscuro a pardo claro; su aspecto es granoso fino a sacaroides.

-**Microscópicamente** muestran textura granoblástica; entre los componentes se encuentran: cuarzo, feldespato alcalino, biotita, muscovita, muy escasa y rara andalucita, y motas irregulares de sericita + arcilla.

Grado de metamorfismo de contacto: se ubica a estas rocas en la facies cornubianita hornbléndica, para asociaciones cuarzo - feldespáticas con exceso de sílice (Turner y Verhoogen, 1960).

Observaciones: provienen de metamorfismo de contacto de arenitas feldespáticas y arcósicas.

B) Formación La Leona

En 1972 Arrondo denomina bajo el nombre de Formación La Leona, en la zona de estancia La Juanita, "al plutón (cuerpo intrusivo) que se extiende por varios kilómetros cuadrados, en la zona oeste del área relevada, en las inmediaciones de la estancia La Calandria y varios afloramientos aislados". Más adelante agrega que "los principales afloramientos de esta entidad se desarrollan, además de la zona estudiada en el presente trabajo, en el Bajo de La Leona". Este autor basa su denominación en el trabajo de Archangelsky (1958 a), quien se refiere a las plutonitas como "granito intrusivo de La Leona".

La Formación La Leona aflora en la comarca en estudio desde la estancia La Leona hacia el sur hasta la estancia La Golondrina, manifestándose como un cuerpo mayor que cubre unos 200 km, con forma elongada en sentido noreste, que en líneas

generales se adapta a la estructura de la Formación La Golondrina, roca de caja de la intrusión. La plutonita es maciza, y los contactos con la roca encajante bastante netos.

La composición predominante en el cuerpo mayor corresponde a la de una granodiorita con pasajes en menor proporción a granitos, monzodioritas cuarzosas, monzodioritas, tonalitas y dioritas.

Stipanovic et al. (1971) ubican a las granodioritas de la Formación La Leona en el límite Triásico medio - Triásico superior, basándose en análisis radiométricos por el método Rb/Sr sobre biotita, que indican edades isotópicas entre 169 y 196 Ma.

Petrografía de las granodioritas

-Macrocópicamente de tono gris verdoso a gris rosado, rosa grisáceo, gris y rosa, con textura granosa mediana a gruesa.

-Microscópicamente la textura es granosa inequigranular hipido a alotriomorfa mediana a gruesa; se advierten como variaciones locales textura porfiroide y porfírica, y raramente orientación.

Entre los componentes principales se encuentran cuarzo, andesina sódica a media, feldespato alcalino, hornblenda, biotita y muy raro clinopiroxeno. Los minerales accesorios están representados por apatita, mineral opaco, titanita, allanita y turmalina.

Es común observar que la hornblenda está reemplazada por biotita fina en parches, dando por momentos el aspecto de una textura de reemplazo hidrotermal. Sin embargo, se interpreta esta textura como magmática, ya que en muchos casos se ven restos de un clinopiroxeno en pasaje parcial a hornblenda en cristales pequeños entrelazados, y ésta a su vez en pasaje a biotita; a todo el conjunto se asocia abundante mineral opaco como producto de la transformación. En casos el clinopiroxeno se ha transformado totalmente y quedan la hornblenda y la biotita en la disposición descripta junto al mineral opaco.

Hornblenda y biotita suelen asociarse junto con mineral opaco.

En la granodiorita se hallan algunos xenolitos elípticos, de color gris oscuro, cuya mayor dimensión varía entre 5 y 50 centímetros; consisten en dos tipos litológicos: esquistos cuarzo - plagioclásico - biotíticos, a veces con o sin hornblenda y muscovita, y porfirios riódacíticos.

Es común además la presencia de inclusiones básicas, cuyo aspecto se asemeja al de los xenolitos en tamaño y color. El estudio microscópico permite ver una textura porfiroide, con megacristales de andesina

sódica a media y raramente biotita y cuarzo. La base está formada por andesina sódica a media, biotita, cuarzo, hornblenda y a veces feldespato alcalino; este último se encuentra solo o englobando poikilíticamente a los demás componentes de grano fino.

Al examinar el contacto entre las inclusiones básicas y la granodiorita, se ve que existe aporte metasomático de esta última sobre las primeras, evidenciado por los megacristales de plagioclasa, biotita y cuarzo. A su vez, hay aporte metasomático de las inclusiones básicas sobre la granodiorita, que se manifiesta por digitaciones de biotita y hornblenda finas intergranulares. Como se mencionó con anterioridad, el feldespato alcalino en el contacto aparece límpido en el sector correspondiente a la roca hospedante, y en parte incluye poikilíticamente a la plagioclasa, hornblenda y biotita en la porción correspondiente a las inclusiones básicas.

Resulta dificultoso dilucidar qué origen tienen las inclusiones básicas en la comarca en estudio. Las evidencias texturales sugieren que se trataría de relictos de material más básico con asimilación mutua parcial a total y que las inclusiones básicas ya existían como tales antes de finalizar la cristalización del líquido magmático. Esto último estaría apoyado por la presencia de venillas de granodiorita cortando a una inclusión básica de gran tamaño que se halla en el borde de la laguna La Leona.

Leucogranitos

En el área del Bajo de La Leona, parte de los leucogranitos forman un stock principal aproximadamente rectangular ubicado al sureste de la laguna La Leona; se trata de un stock macizo de rumbo noreste, y sus dimensiones alcanzan 5 km en su mayor longitud por 1,5 km en su ancho máximo. Su borde oriental está en contacto con la Formación La Golondrina, a la que intruye. En el extremo norte, el stock principal intruye a la granodiorita. Dos apófisis, una al norte y otra al sur del stock principal, de grano más fino, y un filón capa pegmático de feldespato potásico y cuarzo, que se introduce concordantemente en la Formación La Golondrina, son prolongaciones de este stock principal.

Se advierte además que la granodiorita de la Formación La Leona está intruída por numerosos stocks pequeños (a veces no mapeables por su reducida dimensión) y por diques de leucogranito más fino a aplítico, asociadas genéticamente con el stock mayor de leucogranito; los stocks pequeños resaltan notablemente como for-

mas positivas en el relieve más chato de la granodiorita.

También relacionada con los leucogranitos existe una fase pegmatítica evidenciada por reventones de cuarzo y/o cuarzo más feldespató alcalino en la granodiorita, a las que se asocia a veces mineralización representada por minerales de cobre.

Respecto a la edad del stock principal de leucogranito, una datación solicitada por la autora y realizada por INGEIS (1979) por el método K/Ar sobre roca total arrojó una edad de 350 ± 10 Ma, lo que correspondería a Devónico superior - Carbónico inferior. Sin embargo, los datos geológicos evaluados permiten deducir que el stock principal de leucogranito es post pérmico y posterior a la granodiorita de la Formación La Leona, al igual que los stocks pequeños y diques. La datación radiométrica es una sola, y por lo tanto carece del control que es más valioso en una seriación; esta datación contrasta a su vez con los datos obtenidos por M. Márquez (com. pers.) que confirman los datos geológicos mencionados.

Petrografía del stock principal de leucogranito

-**Macroscópicamente** la coloración varía entre rosa claro, gris amarillento y amarillento; la textura es granosa mediana a gruesa.

-**Microscópicamente** se ve textura granosa alotriomorfa mediana a gruesa.

Los componentes principales corresponden a cuarzo, feldespató alcalino, plagioclasa (albita cálcica a oligoclasa cálcica), muscovita y biotita. Los minerales accesorios son circón, apatita, turmalina y rutilo.

El stock principal de leucogranito posee minerales típicos de metamorfismo de contacto en la zona ubicada en el contacto con la Formación La Golondrina; estos minerales son andalucita y granate, presentes en muy escasa proporción. Según Williams et al. (1968) la presencia de estos constituyentes "anormales" puede significar contaminación del magma granítico por asimilación y desmembramiento de contactos convertidos en cornubianitas. En el Bajo de La Leona existe por lo tanto un proceso de mezcla de pequeña envergadura en la zona del contacto del stock principal de leucogranito con la Formación La Golondrina.

En este stock principal se halló un enjambre de vetas de cuarzo lechoso, de rumbo variable entre 100° y 120° , y espesores entre 0,35 y 1,70 metros; el enjambre abarca un ancho de 600 metros.

Se observan reventones de cuarzo lechoso en la Formación La Golondrina, en las cercanías del contacto con el stock principal de leucogranito. Se considera que los mismos se relacionan con el stock.

Los stocks pequeños y diques tienen también composición leucogranítica, aunque ocasionalmente pasan a granodioritas y tonalitas.

a) Diques

Adoptan espesores variables entre unos pocos centímetros y 40 - 50 centímetros. Los rumbos y corridas son también variables, y muchos de ellos sobresalen en el relieve chato de la granodiorita.

Petrografía de los diques

-**Macroscópicamente** la coloración varía entre rosa, rosa anaranjado y rosa grisáceo; el grano es mediano a fino, excepcionalmente sacaroide.

-**Microscópicamente** la textura es granosa alotriomorfa, en casos gráfica y porfiroide.

Entre los componentes principales se hallan feldespató alcalino, cuarzo, albita cálcica a oligoclasa cálcica, biotita y raras hornblenda y muscovita. Los minerales accesorios corresponden a apatita y circón, y en casos hay turmalina, titanita, rutilo y allanita.

Los diques tienen contactos netos con la granodiorita, notándose a veces un pequeño borde de enfriamiento.

A los diques se asocia mineralización de cobre y molibdeno. En general, la mineralización se presenta como relleno más interno de los diques; consiste en agregados de cuarzo de grano grueso o de cuarzo y feldespató (ambos de grano grueso) con calcosina y minerales oxidados de cobre y/o molibdenita. Otras veces se encuentra piritita fina diseminada en los diques, con calcopiritita y minerales oxidados de cobre. Los diques poseen frecuentemente pátinas de minerales oxidados de cobre.

b) Stocks pequeños

Los stocks pequeños de leucogranito poseen los mismos caracteres petrográficos que los diques, aunque en general el tamaño de grano es ligeramente mayor que el de los diques y la composición puede llegar a leucogranodiorítica y leucotonalítica. Coinciden también las texturas (se incluye porfirica) y las proporciones aproximadas de los minerales componentes.

Los stocks, de formas redondeadas o ligeramente elongadas, pueden tener contactos netos con la granodiorita, aunque en general son difusos.

A veces se asocian minerales oxidados de cobre a los stocks pequeños.

En casos los stocks pequeños muestran textura porfirica y en otros estructura bandeada.

La diferencia entre el stock principal y los cuerpos menores (stocks pequeños y diques) reside en que el primero es de grano mucho más grueso y muestra mayor alteración de los feldespatos.

El mayor tamaño de grano del stock principal indica cristalización más lenta que la de los stocks pequeños y diques, los que en general tienen grano más fino, a veces también sacaroide. Sin embargo se considera que todas las intrusiones leucograníticas pertenecen al mismo ciclo magmático; diques y stocks pequeños son algo posteriores al stock principal de leucogranito, ya que este último está cortado por algunos diques en su parte media.

Alteración hidrotermal en la Formación La Leona

Después de un exhaustivo estudio de las rocas del área del Bajo de La Leona se deduce que existen evidencias de alteración hidrotermal.

Las mismas están representadas por dos procesos principales que afectan a los leucogranitos, dando texturas típicas pero con intensidad calificable como incipiente. Los dos procesos son:

1) Turmalinización: Se evidencia como turmalina en venillas que "inundan" a los leucogranitos.

2) Presencia de agregados intergranulares de feldespato alcalino, o de feldespato alcalino + cuarzo + biotita, o de biotita.

Estos agregados avanzan sobre el feldespato alcalino magmático, y, en contraste con este último que en general está afectado por alteración argílica, son notablemente límpidos. También estos agregados pueden afectar a la plagioclasa.

Además cabe destacar que las rocas de caja de las vetas de las minas Tres Cerros, La Leona y Angela muestran un intenso desarrollo de alteración sericitica de grano grueso.

Mineralización en el Bajo de La Leona

La mineralización del Bajo de La Leona ha sido fundamentalmente estudiada en las minas Tres Cerros y La Leona (Angelelli, 1942; Catalano, 1943; Quiroga, 1965; Valania, 1966; Honnorez - Guerstein, 1971). Actualmente el lic. M. Márquez está ejecutando un trabajo de detalle en un sector

mineralizado con vetas de cobre dentro del área en estudio.

La mineralización se asocia a la granodiorita y a los leucogranitos de la Formación La Leona, y a elementos de la Formación Chon Aike. Se presenta en vetas y escasamente como diseminación.

Según los estudios llevados a cabo por Svetliza (1981) sobre treinta muestras colectadas por la autora, entre los minerales opacos predominan sulfuros, que por orden de abundancia son: calcopirita, pirita, covelina, digenita, bornita, molibdenita y galena. Existen óxidos e hidróxidos tales como hematita, magnetita y "limonitas". Entre los elementos nativos se encuentran oro nativo (?) y/o electrum (?). Por último se observan pátinas de minerales oxidados de cobre (malaquita y escasísima azurita), los que además se hallan impregnando pórfiros ácidos de la Formación Chon Aike, y stocks pequeños de leucogranito y reventones pegmatoides de cuarzo o de cuarzo + feldespato, ambos como intrusiones dentro de la granodiorita de la Formación La Leona.

La calcopirita, pirita, bornita, molibdenita y galena se consideran minerales primarios, y se desarrollan texturas de reemplazo entre algunos de ellos y los minerales de enriquecimiento secundario tales como covelina y digenita; estos dos últimos se distribuyen formando un reemplazo a lo largo de los límites de los granos de calcopirita y bornita u originando un reemplazo en vena donde las venillas y microvenillas poseen bordes irregulares y sinuosos disponiéndose en microfracturas y planos de debilidad de los minerales hipogénicos.

En sectores, la bornita constituye una textura mirmequítica con la calcopirita.

Los óxidos están frecuentemente diseminados en ganga lo mismo que los elementos nativos.

De acuerdo a las texturas observadas se interpreta que los minerales de Fe, Cu y Pb se originarían por desmezclas de soluciones sólidas a una determinada presión y temperatura. Esta última se podría dar como moderada a baja, teniendo en cuenta la paragénesis mineralógica y el modo de yacencia de los minerales de mena, es decir en el rango comprendido entre meso y epitermal (150 - 400° C), coincidiendo Honnorez - Guerstein (1971).

Respecto a la molibdenita, sería necesario el estudio de mayor cantidad de secciones pulidas para determinar con precisión su origen. Honnorez - Guerstein (1971) cita la presencia del sulfuro de molibdeno en vetas de cuarzo.

Las formas en que se presenta la mineralización descripta son las siguientes:

Formación La Leona

a) En la granodiorita

-venillas: calcopirita - covelina - calcosina - digenita - bornita - "limonitas".

-diseminado: magnetita - oro nativo (?) y/o electrum (?) - molibdenita - galena - goethita - rutilo - pirita - hematita.

-agregados diseminados: calcopirita - "limonitas" - goethita - hematita - rutilo - pirita - digenita - calcosina - covelina.

-agregados masivos: calcosina - covelina - "limonitas" - calcopirita - bornita.

A esta mineralización suele asociarse malaquita.

Se presentan además abundantes reventones pegmatoides de cuarzo y de cuarzo + feldespato, a los que se asocia malaquita como impregnación.

b) En los leucogranitos

1) En diques y stocks pequeños:

-venillas: hematita - "limonitas" - pirita - calcopirita - digenita - covelina.

-diseminado: "limonitas" - pirita - rutilo - oro nativo (?) y/o electrum (?) - galena.

-agregados: molibdenita - calcopirita - covelina - "limonitas" - magnetita - hematita - digenita.

En todos los casos puede haber impregnación con malaquita y azurita.

2) En el stock principal:

Venillas de especularita, en vetas de cuarzo lechoso pegmatoides.

c) En pórfiros ácidos de la Formación Chon Aike

-agregados: covelina normal y blaubleibender, digenita y bornita, y abundante impregnación con malaquita.

La mineralización del Bajo de La Leona se considera como de origen hidrotermal, relacionada tentativamente con la etapa póstuma del ciclo gondwánico, y con las intrusiones leucograníticas de la Formación La Leona.

La mineralización diseminada es muy escasa en superficie, aunque no se descarta su presencia a mayor profundidad.

La presencia de mineralización en la Formación Chon Aike es de origen secundario y se explica como una removilización de la mineralización primaria que afecta a la Formación La Leona.

En la zona de mina Tres Cerros, Viera (com. pers.) halló metathorbernita en diáclasas en la granodiorita.

Discusión sobre la composición de los clastos de la Formación La Golondrina

Los clastos de la Formación La Golondrina no provienen de la Formación La Leona; esta afirmación se basa en las observaciones que se detallan a continuación.

Los clastos de plutonitas de la Formación La Golondrina son leucotonalitas, leucogranodioritas y leucogranitos. Si bien entre las rocas componentes de la Formación La Leona figuran también estos tipos litológicos se encuentra que:

a) Los clastos de la Formación La Golondrina tienen notable cataclasis; las rocas de la Formación La Leona sólo exhiben esporádicamente cataclasis tenue.

b) En algunos clastos plutónicos de la Formación La Golondrina existen signos de metamorfismo de contacto, dado por el reemplazo del mineral máfico original por biotita secundaria.

c) Los clastos plutónicos de la Formación La Golondrina poseen minerales máficos distintos de los de las plutonitas de la Formación La Leona. En los clastos se encuentra biotita, y a veces muscovita. En las plutonitas triásicas se halla biotita y hornblenda, a veces con clinopiroxeno, en las granodioritas; en los leucogranitos hay muscovita y/o biotita en el stock principal, y biotita (muy rara muscovita) en diques y stocks pequeños.

d) No se observó microclino en los clastos plutónicos ni en la granodiorita de la Formación La Leona; sólo se lo encuentra raramente en los leucogranitos de dicha formación.

e) Las tonalitas del cuerpo intrusivo de la Formación La Leona son distintas de las halladas como rodados en la Formación La Golondrina. Las primeras muestran grano más fino, las plagioclasas son euhedrales y se encuentran suborientadas, y no tienen muscovita; las proporciones de los minerales son las siguientes:

	Clastos	Formación La Leona
Plagioclasa	60 - 65 %	55 %
Cuarzo	25 - 30 %	15 %
Feldespato	5 %	no hay
Hornblenda	no hay	20 %
Biotita	(+ muscovita) 5 %	10 %
Cataclasis	notable	muy leve

f) Las granodioritas de la Formación La Leona tienen las siguientes diferencias con las de los clastos de la Formación La Golondrina:

	Clastos	Formación La Leona
Cuarzo	25 - 30 %	15 - 25 %
Feldespato	20 - 30 %	25 - 50 %
Plagioclasa	40 %	25 - 35 %
Biotita	5 - 10 %	(+ hornblenda) 5 - 10 %
Hornblenda	no hay	(+biotita) 5 - 10 %
Cataclasis	notable	tenue

g) Para los granitos, las diferencias son:

	Clastos	Formación La Leona
Cuarzo	20 %	30 - 40 %
Feldespato	50 %	45 - 50 %
Plagioclasa	20 %	10 - 20 %
Muscovita	(+ biotita) 10 %	1 - 5 %
Biotita	con muscovita	rara (<< 5 %)
Cataclasis	notable	tenue

h) En la granodiorita existe a veces clinopiroxeno, en los clastos plutónicos no hay.

i) Las texturas en las rocas de la Formación La Leona son granosas, porfiroides y porfíricas, en los clastos plutónicos sólo granosas.

La presencia de clastos de rocas plutónicas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas en la Formación La Golondrina indica que anteriormente a dicha formación existieron un ciclo volcánico mesosilícico, un ciclo de sedimentación, un ciclo plutónico ácido y un ciclo metamórfico, todos de edad prepérmica.

En el área de estancia La Juanita, que la autora tuvo oportunidad de observar en el campo y en el laboratorio, la litología, la cataclasis y la composición de los clastos líticos de la Formación La Golondrina coinciden notablemente con los hallados en la zona del Bajo de La Leona.

Sin embargo, en el Bajo de La Leona no se observan muscovita ni microclino en los granitos de los clastos líticos, como ocurre en estancia La Juanita. Es decir, en el Bajo de La Leona los clastos de la Formación La Golondrina son leucogranitos, leucogranodioritas y leucotonalitas con cataclasis; en la estancia La Juanita dichos

clastos son granitos cataclásticos con muscovita y microclino.

En la Formación La Leona en estancia La Juanita no existen verdaderos granitos (Chebli et al. 1975), se asimilan los rodados de la Formación La Golondrina con la litología de estancia Tres Hermanas. Esto no puede deducirse en el Bajo de La Leona.

Estructura

Las rocas intrusivas de la Formación La Leona se pueden incluir dentro de lo que Turner y Verhoogen (1960) describen como rocas ígneas intrusivas de la Clase 2.

Este tipo de rocas, de carácter uniforme y masivo, tiene contactos netos que cortan transversalmente la estructura de las rocas de caja. Las zonas de migmatitas son poco conspicuas o están ausentes. Hay poca evidencia directa de intercambio de material a través de los contactos. Las rocas de caja de las plutonitas de la Clase 2 se presentan típicamente convertidas en cornubianitas por metamorfismo de contacto, cuyo grado está claramente relacionado con la proximidad con el granito.

Según estos mismos autores, existe un acuerdo general en que las profundidades someras favorecen el desarrollo de granitos transgresivos no foliados.

Estas características son coincidentes con las de las rocas de la Formación La Leona, excepto que en el Bajo de La Leona los contactos no cortan transversalmente la estructura de las rocas de caja.

En el área del Bajo de La Leona la granodiorita y los leucogranitos han producido aureolas metamórficas. Si bien no se encontraron diques de leucogranito en la Formación La Golondrina, hay vetas y reventones a veces irregulares de cuarzo lechoso estéril o con limonitas, similares a las ubicadas en la parte correspondiente al contacto con el stock principal de leucogranito, que cortan a la Formación La Golondrina.

Además, las plutonitas de la Formación La Leona responden por sus caracteres a lo que Badgley (1965) define como plutones de mesozona.

En ellas se observa que:

1. El metamorfismo de contacto alcanza hasta facies cornubianita hornbléndica con formación de andalucita.
2. Existe concordancia general con la roca de caja.
3. La granitización está ausente en la roca de caja.

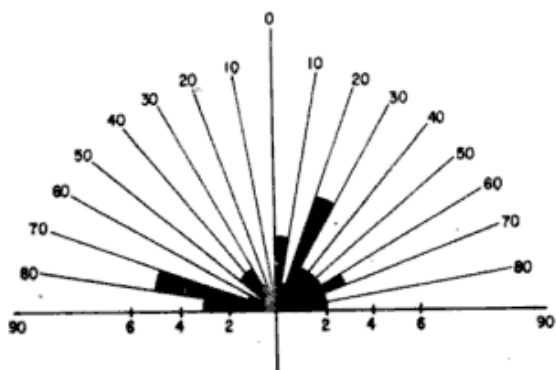


Fig. 3: Diagrama de frecuencia de diaclasas N20°-30°E y N70°-80°O.

4. Los contactos son generalmente netos, y están ausentes las facies de borde de enfriamiento en el sentido de textura afanítica.

5. La aureola metamórfica de contacto está bien desarrollada.

6. Se hallaron estructuras primarias de flujo muy escasas y sólo localmente (que indica movimiento de magma viscoso).

7. No se encuentran evidencias mayores de intrusión forzada.

8. El mecanismo de emplazamiento pudo haber incluido empuje de las paredes hacia los costados y menor actuación de socavamiento (stopping) magmático.

9. Se considera que estas plutonitas son post-tectónicas.

Las fracturas marcadas en el mapa geológico representan fotolineamientos.

Los principales cursos secos de agua siguen la orientación de fracturas, al igual que las numerosas lagunas que se disponen según fracturas preexistentes.

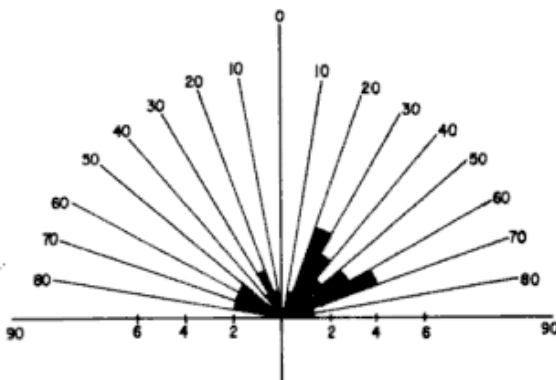


Fig. 4: Diagrama de frecuencia de fracturas mayores N20°-30°E y N60°-70°E.

En el área del Bajo de La Leona existen dos juegos de fracturas mayores de rumbo predominante noreste, con valores según N70°E y N30°E.

El Bajo de La Leona propiamente dicho está limitado por dos fracturas importantes: una de rumbo N65-70°E, que corre al norte de la laguna homónima, y otra de rumbo N40°E, que está ubicada al sur de la laguna y pone en contacto al stock principal de leucogranito en parte con la granodiorita en el bajo. Se considera que el bajo es una depresión de origen tectónico. En la profundización y ensanchamiento del bajo intervienen otros factores tales como meteorización física y química, remoción en masa, lavaje en mantos y acción fluvial, mientras que la acción eólica, a través del proceso de deflación, es el principal factor en la remoción del material suelto.

Las márgenes de la laguna La Leona coinciden con fracturas, que otorgan a la depresión una forma aproximadamente triangular.

El stock principal de leucogranito es concordante con la estructura de la Formación La Golondrina, y en los extremos oeste y sur presenta contactos de falla con la granodiorita. El emplazamiento concordante indica que la intrusión fue favorecida por la estructura preexistente.

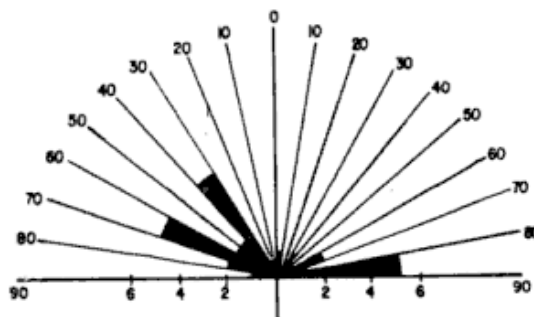


Fig. 5: Diagrama de frecuencia de diques N30°-40°O, N60°-70°O y N80°-90°E.

y N65°O, y los diques N30°O, N65°O y E-O. Estos datos coinciden con los obtenidos por Catalano (1943) y Valania (1966).

El análisis de los diagramas de frecuencias permite obtener datos interesantes. De ellos se deduce que la mayor frecuencia en los rumbos de diaclasas se da para los valores de N20-30°E y N70-80°O; en fracturas mayores para los valores de N20-30°E y N60-70°E; en diques para N30-40°O, N60-70°O y N80-90°E, y en vetas y venillas con mineralización en N50-60°O, N60-70°O, N70-80°O y N80-90°O (figs. 3 a 6).

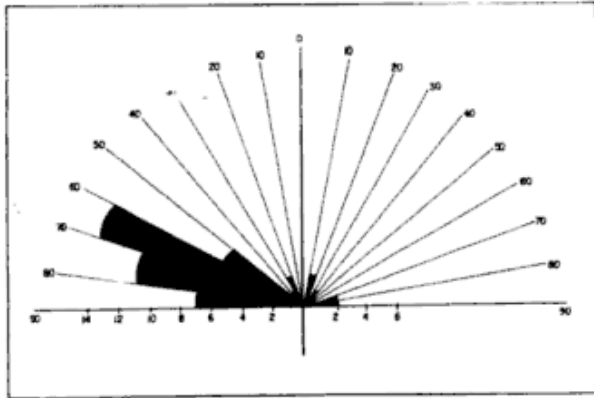


Fig. 6: Diagrama de frecuencia de vetas y venillas.

De la comparación de los gráficos entre sí, surge que las vetas y diques son en parte relleno de diaclasas, y que parte de las diaclasas son producto de los mismos esfuerzos que produjeron las fracturas mayores.

Conclusiones

1- Tanto el stock principal de leucogranito como la granodiorita de la Formación La Leona son intrusivos en las sedimentitas de la Formación La Golondrina, produciendo aureola metamórfica cuya facies alcanza cornubianita hornbléndica.

2- El carácter intrusivo del leucogranito está dado por:

- una aureola metamórfica de contacto con formación de andalucita; este mineral está restringido en su ubicación a lo largo del contacto de las sedimentitas pérmicas con el stock principal de leucogranito.
- la recristalización de minerales sedimentarios (cuarzo, sericita y arcillas).
- el aporte de porfiroblastos de cuarzo por parte del leucogranito.
- la turmalinización y muscovitización de la matriz de las arenitas.
- la presencia de reventones y algunas vetas de cuarzo lechoso pegmatoides en las sedimentitas cercanas al contacto.
- la existencia de un filón capa pegmático (cuyo techo solamente es visible) que intruye concordantemente la capas de la Formación La Golondrina, y que se considera relacionado con el leucogranito.
- la mayor inclinación de los bancos de las sedimentitas en las cercanías del contacto (tienen menor inclinación

alejándose del contacto y están verticales casi volcadas sobre el mismo).

3- El carácter intrusivo de la granodiorita está dado por la formación de verdaderas cornubianitas granoblásticas de cuarzo - feldespato alcalino - biotita con destrucción total de las texturas originales de las sedimentitas. En los efectos de menor intensidad, se formaron biotita y feldespato alcalino en la matriz de las sedimentitas.

4- La mineralogía y petrografía de los rodados plutónicos de la Formación La Golondrina permiten afirmar que los mismos no pertenecen a la Formación La Leona sino a un ciclo plutónico prepérmico.

5- Los rodados de vulcanitas, sedimentitas y metamorfitas de la Formación La Golondrina se atribuyen a sendos ciclos de edad prepérmica. Se considera que estos rodados fueron redepositados, ya que contrasta su notable redondez con los clastos monominerales mucho más angulosos de las arenitas y de la matriz de los conglomerados.

6- Se considera que la aureola metamórfica de contacto en las sedimentitas fue formada en principio por la intrusión de la granodiorita. La posterior intrusión del leucogranito aportó además parte de la temperatura para la aureola.

7- Se amplía el ciclo magmático triásico medio a superior de estancia La Juanita hasta el Bajo de La Leona (con la presencia de leucogranitos en este último caso), como así también su relación intrusiva con la Formación La Golondrina. Esto surge de la comparación geológica de ambas áreas.

8- Las inclusiones básicas se consideran como relictos de material más básico que se encontraba en el magma antes que éste cristalizara. Esto está apoyado por la presencia de venillas de granodiorita que cortan a la inclusión básica grande del borde de la Laguna La Leona, y por el intercambio mutuo entre inclusiones básicas y roca hospedante.

9- La mineralización se vincula tentativamente con la actividad tardía del ciclo gondwánico.

10- Se propone la formación en profundidad de un magma intermedio, que se diferenció lentamente por fraccionamiento modificado por asimilación. Por momentos los esfuerzos diastróficos habrían movido el magma hacia la superficie y ayudado a su emplazamiento. Después del emplazamiento de la granodiorita, se produce otro movimiento diastrófico que permite el emplazamiento de los leucogranitos, originándose un hiato magmático de corto valor entre ambos cuerpos.

11- Se encuadra a las plutonitas estudiadas entre las rocas ígneas intrusivas de la Clase

2 (Turner y Verhoogen, 1960) y de los plutones de mesozona (Badgley, 1965).

Agradecimientos

Deseo agradecer al Dr. Roberto Caminos, Director del presente Trabajo de Tesis Doctoral, por la orientación y corrección del mismo. Al Servicio Minero Nacional y al Plan Patagonia Comahue, por intermedio de sus autoridades: dr. Oscar Reverberi, entonces Director del Servicio, y dr. Pedro Alcántara, Jefe de Area del Plan en Comodoro Rivadavia, por brindarme las posibilidades materiales para la ejecución del trabajo. Al sr. Olaf Fjell y a la sra. María de Passarone, dueños de las estancias La Golondrina y La Leona respectivamente, por su cálida hospitalidad. A los colegas Juan Carlos Gómez, Hugo Pezzuchi y Carlos Fernández Jalle, por su colaboración en las tareas de campo. A la lic. Norma Pezzutti, dr. Eduardo Llambías, dra. Beatriz Coira y dr. César Fernández Garrasino, por las valiosas sugerencias aportadas. A las autoridades del Servicio Minero Nacional por la autorización para publicar este trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- ANGELELLI, V., 1942. El yacimiento cuprífero de Tres Cerros. Depto. Deseado. Territorio de Santa Cruz. Dir. Nac. Geol. Minería, Nº 34, (inéd.), Bs. As.
- _____, 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos. Rev. del Inst. Nac. de Inv. de las Cs. Nat., Cs. Geol., 2: 326-327, Bs. As.
- ARCHANGELSKY, S., 1957a. Las Glossopterídeas del Bajo de La Leona (Santa Cruz). Asoc. Geol. Arg., Rev. 12 (3): 135-164, Bs. As.
- _____, 1957b. Sobre la flora de Glossopteris del Bajo de La Leona, Santa Cruz, Patagonia. *Ameghiniana*, 1 (3): 42-43, Bs. As.
- _____, 1958a. Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). *Acta Geol. Lilloana*, 2: 5-133 (56 láminas), Tucumán.
- _____, 1958 b. "Eremopteris Golondrinensis". Nueva especie de la Serie La Golondrina, Bajo de La Leona. Santa Cruz. *Acta Geol. Lilloana*, 2: 285-289 (3 láminas), Tucumán.
- _____, 1960. Lycopsidea y Sphenopsida del Paleozoico superior de Chubut y Santa Cruz, Patagonia. *Acta Geol. Lilloana*, 3: 21-36 (11 láminas), Tucumán.
- _____, 1965. Tafofloras paleozoicas y mesozoicas de Argentina. *Bol. Soc. Arg. Bot.*, 10 (4): 247-291.
- _____, 1967. Estudio de la Formación Baqueró. Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Museo de La Plata (Nueva Serie). Paleont.* Nº 32 - 5: 63-171, La Plata.
- _____ y O. G. ARRONDO, 1967. The Permian Taphofloras of Argentina. With some considerations about the presence of "Northern" elements and their possible significance. *Simp. Int. Est. y Paleont. Gondwana, Mar del Plata*.
- _____ y E. De la Sota, 1960. Contribución al conocimiento de las Filices pérmicas de Patagonia Extraandina. *Acta Geol. Lilloana*, 3: 85-126 (7 láminas), Tucumán.
- ARRONDO, O. G., 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de Estancia La Juanita y alrededores. Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Museo de La Plata (Nueva Serie). Paleont.* Nº 43 7: 1-194 (8 láminas), La Plata.
- BADGLEY, P. C., 1965. Structural and tectonic principles. Harper & Row, New York, Evanston & London; John Weatherhill, Inc., Tokyo.
- CATALANO, L., 1943. Yacimientos minerales de Cu y Mo de Deseado, Territorio Nacional de Santa Cruz. Minerales cupríferos de Tres Cerros. Dir. Gral. Fab. Mil. Nº 41, (inéd.), Bs. As.
- CAZENEUVE, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia) por el método de potasio-argón. *Ameghiniana*, 4 (5): 156-158, Bs. As.
- CHEBLI, G. A., J. GEBHARD y M. MENZEL, 1975. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la Estancia La Juanita y alrededores (departamento Deseado, provincia de Santa Cruz). VI Cong. Geol. Arg., Actas. 1: 357-373, Bs. As.
- COMPAÑIA FERROCARRILERA DE PETROLEO, 1943. Sobre los yacimientos de Pb y Zn del Lago Fontana y de Cu de La Leona, (inéd.), Bs. As.
- CRIADO ROQUE, P., 1953. Reconocimiento geológico de la zona Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. YPF, (inéd.), Bs. As.
- DE GIUSTO, J. M., 1954. Informe Preliminar. Reconocimiento geológico de la zona Florida Negra, Territorio Nacional de Santa Cruz. YPF, (inéd.), Bs. As.
- _____, 1956. Informe geológico preliminar de la zona Estancia Vaqueró - Estancia Roca Blanca (Magallanes, Patagonia). YPF, (inéd.), Bs. As.
- _____, C. A. DI PERSIA^a y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado. *Acad. Nac. de Ciencias*, 2: 1389-1430, Córdoba.
- DE LA SOTA, E. R. y S. ARCHANGELSKY, 1962. Dos nuevas especies de *Asterotheca* de la Serie Triásica "El Tranquilo", prov. de Santa Cruz. *Ameghiniana*, 2 (7): 113-119, Bs. AS.
- DI PERSIA, C., 1955. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte del Territorio de Santa Cruz al sud del Río Deseado. Segunda Campaña. YPF, (inéd.), Bs. As.
- FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Tomos I, II y III. Dir. Gral. de YPF, Bs. As.
- GENINI, A., 1977. Informe preliminar. Proyecto 19 NK - La Leona. Plan Patagonia Comahue, (inéd.), Comodoro Rivadavia.
- GODEAS, M. C., 1982. Geología del Bajo de La Leona, provincia de Santa Cruz. Con especial referencia a las relaciones de contacto entre las Plutonitas de La Leona, provincia de Santa Cruz. Con especial referencia a las relaciones de contacto entre las Plutonitas de La Leona (Formación La Leona) y la Formación La Golondrina, y los fenómenos de mineralización. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inéd.), Bs. As.

- HERBST, R., 1965. La flora de la Formación Roca Blanca, prov. de Santa Cruz, Patagonia. Con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana*, 12: 7-101 (4 láminas), Tucumán.
- HONNOREZ - GUERSTEIN, B. M., 1971. Betekhtinite and Bi-Sulphosalts from de Copper Mine of "La Leona" (Argentina). *Mineral. Deposita*, 6: 111-121, Berlín.
- KEJNER, M., 1970. Prospección geoquímica táctica realizada en el paraje denominado Bajo de La Leona. *Dir. Nac. Geol. Minería*, Nº 1040, (inéd.), Bs. As.
- LESTA, P., 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. *III Jorn. Geol. Arg. Actas*, 1: 251-289, Bs. As.
- _____ y R. FERELLO, 1969. Informe preliminar sobre las posibilidades petrolíferas de la porción occidental de las provincias de Chubut y Santa Cruz (Zona Norte). *YPF*, (inéd.), Bs. As.
- _____ y R. FERELLO, 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. *Acad. Nac. de Ciencias, Centenario de su fundación*, 601-653, Córdoba.
- OVERSEAS TECHNICAL COOPERATION AGENCY, 1964. Report on the investigation of ore deposits in Argentina. *Japón*.
- PAGES, C. S., 1951. Estudio de yacimientos diversos de la Patagonia. *Dir. Gral. Fab. Mil.*, (inéd.), Bs. As.
- PANZA, J. L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54 f, Bajo de La Leona, y 54 g, Bahía Laura. Provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional*, (inéd.), Bs. As.
- QUIROGA, J. P., 1965. Informe geológico-económico expeditivo sobre la mina "La Leona" (Cobre), provincia de Santa Cruz, con detalle de la zona del pique. *Inst. Nac. Geol. Min.*, Nº 1030, (inéd.), Bs. As.
- SEGAL DE SVETLIZA, S., 1981. Informe calcográfico de muestras del Bajo de La Leona, (inéd.), Bs. As.
- STIPANICIC, P. N., 1957. El Sistema Triásico en Argentina. *XX Cong. Geol. Int., Secc. II*, 73-112, México.
- _____, R. TOUBES, J. P. SPIKERMANN y M. HALPERN, 1971. Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (República Argentina). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVI (4): 459-467, Bs. AS.
- SUERO, T., 1961. Paleogeografía del Paleozoico superior en la Patagonia (República Argentina). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XVI (1-2): 35-42, Bs. As.
- _____ y P. CRIADO ROQUE, 1955. Descubrimiento del Paleozoico superior al oeste de Bahía Laura (Terr. Nac. de Santa Cruz) y su importancia paleogeográfica. *Notas Museo La Plata*, XVIII, Geol., 68: 157-168, La Plata.
- TURNER, F. J. y J. VERHOOGEN, 1960. *Igneous and metamorphic petrology*. Mc Graw - Hill Book Company, Inc. New York, Toronto, London.
- UGARTE, F., 1966. La cuenca compuesta carbonífero-jurásica de la Patagonia meridional. *Anales Univ. de la Patagonia "San Juan Bosco"*, Nº 2, Geol., 1 (1): 37-68, Comodoro Rivadavia.
- VALANIA, J., 1966. Yacimiento cuprífero "La Leona" y su zona de influencia. Provincia de Santa Cruz. *Inst. Nac. Geol. Minería*, Nº 1052, (inéd.), Bs. As.
- WICHMANN, R., 1927. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut. Efectuado durante los meses de enero hasta junio del año 1923. *Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidrol., Publ. Nº 33* (26 láminas), Geología, Bs. As.
- WILLIAMS, H., F. J. TURNER y C. M. GILBERT, 1968. *Petrografía*. W. H. Freeman and Company, Inc. San Francisco.

Recibido: 15 de Noviembre, 1984
Aceptado: 5 de Octubre, 1985

MARTA CARMEN GODEAS
Servicio Minero Nacional
Av. Santa Fé 1548, 12º piso
(1060) - Buenos Aires.

LOS CAOLINES DE CHUBUT Y SANTA CRUZ. Sus características importantes para el uso papelerero.

JORGE L. GALAZZO, RAMÓN L. CERRO Y PEDRO J. DEPETRIS

Resumen

Se han investigado las características de importancia para el uso papelerero, en muestras de caolín procedentes de depósitos en la provincia de Chubut y Santa Cruz. El análisis estadístico multivariado pone en evidencia el agrupamiento de parámetros determinado por las correlaciones, sugiriendo los factores que controlan las aptitudes papeleras de los caolines. Los materiales más promisorios son aquellos que presentan un relativamente alto contenido de partículas menores de 2 μ m, bajo contenido de sales solubles, pH neutro-alcalino y baja relación Si/Al. Estas muestras presentan baja viscosidad en sus suspensiones y una abrasividad apropiada para la industria del papel.

Abstract

The main characteristics of relevance to use kaolin in the paper industry have been determined in samples collected in deposits from the provinces of Chubut and Santa Cruz. The statistical multivariate analysis was used to generate the clustering of parameters, suggesting factors of importance for the use of kaolin in paper-making industries. The most promising materials are those which show a relatively high content of particles in the less than 2 μ m size-fraction, a low content of soluble salts, a neutral-alkaline pH, and a low Si/Al ratio. These samples have low viscosity in their suspensions and appropriate abrasiveness for their use in paper-coating.

Introducción

En trabajos anteriores (Galazzo y Cerro, 1983; Galazzo, Depetris y Cerro, 1982, 1983), se ha informado sobre estudios efectuados para establecer las aptitudes papeleras de los caolines extraídos de los principales depósitos argentinos y, asimismo, sobre los procedimientos a realizar para su acondicionamiento al uso industrial.

En este trabajo se desean destacar las vinculaciones existentes entre las propiedades medidas en las muestras investigadas. Estas asociaciones entre propiedades, no solamente proveen valiosa información sobre los factores que controlan las aptitudes papeleras de los minerales investigados, sino que también suministran datos relevantes para las futuras prospecciones en las áreas de interés.

Los resultados que se informan en este trabajo, han sido obtenidos mediante un proyecto de investigación aplicada, destinado a evaluar las características de los caolines argentinos, a fin de establecer la aptitud de los yacimientos nacionales más importantes para producir mineral adecuado para recubrir papel. En la medida que los requerimientos para su producción son los más severos de la industria, el producto obtenido reunirá, asimismo, las especificaciones para el caolín utilizado como carga.

La Argentina cuenta con importantes depósitos de caolín, ubicados en las provincias de Chubut, Río Negro y Santa Cruz. Estos, junto a depósitos de menor significación en otras provincias, produjeron durante 1981, 67.000 toneladas de caolín de calidad variada (Dirección Nacional de Economía Minera, 1982).

La mayor parte de los yacimientos son explotados para la utilización del mineral en la producción de cerámicas, productos de caucho, pinturas y como soporte de plaguicidas. La industria papelera utiliza caolines con precisas especificaciones de calidad (Murray, 1976), tanto como carga del papel o filler, como para producir papel recubierto o estucado, para impresión. Si bien la producción local satisface gran parte de la demanda industrial del caolín para carga, se ha debido recurrir a la importación de la totalidad del caolín "grado de recubrimiento". Durante 1981 se importaron 11.000 toneladas, de las cuales un 54 % han sido caolines aptos para recubrimiento de papel.

Las estimaciones sobre las reservas de los depósitos de Chubut y Santa Cruz son variadas. Romero, Domínguez y Whewell (1974) consideran como virtualmente seguras reservas de $1,1 \times 10^6$ toneladas de mineral en el valle inferior del río Chubut, infiriendo un tonelaje que podría ser casi ocho veces superior. Otros informes, menos conservadores, llevan las reservas inferidas a unos 15×10^6 toneladas para la zona ubicada aguas abajo del dique Florentino Ameghino. En Santa Cruz se asignan $0,35 \times 10^6$ toneladas de reserva al llamado "Lote 8", pero se desconoce la magnitud de otros depósitos de la zona.

Los depósitos que afloran a lo largo del valle inferior del río Chubut, están asociados con vulcanitas riolíticas y rocas piroclásticas de edad jurásica (Complejo Marifil). Hayase (1969) y Hayase y Maiza (1970), han explicado la evolución genética de los depósitos caoliníticos, mediante una extensa actividad hidrotermal ácida. Romero, Domínguez y Whewell (1974), sin embargo, sostienen que la hipótesis hidrotermal no es totalmente compatible con la extensión, naturaleza geológica y otras características de los depósitos. Ellos postulan, más bien, la acción extensiva de aguas subterráneas ácidas durante épocas pre-terciarias.

Los depósitos de Santa Cruz, menos estudiados que los de Chubut, también están vinculados al complejo porfírico del Grupo Bahía Laura, constituido éste por las series porfírica y tobífera (Formaciones Chon Aike y La Matilde), de reconocida edad jurásica. El desarrollo genético de estos depósitos podría ser similar al de los aflorantes en el valle inferior del río Chubut.

Materiales y métodos

El diseño de muestreo original permitió la obtención de muestras en 30 minas diferentes ubicadas en el valle inferior del río Chubut. Con posterioridad se obtuvieron muestras del "Lote 8" de San Julián (prov.

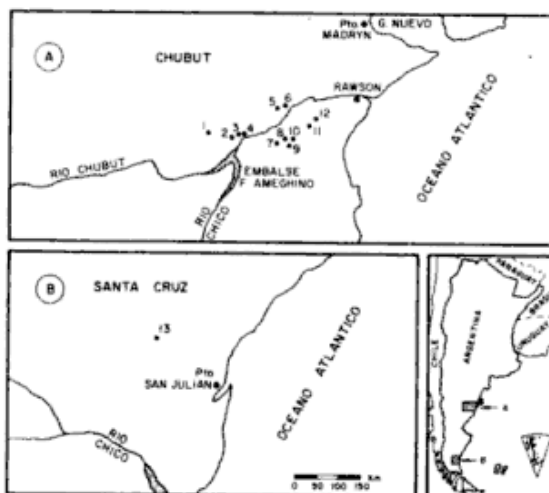
de Santa Cruz). La toma de muestras se efectuó en el frente principal de trabajo de cada mina, en canaletas verticales a lo alto de todo el frente, tomando cinco muestras por cada localidad.

La mineralogía de la fracción arcilla (diámetro esférico equivalente menor que $2 \mu\text{m}$) fue establecida por medio de difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido. Todas aquellas minas cuyas muestras evidenciaron cantidades detectables de minerales indeseables (por ejemplo, montmorillonita e illita) fueron descartadas del estudio, continuándolo en aquellas que evidenciaron una composición caolinítica predominante en sus fracciones más finas.

Este procedimiento permitió seleccionar 13 minas, cuyas muestras fueron exhaustivamente investigadas a fin de establecer las características definitorias para sus aptitudes paperas (figura 1).

La utilización de preparados orientados y al azar, permitió el cálculo de un índice de cristalinidad a partir de difractogramas de rayos X, según la metodología de Bundy, Johns y Murray (1959). Este consiste en obtener la relación entre la intensidad de difracción de la reflexión de (021) y la de (060) en las muestras no orientadas. Este índice varía entre 1 para muestras perfectamente cristalinas y 0 para muestras amorfas. La composición química, por otra parte, fue determinada mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X por energía dispersiva, calibrando con estándares conocidos y utilizando el software para análisis cuantitativo provisto por la fábrica productora del instrumento.

La distribución de tamaño de partículas



fue determinada mediante un instrumento que suministra una curva de frecuencia acumulativa al barrer la suspensión investigada mediante un haz colimado de rayos

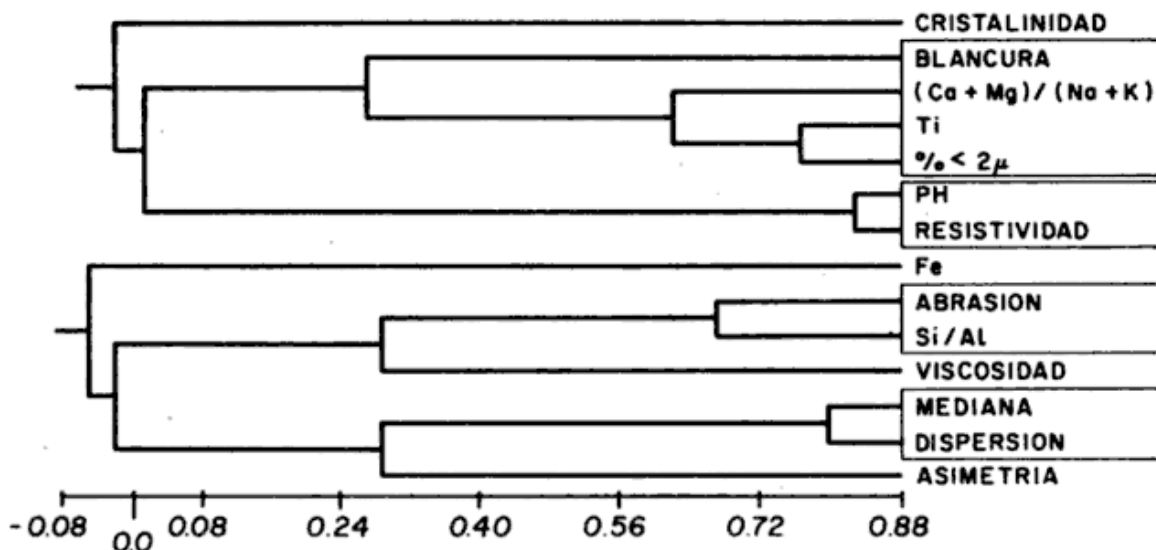


Fig. 2: Dendrograma generado por computadora correspondiente a las propiedades investigadas en cada muestra, construido mediante el método de agrupamiento por pares ponderados.

X. A partir de esta curva, se procedió a calcular la mediana, dispersión y asimetría según la metodología más difundida (Griffiths, 1967). La abrasión, blancura y el pH fueron establecidos mediante metodologías propuestas por TAPPI (The Technical Association of the Pulp and Paper Industry), Métodos UM603, T534 y T667, respectivamente.

Finalmente, la resistividad fue medida en suspensiones (20 % de sólidos) preparados con agua destilada, mediante un analizador de potencial zeta, y la viscosidad, junto a otros parámetros reológicos se determinó en suspensiones dispersas (40 % de sólidos) mediante un equipo System IV (Rheometrics, Inc., New Jersey, EE. UU.), utilizando el software provisto por el fabricante.

Resultados y discusión

La información resultante de las determinaciones completadas en las muestras seleccionadas, se encuentra en el cuadro I. Los índices de cristalinidad de las muestras examinadas se ubican entre 0,08 y 0,34, mostrando una pobre cristalinidad confirmada más tarde por microscopía electrónica de barrido. Los valores de blancura, por otra parte, están por debajo de los requerimientos para un pigmento "grado recubrimiento" (85 %) pero pueden mejorarse mediante un tratamiento químico adecuado.

La baja blancura de los materiales puede atribuirse al elevado contenido de hierro de las muestras, según surge de los datos de los análisis químicos, aunque -como se verá más adelante- esta relación no se evidencia en el análisis estadístico. En cuanto a las propiedades reológicas, los valores

obtenidos para la viscosidad aparente varían entre 4243,2 y 190,3 cpoise. Teniendo presente que la concentración de sólidos es del 40 %, resultan valores que deben mejorarse, ya que la especificación para el "grado de recubrimiento" de 300 cpoise para una concentración de 70 % de sólidos. Finalmente, los valores de abrasión obtenidos pueden considerarse como aceptables -exceptuando las muestras 1 y 2- ya que el valor exigido es de 20 mg como máximo.

Todas las variables que evidenciaron distribuciones de frecuencia asimétrica, fueron transformadas logarítmicamente (base e) con el objeto de normalizar su distribución y acondicionar de esta forma los datos para su tratamiento estadístico. Este consistió, fundamentalmente, en la obtención de una matriz de coeficientes de correlación, la cual constituyó la base para evaluar la eventual interrelación entre las variables investigadas.

El programa de computadora utilizado para la obtención de los coeficientes de correlación (Jones y Facer, 1982) permitió obtener una matriz de la cual se descartaron todos aquellos coeficientes que no superaran los valores críticos para un nivel de significación del 95 % (cuadro II). Esta matriz fue entonces utilizada para obtener, mediante el llamado análisis de agrupamiento, un dendrograma o "árbol de similitud" (Davis, 1973). Esta representación, ampliamente utilizada en taxonomía numérica, (Sokal y Sneath, 1963) fue construida mediante el método de agrupamiento por pares ponderados, permitiendo apreciar la vinculación existente entre las variables en juego.

La figura 2 presenta el dendrograma

Cuadro I - Valores de los parámetros determinados en caolines argentinos

Muestra número	Yacimientos	Cristalinidad	Blancura (%)	Abrasión (mg)	(Si/Al)	(Ca+Mg)/(Na+K)	Ti (%)	Fe (%)	pH	Resistencia Específica (N/cm)	Mediana µm	Asimetría	Dispersión	% Menor 2 Micrones	Viscosidad (cpoise)
1	Liebre	0,125	72,1	120	1,71	0,54	0,49	2,60	5,4	101,5	1,7	1,43	1,68	60	4243,2
2	Los Cerrillos	0,085	74,4	143	1,30	0,56	0,65	2,05	6,5	306,7	4,2	4,54	13,26	41	1157,0
3	La Valeriana	0,271	74,4	22	1,28	0,83	0,59	2,16	6,4	359,0	3,6	8,10	11,30	42	1734,0
4	Don Carlos I	0,129	70,5	17	1,39	0,81	0,53	2,52	6,2	235,6	4,0	4,85	7,15	30	4132,0
5	Baya Doughtac	0,188	69,7	13	1,32	0,21	0,01	2,30	5,8	92,9	38,0	30,5	22,00	20	1761,3
6	Don Eugenio	0,156	64,7	10	1,28	0,18	0,03	2,39	5,8	99,6	18,0	3,20	16,80	15	4987,5
7	La Sorpresa	0,208	82,2	9	1,13	0,77	0,80	2,64	6,8	486,0	1,7	2,74	2,63	53	190,3
8	Alicia	0,342	61,8	21	1,17	0,18	0,36	2,13	6,9	183,0	4,0	6,42	9,56	38	995,1
9	Oti	0,205	66,5	13	1,25	0,60	0,46	2,19	6,4	240,4	3,0	3,70	6,30	45	1539,0
10	J. Roberto	0,190	80,5	16	1,22	0,62	0,65	2,19	6,0	478,0	0,26	4,13	3,61	43	527,2
11	Cerro Alto	0,091	77,2	14	1,16	0,48	0,37	2,25	6,7	482,8	5,1	13,10	16,80	31	518,3
12	La Gruta	0,133	65,8	8	1,17	0,41	0,31	2,70	6,5	470,1	3,4	4,50	6,60	40	547,5
13	Lote 8	0,166	84,7	11	1,16	0,52	0,35	0,76	5,5	55,6	48,0	3,00	29,00	22	4200,0

Cuadro II - Matriz de coeficientes de correlación (nivel de significación del 95 %)

	Cristalinidad	Blancura	Abrasión	(Si/Al)	(Ca+Mg)/(Na+K)	Ti	Fe	pH	Resistencia Específica	Mediana	Asimetría	Dispersión	% Menor 2 Micrones	Viscosidad
Cristalinidad	xxx													
Blancura		xxx												
Abrasión			xxx											
(Si/Al)				xxx										
(Ca+Mg)/(Na+K)					xxx									
Ti						xxx								
Fe							xxx							
pH								xxx						
Resistencia Específica									xxx					
Mediana										xxx				
Asimetría											xxx			
Dispersión												xxx		
% Menor 2 micrones													xxx	
Viscosidad														xxx

Note: Los coeficientes omitidos no alcanzan el nivel de significación estipulado. Las relaciones (Si/Al) y (Ca+Mg)/(Na+K), y el pH no han sido transformados logarímicamente.

resultante. El porcentaje de material con diámetro esférico equivalente inferior a 2 μm , el de titanio (Ti) y la relación de cationes bivalente a monovalentes, conforman un bien definido grupo que se asocia a la blancura en un nivel más pobre de correlación. Claramente, el Ti está asociado a las muestras más finas y con neta dominancia de (Ca + Mg).

Este agrupamiento de variables parece vinculado a la mayor o menor intensidad del proceso geológico responsable de la alteración de las rocas originales. En efecto, al no existir evidencia clara de transporte, es plausible suponer que el residuo granulométricamente más fino ha permanecido donde la acción de ataque químico ha sido más intensa. También parece existir un enriquecimiento concomitante de Ti y uno -en relación con (Na + K)- de (Ca + Mg).

El pH y la resistividad de las muestras examinadas integran otro grupo de variables, poniendo en evidencia que las muestras menos ácidas tienen un menor contenido salino. El análisis no logra describir la importante relación inversa que estas dos variables poseen con la viscosidad de las suspensiones de caolín. Este aspecto, fundamental para la tecnología papelera, se aprecia en los coeficientes negativos de aquellas con esta variable (cuadro II).

La abrasividad Valley y la relación Si/Al conforman otro evidente grupo de variables asociadas. Claramente, la abrasividad de los caolines está definida por la abundancia relativa de Si. El cuadro II permite inferir, además, que las muestras menos alcalinas tienden hacia valores relativamente altos de Si/Al, lo cual es lógico, dado la baja solubilidad de la SiO_2 en ambientes ácidos. Estas muestras, además, exhiben viscosidades crecientes en sus suspensiones dispersas.

Finalmente, la asociación de la mediana de la distribución de tamaños de partículas y la dispersión, indica que las muestras más gruesas tienden a cubrir un rango granulométrico más amplio. El cuadro II informa adicionalmente que las muestras con medianas más finas, alcanzan una resistividad más alta o, lo que es igual, un menor contenido de sales solubles. Evidentemente, la mediana y el contenido porcentual de partículas menores de 2 μm son características inversamente relacionadas ($r = -0,79$).

La cristalinidad y el contenido de Fe no presentan ningún tipo de asociación significativa con otras variables. La viscosidad y la asimetría, si bien no exhiben importantes relaciones con algún grupo del dendrograma, muestran interesantes relaciones con otras variables. En efecto, en el cuadro II se aprecia que las muestras con una mayor asimetría tienden a ser aquellas con

un mayor índice de dispersión y las menos viscosas son aquellas más alcalinas y con un menor contenido de sales solubles.

Conclusiones

Estudios previos (Galazzo y Cerro, 1983; Galazzo, Depetris y Cerro, 1982, 1983) completados en muestras provenientes de depósitos ubicados en las provincias de Chubut y Santa Cruz, han establecido la viabilidad de obtener caolines aptos para papel, en la medida que el mineral obtenido de las canteras patagónicas sea sometido a procesos de refinación para acondicionar sus características físicas y químicas a los requerimientos industriales.

El procesamiento estadístico multivariado ha permitido establecer las vinculaciones entre los parámetros investigados y los agrupamientos definidos entre ellos. Así, un factor subyacente -posiblemente genético- que define cantidades crecientes de Ti en muestras granulométricamente finas, tiene relación con la blancura del material, una característica fundamental para el caolín papeler. No es sorprendente, por otra parte, que la abrasividad esté vinculada estrechamente a la relación Si/Al, definiendo otro factor que tiene una estrecha relación con las características químicas de las muestras.

Concluyendo, las futuras búsquedas de depósitos aptos para papel deberán orientarse hacia materiales caolíníficos con alto contenido de partículas inferiores a 2 μm de diámetro esférico equivalente (> 50 % en peso), las cuales exhiban un bajo coeficiente de dispersión granulométrica. Estos están caracterizados también por un relativamente bajo contenido de sales solubles y un pH neutro-alcalino, determinando así un buen comportamiento reológico -bajas viscosidades- en sus suspensiones acuosas. Estas características van asociadas a un aspecto deseable, que es la decreciente relación Si/Al y la consecuentemente baja abrasividad.

Agradecimientos

Los autores desean reconocer la asistencia brindada por Jorge Borchio en las tareas de laboratorio y, asimismo, el permanente apoyo recibido del Dr. Haydn H. Murray (Indiana University, EE. UU.). El lic. Carlos Sheffield brindó su inapreciable colaboración durante el muestreo y el ing. Augusto Fazzini (Celulosa Argentina S.A.) hizo posible las determinaciones de la abrasividad Valley. Este trabajo se ha llevado a cabo merced a equipamiento provisto por el CONICET al CERIDE Santa Fe (Centro de Investigación y Desarrollo de Santa Fe) y

al INTEC (Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química).

Lista de trabajos citados en el texto

BUNDY, W., W. JOHNS y H. MURRAY, 1965. Physico-Chemical properties of Kaolinite and their relationship to paper coating quality. *TAPPI J.*, 48 (12): 688-695.

Dirección Nacional de Economía Minera, 1982. Estadística Minera de la República Argentina, 1981. Ministerio de Economía, Secretaría de Industria y Minería, 320 p., Bs. As.

DAVIS, J. C., 1973. Statistics and Data Analysis in Geology. J. Wiley & Sons, 550 p., Nueva York.

GALAZZO, J. L. y R. L. CERRO, 1983. Evaluación de las Aptitudes Papeleras de los Caolines Argentinos. Segunda Comunicación: La Cuenca del Chubut. *ATIPCA*, 22 (3): 60-63.

_____, P. J. DEPETRIS y R. L. CERRO, 1982. Evaluación de las Aptitudes Papeleras de los Caolines Argentinos. Primera Comunicación: La Cuenca del Chubut. *ATIPCA*, 21 (3): 47-51.

_____, _____ y _____, 1983. Evaluación de las Aptitudes Papeleras de los Caolines Argentinos. Tercera

Comunicación: Tratamiento Iónico para Mejorar las Propiedades Reológicas. *Trabajos Técnicos del 19º Congreso Técnico sobre Celulosa y Papel*, II: 73-87. GRIFFITHS, J. C., 1967. Scientific Method in the Analysis of Sediments. McGraw-Hill Book Co., 508 p., Nueva York.

HAYASE, K., 1969. Génesis del Yacimiento de Caolín de la Mina Villegas, Prov. de Chubut, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIV (1): 55-71, Bs. As.

_____ y P. J. MAIZA, 1970. Génesis del Yacimiento de Caolín "Mina Equivocada". Los Menucos, Prov. de Río Negro, República Argentina. *AAMPS, Rev. I* (1-2): 33-47.

JONES, B. G. y R. A. FACER, 1982. CORRMAT/PROB, a Program to Create and Test a Correlation Coefficient Matrix from Data with Missing Values. *Computers & Geosciences*, 8 (2): 191-198.

MURRAY, H. H., 1976. Clay. *TAPPI Monograph Series Nº 38*: 69-109.

ROMERO A., E. DOMINGUEZ y R. WHEMELL, 1974. El Area Caolínica del Departamento Gaiman, Prov. de Chubut, República Argentina. *Fundación Bariloche*, 80 pp.

SOKAL, R. R. y P. H. A. SNEATH, 1963. Principles of Numerical Taxonomy. W. H. Freeman & Co., 395 pp, San Francisco.

Recibido: 10 de setiembre, 1984

Aceptado: 25 de marzo, 1985

JORGE L. GALAZZO

Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química - INTEC (Universidad Nacional del Litoral - CONICET)
C.C. 91 - 3000 Santa Fe, Argentina.
Becario del CONICET.

RAMON L. CERRO

Instituto de Desarrollo y Diseño - INGAR (Fundación ARCIEN - CONICET)
C.C. 348 - 3000 Santa Fe, Argentina
Investigador del CONICET.

PEDRO J. DEPETRIS

Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química - INTEC (Universidad Nacional del Litoral - CONICET)
C.C. 91 - 3000 Santa Fe, Argentina
Investigador del CONICET.

NOTAS BREVES

ESTRATIGRAFIA DE LOS GRUPOS TEPUEL Y RIO GENOA
(NEOPALEOZOICO DE CHUBUT)

RENATO R. ANDREIS, CARLOS R. GONZÁLEZ Y JORGE CORTIÑAS

Sobre la base del análisis litofacial y del contenido fosilífero de las sucesiones aflorantes en la sierra de Tepuel, la zona de Tepuel - Languiño y el valle del río Genoa, todas en la Cuenca Tepuel - Genoa (según Azcuy, 1983) o Languiño - Genoa (según González, 1984), se propone una redefinición del Grupo Tepuel (Lesta y Ferello, 1972). Esta nueva interpretación estratigráfica complementa las recientes modificaciones introducidas en el esquema clásico por Page et al., (1984).

Desde los trabajos precursores de Suero (1945, 1946, 1948, 1953) la secuencia detritica de la sierra de Tepuel fué dividida en dos unidades, que Lesta y Ferello (*op. cit.*) denominaron, con categoría formacional, Pampa de Tepuel (=parte inferior, Suero, 1948) y Mojón de Hierro (=parte superior, Suero, *op. cit.*). Tal división se fundamentaba en diferencias litológicas, en especial la presencia de depósitos glaciáricos en la parte inferior. El conjunto fué incluido en el lapso Carbonífero inferior - Pérmico inferior y reunido en el Grupo Tepuel.

Es Freytes (1971) quien intenta modificar el esquema binario, al denominar Formación Arroyo Garrido a las secuencias pérmicas (fig. 1A) aflorantes en el sector homónimo en la vertiente oriental de la sierra de Tepuel, en concordancia sobre la Formación Mojón de Hierro (que quedaba así restringida al Carbonífero superior). Las sedimentitas eran portadoras de restos vegetales similares a los hallados en las sucesiones del valle del río Genoa, que fueron asignados al Pérmico inferior por Feruglio (1951), Frenguelli (1953a, b) y Archangelsky (1960). Entre ellos, estos autores citan *Paranocladus* sp., *Gangamopteria* sp., *Asterotheca* sp., *Pecopteris* sp. y formas afines a *Sphenophyllum thoni* y *Pecopteris hirundi-*

nis. La Formación Arroyo Garrido nunca fué formalmente propuesta, ni aún por Chebli et al. (1979) quienes adhirieron al criterio expuesto por Freytes (1971) aunque sin establecer sus límites, características litofaciales y contenido paleobiológico (Page et al., *op. cit.*).

Su incorporación a la Formación Mojón de Hierro por Page et al. (*op. cit.*) y, consiguientemente, la asignación de una edad pérmica inferior a la parte alta de esta unidad, coincide con nuestras apreciaciones respecto de la supresión de la Formación Arroyo Garrido del registro estratigráfico del Grupo Tepuel. En nuestra opinión, las causas principales para la eliminación de la unidad en cuestión deben buscarse en el hecho que Freytes (*op. cit.*) utilizó como único criterio de separación el contenido paleoflorístico (véase también Suero, 1948) y, además, en las dificultades existentes para diferenciar las dos unidades dada la ausencia de interrupciones y de razonables cambios en la proporción de las litofacies involucradas.

El criterio litofacial fué nuevamente considerado por Page et al. (*op. cit.*), al introducir al esquema binario una tercera unidad, esta vez en la base del Grupo Tepuel. Esta reubicación de los límites formacionales propuestos por Suero (*op. cit.*), Lesta y Ferello (*op. cit.*), Freytes (*op. cit.*) y Franchi y Page (1980), se adapta mejor a las modificaciones litofaciales exhibidas por la sucesión neopaleozoica en el perfil tipo de la sierra de Tepuel. Page et al. (*op. cit.*) reconocen así, en orden secuente, las formaciones Jaramillo, Pampa de Tepuel y Mojón de Hierro (fig. 1B). Las relaciones con las divisiones de Suero (1948), Lesta y Ferello (*op. cit.*) y Freytes (*op. cit.*), pueden ser consultadas en el trabajo de aquellos autores.

Según Page et al. (op. cit.), la primera unidad, con 1000 metros de espesor (sin base visible), está constituida esencialmente por wackes y menores proporciones de pelitas y raras pefitas. En las pelitas, Freytes (op. cit.), Chebli et al. (op. cit.) y Page (1982), se limitaron a señalar la presencia de restos vegetales. Estos restos, que fueron nuevamente encontrados por Archangelsky y uno de nosotros (RRA) en las cercanías del puesto Curzio (estancia La Mimosa), al este de la ruta nacional 40 entre Tecka y Gobernador Costa (véase mapas, Freytes, op. cit. y Page et al., op. cit.), corresponden a *Archeosigillaria conferta* (Frenquelli) Menéndez (Petriella y Arrondo, 1978; véase también Arrondo, 1972 y Amos et al., 1973). Los restos confirman la edad carbónica inferior de la Formación Jaramillo (al menos, para las capas más bajas de la sucesión sedimentaria).

Por su parte, la Formación Pampa de Tepuel (con 2900 metros de potencia) está formada por pelitas, fangolitas guijarrosas, diamictitas, areniscas, ortoconglomerados y algunas calizas (Page et al., op. cit.), y en ella quedan incluidos la mayor parte de los niveles portadores de invertebrados descritos por Amos y Sabbatini (1969) y González (1977) o mencionados por Freytes (op. cit.). Estos corresponden a la *Zona Levipústula levis* (Amos y Roller, 1965; Riccardi y Sabbatini, 1975; Sabbatini, 1977; González, 1985), que permite asignar la secuencia al Carbónico medio-superior. En la Formación Pampa de Tepuel se incluyen los niveles glaciarios mencionados por Suero (1948, 1953) y estudiados por Frakes y Crowell (1969), Frakes et al. (1969), González (1972), Page et al. (op. cit.) y López Gamundi y Limarino (1984). Estos depósitos son interpretados por Page et al. (op. cit.) y López Gamundi y Limarino (op. cit.) como flujo de detritos (diamictitas), asociados con turbiditas arenosas de alta o baja densidad; corresponderían a la actividad de abanicos submarinos regulada indirectamente por los procesos glaciarios que ocurrían en el continente cercano (al este).

Finalmente, en la opinión de Page et al. (op. cit.), la Formación Mojón de Hierro (500 metros) comprende areniscas medias a gruesas, con frecuente laminación, ondulitas y estructuras entrecruzadas, y algunos niveles de calizas y conglomerados; representan la culminación del proceso de progradación iniciado con la depositación de las sedimentitas de la formación precedente. Las secuencias contienen restos de vegetales (ya mencionados al referirnos a la Formación Arroyo Garrido) e invertebrados que, en gran parte, corresponden a la *Zona Cancrinella* (Amos y Roller, op. cit.; González, 1985). Es de señalar que en los estratos marinos ubicados al este del puesto

Tres Lagunas (véase mapa de ubicación, Page et al., op. cit.), aparecen niveles con invertebrados pertenecientes a la mencionada zona, en secuencias comparables a la Formación Mojón de Hierro; estos invertebrados también se encuentran en la zona del río Genoa, en el tramo Lomas Chatas - Ferrarotti (Cortiñas y Arbe, 1982; González, 1985) y han sido asignados al Asseliano temprano (González, 1981). Por otra parte, debe ser mencionado que los restos vegetales indujeron a Archangelsky y Azcuay (1983) y Archangelsky y Cúneo (1984) a correlacionar las biofacies de la Formación Arroyo Garrido (ahora parte superior de la Formación Mojón de Hierro) con aquellas incluidas en la Formación Piedra Shotel, en el valle del río Genoa.

En relación con los afloramientos neopaleozoicos ubicados en la sierra de Languifeo debemos señalar que allí fue definida la Formación Las Salinas, dividida en nueve miembros (González, 1972). A juzgar por su contenido paleontológico, los cinco (quizás seis) inferiores parecen corresponder a las Formaciones Jaramillo y Pampa de Tepuel, y los restantes superiores a la Formación Mojón de Hierro (González, 1985). La Formación Las Salinas abarca el lapso Carbónico - Pérmico inferior (González, 1975, 1983, 1985) y aparece menos perturbada tectónicamente que las secuencias del Grupo Tepuel en la sierra de Tepuel. Cabe advertir, en tal sentido, que las fotografías aéreas de dicha sierra, muestran grandes alineaciones aproximadamente paralelas al rumbo de los estratos; este hecho se suma sugestivamente a una aparente duplicación de algunos niveles fosilíferos, por lo que se sospecha de la existencia de fracturas de gran rechazo, con repetición de unos 600 m de espesor de la sucesión sedimentaria local (González, en preparación).

Los trabajos que vienen siendo realizados desde 1981 (Andreis, Archangelsky y Cúneo) en las facies deltaicas del Grupo Río Genoa (véase Cortiñas y Arbe, 1982) y las observaciones efectuadas por González (1984) que revelaron la continuidad de los niveles marinos pérmicos entre la sierra de Tepuel y el valle del río Genoa, han demostrado la inconsistencia de las dos unidades formacionales en las que se divide ese Grupo: Piedra Shotel y Nueva Lubecka (Suero, 1945, 1946, 1953; Ugarte, 1966; Lesta y Ferello, 1972; Cortiñas y Arbe, op. cit.). Aunque existen algunos criterios litofaciales y paleobiológicos para distinguir tales unidades, su frecuente interdigitación, la recurrencia de ciclos de facies y su desaparición por acunamiento, hacen desaconsejable su mantenimiento. En ese sentido, Franchi y Page (1980) también expresaron la posibilidad de considerar la secuencia pérmica co-

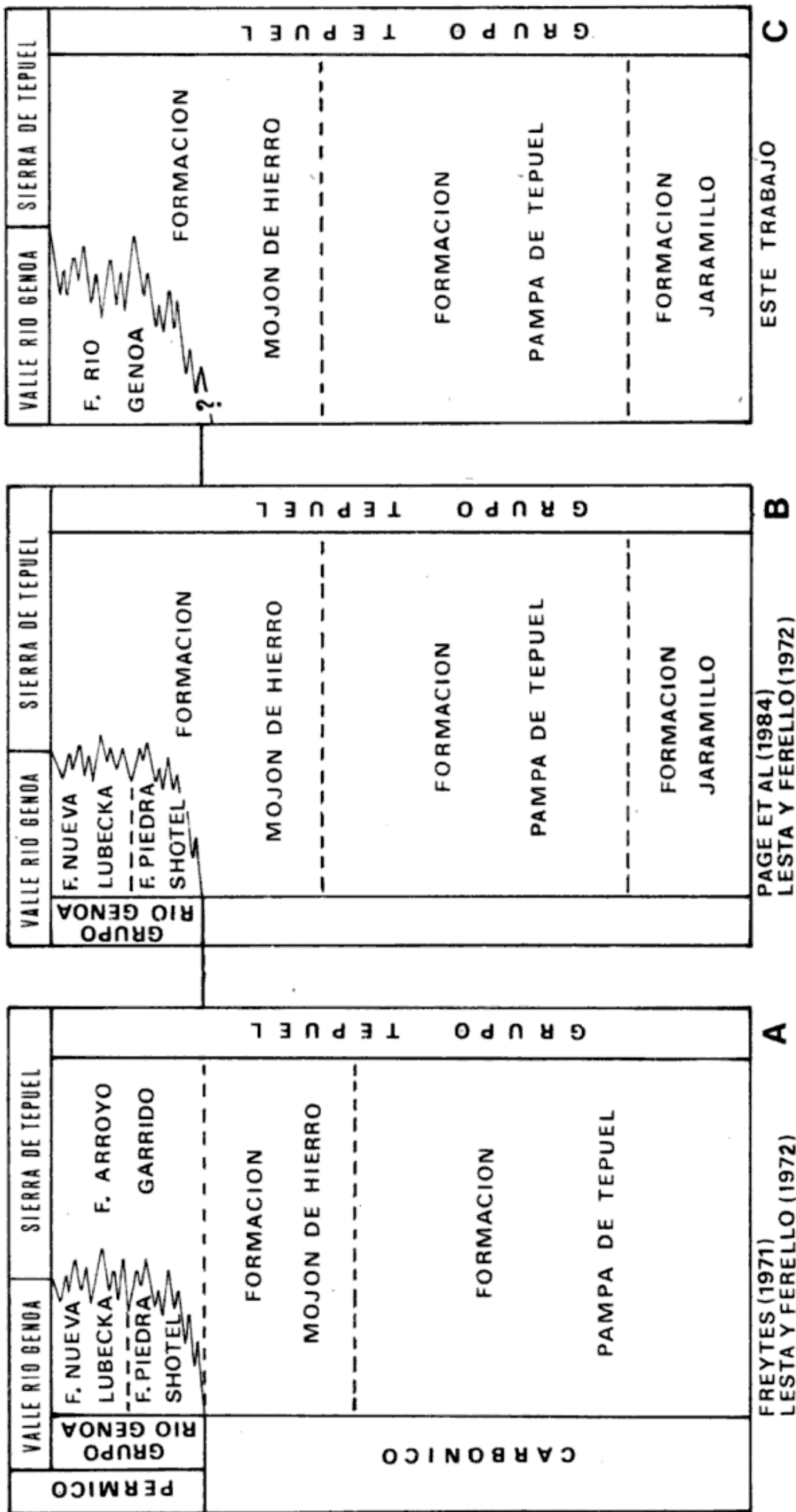


FIG. 1: EVOLUCION DE LA ESTRATIGRAFIA DEL NEOPALEOZOICO EN LA CUENCA TEPUEL-GENOA (CHUBUT)

mo una "unidad estratigráfica" constituida por conglomerados, areniscas y pelitas, con predominio de la fracción gruesa en la parte inferior (=facies de tipo Piedra Shotel) y fina en la superior (=facies de tipo Nueva Lubecka).

Es por ello que, siguiendo las especificaciones de la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980), se propone la reducción del Grupo Río Genoa al rango de formación conservando el mismo nombre, de gran arraigo en la nomenclatura estratigráfica nacional.

Con esta sustitución, el Grupo Tepuel, del cual la nueva formación formaría parte como facies mixta (deltaica), quedaría constituida por cuatro unidades formacionales (fig. 1C): las ya citadas Jaramillo y Pampa de Tepuel, marinas, superpuestas dentro del lapso Carbonífero inferior - Carbonífero medio tardío, y Mojón de Hierro (también marina) concordante con Pampa de Tepuel y correlacionable, en su parte superior, con la Formación Río Genoa, abarcando el lapso Carbonífero superior - Pérmico inferior. La edad de la Formación Río Genoa está avalada por la propia naturaleza de las asociaciones paleoflorísticas y paleofaunísticas encontradas en los niveles inferiores (facies de tipo Piedra Shotel) en los afloramientos del valle del río Genoa (v.g.r.) Lomas Chatas, Puesto Alambre, La Casilda, Betancourt, Ferrarotti, Archangelsky y Cúneo, 1984 y González, 1985). Es probable que la Formación Mojón de Hierro, al menos en el sector del arroyo Garrido, represente facies muy alejadas del cuerpo deltaico definido por Cortiñas y Arbe (op. cit.) en el valle del río Genoa.

A juzgar por los datos disponibles (Cortiñas y Arbe, op. cit.; Andreis y Cúneo, en preparación), es posible definir para la nueva Formación Río Genoa, su estratotipo compuesto. Estaría formado por holoestratotipo que se ubicaría en los afloramientos más representativos de la estancia La Casilda, y dos paraestratotipos, uno en el sector de Lomas Chatas, donde se reconoce el contacto con la Formación Mojón de Hierro y otro en la zona de Betancourt, donde es posible examinar la parte más alta de la Formación Río Genoa (Cúneo, com. pers.). Semejanzas litofaciales -esencialmente presencia de pelitas y cuarcitas- con el sector de arroyo Garrido de la Formación Mojón de Hierro, son las que se han utilizado para asignar a esa formación las capas portadoras de elementos de la Zona Cancrinella (Sabattini, 1978; Cúneo, 1983; González, 1985) sobre las cuales se apoyan en concordancia las sedimentitas deltaicas. Es necesario consignar que Archangelsky y Cúneo (op. cit.) han tomado las localidades de estancia La Casilda y

Lomas Chatas y con las mismas categorías señaladas, para definir el Piso Lubeckense (ex Lubeckense A) cuya edad sería lubeckiana (equivalente al Estefaniano tardío - Sakmarino de la escala patrón). Es posible que en Lomas Chatas, la edad de las capas deltaicas alcance la parte más baja del Lubeckense (Archangelsky y Cúneo, op. cit.).

El análisis de la discrepancia de las edades "invertidas" entre las formaciones Mojón de Hierro y Río Genoa en Lomas Chatas no será abordado en esta nota. No obstante, la situación anómala advertida en ese sector del valle del río Genoa, así como otra similar descubierta en las cercanías del arroyo Garrido (Andreis, Cúneo y Sabattini, en preparación) sugiere que en la zona de pasaje entre ambas unidades debe ser reanalizado el valor cronológico de los restos de invertebrados y de vegetales. Únicamente, de este modo, se podrá caracterizar la zona de transición entre el Carbonífero y Pérmico en la región comprendida entre el valle del río Genoa y la sierra de Tepuel.

Con todo, resuelto el problema de las secuencias deltaicas pérmicas en el valle del río Genoa, se estima necesario efectuar una prolija revisión sobre la validez de las unidades marinas propuestas para el Grupo Tepuel por Page et al. (op. cit.), dadas las dudas que aún subsisten sobre su extensión, límites y caracterización litofacial y biofacial. Si bien la propuesta de Page et al. (op. cit.) representa un avance importante en el conocimiento de la estratigrafía del Grupo Tepuel, se considera necesario un análisis litofacial detallado de los afloramientos en la sierra de Tepuel y su comparación con aquellos de la sierra de Languineo.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al lic. R. Cúneo por la lectura crítica del manuscrito e interesantes sugerencias aportadas.

- (1) Contribución al Proyecto IGCP 211 y Convenio CONICET/NATIONAL SCIENCE FOUNDATION (NSF Grant Nº BSR 8313786 to Thomas N. Taylor y CONICET Proyecto 071/83 to S. Archangelsky).

Lista de trabajos citados en el texto

- AMOS, A. J., B. ANTELO, C. R. GONZALEZ, M. P. de MARIÑELARENA y N. SABATTINI, 1973. Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina. V Congr. Geol. Arg., Actas III: 3-20, Bs. As.
- y E. O. ROLLERI, 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta - Uspallata (San Juan - Mendoza). Bol. Inf. Petr. 368: 1-23, Bs. As.

- ____ y N. SABATTINI, 1969. Upper Paleozoic faunal similitude between Argentina and Australia. *Gondwana Stratigraphy, IUGS Symp. UNESCO, Earth Sci.*, 2: 235-248, París.
- ARCHANGELSKY, S., 1960. Lycopside y Sphenopsida del Paleozoico superior de Chubut y Santa Cruz, Patagonia. *Acta Geol. Lilloana*, 3: 21-36, Tucumán.
- ____ y C. L. AZCUY, 1983. Carboniferous Palaeobotany and Palynology in Argentina. *An. X Congr. Intern. Esgrat. Carbonif.*, (en prensa), Madrid.
- ____ y R. CUNEO, 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus planes fósiles. *Mem. III Congr. Latinoam. Paleont.*, 1984: 143-153, México.
- ARRONDO, O. G., 1972. Síntesis del conocimiento de las taflooras del Paleozoico superior de Argentina. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 44 (supl.): 37-50, Río de Janeiro.
- AZCUY, C. L., 1983. Paleogeography and Stratigraphy of the Late Carboniferous in Argentina. *X Congr. Intern. Estrat. Carbonif.*, Actas, (en prensa), Madrid.
- CORTIÑAS, J. S. y H. A. ARBE, 1982. Facies y paleoambientes sedimentarios del Grupo Río Genoa, Pérmico inferior de la región de Nueva Lubecka, provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 37(3): 300-312, Bs. As.
- CUNEO, R., 1983. Paleoecología de microsecuencias plantíferas del Grupo Río Genoa, Pérmico de Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 20 (1-2): 111-131, Bs. As.
- CHEBLI, G. A., C. NAKAYAMA y J. C. SCIUTO, 1979. Mapa geológico de la provincia del Chubut. *VII Congr. Geol. Arg., Actas I*: 639-655, Bs. As.
- FERUGLIO, E., 1951. Sobre algunas plantas del Gondwana del valle Genoa. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 6 (1):
- FRAKES, L., A. J. AMOS y J. C. CROMELL, 1969. Origin and Stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. *Gondwana Stratigraphy, IUGS Symp., UNESCO*, 2: 821-843, París.
- ____ y J. C. CROMELL, 1969. Late Paleozoic Glaciation: I, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1007-1042, Boulder.
- FRANCHI, M. R. y R. F. N. PAGE, 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 35(2): 208-229, Bs. As.
- FRENGUELLI, J., 1953a. Las Pecopteróideas del Pérmico del Chubut. *Not. Mus. La Plata, Paleont.* 16 (99): 287-296, La Plata.
- ____, 1953b. Recientes progresos en el conocimiento de la geología y la paleogeografía de Patagonia basados sobre el estudio de sus plantas fósiles. *Rev. Mus. La Plata, (N. Ser.), Geol.*, 4(27): 321-341, La Plata.
- FREYTES, E., 1971. Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel (Departamentos de Languineo y Tehuelches, provincia de Chubut). *YPF, (inéd.)*, Bs. As.
- GONZALEZ, C. R., 1972. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 27(1): 95-115, Bs. As.
- ____, 1975. Nuevos Bivalvia de la Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut, Argentina. *Congr. Arg. Paleont y Bioestr.*, Actas I: 341-355, Tucumán.
- ____, 1977. Bivalvos del Carbónico superior del Chubut, Argentina. *Acta Geol. Lilloana*, 14: 105-147, Tucumán.
- ____, 1981. El Paleozoico superior marino de la República Argentina: Bioestratigrafía y paleoclimatología. *Ameghiniana*, 18 (1-2): 51-65, Bs. As.
- ____, 1983. Especies de Atomodesminas (Bivalvia) del Paleozoico superior de Patagonia. *Ameghiniana*, 20 (1-2): 154-160, Bs. As.
- ____, 1984. Rasgos paleogeográficos del Paleozoico superior de Patagonia. *IX Congr. Geol. Arg., Actas I*: 191-205, Bs. As.
- ____, 1985. El Paleozoico superior marino de la Patagonia extraandina. *Ameghiniana*, 21 (2-4): 125-142, Bs. As.
- HEDBERG, H. O., 1980. Guía Estratigráfica Internacional. *Ed. Reverté S. A.*, 205 pp., Barcelona.
- LESTA P. y R. FERELLO, 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: A. F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Ciencias*, 601-654, Córdoba.
- LOPEZ GAMUNDI, O. y C. O. LIMARINO, 1984. Facies de abanico submarino en el Grupo Tepuel (Paleozoico superior), provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 39 (3-4): 251-261, Bs. As.
- PAGE, R. F. N., 1982. Descripción geológica de la Hoja 45b, Sierra de Tepuel, provincia del Chubut. *Serv. Geol. Nac., (inéd.)*, Bs. As.
- ____, 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. *IX Congr. Geol. Arg., Actas I*: 619-632, Bs. As.
- PETRIELLA, B. y O. G. ARRONDO, 1978. Presencia de *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez, en el Carbónico inferior de Argentina. *Ameghiniana*, 15 (3-4): 406-408, Bs. As.
- RICCARDI, A. C. y N. SABATTINI, 1975. Cephalopoda from the Carboniferous of Argentina. *Palaeontology*, 18, pt. 1: 117-136, Londres.
- SABATTINI, N., 1977. Gastrópodos carbónicos y pérmicos del Grupo Tepuel (provincia de Chubut, Argentina). *Obra Centen. Mus. La Plata, Paleont.*, 5: 39-62, La Plata.
- SUERO, T., 1945. Reconocimiento geológico de la región comprendida entre Nueva Lubecka, Piedra Shottle y Laguna Mate (Chubut). *YPF, (inéd.)*, Bs. As.
- ____, 1946. Reconocimiento geológico entre el Arroyo Genoa y el río Chubut (Dtos. Tehuelches, Paso de Indios y Languineo) prov. del Chubut. *YPF, (inéd.)*, Bs. As.
- ____, 1984. Descubrimiento del Paleozoico superior de la zona extraandina de Chubut. *Bol. Inf. Petrol.*, 28: 2-20, Bs. As.
- ____, 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina de Chubut (Patagonia austral, República Argentina). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 8 (1): 37-53, Bs. As.
- UGARTE, F., 1966. La cuenca compuesta Carbonífera-Jurásica de la Patagonia Meridional. *An. Univ. Patag. "San Juan Bosco", Cienc. Geol.*, 1 (1): 37-68, Comodoro Rivadavia.

Recibido: 19 de setiembre, 1984
Aceptado: 1 de junio, 1985

RENATO N. ANDREIS

CONICET - Depto. Ciencias Geológicas
Fac. Cienc. Ex. y Naturales - Univ. Bs.
Aires.

CARLOS R. GONZALEZ

CONICET - Fac. Cienc. Nat.
Univ. Tucumán, Fundación M. Lillo.

JORGE CORTIÑAS

Gerencia de Exploración - YPF.

PRIMERA REUNION ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGIA

Entre el 6 y 10 de octubre de 1986 se desarrollará en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata la Primera Reunión Argentina de Sedimentología,

En la misma se comentarán trabajos de Sedimentología básica y aplicada a sedimentos y ambientes sedimentarios actuales y antiguos, tectónica y sedimentación, etc.

Los interesados en participar con contribuciones o asistir a las sesiones pueden dirigirse a.

Dr. Luis Spalletti
Centro de Investigaciones Geológicas
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Calle 1 N° 644
1900 - La Plata
República Argentina
Tel. 021 - 21 5677

CARACTERIZACION DE UN MINERAL MONTMORILLONITICO DE LA PROVINCIA DE RIO NEGRO.

IBIS M. NATALE Y MARIA E. MANDOLESI

Introducción

Los yacimientos patagónicos del grupo de las esmectitas de mayor significancia se encuentran en el área circundante del lago Pellegrini, departamento General Roca, provincia de Río Negro; en el departamento de Zapala, en la provincia del Neuquén; así como otros depósitos en las sierras Overa y Cuadrada en el departamento de F. Ameghino, en la provincia de Chubut.

Las arcillas patagónicas son relativamente esmectitas puras y frecuentemente están interestratificadas con cenizas no alteradas.

Andreis et al. (1974), realizaron un estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del lago Pellegrini (provincia de Río Negro) y encontraron que predomina en la fracción arcillosa la montmorillonita, en toda la sección examinada.

Investigaciones posteriores establecieron la génesis de los depósitos así como estimaron las reservas geológicas (Iniguez Rodriguez et al., 1975).

En el presente trabajo se ha tratado de ampliar el conocimiento de las propiedades tanto mineralógicas como físicas y químicas de la bentonita existente en dicha área.

Materiales, métodos y resultados experimentales

El material arcilloso fue extraído de un yacimiento ubicado en una depresión conocida con el nombre de Cuenca Vidal, situada en el extremo noreste de la provincia de Río Negro, en el departamento de General Roca a una altura de 265-268 m sobre el nivel del mar (fig. 1).

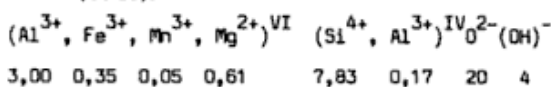
Densidad

El valor experimental de la muestra es de 2,59 g/cm³, determinándose según el método propuesto por Low y Anderson (1958).

Caillere y Henin (1963), describieron un simple procedimiento para hallar la densidad basado en las dimensiones de la unidad de la celda y su composición química. Siendo a = 5,18 Å ; b = 8,96 Å y d = 9,8 Å las dimensiones de la unidad de este mineral el volumen es de 454,8 Å³. Si a este valor lo multiplicamos por el número de Avogadro 6,02 x 10²³ obtenemos el volumen equivalente: 273,8 cm³. Luego, la densidad será igual, considerando el peso de la unidad de 716 g, de 2,61 g/cm³.

Análisis químico

El análisis químico total de dicha fracción se efectuó siguiendo las técnicas dadas por Jackson (1970). A partir de este análisis se estableció la fórmula química estructural del mineral según el método dado por Marshall (1948).



Capacidad de intercambio y cationes intercambiables

La capacidad de intercambio de cationes de la muestra natural se determinó utilizando el método gravimétrico propuesto por Bobko y Askinasi (1925), dando un valor de 0,91 me/g. La C.I.C. teórica se calculó a partir de la deficiencia de cargas positivas dando un valor de 1,00 me/g. A partir de la C.I.C. experimental, se determinó la densidad de este mineral de arcilla: 3,26 x 10⁴ cgu/cm³.

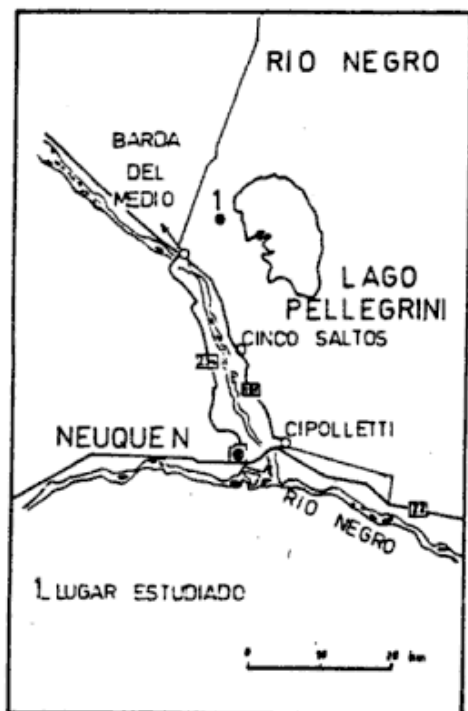


Fig. 1. Plano de ubicación del Lago Pellegrini

Los cationes intercambiables de la muestra son los siguientes Na = 23,0; K = 2,1; Ca = 10,0; Mg = 20,0 me/100 g, los cuales fueron extraídos empleando acetato de amonio 1 N, pH = 7.

Las grandes cantidades de sodio y magnesio intercambiables se deben a la presencia de sales solubles en el depósito natural.

Rayos

Se efectuaron difractogramas (fig. 2) sobre muestras naturales y saturadas con diferentes cationes; tratadas con glicerol; y calentadas a 550°C.

Análisis térmico diferencial y termogravimétrico

Dichos análisis se realizaron sobre el material de arcilla natural y saturado con Mg, mostrando las curvas de A.T.D. los picos característicos de la montmorillonita y la curva termográfica muestra que a 650°C el material sufre una deshidroxilación.

Superficie específica

El área de la superficie específica se determinó en una muestra saturada con Mg, mediante los métodos de adsorción del glicerol (Kinter et al., 1965) y de la ortofenantrolina (Lawrie, 1961). Siendo los valores de 843 m²/g y 613 m²/g, respectivamente. Como se observa se obtuvo un valor menor mediante el método de la adsorción de la

OP, coincidiendo con las conclusiones arribadas por Bussetti et al. (1980) que dicha adsorción se ve afectada por la presencia de un catión bivalente en la superficie de la montmorillonita.

Microscopía electrónica

En las microfotografías electrónicas se observan plaquetas gruesas formadas por láminas, las cuales al dispersarse aparecen como escamas, característica de las esmectitas patagónicas.

Análisis granulométricos del sedimento libre de limo y arcilla

Los componentes de la fracción liviana son los siguientes: cuarzo (común); feldspatos potásicos (presente); plagioclasas (predominante) y fragmentos líticos (abundante).

Los componentes de la fracción pesada: biotita y apatita (abundante), hornblenda castaña y verde; augita, epidoto y alteritas (presente) y opacos (predominante). La biotita se encuentra en tres distintas coloraciones, verde pálido, pardo amarillento y castaño oscuro no siendo frecuente encontrar las tres variedades juntas.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al dr. Ahmed K. Helmi por las valiosas indicaciones sugeridas durante el desarrollo del trabajo; al lic. Waldo E. Vallejos por la ejecución de los diagramas de análisis térmico diferencial y termo-gravimétricos; al dr. Pedro Maiza por los difractogramas de rayos X y a la lic. Susana Bidart por la descripción mineralógica del sedimento libre de arcilla y limo.

Lista de trabajos citados en el texto

- ANDREIS, R. R., A. M. INIGUEZ RODRIGUEZ, J. J. LLUCH y A. D. SABIDO, 1974. Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del Lago Pellegrini (Prov. Río Negro, República Argentina). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIX (1): 85-104.
- BOBKO, E. V. y D. L. ASKINASI, 1925. *Trudy Nauchn. Inst. po. Udobreniam*, Vyp 25.
- DE BUSSETTI, S. G., E. A. FERREIRO y A. K. HELMY, 1980. Adsorption of 1,10 phenantroline by some clays and oxides. *Clays and Clay Minerals*, 28: 149-154.
- CAILLERE, S. y S. HENIN, 1963. *Mineralogie der argiles*, Masson et Cie, Paris.
- GREENE-KELLY, R., 1953. Identification of montmorillonoids. *J. Soil Sci.*, 4: 233-237.
- HOFMAN, U. y R. KLEM, 1950. *Verlust der Antausch-*

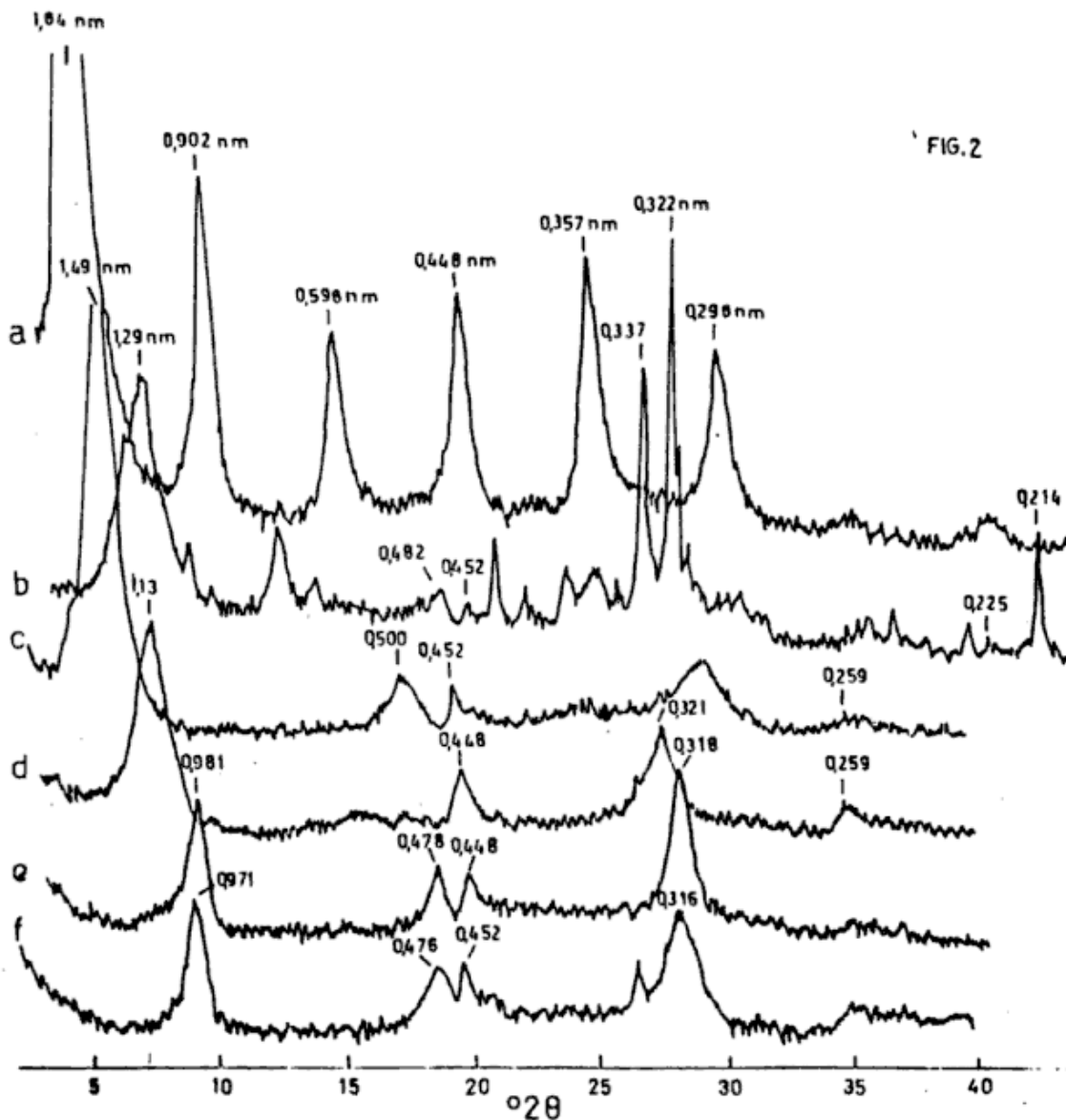


Fig. 2. Diagramas de difracción de rayos X de: a) Mg^{2+} -arcilla+glicerol; b) arcilla natural; c) Mg^{2+} -arcilla; d) K^+ -arcilla; e) Mg^{2+} -arcilla calentada a $550^{\circ}C$; f) Li^+ -arcilla calentada a $250^{\circ}C$ + glicerol (Test de Hofman-Klemen, 1950 y Greene-Kelly, 1953).

fähigkeit von Lithiumionen an Bentonit durch Erhitzung. *Zeits. anorg. allgem. Chem.*, 262: 95-99.

IRÍGUEZ RODRIGUEZ, A. M.; R. R. ANDREIS y J. J. LLUCH, 1975. Estudio Geológico y tecnológico de las bentonitas del Lago Pellegrini. Dep. Gral. Roca, Prov. Río Negro. *Revista Minería*, 143: 18-25.

JACKSON, M. L., 1970. Análisis químico de suelos. Ediciones Omega, Barcelona, 662 págs.

KINTER, B. y S. DIAMOND, 1956. Gravimetric determination of monolayers glycerol complexes of clay minerals. *Proc. Natl. Conf. 5th. Natl. Acad. Sci.*

Recibido: 21 de Junio, 1984
 Aceptado: 9 de Octubre, 1985

Natl. Res. Council, Publ.: 318-333.

LAWRIE, D. C., 1961. A rapid method for the determination of approximate surface area of clays. *Soil Sci.*, 92: 188-191.

LOW, P. F. y D. M. ANDERSON, 1958. The partial specific volume of water in bentonite suspensions. *Proc. Soil. Sci. Am. Soc.* 22: 22-24.

MARSHALL, C. E., 1948. The colloid chemistry of the silicate minerals. *Academic Press, Inc., New York.*

M. MANDOLESI
 IBIS M. NATALE

Depto. de Agronomía
 Universidad Nac. del Sur
 Av. Alvear 925
 8000 - Bahía Blanca

LA PALINOZONA *POTONIEISPORITES-LUNDBLADIAPORA* DE LA CUENCA PAGANZO

SILVIA N. CESARI

Introducción

Esta contribución tiene por objeto brindar una revisión de los estudios palinológicos efectuados para el Paleozoico superior en diversas localidades de la cuenca Paganzo por diversos autores, a la vez que proponer el establecimiento de la palinozona *Potonieisporites-Lundbladispora* ya definida en la cuenca Chacoparanense (Russo, Archangelsky y Gamarro, 1980). Se detallan los principales componentes de cada microflora con su ubicación estratigráfica y se presentan las relaciones que guardan con las restantes asociaciones.

La realización de este trabajo surgió como resultado del análisis de las diversas microfloras descritas o citadas para las provincias de San Juan y La Rioja, durante el estudio palinológico de la Formación Tupe llevado a cabo como becaria del CONICET (Césari 1984, 1985).

En el desarrollo de la contribución se citará el género *Ancistrospora* usado hasta el momento en la nomenclatura estratigráfica; sin embargo, este género fue sinonimizado con *Cristatisporites* (Playford, 1978).

Antecedentes

El análisis más reciente de la biozonación del Paleozoico superior de Argentina realizado por Archangelsky y Azcuy (1983), aún mantiene ciertas diferencias entre la cuenca Chacoparanense y la de Paganzo. Para esta última reconocen la palinozona de "*Ancistrospora*" y la de *Potonieisporites* que tendrían su correlativa en la de *Potonieisporites-Lundbladispora* de Chacoparaná, (véase cuadro II).

Azcuy y Jelin (1980) definieron tres pa-

linozonas para la Cuenca Paganzo, sobre la base de microfloras procedentes de diferentes unidades litoestratigráficas de distintas localidades la más antigua de esas palinozonas, denominada "*Ancistrospora*" fue reconocida por esos autores sobre la base de microfloras halladas en un nivel carbonoso de la Formación Lagares, en la localidad de Paganzo y en dos niveles de fangolitas carbonosas de la Formación Jejeñes, en Retamito. Si bien, en esta última localidad no fue reconocida la presencia de "*Ancistrospora*", la microflora forma parte de la palinozona, según Azcuy y Jelin (*op. cit.*). Recientemente, el hallazgo de especies significativas de granos de polen en la localidad de Paganzo procedentes aproximadamente del mismo banco carbonoso antes analizado, permitió a Azcuy y Gutiérrez (1984) asignarle a la palinozona "*Ancistrospora*" una antigüedad stefaniana.

En los depósitos de subsuelo de Macasán, se identificó una abundante microflora, referida por Azcuy y Jelin (*op. cit.*) al Carbónico superior y nominada como zona de *Potonieisporites*. La tercer palinozona representada por la asociación contenida en las sedimentitas de Bajo de Véliz estaría caracterizada por el incremento de especies de granos de polen estriados, según esos mismos autores.

Simultáneamente, en la cuenca Chacoparanense, Russo et al. (1980) definen también tres palinozonas, sobre la base de estudios realizados en los depósitos de subsuelo referidos a la Formación Ordoñez, en tres perforaciones de la provincia de Córdoba. La inferior, denominada *Potonieisporites-Lundbladispora* se caracteriza por la ausencia o presencia esporádica de granos bisacados estriados y fue referida al Carbónico superior. La zona *Cristatisporites*, que sigue

FORMACION GENERO	LAGARES			A. COLORADA			TUPE	JEJENES	MASCASIN	MALANZAN	L LARGA	GUAND.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Acanthotriletes					X	X		X	X		X	
Ahrensia					X	X						
"Ancistrospora"	X			X			X			X	X	
Apiculiretusispora	X	X	X	X	X	X	X		X		X	
Convolutispora	X	X	X	X		X	X				X	
Cristatisporites	X			X		X	X			X	X	
Cyclogranisporites	X	X	X	X			X		X		X	
Foveosporites	X	X					X				X	
Granulatisporites	X		X	X			X	X			X	
Horriditriletes			X									
Lundbladispota		X				X	X	X				
Punctatisporites	X	X		X	X	X	X			X	X	
Raistrickia	X	X	X	X	X		X	X	X		X	
Retusotriletes	X			X				X			X	
Spelaeotriletes							X					
Vallatisporites	X					X	X				X	
Verrucosisporites	X		X				X	X	X		X	
Waltzispora	X ?							X				
Caheniasaccites	X					X	X					X
Cannanoropollis	X						X	X	X			X
Crucisaccites	X						X	X				X
Florinites	X						X	X	X	X	X	
Potonieisporites	X					X	X	X	X			
Plicatipollenites	X		X			X	X	X	X			X
Bisacados	X						X	X	X			
Estriados							X		X			X

Cuadro 1: 1: Paganzo (Menéndez y Azcuy, 1969, 1971 y 1973); 2: Las Mellizas (Morelli et al., 1984, revisión preliminar); 3: Los Mogotes Colorados (Césari y Gutierrez, 1984 y en prep.); 4: Las Pircas (Menéndez, 1965 y Menéndez y G. Amicón, 1979); 5: mina La Estrella (Azcuy et al., 1983); 6: Casa Blanca (Limarino et al. 1984, revisión preliminar); 7: minas La Negra y La Victoria (Césari 1984, 1985); 8: Retamito (González Amicón, 1973 y Gutiérrez y Césari, en prep.); 9: Mascasín (Azcuy y Jelin, 1980, revisión preliminar); 10: Malanzán (Azcuy, 1975); 11: Loma Larga (Azcuy, 1975); 12: mina La Delfina (Azcuy y Ottone, 1983, revisión preliminar).

a la anterior, presenta una mayor diversificación de los granos estriados; y finalmente, la sucesión culmina con la zona *Striatites*, (véase cuadro II).

Las palinozonas "*Ancistrospora*" y *Potonieisporites* de la cuenca Paganzo y *Potonieisporites-Lundbladispota* de la Chacoparanaense son las que más interesan a los fines de la presente contribución.

Composición de las microfloras

En el cuadro I se detallan los géneros más abundantes o significativos de la asociación de "*Ancistrospora*" en la localidad de Paganzo. Gran número de sus especies han sido reconocidas en otras localidades de la cuenca, especialmente en el área de sierra de Maz (Césari 1984, 1985), donde aparecen asociadas a formas comunes con la palinozona *Potonieisporites* de Paganzo y Chacoparaná.

La Formación Lagares cuenta también con estudios palinológicos en la localidad de Los Mogotes Colorados, donde se identi-

ficó una pequeña asociación (véase cuadro I) procedente de los niveles arcillo-carbonosos de la parte media-basal de la secuencia. En cuanto a la asociación palinológica citada por Morelli et al., (1984) de la localidad de Las Mellizas, la misma procede de los términos medios de la entidad.

Las microfloras de mina La Victoria y mina La Negra en el área de sierra de Maz proceden de diferentes niveles desde la base al techo de la Formación Tupe, los que han mostrado notables variaciones cuantitativas (Césari, en prep.).

En el área de sierra de los Llanos, la Formación Malanzán, contiene una rica palinoflora al igual que la Formación Loma Larga (véase cuadro I). En la primera entidad proceden de depósitos lacustres ubicados en su parte media, y en la segunda de sedimentitas de origen fluvial.

La Formación Agua Colorada, brindó una abundante microflora en diferentes niveles carbonosos de la facies lacustre, en la base de la unidad (Limarino et al., 1984). Las otras dos localidades que cuentan

con estudios palinológicos de la Formación Agua Colorada, son mina La Estrella y Las Pircas, que brindaron palinomorfos de la parte basal a media de la unidad.

Comparando detalladamente las diferentes microfloras descritas hasta el momento en el área de la cuenca Paganzo, se observa una repetición en casi todas ellas de las mismas o muy semejantes especies, principalmente de granos de polen, las cuales sólo muestran diferencias porcentuales de partición. Por ejemplo, en un área geográfica relativamente reducida que incluye las localidades de Paganzo, Los Mogotes Colorados y Las Mellizas, para sedimentitas equivalentes se han descrito sucesivamente microfloras que muestran ligeras variaciones en su composición. Estas diferencias son fácilmente explicadas por tratarse de muestras puntuales en las secuencias, que pueden lógicamente representar variaciones ecofaciales de una misma asociación.

"Ancistrospora" aparece en la base de la Formación Lagares en la localidad de Paganzo, en la Formación Malanzán, en la Formación Agua Colorada y en la Formación Tupe, en todos los casos asociada a granos de polen monosacados, y en algunos, a bisacados estriados.

Por otro lado, *Lundbladispora* es reconocida en la Formación Lagares en la localidad de Las Mellizas, en la Formación Agua Colorada, en la Formación Jejenes, y en la Formación Tupe, en algunos casos asociada a "Ancistrospora" o con sus formas acompañantes más típicas.

Conclusiones

Debido a que parecen no existir diferencias reales en cuanto a la asociación paleoflorística que dió origen a estas microfloras, teniendo en cuenta los palinomorfos presentes y las megaflores relacionadas, se propone reunir en una sola entidad las palinozonas "Ancistrospora" y *Potonieisporites*, considerando las asociaciones que sir-

Cuadro II

	CUENCA CHACOPARAN	CUENCA PAGANZO 1980	CUENCA PAGANZO 1983	CUENCA PAGANZO ESTE YERBALE
PERMICO SUPERIOR	striatites			
PERMICO INFERIOR	Cristatisporites	Palinozona III	Palinozona III	Palinozona III
CARBONICO SUPERIOR	Poton-Lundbl.	Potonieisporites	Potonieisp./Ancistrospora	Potonieisp.-Lundbladisp.-ra
CARBONICO MEDIO		Ancistrospora		↓ ?

vieron para su definición como probables ecofacies de un mismo conjunto paleoflorístico.

Como resultado de una comparación global de la asociación que caracteriza la palinozona *Potonieisporites-Lundbladispora* en la cuenca Chacoparanense, gran parte de sus especies (o formas estrechamente similares) se identifican en mayor o menor proporción en alguna de las microfloras de la cuenca Paganzo. Por lo tanto, se considera conveniente usar la denominación de esa palinozona en esta última cuenca y sugerir su correlación, a fin de uniformar la nomenclatura bioestratigráfica. Se descarta la utilización del género "Ancistrospora" por cuanto fue sinonimizado con *Cristatisporites*; ello llevaría a confusión pues existe una palinozona con ese nombre en Chacoparaná, que posee, por otra parte, una composición disimil.

No se descarta, que investigaciones palinológicas sistemáticas en las secuencias críticas, como las que se han iniciado en la Formación Agua Colorada (Limarino et al., 1984) o Tupe (Césari, 1984, 1985), permitan subdividir la palinozona en subzonas de valor estratigráfico, o mostrar claras variaciones ecofaciales. En cuanto a su ubicación cronológica, se debe señalar que la asociación de granos de polen como *Potonieisporites* y *Plicatipollenites* junto con algunos bisacados y estriados, reconocida en el área gondwánica en sedimentitas del Carbónico superior o más jóvenes, sugiere una edad carbónica tardía para la palinozona. Algunos integrantes del conjunto de esporas con registros previos en Gondwana, como *Ahrensia* *cristatus* Playford y Powis de la Formación Agua Colorada, *Spelaotriletes ybertii* (Marques Toigo) Playford y Powis de la Formación Tupe, tienen en Australia una distribución en asociaciones aún no muy bien caracterizadas para el Carbónico medio y superior (Kemp et al., 1977, Playford y Powis, 1979).

Agradecimientos

La autora desea expresar su agradecimiento por la lectura crítica del manuscrito efectuada por el árbitro de la Revista.

Lista de trabajos citados en el texto

- ARCHANGELSKY, S. y C. AZCUY, 1983. Carboniferous palaeobotany and palynology in Argentina. X Int. Congr. Carbonif. Strat. Geol., (en prensa), Madrid.
- AZCUY, C., 1975. Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la comarca Malanzán-Loma Larga, provincia de La Rioja, Argentina. I. Localización geográfica y geológica de la comarca y descripciones sistemáticas. *Ameghiniana* 12 (1): 1-89.

- ____, 1975. Idem II. Descripciones sistemáticas y significado estratigráfico de las microfioras. *Ameghiniana* 12 (2): 113-163.
- AZCUY, C. y R. JELIN, 1980. Las palinozonas del límite Carbónico-Permiano en la Cuenca Paganzo. *Actas II Congr. Arg. Paleont. Bioestr. y I Congr. Latin. Paleont.* IV: 51-67.
- ____ y P. GUTIERREZ, 1984. Miosporas seleccionadas de algunas secuencias carbónicas de Argentina. *Actas III Congr. Arg. Paleont. y Bioestr.* : 47-52.
- ____, P. GUTIERREZ y V. BARREDA, 1983. Algunas miosporas carbónicas de la Formación Agua Colorada, provincia de La Rioja. *Ameghiniana* 19 (3/4): 289-302.
- ____ y G. OTTONE, 1983. Hallazgo de palinomorfos en la Formación Guandacol, quebrada la Delfina, Cuenca Paganzo. V *Simp. Arg. Paleob. Palin. Resúmenes, La Plata.*
- CESARI, S., 1984. Palinología de la Formación Tupe (Paleozoico superior), Sierra de Maz, provincia de La Rioja. I *Ameghiniana* XXI (1): 85-102.
- ____, 1985. Palinología de la Formación Tupe (Paleozoico superior), Sierra de Maz, provincia de La Rioja, II. *Ameghiniana* (en prensa).
- ____ y P. GUTIERREZ, 1984. Microflora de la localidad de Los Mogotes Colorados (Paleozoico superior) provincia de La Rioja. *Bol. Inst. Geoc., IG, San Pablo, (en prensa), Brasil.*
- GONZALEZ AMICON, O., 1973. Microflora carbónica de la localidad de Retamito, provincia de San Juan. *Ameghiniana* 10 (1): 1-35.
- KEMP, E., E. BALME, R. HELBY, R. KYLE, G. PLAYFORD, P. PRICE, 1977. Carboniferous and Permian palynostratigraphy in Australia and Antarctica: a review. *B.M.R. Journal of Australian Geology and Geophysics*, 2: 177-208.
- LIMARINO, C., P. GUTIERREZ y S. CESARI, 1984. Facies lacustres de la Formación Agua Colorada (Paleozoico superior) aspectos sedimentológicos y contenido paleoflorístico. *Actas IX Cong. Geol. Arg. V:* 324-341.
- MENENDEZ, C., 1965. Contenido palinológico en sedimentos con *Rhacopteris ovata* (Mc Coy) Walk. de la Sierra de Famatina, La Rioja. *Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia" Paleont.* 1 (3): 45-80.
- ____ y C. AZCUY, 1969. Microflora carbónica de la localidad de Paganzo, provincia de La Rioja. Parte I. *Ameghiniana* VI (2): 77-97.
- ____ y C. AZCUY, 1971. Idem Parte II. *Ameghiniana* VIII (1): 25-38.
- ____ y C. AZCUY, 1973. Idem. Parte III. *Ameghiniana* X(1): 51-71.
- ____ y O. GONZALEZ AMICON, 1979. Nuevos elementos de la microflora carbónica de "Las Pircas" (Formación Agua Colorada), Sierra de Famatina, La Rioja. *Ameghiniana* XVI (1-2): 65-79.
- MORELLI, J., C. LIMARINO, S. CESARI y C. AZCUY, 1984. Características litoestratigráficas y paleontológicas de la Formación Lagares en los alrededores de la mina La Margarita, provincia de La Rioja. *Actas IX Congr. Geol. Arg., IV:* 337-347.
- PLAYFORD, G., 1978. Lower Carboniferous spores from the Ducabrook Formation, Dummond Basin Queensland. *Palaeontographica* 167: 105-160.
- ____ y G. POWIS, 1979. Taxonomy and distribution of some trilete spores in Carboniferous strata of the Canning Basin, Western Australia. *Pollen et Spores* XXI (3): 371-394.
- RUSSO, A., S. ARCHANGELSKY y J. GAMERRO, 1980. Los depósitos suprapaleozoicos en el subsuelo de la llanura Chacopampeana, Argentina. *Act. II Congr. Arg. Paleont. y Bioestr. y I Congr. Latin. Paleont.* IV: 157-173.

Recibido: 4 de octubre, 1984.
Aceptado: 8 de julio, 1985

SILVIA N. CESARI

Dto. Ciencias Geológicas
Universidad de Buenos Aires - CONICET
Ciudad Universitaria - Pabellón 2
Núñez (1428) - Buenos Aires.

GEOCRONOLOGIA DE ROCAS VOLCANICAS CUARTARIAS EN LOS ANDES DEL SUR ENTRE LAS LATITUDES 37° y 38° S, CHILE

HUGO R. MORENO, RICARDO C. THIELE, ALFREDO A. LAHSEN, JUAN B. VARELA, LEOPOLDO E. LÓPEZ Y MARIO M. VERGARA

Introducción

Durante la ejecución de estudios geológicos detallados en los grupos volcánicos Antuco-Sierra Velluda y Callaqui, ubicados en la Cordillera de los Andes entre las latitudes 37° y 38°S, se realizaron 14 dataciones radiométricas por el método K-Ar (Moreno et al., 1984; Moreno y Lahsen 1984). El propósito de esta comunicación es dar a conocer los resultados de esas dataciones, con algunos comentarios acerca de sus implicancias geológicas y geomorfológicas, como contribución a la geología cuaternaria andina.

Síntesis Geológica de los grupos volcánicos Antuco - Sierra Velluda y Callaqui

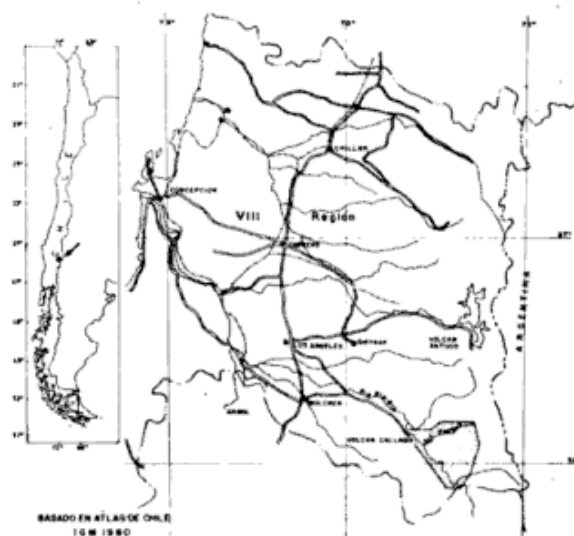
El Grupo volcánico Antuco-Sierra Velluda está ubicado en la Cordillera de los Andes de la VIII Región de Chile (37°27'S y 71°24'W) y comprende los volcanes Antuco de 2.979 m s.n.m. con registro de erupciones históricas y Sierra Velluda de 3.350 m s.n.m., el cual corresponde a un volcán muy desmantelado por la erosión glacial.

El volcán Antuco es un típico estratovolcán compuesto y consta de dos unidades: un volcán antiguo que evolucionó hasta la generación de una caldera (Antuco I) y un cono central que se desarrolló en su interior (Antuco II). Durante su evolución, el volcán Antuco ha emitido abundantes flujos de lavas y piroclásticos subordinados de composición predominantemente basáltica y andesítica basáltica.

El volcán Sierra Velluda corresponde a un estratovolcán fuertemente erosionado que comprende dos unidades: una secuencia inferior formada por brechas y aglomerados (Sierra Velluda I) y una secuencia superior

constituida por flujos de lavas (Sierra Velluda II). Petrográficamente, predominan las andesitas basálticas en la unidad inferior y las andesitas en la unidad superior.

Más al sur se ubica el volcán Callaqui, en el curso superior del río Biobío (37°55'S y 71°26'W). Este volcán corresponde a una estructura combinada de cono y fisura, con una base elíptica de elongación noreste. El edificio volcánico alcanza una altura de 3.100 m s.n.m. y presenta en su cima tres líneas de cráteres paralelos en una extensión de 11 km de largo. Mediante criterios morfoestructurales se han distinguido cuatro unidades en el volcán Callaqui, denominadas Unidades Callaqui I, II, III y IV, en orden decreciente de edad. Las lavas y piroclásticos eruptados presentan una composición basáltica y andesítica.



Muestra N°	Ubicación	% K	Roca	Ar. rad. ⁴⁰ mol/gr x 10 ⁻¹³	% Ar Atmosférico	Edad (miles de años)	Error (2 sigma)
1	Unidad volcánica Antuco I, estero El Aguado.	1.313	Andesita basáltica			< 124	
2	Unidad volcánica Antuco I, localidad Los Barros.	1.126	Andesita basáltica			< 100	
3	Unidad volcánica Antuco I, lago Laja, 5 km N Los Barros.	1.271	Andesita basáltica	18,36	97,5	83	46
4	Unidad volcánica Antuco I, cerro Cóndor, El Chacay.	0.589	Basalto			< 100	
5	Dique en cerro Cóndor, El Chacay (Unidad Antuco I).	0.667	Basalto	6,03	98,8	52	34
6	Unidad volcánica Sierra Velluda I Estero La Cueva.	1.535	Andesita basáltica	131,9	95,6	495	88
7	Unidad volcánica Sierra Velluda II, estero La Cueva.	1.053	Andesita basáltica	69,54	89,4	381	40
8	Dique en estero La Cueva.	0.816	Andesita			< 150	
9	Secuencia volcánica del Cordón Pachá inferior Estero La Mula	1.427	Andesita	20,600	98,2	830	380
10	Secuencia volcánica Pitril Estero Qui- llaileo.	1.136	Basalto de Olivina	15,830	77,9	800	50
11	Secuencia volcánica del Cordón Pachá.	1.393	Andesita basáltica.	9,081	94,4	380	50
12	Unidad volcánica Volcán Callaqui I, nacientes río Qui- llaicahue.	1.141	Andesita basáltica	3,392	93,7	171	26
13	Unidad volcánica Volcán Callaqui I Estero Epun.	1.25	Andesita basáltica	3,162	95,9	146	26
14	Unidad volcánica Callaqui II Estero Chipaco.	0.944	Andesita basáltica	1,472	97,9	90	30

Estos análisis se interpretan en condiciones límites para obtener un valor que pueda ser usado en geología. Esto se debe a que las muestras son muy jóvenes y sus características impiden obtener un dato más preciso.

El volcán Callaqui se dispone en discordancia sobre secuencias volcánicas más antiguas de disposición subhorizontal, previamente asignadas a la Formación Cola de Zorro por Niemeyer y Muñoz (1983). Estos estratos, intensamente afectados por la erosión glacial, corresponden a lavas, aglomerados y brechas de composición basáltica y andesítica.

El basamento sobre el cual se edificaron los volcanes Antuco, Sierra Velluda y Callaqui, consiste en estratos plegados terciarios de las formaciones Curamallín y Trapatrapa y cuerpos graníticos que los intruyen.

Dataciones radimétricas

Se realizaron cinco dataciones radimétricas K-Ar en roca total en la base de la Unidad Antuco I (Muestras 1, 2, 3, 4 y 5); una en el techo de la Unidad Sierra Velluda I (Muestra 6); 1 en la base de la Unidad Sierra Velluda II (Muestra 7); una en un dique que corta a toda la secuencia (Muestra 8); tres en las secuencias volcánicas pre-Callaqui (Muestras 9, 10 y 11): dos en la Unidad Callaqui I (Muestras 12 y 13) y una en la Unidad Callaqui II (Muestra 14). Los resultados de estas dataciones se exponen en el cuadro 1.

Respecto a los resultados obtenidos, cabe señalar los siguientes comentarios:

- 1.- Las edades de las secuencias volcánicas antiguas pre-Callaqui y del volcán Sierra Velluda, previamente asignadas a la Formación Cola de Zorro, se distribuyen

en la parte alta del Pleistoceno inferior y la mitad inferior del Pleistoceno superior. Cabe mencionar, que rocas pertenecientes a la formación Cola de Zorro, han revelado edades comprendidas entre 2.0 y 1.0 Ma, es decir, Plioceno superior - Pleistoceno inferior.

- 2.- La intensa erosión que presenta el volcán Sierra Velluda y las secuencias volcánicas antiguas pre-Callaqui, se debe fundamentalmente a la acción de las glaciaciones Riss y Wurm.
- 3.- El volcán Callaqui se construyó durante los últimos 200 mil años.
- 4.- El volcán Antuco se desarrolló durante los últimos 130.000 años.
- 5.- Queda de manifiesto que la erosión durante el Pleistoceno superior, esencialmente de tipo glacial y fluvial, ha sido en estas latitudes, más enérgica que lo sospechado anteriormente.

Lista de trabajos citados en el texto

MORENO, H., R. THIELE, A. LAHSEN, J. VARELA y L. LOPEZ, 1984a. Estudio del Volcán Callaqui, Geología y riesgo volcánico. Contrato OICB-01, para ENDESA. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, (inéd.), Santiago de Chile.

MORENO, H. y A. LAHSEN, 1984. El volcán Callaqui: ejemplo de volcanismo fisural en los Andes del Sur (Chile: 38°L.S.). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, (en prensa), Bs. As.

Recibido: 16 de noviembre, 1984

Aceptado: 9 de octubre, 1985

HUGO R. MORENO
RICARDO C. THIELE
ALFREDO A. LAHSEN
JUAN B. VARELA
LEOPOLDO E. LOPEZ
MARIO M. VERGARA

Departamento de Geología y Geofísica
Universidad de Chile

Casilla 13518 - Correo 21
Santiago de Chile

NOTA NECROLOGICA



ADOLFO MATIAS ANSELMINO

El 13 de febrero de 1985, a muy pocos días de haber cumplido 53 años, y como consecuencia de las secuelas de un desgraciado accidente, falleció nuestro colega Adolfo M. Anselmino. Su pérdida física se torna aún más dolorosa ya que en dicho accidente se vió involucrada, también fatalmente, su señora esposa.

Había nacido en Necochea el 8 de febrero de 1932, ciudad en la que completó sus estudios secundarios en el Colegio Nacional "José Manuel Estrada". Allí, en nuestra ciudad, junto a las barrancas del río Quequén Grande y al impulso que supieron transmitirle nuestros viejos y queridos maestros, nació su vocación por las Ciencias de la Tierra. Fue por ello que se trasladó a la ciudad de La Plata para proseguir los estudios universitarios, recibiendo como Geólogo en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo el 3 de enero de 1958.

Ya profesional, ingresó a la vieja Dirección Nacional de Geología y Minería, hoy Secretaría de Estado de Minería, donde, salvo un pequeño lapso en el que se desempeñó en la actividad privada, permaneció hasta su lamentada desaparición. Ocupó desde 1975 la jefatura del departamento de Evaluación Técnica de la Dirección Nacional de Promoción Minera. Durante 1967, fue becado por el Gobierno de Francia, ASTEF, para estudiar temas relacionados con la geología económica de arcillas y caolines.

Son innumerables sus trabajos de campo, en su mayor parte aún inéditos, relacionados con arcillas, caolines y rocas de aplicación. Como consultor, sus trabajos fueron requeridos entre otros por Celulosa Argentina, Soyma S.A., Consejo Federal de Inversiones, Badaracco Hnos., etc.

Conjuntamente con su labor profesional, impulsado por una característica muy especial de su personalidad, desarrolló también tareas docentes en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Se inició en los años 1953-1954 como ayudante alumno de Mineralogía, pasando luego por la Cátedra de Geología General como ayudante alumno, Jefe de Trabajos Prácticos interino, y por concurso de oposición, desde 1972 al 78. A partir de 1979, se desempeñó como profesor adjunto.

Para quien como yo compartió con él los juegos infantiles, ya adolescentes nuestras horas de estudio y las largas y hermosas jornadas en el mar de nuestro pueblo natal, para finalmente ya hombres, nuestras inquietudes profesionales y políticas, resulta muy difícil poder particularizar algún aspecto determinado de su rica y variada personalidad, ya que Adolfo reunía, en una forma por demás ponderada y casi única, las virtudes éticas del profesional, del hombre, y del amigo.

No fue un investigador ni un científico. Nunca pretendió serlo. Pero toda su vida estuvo dedicada a realizar la verdad, la ética y la amistad. Comprendió desde muy joven, con esa rara intuición que caracteriza a los elegidos, la necesidad que tenía el geólogo de jerarquizar y jerarquizar, a su vez, a la profesión, olvidándose de la vieja antinomia "ciencia pura-ciencia aplicada", en tanto dicha antinomia fuera utilizada con un criterio separatista o clasista. Para él existía "una sola Geología, la cual depende de su verdad y no de la naturaleza de su aplicación". Al igual que José Ingenieros, aquél gran maestro de juventudes, solía decir que había una sola ciencia: la CIENCIA POR LA VIDA.

Había reunido en su personalidad características espirituales que se apoyaban en una sólida y profunda inteligencia a las que sumaba una fina ironía y, fundamentalmente, una gran dosis de humor.

En las conflictivas y conflictuadas horas que vive nuestra profesión actualmente, el ejemplo que nos deja Anselmino debe servirnos como un faro que alumbré el camino a proseguir para la consagración de nuestros ideales profesionales.

La ecuanimidad de sus juicios lo habían convertido en hombre de consulta permanente. Sus palabras serenas, sus observaciones críticas, agudas y, a veces, hasta mordaces, se hacían sentir con toda la fuerza de esa verdad ética y de ese sentido de la amistad que él defendía con todas sus fuerzas. Su consejo era solicitado no solo

por los profesionales jóvenes, sino también por todos aquellos que ya llevamos muchos años en la profesión y que necesitábamos del apoyo que nos brindaba su amistad y la clarividencia de su pensamiento.

Todos los amigos que supo grangearse en su corta pero fructífera vida lo recordaremos afable, campechano, siempre dispuesto a brindarse por un compañero, a jugarse por una causa noble, a defender sus ideales y su verdad con firmeza, pero a su vez con esa bonhomía propia que le había sido inculcada en un hogar ejemplar.

El hombre grande de cuerpo y mucho más grande de espíritu. El amigo que hizo de esa palabra un verdadero culto. El colega que hizo de la verdad y de la ética profesional una forma de vida para ser imitada.

Dr. Carlos A. Devizia

IV CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA

a realizarse del

23 al 27 de Noviembre de 1986

en MENDOZA, ARGENTINA

Auspiciado por la

Asociación Paleontológica Argentina

y el

Centro Regional de Investigaciones Científicas y

Tecnológicas del CONICET. CRICYT - MENDOZA

En el IV Congreso tendrán cabida todos los trabajos originales relacionados con la paleontología, sea sistemática (incluyendo la taxonomía numérica), bioestratigrafía, paleoecología, paleobiogeografía, paleoclimatología basada en fósiles, y asimismo, técnicas y métodos en paleontología, con especial consideración de la informática. Algunos temas se tratarán en simposios.

Toda correspondencia debe dirigirse a:

PRIBIPA - CRICYT - Casilla de Correo 131 - 5500 - Mendoza - Argentina

FE DE ERRATA

En el trabajo de M. de Brodtkorb, N. Pezzutti y A. Brodtkorb, Tomo XL (1-2): 59, donde dice: Recibido: 12 de marzo de 1984 debe decir, Recibido: 12 de julio de 1983.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645 - Piso 1º - 1006 Buenos Aires - Argentina

COMISION DIRECTIVA

(1983 - 1985)

Presidente: DR. FRANCISCO NULLO
Vicepresidente: DR. CARLOS CINGOLANI
Secretario: LIC. EDUARDO ESPISUA
Tesorero: LIC. GUILLERMO TURAZZINI

Vocales:

LIC. ROBERTO PAGE
LIC. GABRIEL PANDO
DR. MARIO MAZZONI

Vocales Suplentes:

LIC. RAÚL DE BARRIO
LIC. CARLOS MOZETIC
DR. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

Revista y Publicaciones

Director: DR. VÍCTOR RAMOS

(1985 - 1987)

Presidente: DR. CARLOS CINGOLANI
Vicepresidente: DR. LUIS SPALLETTI
Secretario: DR. HÉCTOR LEANZA
Tesorero: LIC. NORMA PEZZUTTI

Vocales:

LIC. JORGE CANGINI
DR. ARMANDO MASSABIE
DR. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

Vocales Suplentes:

LIC. EUCENIO ARAGÓN
LIC. JORGE PISSETTA
LIC. JUAN IDIART

Director de la Revista: DR. VÍCTOR RAMOS

Director de Publicaciones: DR. FRANCISCO NULLO

Coordinadores: LIC. GRACIELA MARÍN, LIC. JULIO LAGE

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. GUALTER A. CHEBLI, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ D'ÁZ, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. FRANCISCO E. NULLO, DR. MARIO TERUGGI, DR. MARCELO YRIGOYEN, DR. CARLOS CINGOLANI

Miembros Honorarios

DR. PABLO GROEBER †
DR. JUAN KEIDEL †
DR. JOAQUÍN FRENGUELLI †
DR. FRANCO PASTORE †
DR. ANGEL V. BORRELLO †
DRA. EDELMIRA MÓRTOLA †
DR. ARMANDO F. LEANZA †
DR. HORACIO J. HARRINGTON †
DR. JORGE POLANSKI †
DR. CARLOS STORNI †
DR. RICHARD FOSTER FLINT †
DR. OSVALDO BRACACCINI †
DR. PERCY QUENSEL †
DR. JUAN C. M. TURNER †
DR. CARLOS GORDILLO †
DR. ALBERTO MINGRAMM
DR. BERNABÉ J. QUARTINO

DR. RAÚL N. DESSANTI
DR. EDGARDO ROLLERI
DR. PEDRO STIPANICIC
DR. MARCELO YRIGOYEN
DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO
ING. VICTORIO ANGELELLI
DR. HORACIO CAMACHO
DRA. PIERINA PASOTTI
DR. EMILIANO APARICIO
DR. ENRIQUE DE ALBA
DR. MARIO E. TERUGGI
DR. ROBERTO L. CAMINOS
DR. PEDRO CRIADO ROQUE
DR. ENRIQUE LINARES
DR. ROSENDO PASCUAL
ING. DANIEL A. VALENCIO
DR. JUVENAL J. ZAMBRANO

Miembros Correspondientes

DR. ARNOLDO HEIM †
DR. LUCIANO JACQUES DE MORAES †
DR. ABEL HERRERO DUCLOUX †
ING. JORGE MUÑOZ CRISTÍ †
DR. ENRIQUE GERTH †
DR. GUILLERMO ZULOAGA

ING. HÉCTOR FLORES WILLIAMS
ING. CARLOS RUIZ FULLER
DR. RODOLFO MÉNDEZ ALZOLA †
DR. UMBERTO CORDANI
DR. JEAN CLAUDE VICENTE
DR. IAN DALZIEL

MIEMBROS BENEFACTORES Y PROTECTORES

COMISIÓN NACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA
CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES
CIENTÍFICAS Y TÉCNICAS
COMISIÓN DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES
YACIMIENTOS PETROLÍFEROS FISCALES
GAS DEL ESTADO
QUITRAL-Co S.A.I.C.
Cía. TOTAL AUSTRAL
SHELL HYDROCARBONS S.V.
AGUA Y ENERGÍA ELÉCTRICA SOC. DEL ESTADO
ARGENTINA CITIES SERVICE EXPLORATION, INC.
BRIDAS S.A.P.I.C.

DIRECCIÓN GENERAL DE FABRICACIONES MILITARES
DRESSER ATLAS ARGENTINA S.A.M.P.I.C.
COMPAÑÍA DE INVESTIGACIONES GEOFÍSICAS
(PROC. SCHLUMBERGER) S.A.
ESSO S.A. PETROLERA ARGENTINA
COMPAÑÍA MINERA TEA
GEOMATER S.A.
APCO ARGENTINA INC.
INVAP. S.A.
PLUSPETROL S.A.
TECHINT S.A.C.I.
AMOCO ARGENTINA OIL CO.

INDICE ALFABETICO DEL TOMO XL

Allotta, Guida. Estudio genético de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut	69
Arrospeide, Alberto. Las manifestaciones de greisen de la sierra de Fiambalá, Catamarca	92
Benito, J. I. y G. P. Quartino. La metatraquita fonolítica de Tres Cerros y sus relaciones con las metamorfitas de la sierra de Guasayan, provincia de Santiago del Estero	176
Brotkorb, M. K. de, N. Pezzuti y A. Brotkorb. La franja con mineralización sheelítica entre el dique La Florida y Paso del Rey	51
Cione, A. L. y S. M. Pereira. Los peces de la Formación Yacoraite (Cretácico tardío-Terciario, noroeste argentino) como indicadores de salinidad	83
Farinati, E. Depósitos marinos Holocenos de los alrededores de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires	225
Galazzo, J., R. Cerro y P. Depetris. Los caolines de Chubut y Santa Cruz. Sus características importantes para el uso papelerero	278
Godeas, M. Geología en el Bajo de La Leona y su mineralización asociada, provincia de Santa Cruz	262
Kostadinoff, J. Investigaciones sísmicas en la prolongación marina del Sistema de Tandilia	202
Llambías, J. E., A. M. Sato y J. Tomsic. Geología y características químicas del stock terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas, provincia de Salta	158
Malvicini, L. La mina de hierro del Nevado de Acay, provincia de Salta, un depósito tipo skarn	89
Mazzoni, M. La Formación Sarmiento y el vulcanismo Paleogeno	60
Rapela, C. W. y J. E. Llambías. Evolución magmática y relaciones regionales de los Complejos Eruptivos de La Esperanza. Provincia de Río Negro	4
Scasso R. y J. Mendia. Rasgos estratigráficos y paleoambientales del Paleozoico de las Islas Malvinas	26
Sinito A. M., D. A. Valencio y K. M. Creer. Paleolimnología del área aledaña a los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi (Brazo Campanario), Provincia de Río Negro	211
Torres, M. A. Estratigrafía de la ladera occidental del cerro Amarillo y quebrada de La Yesera, departamento de Cafayate, Salta	141
Trombotto, D. Análisis preliminar de estructuras geocriogénicas mediante texturas de grano de cuarzo con la aplicación del microscopio electrónico	184
Uliana, M., K. Biddle, D. W. Phelps, D. A. Gust. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamerica	231
Varela, R., L. H. Dalla Salda y C. A. Cingolani. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires	254
Notas Breves	
Andreis, R., C. González y J. Cortiñas. Estratigrafía de los Grupos Tepuel y Río Genoa (Neopaleozoico de Chubut)	284
Carrillo, R. y A. E. Hurtado. Sobre la edad de las vulcanitas del extremo noroeste de la sierra de la Lagunita Salada, provincia del Chubut	117
Cesari, S. La palinozona Potoniesporites-Lundbladiaspora de la Cuenca de Paganzo	293
Losada O. y R. Schilizzi. Presencia de ritmitas en la Formación Sauce Grande, Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires	114

Mastandrea, O., C. Hugo, H. Leanza, C. Oblitas y A. Spiegelman. Fosfatos Triásicos en la Formación Cacheuta, Provincia de Mendoza	124
Moreno, H., R. Thiele, A. Lahsen, J. Varela, L. Lopez y M. Vergara. Geocronología de las rocas volcánicas cuaternarias en los Andes del Sur entre las latitudes 37° y 38° S, Chile	297
Natale, L. y M. Mandolesi. Caracterización de un mineral montmorillonítico de la provincia de Río Negro	290
Toselli, A., J. N. Rossi de Toselli, J. Saavedra, A. García, R. Diaz Tadei, E. Farias y M. Medina. El granito especializado (Sn, W, Li, Rb, Cs, P) de Los Alisos, Tucumán	120
Comentario	
Gonzalez Diaz, E. F. Consideraciones sobre algunos rasgos geomorficos de la provincia de Entre Rios	127
Réplica	
Kerllenevich, S. Nuevas consideraciones sobre los tipos de suelos de la provincia de Entre Rios	128
Homenajes	
Prof. Dr. Armando F. Leanza .*	1
Notas Necrológicas	
Dr. Carlos E. Gordillo	131
Dr. Adolfo M. Anselmino	300

El presente número ha sido financiado en parte con subsidios del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, que no se hacen responsables del contenido del mismo.

El número 1-2 del correspondiente Tomo se terminó de imprimir el 2 de diciembre de 1985.

Este libro se terminó de imprimir el 20 de Abril de 1986 en los talleres gráficos de ZLOTOPIORO S.A.C.I.F., sito en la calle Sarmiento 3149, Buenos Aires, R. Argentina.

FERNANDO GARCIA CAMBEIRO

Distribuidor Exclusivo de la
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Cochabamba 244 - Tel. 361-0473 - 1150 Buenos Aires, República Argentina

PUBLICACIONES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie A

Monografía N° 1

ESTUDIO Y EXPLORACION GEOLOGICA DE LA REGION BARREAL-CALINGASTA
Provincia de San Juan, República Argentina. B. J. Quartino, R. A. Zardini y A. J. Amos (agotado).

Serie B (Didáctica y Complementaria)

- N° 1 DICCIONARIO GEOLOGICO INGLES-ESPAÑOL, ESPAÑOL-INGLES, J. C. M. Turner (agotado).
- N° 2 CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA DEL COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (agotado).
- N° 3 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. I. Años 1960-1974. P. N. Stipanovic y E. Linares.
- N° 4 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. II. Años 1974-1976 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS SIN PUBLICAR. E. Linares.
- N° 5 ROCAS PIROCLASTICAS, INTERPRETACION Y SISTEMATICA, M. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis (agotado).
- N° 6 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. III. Años 1977-1978 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. II. Años 1975-1976. E. Linares.
- N° 7 ORDOVICICO ARGENTINO. Guillermo Furque y Alfredo J. Cuerda.
- N° 8 PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN SECUENCIAS SILICOCLASTICAS, Luis A. Spalletti.
- N° 9 CATALOGOS DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS. I Revista (1946-1978). II Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978).
- N° 10 CATALOGOS DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. IV. Años 1979-1980 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. III. Años 1977-1978. E. Linares.
- N° 11 MODELOS DEPOSICIONALES CARBONATICOS, Albert V. Carozzi.

Serie C - Reimpresiones

- N° 1 OBSERVACIONES GEOLOGICAS A LO LARGO DEL MERIDIANO 70. P. Groeber.

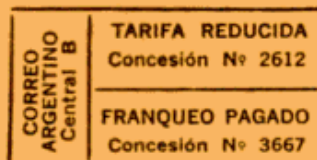
Revistas

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XL - Nos. 3-4



CONTENIDO

Estratigrafía de la ladera occidental del cerro Amarillo y quebrada de La Yesera, Departamento de Cafayate, Salta MAX A. TORRES	141
Geología y características químicas del stock terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas, provincia de Salta J. E. LLAMBÍAS, A. M. SATO Y J. TOMSIC	158
La metatraquita fonolítica de Tres Cerros y sus relaciones con las metamorfitas de la sierra de Guasayan, provincia de Santiago del Estero J. I. BENITO Y GABRIEL P. QUARTENO	176
Análisis preliminar de estructuras geocriogénicas mediante texturas de grano de cuarzo con al aplicación del microscopio electrónico DARÍO TROMBOTO	184
Investigaciones sísmicas en la prolongación marina del Sistema de Tandilia JOSÉ KOSTADINOFF	202
Paleolimnología del área aledaña a los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi (Brazo Campanario), provincia de Río Negro A. M. SINTO, D. A. VALENCIO Y K. M. CREER	211
Depósitos marinos holocenos de los alrededores de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires ESTER FARINATI	225
Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica M. ULIANA, K. BIDDLE, D. W. PHELPS Y D. A. GUST	231
Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires R. VARELA, L. H. DALLA SALDA Y C. A. CINGOLANI	254
Geología en el bajo de La Leona y su mineralización asociada, provincia de Santa Cruz M. GODEAS	262
Los caolines de Chubut y Santa Cruz. Sus características importantes para el uso papelerero J. GALAZZO, R. CERRO Y P. DEPETRIS	278
<i>Notas Breves</i>	
Estratigrafía de los Grupos Tepuel y Río Genoa (Neopaleozoico de Chubut) R. ANDREIS, C. GONZÁLEZ Y J. CORTIÑAS	284
Caracterización de un mineral montmorillonítico de la provincia de Río Negro I. NATALE Y M. MANDOLESI	290
La palinozona Potoniensporites-Lundbladiaspora de la cuenca de Paganzo S. CÉSARI	293
Geocronología de rocas volcánicas cuartarias en los Andes del sur entre las Andes del sur entre las latitudes 37° y 38° S, Chile H. MORENO, R. THIELE, A. LAHSEN, J. VARELA, L. LÓPEZ Y M. VERGARA	297
<i>Nota Necrológica</i> Dr. Adolfo M. Anselmino	300

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos.