

R1661
ISSN 0004-4822



Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXII - Nº 3
Julio - Setiembre
Buenos Aires 1977

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

<i>Presidente:</i>	DR. ROBERTO CAMINOS
<i>Vicepresidente:</i>	DR. JUAN CARLOS RIGGI
<i>Secretario:</i>	DR. NORBERTO MALUMILAN
<i>Tesorero:</i>	DR. CARLOS LEOPOLDO AZCUT
<i>Vocales:</i>	LIC. MIGUEL ANGEL ULIANA
	LIC. FRANCISCO E. NULLO
	DR. GUALTER CHEBLI
<i>Vocales suplentes</i>	DR. RICARDO VARELA
	LIC. ROBERTO O. GAZZANI

COMISION DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. ROBERTO CAMINOS

Miembros: LIC. FRANCISCO E. NULLO y LIC. MIGUEL A. ULIANA

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Delegación Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Córdoba 77
Delegación Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Univ. de Catamarca, 4700 Catamarca
Delegación Córdoba: Sr. Angel E. Massa, Pellegrini y Calle 8, Suc. N° 9
Delegación Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Distr. Geol. YPF, General Mosconi
Delegación Jujuy: Dr. Ricardo Bagalciaga, Mina Aguilar, Dto. Geología, 4634 Jujuy
Delegación La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, Urquiza 768, P. 9, d. 1
Delegación La Plata: Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque
Delegación Mendoza: Dr. Armando Ortega Furlotti, Azopardo 313 C.N.E.A., Godoy Cruz
Delegación Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518
Delegación Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246
Delegación Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno
Delegación Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57
Delegación San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabo de Greco, ITNAS - C.C. 57
Delegación San Carlos de Bariloche: Dra. Guida Aliotta, C.C. 138
Delegación Santa Fe: Dra. Hetty Bertoldi de Pomar, Grand Bourg 4352
Delegación San Juan: Dr. Juvenal Jorge Zambrano, Mendoza 389 - Sur
Delegación San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294 - 5700
Delegación San Miguel de Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Balcarce 42
Delegación Santa Rosa: Dr. José Antonio de Ormaechea, Pasaje 2, n° 245, B° Independencia
Delegación Vespucio (Salta): Dr. Federico Madel, Distr. Geol. YPF
Delegación Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, Mendoza 140
Delegación Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Dr. Guillermo Turazzini (Córdoba 1345 - 7° p.)
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Luis Alberto Soruco (25 de Mayo 145)
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dr. Juan Spikermann (Libertador 8250)
Comisión Nacional de Estudios Geohelífisicos: Dr. Jorge F. Kimsa (Busolini 1661, San Miguel)
Consejo Federal de Inversiones: Dr. Roberto M. Sarudiansky (San Martín 871)
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez (Cabildo 63)
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy (Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez)
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídrica: Lic. Corina R. de Canduglia (Viamonte 1145 1° p.)
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldi (Angel Gallardo 470)
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Isolina Díaz Peña (M. T. de Alvear 1842)
Secretaría de Minería: Lic. Julio Lage (Avda. Santa Fe 1548)
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Gerardo Perillo (Montes de Oca 2124)
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann (Diag. Roque Saenz Peña 1190)
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dr. Gualter Chebli (Diagonal Norte 777)

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil:

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 Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492
Dr. Oscar Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo

Chile:

Dr. Reynaldo Charrier, Departamento de Geología. Casilla 13518, Correo 21, Santiago de Chile

Paraguay:

Dr. Gustavo Vera Morigo, Ministerio de Obras públicas y Comunicaciones, Oliva y Alberdi 5 piso, Casilla de Correo 1662. Asunción

Uruguay:

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

Perú:

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

Bolivia:

Dr. Arturo Castaño, Casilla Correo 96, La Paz.

EL GABRO CORONITICO DEL CERRO SAN LORENZO, Córdoba, Argentina

ALEJANDRO J. TOSELLI^{*}, JUANA N. ROSSI DE TOSELLI^{*}
y GUSTAVO A. TOSELLI^{**}, con análisis a la microsonda por
D. LADURON y J. WAUTIER^{***}

^{*} Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán.

^{**} Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Catamarca.

^{***} Laboratorio de Petrografía, Universidad Católica de Lovaina, Bélgica.

Resumen

El gabro del Cerro San Lorenzo es un cuerpo tabular aislado, intruido concordantemente en las rocas regionales de la facies de las anfibolitas.

Las rocas coroníticas predominan en la parte central de intrusivo, mientras que hacia los bordes alterna con gabro sin olivino que contiene cantidades variables de hipersteno.

La zona marginal del cuerpo muestra evidencias claras de metamorfismo retrógrado, que se manifiesta por una hornblendización generalizada; siendo este proceso posterior a la formación de las coronas.

El quimismo de muestras seleccionadas indica una disminución en la relación $Mg: (Mg + Fe)$ hacia la zona marginal hornblendizada.

Las coronas son las del tipo clásico más común y consisten en un núcleo corroído de olivino rodeado de bronzita, la más de las veces granular y una simplectita externa de hornblenda más espinelo que se desarrolla a expensas de la plagioclasa.

Las relaciones de campo y datos petrográficos indican que el gabro olivínico se intruyó y enfrió lentamente en un ambiente profundo y es muy

probable que las coronas se hayan formado en esa etapa.

Completando la descripción de las coronas, se dan los datos químicos y la fórmula estructural de sus minerales, realizadas por D. Laduron y J. Wautier con microsonda, en una sección representativa.

Abstract

The gabbroic body of Cerro San Lorenzo, is syntectonic, tabular and concordant intruded in gneisses and amphibolites of the Metamorphic Basament of the Sierras Pampeanas.

The central part of the body present Olivine crystals surrounded by an inner rim of Bronzite, and an outer rim of a symplectite of hornblende and spinel.

The outer part of the body show rings of amphibolitization as a product of diaphoresis. The ratio $Mg/(Mg + Fe)$ in the hornblendes diminishes toward the border indicating a lowering of the temperature of formation in that sense.

Introducción

Los gabros olivínicos y ciertas anortositas con desarrollo de coronas en el contacto olivino-plagioclasa son bien conocidas y están documentadas en muchas partes del mundo, especialmente en Noruega.

En nuestro país sólo se conocen dos ejemplos; uno es el del cerro San Lorenzo, en Córdoba, del cual Romberg (1894) describió las muestras que le remitiera Brackebusch. El segundo es una norita olivínica en Valle Fértil, San Juan, que fuera estudiada más recientemente por Villar Fabre (1962).

Puesto que las coronas son algo fuera de lo corriente, y ofreciendo el cerro San Lorenzo ejemplos muy hermosos e interesantes de estas estructuras, nos proponemos ampliar la información ya existente con datos sobre el emplazamiento del cuerpo, yacencia y relaciones estructurales con la roca de caja; como así también su petrogénesis en base a datos químicos y petrográficos y condiciones de formación de las coronas, aplicando, cuando es posible, los datos elaborados experimentalmente por distintos autores.



Metodología

Durante dos campañas de 15 días se realizó un muestreo sistemático del afloramiento con un total recolectado de 100 muestras, de las que se seleccionaron 7 para análisis químicos.

La geología y variaciones litológicas se volcaron sobre la base topográfica obtenida de fotografías aéreas de la Dirección de Catastro de la provincia de Córdoba, a escala aproximada de 1:20.000.

En el gabinete se realizó el estudio microscópico de cortes delgados de rocas. Las propiedades ópticas de los minerales se determinaron ya sea en grano suelto y/o sección delgada por medio de la Platina Universal.

El estudio a la microsonda sobre la muestra 41, con aparato AMX de la firma ARL, ha sido realizado sobre lámina pulida (Cadwell y Weiblen, 1965) y metalizada al carbono. Las partes a estudiar, antes de ana-

lizar a la microsonda, fueron fotografiadas con luz transmitida y con luz reflejada a fin de poder localizar con precisión los granos a analizar.

Las condiciones de operación fueron las siguientes: tensión de 20 Kv, corriente muestra de 25 na sobre latón, cristal de LiF para el Fe, Mn, Ty y Ca; de ADP para el Si y de RAP para el Al, Mg y Na.

Antes de realizar los análisis cuantitativos, se efectuó un reconocimiento cualitativo destinado a seleccionar los granos a analizar. El mismo consistió en hacer una serie de perfiles para los diversos elementos, desplazando la muestra por medio de un motor sobre el haz de electrones.

Los análisis puntuales cuantitativos fueron efectuados por el contador digital normalizado constante de la zona (Martin, Wautier y Béthune, 1972). Los cómputos fueron recogidos por el tiempo muerto y el ruido de fondo y por otra parte por la absorción, la fluorescencia y el número ató-

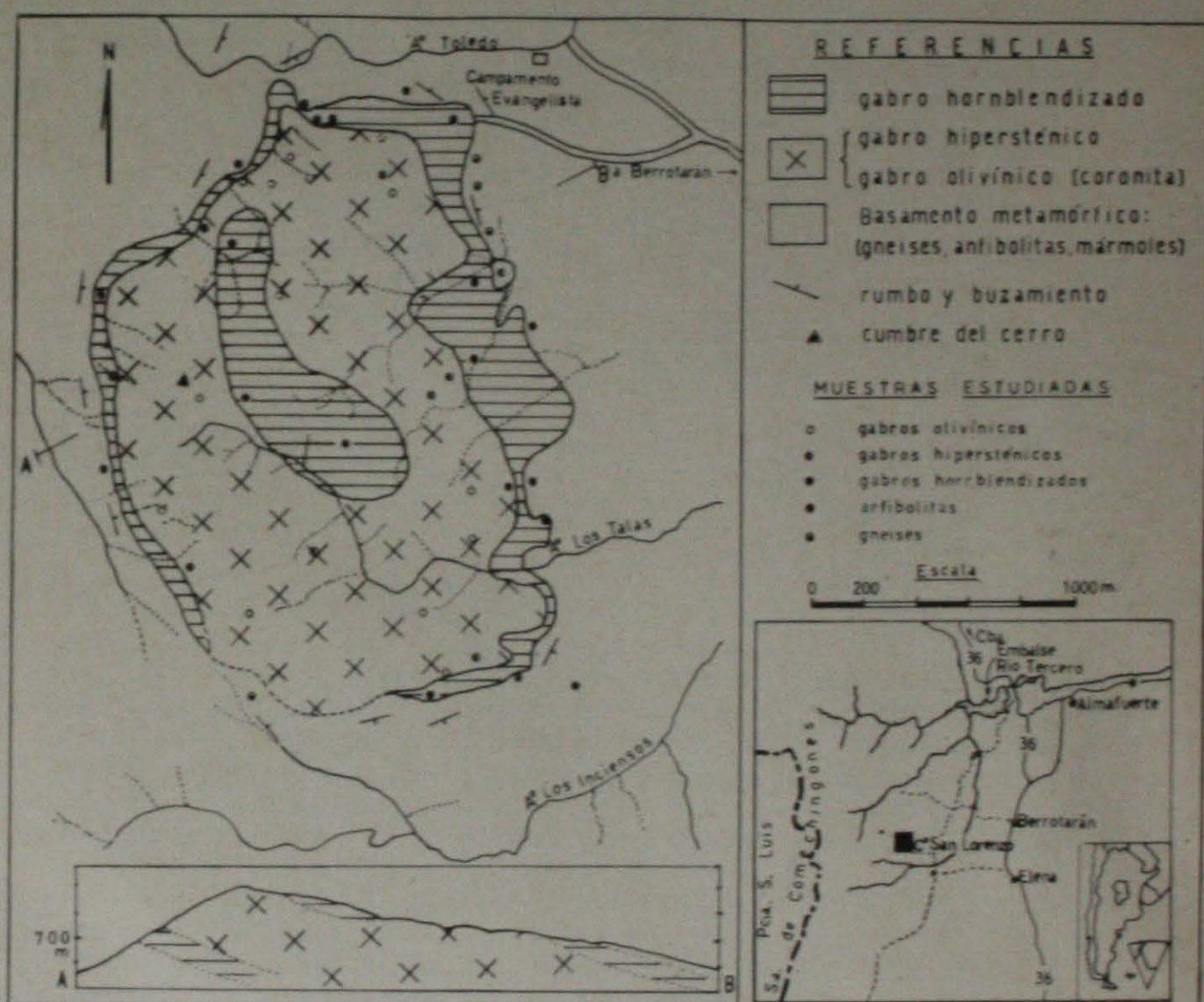


Fig. 1. — Bosquejo geológico y mapa de ubicación.

mico, utilizando el método empírico de Bence y Albee (1968) y Albee y Ray (1970).

Los standards utilizados fueron: un cuarzo para Si; una hornblenda para Ti; un vidrio sintético para Al y Ca; un olivino para Fe y Mg; una rodonita para Mn y una oligoclasa para Na. El hierro ha sido expresado totalmente como FeO , porque la microsonda no puede distinguir el Fe^3 del Fe^2 . Los resultados de los análisis son expresados en la tabla anexa. La fórmula estructural ha sido calculada para los diversos minerales. Se notará que en la hornblenda el tenor de H_2O ha sido fijado arbitrariamente en 2 % y la fórmula estructural ha sido calculada como es recomendado por diversos autores (ver por ejemplo Ernst, 1968), sobre la base anhidra de 23 oxígenos, en lugar de 24 (O,OH).

Para poder apreciar la textura de la simplectita de hornblenda-espinelo, las imágenes de barrido X para el silicio fueron realizadas dentro de la zona 1. Ellas muestran muy claramente, en negro al espinelo desprovisto de silicio y en blanco la hornblenda que contiene silicio. Estas imágenes pueden ser comparadas con la microfotografía, con luz reflejada, donde es posible distinguir, por su diferente poder de reflexión al espinelo (más claro) de la hornblenda (Fot. 10).

Los análisis químicos de los elementos mayoritarios fueron realizados por el Ingeniero D. E. Angonoa y las señoritas Olga Felisa Coronel y Noemí Cristina del Valle Sciángula, en el Laboratorio de Análisis Químicos de la Cátedra de Petrología de la Facultad de Ciencias Naturales.

Los elementos minoritarios fueron obtenidos en el espectrofotómetro de absorción atómica por el doctor Julio Saavedra Alonso, de la Universidad de Salamanca.

Ubicación y vías de acceso

El cerro San Lorenzo se encuentra ubicado según las coordenadas geográficas de $32^\circ 28'$ de latitud sur y $64^\circ 36'$ de longitud oeste, en la pedanía de Río Los Sauces, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba.

El acceso se realiza por la ruta nacional N° 36, hasta las localidades de Berrotarán o Elena, y de allí en dirección al oeste, a 30 kilómetros de la primera o a 15 kilómetros de la segunda, se llega al flanco noroeste del cerro por un camino de tierra bien consolidado.

Geología

Las rocas regionales corresponden predominantemente a gneises, con intercalaciones de anfibolitas y mármoles dolomíticos. Los diques aplopegmatíticos, generalmente de poco espesor, son comunes aunque no abundantes en los gneises, así como las venillas de cuarzo-oligoclasa en las zonas marginales del cuerpo gábrico.

El rumbo general de la estructura es aproximadamente $N 50^\circ$ y la inclinación entre 40 y 60° al este, pero en las proximidades del intrusivo gábrico, especialmente en los flancos norte y sur, encontramos variaciones bruscas este-oeste, evidentemente ocasionados por el intrusivo que modificó sustancialmente la homogeneidad de la estructura regional. Asimismo el gneis, que es de composición tonalítica, muestra aquí fenómenos de movilización, volviéndose más granuloso y englobando fragmentos de anfibolitas.

Forma de yacer y dimensiones del intrusivo

El cuerpo gábrico que constituye el cerro San Lorenzo es morfológicamente un cerro aislado, ligeramente elongado de norte a sur. Tiene forma oval en planta y cota mayor que el resto de las elevaciones de rocas metamórficas, de las que sobresale unos 200 metros. El afloramiento mide poco más de 2 km en sentido norte-sur por 1,5 km en sentido este-oeste. El flanco oriental presenta una suave inclinación al E-NE, mientras que el occidental es de pendiente brusca. Esto queda ilustrado en el perfil A-B, donde se ve que la zona marginal anfibolitizada es muy extensa hacia el E-NE y relativamente estrecha en el oeste. La forma de intrusión es aproximadamente tabular y concordante con la estructura regional y su espesor medio fue calculado en 150 metros.

Petrografía

El gabro hipersténico-olivínico (coronita) parece predominar en la parte central del cuerpo, pero hacia la periferia alterna con gabro hipersténico en fajas de espesor variable, desde centímetros a varios decímetros. En la zona marginal se pasa a gabros hornblendizados con distintos grados de desarrollo de anfíbol, pero que respetan la textura ígnea original.

CUADRO I - Modos expresados en volumen por ciento

Mineral	3	7	8	9	10	11	12	17	21	23	26	31	46	53	106	107
Plag.	34,12	32,33	32,97	39,54	36,50	34,72	43,60	46,00	32,06	45,70	48,12	41,64	46,40	46,16	71,18	46,22
Augita.	—	24,95	20,68	32,05	21,10	8,71	20,38	29,13	24,54	14,20	25,22	51,86	35,59	27,69	15,52	27,15
Anfib.	62,94	17,00	22,08	16,33	16,60	28,35	10,70	4,00	18,40	2,90	16,06	4,50	1,00	23,00	9,84	13,57
Acces.	2,94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,46	—	—
Hipers.	—	21,50	24,26	3,24	25,80	20,53	6,21	0,56	5,77	—	4,32	1,14	0,80	2,66	0,22	3,53
Oliv. Cor.	—	0,43	—	2,14	—	0,90	5,38	7,96	3,63	3,96	—	0,30	7,32	—	—	—
Simpl. Cor. *	—	1,94	—	3,04	—	3,85	6,53	6,07	6,84	18,88	4,10	0,84	5,32	—	—	—
Hipe. Cor.	—	1,86	—	3,62	—	3,00	7,07	6,17	8,76	14,16	2,16	0,30	3,54	—	—	—
Cummingt.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,91	4,34
Epidoto	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,29	5,16

CUADRO I - Modos expresados en volumen por ciento

(Continuación)

Minerales	108	109	110	112	113	119	120	121	125	128	130	132	133	134	138
Plag.	52,51	58,65	50,10	45,25	61,86	41,44	54,50	50,50	30,10	36,0	55,20	50,12	40,0	55,64	45,85
Apgita.	21,40	6,71	30,18	31,97	20,24	27,47	23,21	24,22	—	15,00	12,65	13,27	14,0	7,0	26,76
Anfib.	25,08	34,62	5,03	11,65	3,62	17,11	11,75	23,80	68,37	47,00	14,02	29,69	45,0	10,90	14,16
Ances.	1,00	—	—	—	—	—	—	—	1,53	2,00	—	—	1,0	—	—
Hipers.	—	—	—	11,11	1,53	3,45	3,11	0,84	—	—	1,07	0,90	—	0,58	13,21
Oliv. Cor.	—	—	4,02	—	5,51	3,24	1,91	—	—	—	3,52	0,09	—	1,75	—
Simpl. Cor. *	—	—	6,84	—	4,19	4,40	2,63	0,63	—	—	7,65	4,67	—	16,34	—
Hipe. Cor.	—	—	3,82	—	3,06	2,86	2,87	—	—	—	5,90	0,83	—	7,78	—
Cummingt.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epidoto	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Hornblenda - pleonasto.

Anfibolitas del basamento - 3; 125.

Ortoanfibolitas - 108; 109; 128; 133.

Gabros olivínicos - 7; 9; 11; 12; 17; 21; 23; 26; 31; 46; 110; 113; 119; 120; 121; 130; 132; 134.

Gabros hipersténicos - 8; 10; 53; 106; 107; 112; 138.

El anfíbol se presenta frecuentemente en grandes masas de hornblenda poiquiloblástica de color verde oscuro que va englobando y reemplazando a todos los minerales primarios.

Cuando esta zona hornblendizada se pone en contacto con las anfíbolitas regionales, éstas se diferencian por su fábrica típicamente esquistosa y su composición más uniforme (30-35 % de plagioclasa y 65-70 % de hornblenda verde azulada oscura).

El gabro es macroscópicamente una roca masiva de grano medio, melanocrática y de aspecto muy fresco. La textura es granular hipautomórfica, muy regular y sin señales de

deformación posterior. En ciertas partes de la zona marginal y contactos con la roca de caja se observan fenómenos de hidrotermalización (venillas de zoicita y cuarzo-plagioclasa).

La superficie meteorizada, muy delgada, muestra pequeñas manchas rojizas de 1 mm a 1,5 mm debidas a la oxidación del olivino.

Los modos realizados en más de treinta muestras (ver tabla I) nos proporcionan los siguientes datos:

1) En la zona central del cuerpo, el porcentaje de plagioclasa varía de 45 a 60 %, mientras que en las zonas marginales disminuye desde 50 a 32 %.

CUADRO II - Propiedades ópticas y composición de los principales minerales

Número Muestra	Roca	Mineral	Datos ópticos	Composición
10	Hiperita	plagioclasa	$\chi' 010 = 1,569$	An 75
"	"	hipersteno	$\gamma = 1,703$	
"	"		$\beta = 1,691$	Fs 32
"	"		$\alpha = 1,689$	
"	"		$2v = 53^\circ - 62^\circ$	
"	"		α	
"	"		$\gamma = 1,708$	
"	"		$\alpha = 1,683$	
"	"	hornblenda	$\gamma = 1,669$	
"	"		$\alpha = 1,645$	
"	"		$2v = 75^\circ$	
12	Coronita ¹	plagioclasa	$\beta = 1,577$	An 86 - 89
"	"		$\chi' \wedge 010 = 36^\circ$	An 86
"	"	olivino	$\beta = 1,712$	
"	"		$2v = 92^\circ - 95^\circ$	Fa 30
"	"		γ	
"	"	hipersteno	$\gamma = 1,697$	
"	"	corona)	$\alpha = 1,683$	
"	"	hornblenda?	$2v = 64^\circ$	
"	"		α	
"	"		$\alpha = 1,642$	
"	"	corona)	$\beta = 1,652$	
"	"		$\gamma = 1,662$	
"	"	augita	$Z \wedge C = 45^\circ - 48^\circ$	
"	"		$\beta = 1,683$	
"	"	espinelo	1,774	pleonasto
17	Coronita	plagioclasa	$\chi 010 = 1,572$	An 84
23	Coronita	plagioclasa	$\beta = 1,578$	An 88
36	Coronita	plagioclasa	U.T. ²	An 81
105	Ortoanfíbolita	plag.	$\chi \wedge (010) = 35^\circ - 36^\circ$	An 84 - 86
109	"	"	$\chi \wedge 010 = 35^\circ - 36^\circ$	An 82 - 86
110	Coronita	plagioclasa	$\chi 010 = 1,572$	An 84
110	"	olivino	$\beta = 1,714$	Fa 32
118	Anfíbolita	plagioclasa	$2v = 92^\circ - 95^\circ$	
"	"		γ	
118	"	plagioclasa	$\beta = 1,572$	An 73 - 75
"	"	"	$\chi \wedge 010 = 31^\circ$	An 74
119	Coronita	plagioclasa	$Z' \wedge (010) = 1,579$	An 86
"	"		$\chi' \wedge (010) = -36^\circ - 37^\circ$	An 88 - 88
125	Anfíbolita	plagioclasa	$\chi' (010) = 1,566$	An 73
130	Coronita	"	$\chi' (010) = 1,570$	An 84 - 83
139	Anfíbolita	"	U.T.	An 74
"	"	"	U.T.	An 76

¹ Gabro hipersténico olivínico.

² U. T. Platina universal - Curvas de Slemmons.

2) El olivino aparece más concentrado en la zona central donde localmente llega hasta un 14 %. El promedio general de 16 modos de gabro olivínicos es de un 7 % de olivino.

3) La augita varía entre 20 y 30 %; los valores más bajos son debidos al reemplazo por hornblenda.

4) El hipersteno varía entre 20 y 25 % en aquellos gabros que no contienen olivino o cuando éste es muy escaso, mientras que en las coronitas el porcentaje del ortopiroxeno puede ser menor que 6 %.

5) La hornblenda está siempre presente en todas las secciones, como mineral secundario formado a expensas de la augita e hipersteno y sus porcentajes aumentan hacia la zona marginal.

Descripción microscópica

La plagioclasea es casi siempre anhedral y se encuentra muy fresca, exhibiendo una rica variedad de maclas complejas, mientras que la zonalidad está ausente.

La medición del índice beta en muchos granos olivínicos indican que es anortita (An 90-92) (Tabla II). Ladurón y Wautier determinaron con microsonda, An 95.

En los gabros sin olivino, más o menos ricos en hipersteno, y también en las zonas hornblendizadas (zona marginal) es algo menos cálcica (An 84-86). Un rasgo notable, pero común en las rocas coroníticas, es la gran cantidad de pequeñas inclusiones transparentes que contiene la plagioclasea y que se disponen a veces erráticamente, o bien orientadas en dos, tres o más series paralelas a los planos de composición de las maclas y también a los clivajes. Fueron identificadas en su mayoría como clinopiroxeno y anfíbol; no se observan opacos ni espinelo. Las inclusiones tienden a desaparecer en las zonas marginales.

La augita forma caras prismáticas cortas. El ángulo de extinción medido en varias secciones oscila entre 42 y 45°. En una misma sección delgada puede presentarse incolora y libre de inclusiones de opacos o bien tan cargada de ellas que toma tonalidades oscuras. Dos determinaciones realizadas con microsonda revelaron sensibles diferencias químicas. En casi todas las secciones aparece rodeada por un borde más o menos delgado de hornblenda verde castaño que también forma parches dentro de la augita.

El ortopiroxeno se presenta generalmente asociado con la augita o en masas granulares

envolviendo a la plagioclasea. El pleocroísmo es débil con X = rosado y Z = verdoso. Por vía óptica se lo identificó como hipersteno (Fe 28-30). Normalmente contiene lamelas muy finas probablemente debidas a la exsolución de clinopiroxeno paralelas a la cara 010, observables en las secciones que dan figura de la bisectriz aguda. Asimismo en muchas secciones aparece cubierto por microplaquitas que le dan un aspecto característico (fot. 1).

El olivino forma granos muy irregulares, generalmente con entradas; con frecuencia es fresco, pero a través de las fracturas, se altera en un material serpentínico verde y en óxidos de hierro. La composición determinada por vía óptica es aproximadamente Fa 30, mientras que a la microsonda dio Fa 25. Siempre está separado de la plagioclasea por dos capas concéntricas que lo envuelven (coronas) (fot. 2). La corona más interna consiste en broncita, cuya textura es bastante variable en diferentes secciones. Puede aparecer en delgados prismas dispuestos más o menos perpendicularmente al contacto con el olivino, o bien en granos más o menos gruesos orientados al azar. En una misma sección delgada el olivino muestra distintos estadios de reemplazo por broncita, que cuando llega a ser total, se tiene un mosaico granular de ortopiroxeno, cuyos contornos son los del olivino reemplazado (fot. 5).

La capa externa consiste en granos de hornblenda verde pálida en intercrecimiento simplectítico con espinelo verde oscuro que se expande hacia la plagioclasea (fot. 3). A veces, la parte interna en contacto con la broncita presenta una delgada zona libre de espinelo.

También es frecuente que el olivino presente entradas profundas, como golfos o bahías y las dos capas concéntricas toman el aspecto de invaginaciones (fot. 4). Es de notar que la simplectita aparece sólo en los contactos originales olivino?plagioclasea y se interrumpen en los contactos del olivino con el clinopiroxeno o hipersteno primarios.

Composición química

Se realizaron siete análisis químicos sobre roca total (Tabla II) que incluyen las principales variaciones petrográficas reconocidas, como así también el correspondiente a una hornblenda de la zona marginal anfíbolitizada (fot. 3), cuya fórmula estructural se expresa en la Tabla VI.



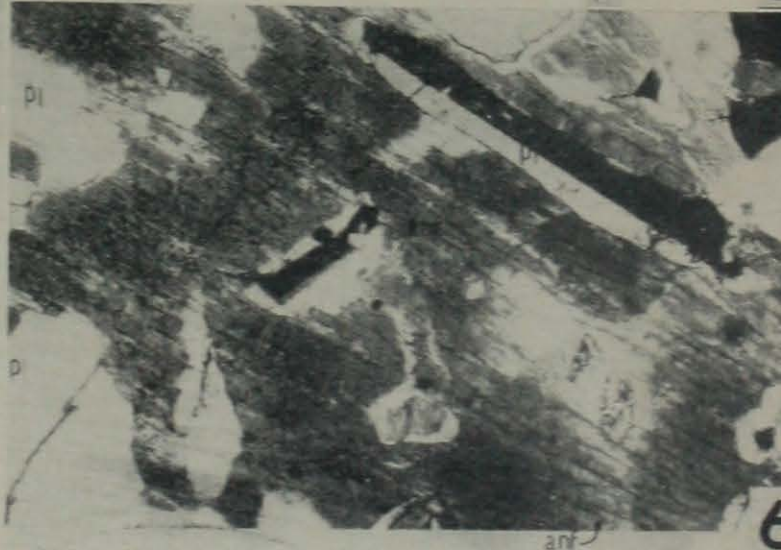
1



2



3



6

Foto 1: Hipersteno (opx) con microplaquitas orientadas N//, $\times 100$. Foto 2: Corona con núcleo de olivino (ol) y desarrollo de bronzita (opx) con un borde externo de anfíbol-espinelo (anf-sp) que se interrumpe en los contactos con el clinopiroxeno (cpx). La plagioclasa (pl) muestra enturbiamiento. N//, $\times 100$. Foto 3: Gabro Hornblendizado. Centro: masa de hornblenda (anf) que engloba a una corona. Centro, abajo: olivino (ol) serpentizado y magnetizado, además de hipersteno (opx) y simplectitas. Foto 4: Invaginación de las coronas de bronzitas (opx) y simplectita en el olivino (ol). N//, $\times 100$. Foto 5: Transformación completa del olivino (ol) en un mosaico granular de bronzita (opx). Hacia afuera la simplectita de hornblenda-espinelo (anf-sp) y la plagioclasa (pl) con enturbiamiento. N//, $\times 100$. Foto 6: Gabro hornblendizado. Restos de plagioclasa (pl) y clinopiroxeno (cpx) en una masa de hornblenda (anf) rica en inclusiones de opaco. N X, $\times 50$.



Foto 7: Corona observada a la microsonda por transparencia. Los análisis corresponden a la simplectita de hornblenda 1/1 y espinelo 1/2. $\times 50$. Foto 8: Corresponde al detalle ampliado de la foto 7, en la que se observa la simplectita de espinelo (en negro) dentro del anfíbol. $\times 175$ y $\times 350$. Foto 9: Corona observada a la microsonda por transparencia. Las determinaciones corresponden a ortopiroxeno 4/1; olivino 4/2 y clinopiroxeno 4/3. $\times 50$. Foto 10: Gabro observado a la microsonda por transparencia. Los análisis corresponden a plagioclasa 7/1; clinopiroxeno 7/2 y hornblenda 7/4. $\times 50$.

- Los análisis con microsonda (Tabla VII) 1/1 y 1/2 corresponden a una simplectita de hornblenda-espinelo, en tanto que el espinelo es de una composición intermedia entre el espinelo s.s. y la hercinita. Como se hace notar más arriba, es posible que en estos dos minerales una parte del hierro esté como Fe^{3+} .
- El análisis 4/1 pertenece a un ortopiroxeno (OPX), constituyente interno de la corona de la "textura de corona". El mismo es una bronzita.
- El análisis 4/2 fue efectuado sobre el olivino (25 % de fayalita). En la muestra la sílice parece un poco sobreestimada.
- El análisis 4/3 corresponde a un clinopiroxeno, en contacto directo con la corona de ortopiroxeno, que aparece algo más sombreado que los otros granos de clinopiroxeno (ver análisis 7/2). Se trata de una augita.
- El análisis 7/1 corresponde a una plagioclase de composición anortita. La sílice parece un poco sobreestimada.
- El análisis 7/2 se trata de un clinopiroxeno menos opacado que el CPX 4/3. Este se distingue de una manera significativa del análisis 4/3 por su alto tenor en SiO_2 y CaO y más bajo contenido en Al_2O_3 , FeO y MgO .
- El análisis 7/4 corresponde a la hornblenda que se observa alrededor de los clinopiroxenos. Este análisis con un total in-

ferior al 98 % es a pesar de todo aceptable y significativo frente al análisis 1/1, del que se distingue por su más alto tenor en TiO_2 y FeO y por su tenor menor en Al_2O_3 y Na_2O . Asimismo, ambos son diferentes de la hornblenda de los gabros anfibolitizados (ver Tabla III, A).

Los resultados obtenidos en los análisis por elementos minoritarios (Tabla IV) sólo nos permiten generalizar que el Cr y Sr, tienen valores uniformes en todas las muestras, mientras que el Ni es alto en los gabros hipersténico-olivínicos y el Zn se incrementa en las anfibolitas del basamento. En la Tabla V, está expresada la norma molecular correspondiente.

La suma de información geoquímica obtenida no nos permite establecer que el cuerpo haya sufrido diferenciación magmática, sino más bien apunta hacia una uniformidad mineralógica global.

Origen de las coronas

Este tema fue muy discutido en las pasadas décadas, pero un gran número de autores, entre ellos Sederholm (1916), Shand (1945), Murthy (1958), Fredericksen y Reynolds (1962), Mason (1968), postulan un origen metamórfico. Más recientemente, sin embargo, algunos autores mantienen tesis magmáticas y más aún, adjudican

CUADRO III - Análisis Químico de Elementos Mayoritarios

	10	23	112	118	125	133	A
SiO_2	50,94	48,30	47,75	43,75	42,80	52,06	47,44
TiO_2	3,45	1,05	1,05	1,94	1,50	0,17	1,35
Al_2O_3	7,45	19,35	10,80	15,80	18,94	15,25	8,33
Fe_2O_3	1,49	3,21	4,27	2,00	6,03	1,10	3,72
FeO	5,01	4,34	5,18	14,45	11,37	12,40	8,5
MnO	1,23	0,11	0,12	0,78	0,12	0,82	—
MgO	12,21	7,85	10,80	6,24	6,93	8,86	11,86
CaO	15,05	16,50	16,85	12,50	10,80	8,86	14,45
Na_2O	1,02	0,11	0,80	1,68	1,09	0,74	2,99
K_2O	0,26	0,17	0,07	0,25	0,12	0,34	0,56
P_2O_5	0,18	0,29	2,28	0,02	1,09	0,17	—
H_2O	0,50	—	—	—	—	0,95	1,10
Total	98,79	101,28	99,97	99,45	100,79	101,72	100,80
FeO	0,29	0,35	0,32	0,69	0,62	0,58	
Feo + MgO							

118 - 125: Anfibolita de la roca campo.

133: Zona marginal anfibolitizada.

10 - 23 - 112: Gabro hipersténico - olivínico.

A: Hornblenda zona marginal anfibolitizada.

CUADRO IV - Análisis químicos de los elementos minoritarios, expresados en p.p.m.

Nº de Roca	4	7	10	12	21	108	110	112	113	118	125	128	133	136
Ba	< 100	< 100	100	< 100	100	170	100	100	100	100	130	< 100	100	100
Sn	< 10	< 10	< 10	23	< 10	< 10	< 10	67	101	< 10	< 10	20	63	< 10
Sr	240	202	212	208	179	203	182	216	254	240	260	170	241	192
Zn	176	67	93	52	65	30	50	70	30	125	150	70	70	50
Cu	48	95	38	80	95	105	70	80	45	35	48	38	190	105
Ni	24	121	86	130	153	70	117	74	143	50	44	70	70	87
Co	74	108	74	98	85	50	72	75	38	120	98	74	85	72
Cr	40	100	160	230	230	160	380	160	160	60	60	620	500	230
Pb	< 15	< 15	25	< 15	15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	20	< 15	< 15
Y	32	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	22	20	< 10	< 10	10
Mo	5	6	16	9	< 5	15	15	18	15	13	< 5	10	14	5
Ca	20	20	< 20	20	< 20	< 10	< 20	< 20	< 20	20	20	20	20	38
Cs	< 20	< 20	62	< 20	< 20	< 20	61	63	59	< 20	< 20	< 20	79	< 20

Nota: Rb < 25 ppm; Th < 15 ppm; Zr < 25 ppm; Nb < 10 ppm.

Anfibolitas: 4; 118; 125.

Gabros hipersténico - olivínicos: 7; 12; 21; 110; 113.

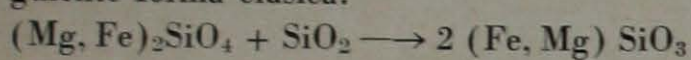
Gabros hipersténicos: 10; 112; 133.

Gabros anfibolitizados: 108; 128; 136.

a las coronas dos procesos de formación consecutivos totalmente distintos: magmático para la más interna y metamórfico para la externa, (Villar Fabre 1967; Mirré 1971).

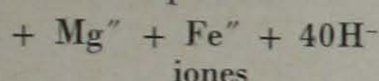
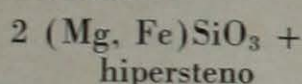
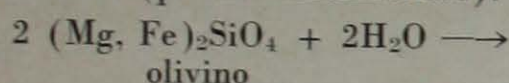
En nuestra opinión, las coronas son metamórficas, formadas a partir de un proceso complejo cuyos episodios quedaron impresos en la mineralogía y texturas actuales que ellas presentan.

Argumentos que apoyan el origen metamórfico. Los sostenedores de un origen magmático, en especial para la corona interna, suponen que el hipersteno se formó por reacción del olivino cristalizado tempranamente con un líquido residual más rico en sílice. La reacción discontinua se expresa de la siguiente forma clásica:



Pero la adición de sílice no es probable, ya que en las coronas aparece el espinelo, un mineral típicamente metamórfico que nunca falta en ellas y que como se sabe, es inestable en presencia de cuarzo. No hay ningún indicio de enriquecimiento en sílice en la mineralogía de las coronas tal como sería de esperar en una serie magmática de reacción discontinua.

Es mucho más probable, como puntualiza Shand (*op. cit.*) que la corona de hipersteno se haya formado por la expulsión de iones de Fe y Mg del olivino, en presencia de un fluido acuoso (proceso metamórfico).



Otro argumento en contra de un origen magmático se basa en el quimismo de las coronas. En una serie de reacción discontinua, además del enriquecimiento final en sílice y álcalis, la relación MgO: (MgO + FeO) va disminuyendo a partir de los minerales cristalizados tempranamente. En la corona de hipersteno, sin embargo, esta relación se mantiene prácticamente igual que en el núcleo de olivino, como lo demuestran los análisis efectuados con la microsonda, (Mason, 1967). En nuestro caso, los análisis efectuados por Laduron y Wautier nos han permitido obtener los siguientes resultados:

	MgO : (MgO + FeO)
Olivino	0,622
Hipersteno	0,628

Mecanismo del proceso. Que las coronas son el resultado de las reacciones en la interfase olivino-plagioclasa está demostrado, porque ellas no se forman en los contactos olivino-clinopiroxeno u olivino-ortopiroxeno primario.

La composición mineralógica de las coronas puede ser explicada por las bien conocidas ecuaciones clásicas de Becke (en Shand, 1945) y concordamos con la mayoría de los autores que la bronzita se formó a expensas del olivino y la simplectita hornblenda-espinelo a expensas de la plagioclasa. El contacto original olivino-plagioclasa está representado por el límite actual entre las dos coronas. El proceso evidentemente tuvo lugar sin cambio de volumen en la roca, ya que no hay evidencias texturales (fracturación, deformación, etc.) que indiquen alguna expansión. Todos los minerales, especialmente las plagioclasas, lucen bien frescos y con su textura ígnea intacta. Ambas coronas son el resultado de un proceso metamórfico complejo que comenzó con las reacciones en la interfase olivino-plagioclasa por difusión iónica intergranular en un medio acuoso, donde el agua no sólo actuó como medio de transporte iónico sino que constituyó fases hidratadas como la hornblenda, según los modelos de mecanismos propuestos por Shand, Murthy y Mason.

Los componentes más móviles fueron Mg'' y Fe'', en especial este último, dado el alto contenido en hercinita que presenta el espinelo analizado en la microsonda. Dicha movilidad quedó reflejada no sólo en las coronas sino también en las pequeñas inclusiones de piroxeno y anfíbol de la plagioclasa (cf. Poldevaart y Gilkey, 1953).

El Ca'' y el Al''' tuvieron mucho menos movilidad y, a pesar de haber contribuido a la formación de la simplectita hornblenda-espinelo, no hay indicios de zonación en la plagioclasa, es decir que se note en ella un empobrecimiento en anortita (ver análisis).

La importancia del agua como parte integrante del sistema quedó registrada en la simplectita hornblenda-espinelo y en las capas de hornblenda que rodean al clino y ortopiroxeno. Como la distribución de éstas durante la etapa de formación de las coronas fue uniforme en todo el cuerpo coronítico, (en la zona marginal se pueden observar restos de estas estructuras obliteradas por hornblendización), la distribución del agua también debió ser uniforme, por lo que pensamos que su origen es autóctono, a diferen-

CUADRO V - Norma Molecular

Muestra	10	23	112	118	125	133
Mt	1,66	3,34	4,4	2,88	6,43	1,16
An	35,80	51,56	26,1	38,12	47,45	37,63
Ab	4,93	0,98	7,00	16,50	10,00	6,70
Or	0,83	1,00	0,33	1,62	0,72	2,03
Di	12,92	21,38	36,00	—	0,72	3,84
En	30,19	11,10	12,40	19,00	19,35	22,97
Hy	9,33	4,64	5,20	10,92	6,64	19,88
Cp	0,29	0,91	4,50	0,07	2,18	0,54
Ru	2,59	0,73	0,70	1,48	1,08	0,12
Q	1,46	4,27	3,17	—	—	5,13
Fa	—	—	—	10,01	5,43	—
Fo	—	—	—	—	—	—

118 - 125: Anfibolita de la roca campo.

133: Zona marginal anfibolitizada.

10 - 23 - 112: Gabro hipersténico - olivínico.

cia de la opinión de Mason (*op. cit.*) quien piensa que el agua pudo haber sido introducida desde el exterior, porque las coronas en el gabro de Sulitjelma, Noruega, aparecen concentradas en la zona marginal del cuerpo.

Tipo de metamorfismo causante de las coronas. Mientras que el mecanismo de los procesos coroníticos puede ser más o menos explicado y generalizado a la gran mayoría de las coronitas, el tipo de metamorfismo que los produce puede ser distinto según los casos particulares.

Fredericksson y Reynolds (1960), sugieren un origen metasomático para la corona interna de broncita, para formar la cual se introdujo sílice desde el exterior. Es una tesis que nosotros no aceptamos, descartándola con los mismos argumentos que se oponen al origen magmático.

Shand (*op. cit.*) cita numerosos ejemplos en los que el causante fue el metamorfismo térmico, producido por la intrusión en los gabros olivínicos, de cuerpos ígneos a temperaturas suficientemente elevadas. Este, quizás, pudo haber sido el origen de las coronitas de Valle Fértil (Villar Fabre, *op. cit.*).

Murthy (1958) atribuye al metamorfismo regional el origen de muchas de las coronitas de la India, pero este proceso, con sus secuelas de recristalización y deformación en el tiempo, seguramente destruirían u obliterarían texturas tan delicadas como la de las coronas, por lo que no parece aceptable.

La respuesta debe buscarse en la historia geológica del intrusivo mismo.

El emplazamiento de estos cuerpos parece que juega un papel fundamental, pues las

coronas se encuentran en aquellos intrusivos alojados profundamente en la corteza, asociados con rocas regionales de alto grado metamórfico, que varía desde los niveles superiores de la facies de anfibolitas hasta la facies de granulitas. La península escandinava ofrece los más variados ejemplos, como así también se los encuentra en los metagabros de los Adirondacks (Buddington, 1939) y en la India.

Por el contrario, las coronas no se desarrollan en gabros y/o diabasas olivínicas epizonales que muestran claramente, bordes de enfriamiento rápido.

El basamento de las sierras de Córdoba, muestra en gran parte, características de alto grado metamórfico, con paragénesis minerales que varían desde la facies de anfibolitas hasta granulitas (Gordillo y Lencinas, 1972). Teniendo en cuenta la profundidad del emplazamiento, donde las altas temperaturas y la presión de carga predominan sobre la

CUADRO VI - Fórmula estructural de la hornblenda de la zona marginal anfibolitizada

Base	23 oxígenos
Si	6,67
Ti	0,13
Al	1,36
Fe ⁺⁺⁺	0,39
Fe ⁺⁺	0,99
Mg	2,47
Ca	2,16
Na	0,80
K	0,08
OH	1,02

CUADRO VII - Análisis con microsonda

	1/ Hornblenda	1/2 Espínelo	4/1 OPX	4/2 Olivino	4/3 CPX	7/1 Plagioclasa	7/2 CPX	7/4 Hornblenda
SiO	46.7	0	56.2	41.0	53.1	46.9	54.7	47.7
TiO ₂	0.1	0	0	0	0.3	0	0.2	0.9
Al ₂ O ₃	13.8	62.8	2.0	0	3.2	35.7	1.6	10.5
FeO	9.1	22.6	15.7	22.8	8.8	0.1	6.6	10.6
MnO	0.1	0.2	0.4	0.3	0.2		0.2	0.1
MgO	13.1	12.7	16.6	37.6	15.6		13.1	12.7
CaO	11.9	0.1	0.4	0	19.9	18.9	22.4	11.7
Na ₂ O	2.3	0	0	0	0	0.5	0	1.6
H ₂ O + (2.0)								(2.0)
Total:	99.2	98.4	101.2	101.8	101.1	102.0	98.9	97.7

Fórmula Estructural					
Base	23 Ox.	32 Ox.	6 Ox.	4 Ox.	4 Ox.
Si	6.70		1.99	1.04	1.94
Ti	0.01				0.01
Al	2.33	15.88	0.08		0.14
Fe ²⁺	1.09	4.06	0.46	0.48	0.27
Mn	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Mg	2.81	4.05	1.40	1.42	0.85
Ca	1.84	0.03	0.01		0.78
Na	0.64				
OH	1.91				
O	22.04	32.00	6.00	4.00	
					32.00
					6.00
					23 Ox.
					6.97
					0.01
					1.81
					1.29
					0.01
					2.78
					1.83
					0.45
					1.95
					22.02

presión deformante, se explica que el gabro haya preservado intacta su textura ígnea original a pesar del metamorfismo posterior.

En estas condiciones, una vez cristalizados los minerales primarios: olivino, plagioclasa, orto y clinopiroxeno, puede iniciarse el proceso coronítico. Para ello no es necesario un recalentamiento del intrusivo (metamorfismo térmico o regional) puesto que el calor necesario puede ser provisto por el enfriamiento lento de la masa intrusiva misma, sujeta a presiones de carga relativamente altas. Si estas condiciones son mantenidas por un tiempo suficientemente largo, las reacciones se llevarán a cabo.

Esta hipótesis se encuentra actualmente sustentada por numerosos datos experimentales y termodinámicos publicados en los últimos años por autores noruegos como Green y Hibberson (1970), Griffin (1971), Griffin y Heier (1973, quienes los utilizan para explicar la génesis de muchas de las clásicas coronas de Noruega.

La primera corona de hipersteno refleja condiciones en el rango de la facies de granulita, puesto que ese mineral es diagnóstico para esta facies (Winkler, 1976). La segunda corona de hornblenda y espinelo refleja además del descenso de la temperatura un aumento en la presión del agua. Esto se produciría ya en las condiciones de la facies de granulitas hornbléndicas. Probablemente en esta misma etapa se forman las capas de hornblenda que envuelven a la augita y al hipersteno primarios.

Hornblendización marginal. El último acontecimiento en la historia geológica del gabro del Cerro San Lorenzo es la anfibolitización de la zona marginal, constituida por una paragénesis propia de la facies de anfibolita. La plagioclasa asociada con la hornblenda, muestra características distintas a la de la zona central: carece de inclusiones, muestra menor desarrollo de maclas complejas y es menos cálcica (An₈₀). Estos datos los interpretamos como recrystalización de la plagioclasa por efectos del metamorfismo y no como una diferenciación primaria. Asimismo englobados en el anfíbol son visibles los relictos de estructuras coroníticas y

piroxenos en diversos estados de reemplazo.

El gran tamaño que alcanzan los cristales de hornblenda en esta zona sugiere una alta concentración de agua en las partes marginales, la cual puede ser aportada por la roca de caja, como producto de su propio metamorfismo regional. Interpretado de este modo, este episodio final, sería correlativo y equivalente en grado de metamorfismo a la facies de anfibolita de la roca de caja.

Es notable la semejanza entre las historias geológicas del gabro del cerro San Lorenzo, la del cuerpo de Laguna Verde, provincia de Valparaíso, Chile (Hervé y del Sampo, 1975) y la troctolita de Sulitjelma, Noruega, estudiada por Mason (1967).

En resumen, podemos concebir para muchos gabros coroníticos una historia compleja de polimetamorfismo retrógrado que comienza a partir de su consolidación.

Conclusiones

1) El gabro olivínico coronítico del cerro San Lorenzo es un cuerpo tabular concordante, emplazado en las rocas del basamento, compuesto por anfibolitas, gneises y esquistos pertenecientes a la facies de anfibolitas.

2) La roca dominante es un gabro olivínico con desarrollo de coronas y en mucha menor proporción gabro hipersténico (hiperita) sin olivino. La zona marginal del cuerpo se encuentra intensamente hornblendizada por metamorfismo retrógrado a la facies de anfibolitas.

3) Las coronas se han originado por un proceso metamórfico, más precisamente autometamórfico, por reacciones en la interfase olivino-plagioclasa durante el enfriamiento lento del intrusivo, en condiciones físicas compatibles con la facies de granulitas piroxénicas, retrogradando a la facies de granulitas hornbléndicas.

4) El último episodio de la historia geológica del gabro es el metamorfismo de la zona marginal en la facies de anfibolitas, relacionado con el proceso de metamorfismo regional.

Lista de trabajos citados en el texto

- Albee, A. L. y Ray, L., 1970. *Correction Factors of Electron Probe Microanalysis of Silicates, Oxides, Carbonates, Phosphates and Sulphates*. *Anal. Chem.* 42: 1408-1414.
- Bence, A. E. y Albee, A. L., 1968. *Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides*. *J. Geol.* 76: 382-403.

- Buddington, A. F., 1939. *Adirondack igneous rocks and their metamorphism*. Geol. Soc. Am. Mem. 7, 60-62.
- Cadwell, D. E. y Weiblen, P. W., 1965. *Diamond disc preparation of polished thin sections for electron microprobe analysis*. Econ. Geol. 60: 1320-1325.
- Ernst, D. E., 1968. *Amphiboles*. Springer-Verlag, Berlín.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1972. *Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis*. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1-40.
- Green, D. H. y Hibberson, W., 1970. *The instability of plagioclase in peridotite at high pressure*. Lithos 3: 209-221.
- Griffin, W., 1971. *Genesis of coronas in anorthosites of the upper Jotun nappe, indre song. Norway*. Journal of Petrology, 12 (2): 211-243.
- Griffin, W. y Heier, K. S., 1973. *Petrological implications of some corona structures*. Lithos 6: 315-335.
- Herve, F. y Del Campo, M., 1975. *Estudio petrográfico del gabro coronítico de Laguna Verde, Provincia de Valparaíso, Chile*. Rev. Geol. de Chile, 2: 22-33.
- Kushiro, F. y Yoder, H. S., 1966. *Anorthite-forsterite, and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformations*. Jour. of Petrology 7: 337-354.
- Martin, H., Wautier, J. y Bethune, P., 1972. *Normalizing x-Ray counting with regard to integrated probe microanalysis*. Proc. 6th. Int. Conf. X-Ray, Optics and Microanalysis. Osaka, 1971. Univ. Tokyo Press, :191-197.
- Mason, R., 1967. *Electron-probe microanalysis of coronas in a troctolite from Sulitjelma, Norway*. Min. Mag. 36: 504-514.
- Mirre, J. C., 1971. *Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, prov. de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI: 1, 113-127.
- Murthy, M. V. N., 1958. *Coronites from India and their bearing on the origin of coronas*. Bull. of the Geol. oc. of Am. 68: 23-38.
- Poldervaart, A. y Gilkey, A. K., 1954. *On cluoded plagioclase*. Am. Min. 39: 75-91.
- Reynolds, R. C. y Frederickson, A. F., 1962. *Corona development in Norwegian. Hyperites and its bearing on the metamorphic facies Concept*. Geol. Soc. Am. Bull. 73: 59-72.
- Romberg, J., 1894. *Diorit, gabbro, und amphibolitgesteinen aus dem gebiete der argentinischen Republick*. Petrographische untersuchungen. N. Jahrbuch f. Mineralogie. Beilageband IX: 321-326, Stuttgart.
- Sederholm, J. ., 1916. *On synantectic minerals and related phenomena*. Bull. Comm. géol. Finland, vol. 48, 1-148.
- Shand, S. J., 1945. *Coronas and coronites*. Bull. Geol. Soc. Am. Bull. 56: 247-266.
- Villar Fabre, J. F., 1962. *Textura en anillos en una norita de Valle Fértil, provincia de San Juan*, Asoc. Geol. Arg., Rev. XVI (1-2): 43-52.

Recibido: octubre 11, 1976.

LA FORMACION SPRINGHILL EN EL SUBSUELO DE TIERRA DEL FUEGO

JUAN CARLOS RIGGI

Servicio Geológico Nacional. CONICET

Resumen

El presente estudio consiste en un análisis integral de la Formación Springhill, basado principalmente en los caracteres texturales y composicionales de muestras-testigo extraídas de pozos practicados en Tierra del Fuego. Los aspectos considerados resultan los siguientes: geología, relaciones estratigráficas, profundidades y espesores, litología y frecuencia, edad, rango estratigráfico, correlaciones, procedencia, condiciones ambientales de sedimentación, grado de estabilidad tectónica, probables condiciones geomórficas, condiciones del ambiente marino y condiciones climáticas.

Abstract

The present paper consist in a general analysis of the Springhill Formation from Tierra del Fuego, based on the textural and compositional characters of wells samples. The followings aspects considerates are: geology, stratigraphics relations, depths and thickness, lithology and frequency, age, stratigraphic category, correlations, provenance, environment conditions, tectonic stability; probable geomorphic condition, marine environment and climatic conditions.

Introducción

Como es de conocimiento, la Formación Springhill reviste gran significación económica por cuanto es el único reservorio de hidrocarburos explotable en la Cuenca Austral. Sin embargo, hasta el presente no había sido concretada una adecuada investigación sedimentológica acorde a la señalada importancia. Ante esta situación, la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales convino con el autor la programación de un estudio a realizar mediante testigos (300), análisis mecánicos (189), cortes delgados (150), determinaciones mineralógicas a grano suelto (80) y análisis difractométricos (29), correspondientes a muestras extraídas de 24 pozos practicados en Tierra del Fuego. Asimismo y con el propósito de alcanzar un mayor conocimiento, fueron incluidos los datos y el material de 10 sondeos ubicados en el sector chileno de la isla, en el extremo suroriental de Magallanes, Chile, y en la región meridional de Santa Cruz.

El número y detalle de los temas abordados determinaron que el trabajo se extendiera considerablemente, imposibilitando su completa publicación sin afectar las posibilidades económicas de la Revista de la Asociación Geológica Argentina. En consecuencia, se convino con la Comisión Directiva dar

a conocer sólo un análisis integral y las conclusiones de dicho trabajo, fundamentadas ambas en los siguientes temas:

Siglas y ubicación de los pozos. Geología. Antecedentes. Denominación, sección y localidad tipo. Relaciones estratigráficas. Profundidades y espesores. Litología. Color. Estructuras sedimentarias. Análisis Textural. Métodos de estudio. Histogramas. Variaciones verticales de la moda. Curvas acumulativas. Clasificación granométrica de las areniscas. Medidas estadísticas. Variaciones verticales. Métodos aplicados a la determinación ambiental. Análisis microscópico. Métodos de estudio. Textura del cuarzo. Areniscas. Textura. Composición. Minerales intersticiales. Clasificación. Minerales pesados. Diagénesis. Compactación. Recristalización. Solución y reemplazo. Autigénesis. Pelitas. Determinación difractométrica de los argilominerales.

Se advierte que han sido omitidas la identificación, ubicación y datos de los pozos practicados en territorio argentino, por corresponder a información reservada de YPF.

Cabe señalar que el estudio completo ha sido presentado a la Gerencia de Exploración de YPF y al CONICET.

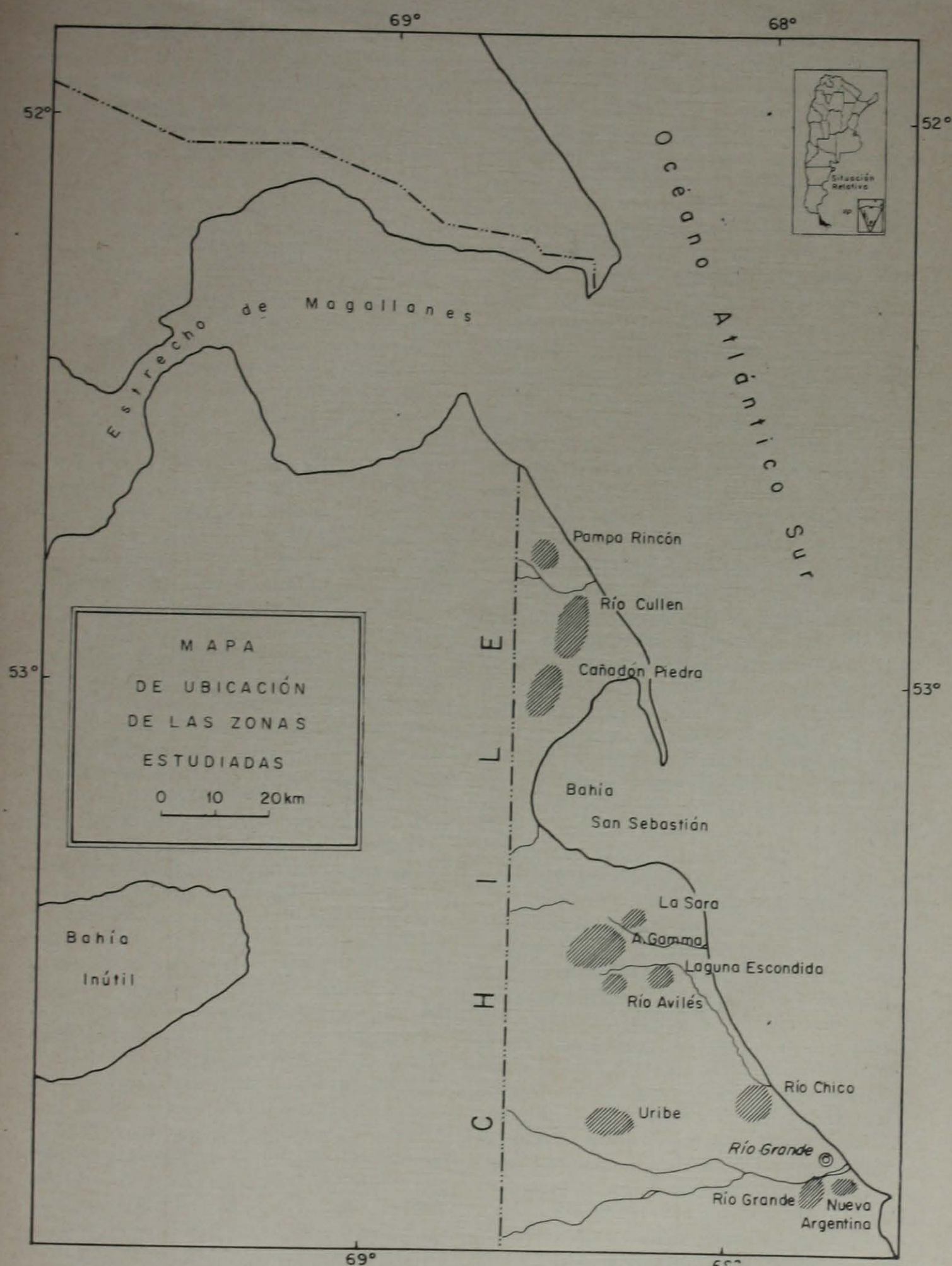


Figura 1. — Mapa de ubicación.

Geología

La Formación Springhill puede definirse como una entidad esencialmente epiclástica de reducida potencia en relación a su amplia distribución regional, desarrollada principalmente a expensas y sobre terrenos piroclásticos-volcánicos jurásicos que conformaban el marco morfoestructural de la Cuenca Austral. Se encuentra vinculada en calidad de término basal del ciclo sedimentario cretácico, abarcando desde el pie preandino sudpatagónico y fueguino hasta el Océano Atlántico.

En el ámbito de Tierra del Fuego no se conocen afloramientos, aunque es probable que un futuro relevamiento geológico detallado de la región meridional podría conducir al descubrimiento de algunos asomos como ocurre en otras zonas de la cuenca. Por el contrario, en el subsuelo isleño ha sido atravesada por la casi totalidad de las perforaciones, tanto en el sector argentino como en el chileno.

En superficie aflora ocasionalmente en el flanco oriental de la cordillera patagónica, como consecuencia de los movimientos tectónicos que elevaron los cordones de montaña andina y subandina. Sin embargo, los afloramientos son limitados en número y extensión, limitándose a las márgenes del río Oro, próximo a la desembocadura en el lago Pueyrredón, en la parte oriental del lago homónimo y en el borde oriental de los lagos Belgrano y San Martín. Más al sur fueron hallados asomos en territorio chileno, próximo a Puerto Natales (Golfo Almirante Montt), en el seno del Almirantazgo, seno de Última Esperanza y seno Silva Palma. Esta manifiesta discontinuidad, circunscripta a la faja andina, contrasta con la comprobada continuidad en el subsuelo extraandino. La referida discontinuidad podría obedecer a que el flanco cordillerano correspondiera al borde occidental de la cuenca enmarcada por terrenos topográficamente más elevados constituyendo áreas de erosión y transporte hacia depresiones circundantes. En el sector noroccidental de la cuenca, comprendido entre los lagos Pueyrredón y Belgrano, los materiales originados por la erosión procedían de las Formaciones Quemado y Río Lácteo, aportando fundamentalmente vulcanitas y tobas la primera, y cuarzo ptigmático y metacuarcitas la segunda, como fuera advertido por Riggi (1955). Según observaciones del mismo autor, asimismo no debe desestimarse como causal de dicha discontinuidad, a

los movimientos tectónicos de la orogenia andina que determinó un sistema de fallas con rumbo N-S y marcado rechazo, emplazado entre la Formación Quemado y la sucesión sedimentaria suprayacente, ocasionando la eliminación parcial del tramo basal de esta última, como acontece en la falda montañosa que desciende hacia el lago Pueyrredón.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad descansa sobre el complejo volcánico que conformaba el receptáculo de la Cuenca Austral, reconocido genéricamente como "Serie Porfírica o Porfirítica". Dicho complejo ha sido identificado por numerosos investigadores en distintas localidades de la Patagonia, sur de Chile, Tierra del Fuego e Isla de los Estados con las siguientes denominaciones:

"Serie Eruptiva Suprajurásica" —lago San Martín— (Bonarelli y Nágera, 1921); "Complejo Volcánico del Quemado" —lago Argentino— (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.*, 1938); "Serie de Ibáñez" —sector chileno del lago Buenos Aires— (Heim, 1940); "Serie Porfírica" —Isla de los Estados— (Harrington, 1943); "Serie Tobífera" —subsuelo chileno de Tierra del Fuego— (Thomas, 1949 a); "Pórfiros cuarcíferos y porfiritas de la Cordillera" —cordillera patagónica— (Feruglio, 1950); "Complejo de Bahía Laura" —Patagonia extraandina— (Feruglio, 1950); "Serie del lago La Plata" —lagos Fontana y La Plata— (Quartino, 1952); "Vulcanitas porfíricas" —lagos Pueyrredón y Posadas— (Riggi, 1955); "Formación Seno Rodríguez" —provincia de Magallanes, Chile— (Hoffsteter *et al.*, 1957); "Formación Quemado" —lago Pueyrredón hasta lago Argentino— (Furque, 1966); "Formación Lemaire" —Tierra del Fuego e Isla de los Estados— (Borrello, 1969); "Formación Elizalde" —provincia de Aysen, Chile— (Espinosa y Fuenzalida, 1971, según Cecioni y Charrier, 1974).

En el sector argentino de Tierra del Fuego este complejo se desarrolla con un espesor variable que alcanza a superar los 1.000 metros. Sin embargo, en dos pozos realizados en las zonas de Uribe y Río Grande no ha sido atravesado y en consecuencia la Formación Springhill yace en relación no-concordante (*nonconformity*) sobre un basamento constituido por *granitos gneisicos* (Riggi, 1969 c), de acuerdo a los pormenores que

serán analizados más adelante. Asimismo, han sido reconocidas relaciones similares con los denominados *esquistos granitizados* (González, *et al.*, 1965) y *granodioritas gneisicas* (Natland, *et al.*, 1974), hallados en el subsuelo chileno de Tierra del Fuego (pozos María Emilia n° 2 y Cormorán n° 1) y en el extremo sureste de la provincia de Magallanes (Posesión n° 1 y Dungenes n° 2).

Acerca del tipo de relación que vincula al referido complejo con la sucesión sedimentaria suprayacente, existen las siguientes opiniones. Bonarelli y Nágera (1921) señalan que en la región del lago San Martín "los depósitos de la serie suprajurásica descansan en discordancia poco marcada y a veces en pseudoconcordancia sobre la serie eruptiva suprajurásica". Thomas (1949 a) sustenta la existencia de una discordancia erosiva en el subsuelo del sector isleño, opinión compartida por Criado Roque *et al.* (1959), Yrigoyen (1962) y Riggi en Flores *et al.* (1973). Por otra parte, Feruglio (1944) observa que en el tramo superior del "Complejo Volcánico del Quemado" del lago Argentino, se encuentran intercaladas lutitas con fósiles marinos; aquí falta la asociación litológica que caracteriza a la Formación Springhill. Ello implica que al comenzar la sedimentación marina de la Cuenca Austral persistía la actividad volcánica originaria del complejo y en consecuencia debe aceptarse una continuidad cronológica entre éste y los depósitos marinos referidos. Nuevamente Feruglio (*op. cit.*) y Riggi (1955) al aludir a la sucesión marina cretácica en los lagos San Martín y Pueyrredón, respectivamente, señalan la existencia de una aparente concordancia con el subyacente volcánico. Dalziel *et al.* (1974) observan en la Isla de los Estados una incuestionable relación concordante y transicional entre la unidad volcánica y la pila sedimentaria que la cubre. Similar vinculación existe, a criterio de Katz (1963), entre la Formación Sutherland y las vulcanitas infrayacentes en Cerro Toro, provincia de Magallanes, Chile. Por otra parte, Bianchi (1967) afirma que existen pruebas en el sector continental de una discordancia angular interpuesta entre la Formación Springhill y la "Serie Porfirítica". Asimismo, Leanza (1972) ubica a aquella entidad sobrepuesta en discordancia angular sobre la Formación Quemado, en la región del lago San Martín.

En el ámbito fueguino, la reiterada comprobación de la existencia de un definido y brusco cambio litológico entre la Formación

Lemaire y la Formación Springhill, como también el estado de meteorización regularmente observado en el techo de la primera y además, la naturaleza intrínseca de las areniscas de la segunda, constituyen fehacientes evidencias de la mediación de una discordancia erosiva entre ambas entidades. Al respecto, debe aclararse que los casos registrados en la bibliografía referidos a una vinculación concordante con pasaje gradual, se circunscriben a localidades ubicadas en la región suroccidental y austral de la cuenca, donde el cambio ambiental está litológicamente representado por una facies pelítica, faltando la correspondiente areniscosa que caracteriza a la formación en cuestión. Esta circunstancia indica que en determinadas zonas de la cuenca, el ciclo sedimentario había comenzado bajo condiciones marinas cuando aún persistía la actividad volcánica, mientras que en otras los terrenos resultantes de ese vulcanismo estaban expuestos a los agentes meteorizantes como etapa inicial en la elaboración de los depósitos continentales de la Formación Springhill.

Con respecto a la relación con la sucesión pelítica suprayacente, existe coincidencia entre los distintos investigadores que aceptan su carácter concordante en la totalidad de la cuenca. En Tierra del Fuego comienza con la Formación Pampa Rincón —ex Inoceramus inferior— (Flores, *et al.* 1973), mientras que en el territorio patagónico con las denominadas Río Mayer (San Martín) y Palermo Aike.

Profundidades y espesores

En los sondeos practicados en el área argentina de Tierra del Fuego, las profundidades en que se encuentra alojada esta unidad, referidas a su techo y al nivel del mar, varían entre los 1484 y 2474 m. Estas variaciones no resultan casuales, observándose una correspondencia general entre las diferentes secciones y su posición geográfica. En la región situada al norte de la Bahía San Sebastián, que comprende a las zonas de Pampa Rincón, Río Cullen y Cañadón Piedras, las profundidades máximas registradas varían aproximadamente entre 1500 y 1600 m, mientras que al sur de la misma, en las zonas de Arroyo Gamma, Laguna Escondida, Río Avilés, La Sara, Río Chico, Río Grande y Nueva Argentina, los valores superan los 1900 m, alcanzando una máxima de 2474 m en la zona de Uribe. Valores aún

mayores han sido comprobados en los sondeos ubicados en la región septentrional chilena de la isla (Río del Oro), excediendo los 3100 metros.

En cuanto a la potencia, presenta un muy reducido desarrollo en relación a su amplia distribución regional. Conforme a la información de los geólogos de YPF, el espesor es en extremo variable y con sensibles diferencias en distancias cortas, acunándose hacia las crestas estructurales y aún alcanza a desaparecer por falta de depositación; en estos casos las pelitas cretácicas que la suceden se apoyan sobre el complejo volcánico infrayacente. Estas elevaciones paleotopográficas han sido informalmente denominadas "altos pelados".

En los pozos aquí considerados fueron registrados espesores variables entre los 2 y 126 m. Fuera del ámbito fueguino han sido referidas potencias aún mayores. En la Isla de los Estados, Borrello (1969) considera a la sección descrita por Harrington (1943), integrada por un conglomerado seguido de areniscas silicificadas, como homologable a la Formación Springhill, totalizando unos 200 a 300 m de espesor. Sin embargo, como Dalziel *et al.* (1974) no comparten la asignada correlación, especialmente de su tramo inferior, el precedente espesor debe ser justificado con las reservas del caso. Auboin *et al.* (1973) reconstruyen un perfil en la zona externa de la precordillera de Magallanes (Última Esperanza, Chile), donde sin mayores detalles le atribuyen un espesor de 300 metros.

Litología y frecuencia

La uniformidad litológica, caracterizada por una asociación de areniscas y pelitas, debe considerarse como el rasgo más destacado de esta formación. Esta asociación se ajusta a ciertos pormenores vinculados con sus propiedades escalares, proporcionando algunos parámetros de utilidad en la caracterización de la señalada uniformidad. En este aspecto y evaluando el registro litológico de la suma de los distintos perfiles, se llega a establecer que la litología predominante corresponde al grupo de las areniscas, aunque en ciertas secciones puedan resultar más abundantes las pelitas. Además, ha sido observada la falta de correspondencia regular entre el espesor de un determinado estrato

arenisco y el intervalo pelítico superior, en razón de que el primero puede estar cubierto por el segundo con una potencia muy o poco considerable. Esta marcada irregularidad de espesores, que en cierta forma implica una variabilidad en la frecuencia arenisca-pelita, resulta una peculiaridad más de la asociación.

Con referencia a la función arenisca/pelita se consigna la inexistencia de relación alguna entre ésta y el espesor de la entidad en cada perfil, un determinado tramo del mismo y su ubicación regional. Es decir que un mayor porcentaje de areniscas o pelitas se cumple tanto en los perfiles de mayor como de menor desarrollo potencial e independientemente del tramo de la sección y de su ubicación geográfica. Similares relaciones fueron comprobadas con el parámetro granulométrico de las areniscas. En consecuencia, la completa desconexión entre los distintos parámetros indica que en la evolución de esta entidad, los mecanismos de sedimentación respondían a condiciones localmente independientes, imposibilitando la identificación de determinados tramos que pudieran corresponder a depósitos continentales y/o marinos.

Como componente de muy escasa significación cuantitativa, intervienen en algunas secciones delgados niveles conglomerádicos texturalmente finos, por regla general desarrollados en sus tramos basales que alcanzan espesores menores a 1,5 m, registrados en las zonas de Arrovo Gamma, Laguna Escondida, La Sara, Cañadón Piedra y Río Cullen. Regionalmente se destacan diferencias en el aspecto composicional. En el sector austral de la cuenca (Tierra del Fuego) se hallan integrados principalmente por vulcanitas y tobas silicificadas, mientras que en aquél nororiental (lagos Pueyrredón y Belgrano) predominan cuarzo ptigmático y cuarcitas con vulcanitas, tobas y filitas subordinadas (Riggi, 1955).

Sedimentitas de naturaleza litológica distinta han sido citadas fuera de los límites isleños. En el área del lago San Martín se menciona la existencia de *margas arenosas* (Bonarelli y Nágera, 1921) y *calizas bituminosas* (Riccardi, 1971). A unos 50 km al oeste de Puerto Coig, Santa Cruz, han sido atravesadas *calizas bioclásticas* en relación con un substrato volcánico, probablemente temporo-homologables con esta entidad (Riggi, 1969 a).

Edad

Los antecedentes paleontológicos relacionados directa o indirectamente con la Formación Springhill, atribuyen una diversidad temporal variable entre el Jurásico medio y el Cretácico inferior. Actualmente es opinión generalizada admitir que esta unidad se dispondría oblicuamente a las líneas tiempo. Así lo expresan Russo y Flores (1972) al suponer que en razón de su origen transgresivo debe tener edades distintas según la ubicación geográfica en la cuenca. Este criterio es compartido por Cecioni y Charrier (1974), quienes consignan que la edad de los primeros depósitos de la secuencia transgresiva cretácica resulta más joven hacia el E en el sector N de la cuenca (en dirección al núcleo del Deseado) y hacia NE en el sector meridional de la misma (Tierra del Fuego). Agregan que la variación temporal de la transgresión queda claramente comprobada por la distribución vertical del género *Favrella*, al cortar a dos unidades estratigráficas del subsuelo de la región fueguina.

Rango litoestratigráfico

En la valoración de su jerarquía litoestratigráfica, el autor del presente estudio estima que la categoría de Grupo asignada por Cecioni (1955 a), actualmente empleado por la mayoría de los geólogos chilenos, debe ser definitivamente desestimado de acuerdo a las normas de Nomenclatura Estratigráfica.

La denominación de Grupo Springhill con sus divisiones Formación Manantiales (inferior) y Formación Sombrero (superior), se apoya en la presencia de glauconita y fósiles marinos en la parte superior de la entidad. Este criterio resulta inconsistente porque las unidades litoestratigráficas deben ser reconocidas y definidas por sus atributos físicos generales y no por la historia geológica inferida, considerándose que la existencia de un determinado mineral o fósil, ambientalmente diagnósticos, constituyen elementos independientes y de valor suplementario.

Como atributo físico destacable, al menos en la región fueguina, debe señalarse la marcada homogeneidad litológica de la formación, limitada en la base por el complejo volcánico (Formación Lemaire) y en el techo por la secuencia pelítica marina cretácica (Formación Pampa Rincón, ex *Inoceramus* inferior), que al representar cambios

litológicos claramente definidos circunscriben la máxima unidad de constitución. Dicha homogeneidad ha sido reconocida por el propio Cecioni (*op. cit.*), quien advierte una idéntica integración litológica para sus propuestas formaciones.

Por las consideraciones expuestas, a esta entidad le corresponde la categoría de *Formación*.

Correlación

En cuanto a la correlación estratigráfica han sido reconocidas diversas unidades basales que indican el comienzo del ciclo sedimentario marino de la Cuenca Austral. Una de estas unidades corresponde a la que Thomas (1949 b) denominara Formación Springhill para el subsuelo chileno de la isla y que se extiende en el sector argentino. En términos generales y en razón de las claras relaciones estratigráficas, sus caracteres litológicos bien distintivos y persistentes, como por las regulares constantes eléctricas, las tareas de correlación en el ámbito fueguino no revisten inconvenientes. Los niveles arenosos registran marcados valores de potencial espontáneo y resistividad, mientras que resultan sumamente bajos los correspondientes a los tramos pelíticos. Su techo está perfectamente definido por el nivel guía eléctrico "E" de YPF, que a su vez es coincidente con aquél "S" de ENAP, empleado en el área chilena (Flores, *et. al.*, 1973).

En la provincia de Magallanes (Chile) se identificaron en superficie a la Formación Sutherland (Cecioni, 1958), la parte superior de la Formación Quemado (Katz, 1963) y a las Areniscas calcáreas del Chorrillo Bellota (Cortés, 1964). La asignada equivalencia de Cecioni entre la sección superior del "Grupo Springhill" (Formación Sombrero) y la Formación Sutherland, en opinión de Riccardi (1971), fue erróneamente interpretada por Katz al señalar que esta última debería incluirse en la Formación Quemado.

Dalziel *et al.* (1974) han rebatido la supuesta correlación sostenida por Borrello (1972), entre la Formación Springhill y el conglomerado "basal" asociado a areniscas cuarcíticas que observara Harrington (1943) en la Isla de los Estados. Estos autores aclaran que el contacto entre la unidad volcánica y la pila sedimentaria suprayacente es concordante y transicional, considerando al mencionado conglomerado un depósito lenticular y de significación local, desarrollado

como una de las frecuentes intercalaciones epiclásticas comprendidas dentro de la referida formación volcánica.

Finalmente, las calizas bioclásticas yacientes sobre el complejo volcánico en la zona de Campo Bola (50 km al oeste de Puerto Coig, Santa Cruz) han sido estimadas como un depósito probablemente témporo homológico con la entidad en cuestión (Riggi, 1969 a).

Procedencia

Para la determinación de la procedencia clástica se ha contado con testigos recuperados de los distintos sondeos, que representan el techo del *substratum* volcánico de la cuenca en Tierra del Fuego. Mediante el análisis petrográfico se ha logrado un conocimiento general de este aspecto, aunque sin alcanzar a precisar la magnitud de contribución de algunas fuentes. Asimismo, por razones obvias ciertas fuentes pueden pasar inadvertidas en el registro litológico de los sondeos, en virtud de sus reducidas dimensiones areales. En consecuencia, con el propósito de reunir una información más completa debe recurrirse necesariamente a la mineralogía de las areniscas de la Formación Springhill, cuyos materiales clásticos fueron suministrados por dicho sustrato.

Considerando la naturaleza petrográfica de los mencionados testigos se establece que en la gran mayoría de los pozos, los terrenos del subyacente pertenecen a variedades de rocas volcánicas y piroclásticas (Formación Lemaire), mientras que en unos pocos casos están representados por rocas graníticas. Entre las primeras figuran riolitas, dacitas, andesitas, tobas vítreas, vitrocrystalinas, pumíceas, brechosas, algunas de origen ignimbrítico. Esta litología se encuentra reflejada en los componentes clásticos de las areniscas como granos idiomorfos de cuarzo en bipirámides cortas (cuarzo beta), agregados microcristalinos tipo ftanita (tobas vítreas silicificadas), fragmentos de tobas, pastas vítreas, felsíticas, hialopiliticas y pilotácicas; en algunas areniscas gruesas se reconocen fragmentos de andesitas que reúnen fenocristales y pasta.

El subyacente granítico ha sido localizado en las zonas de Río Grande y Uribe. Se trata de un granito gnéisico, de textura mediana a gruesa inequigranular y xenomórfica, constituido por cuarzo, feldespato potásico, oligoclasa, con biotita orientada y

concentrada en bandas sinuosas y discontinuas. El cuarzo suele incluir abundantes cristales muy alargados de sillimanita. La extinción está especialmente acentuada en el cuarzo. En la segunda zona, el granito se encuentra microfracturado y muy alterado, resulta más micáceo, con muscovita secundaria y feldespatos alterados en sericita. El color rojizo que impregna la roca proviene de compuestos ferruginosos originados por la alteración de la biotita.

Ante la presencia de estas rocas ígneas vinculadas a la Formación Springhill, adquiere importancia estratigráfica establecer las relaciones entre ambas entidades. Con ese propósito fueron analizadas microscópicamente los últimos tramos de los depósitos yuxtapuestos al granito de la zona de Uribe, compuestos por areniscas finas glauconíticas y pelitas grises medianamente oscuras que contienen restos carbonosos y una microfauna calcárea. La ausencia de modificaciones cromáticas y la perfecta conservación de elementos fosilíferos tan susceptibles de ser destruidos, descartan los efectos de un metamorfismo térmico originado por una supuesta intrusión que habría cambiado sin duda las propiedades texturales y composicionales de las sedimentitas referidas. Por las razones expuestas, la relación entre ambas unidades se ajusta al principio de superposición y en consecuencia corresponde al tipo no-concordante (*nonconformity*). Dicha relación se halla corroborada por la composición de las areniscas suprayacentes de algunas secciones, al contener clastos policrostalinicos de cuarzo compuestos por individuos subiguales, sin orientación y extinción ondulatoria; granos monominerales de cuarzo tipo ondulatorio con inclusiones relativamente abundantes; biotita; muscovita; microclino; micropertita; oligoclasa; y sillimanita. Además, el contenido de minerales pesados como el zircón (algunos individuos anormalmente alargados), titanita, apatita y turmalina (verde, castaña y rosada) constituye un elemento de juicio más en favor de una procedencia plutónica. Al respecto, debe advertirse que si bien el zircón y la titanita comprende especies ampliamente difundidas en muy diversas rocas, la abundancia de ambas y la particularidad morfológica de la primera (Poldervaart, 1956), son caracteres más comunes en rocas graníticas. Cabe agregar que las areniscas reúnen algunos minerales pesados singulares, en ocasiones porcentualmente abundantes, indicativos de la existencia de otras rocas madres. Así

es como el registro de fluorita, topacio, anata, muscovita en láminas grandes, con cantidades subordinadas de casiterita, granate, monacita y turmalina azul violáceo, indicaría la presencia de *pegmatitas graníticas* muy probablemente asociadas a los granitos considerados.

En cuanto a la generalizada abundancia de cuarzo en las areniscas, generado en fuentes volcánicas ácidas y graníticas, ello no implicaría necesariamente un predominio regional de las mismas. Riggi en Flores *et al.* (1973), estima más apropiado considerarlas como los tipos litológicos de mayor aptitud para el suministro de cantidades importantes. Este razonamiento resultaría apoyado por la existencia de un predominio de rocas piroclásticas vítreas en la Formación Lemaire, según los testigos analizados, y también por las observaciones realizadas por el doctor R. Caminos (comunicación oral) durante el levantamiento geológico de la Hoja 67 e —Isla de los Estados—, quien estima que los depósitos piroclásticos exceden al 80 % con relación a los cuerpos riolíticos.

El subyacente granítico podría correlacionarse con el denominado por González *et al.* (1965) "complejo cristalino" de la Cuenca Austral y que según este autor se halla integrado por los esquistos metamórficos expuestos en la región andina, los esquistos granitizados del subsuelo del Distrito Springhill (sector norte fueguino de Chile) y por los "afloramientos cerca de Bahía Laura", Patagonia. Asimismo, Natland *et al.* (1974) citan la presencia de un basamento compuesto por granodioritas gnéissicas en los sondeos María Emilia n° 2, Cormorán n° 1 (Tierra del Fuego, Chile), Posesión n° 1 y Dungeness n° 1 (Provincia de Magallanes, próximo a la entrada del Estrecho de Magallanes en el Océano Atlántico). Según la datación radimétrica obtenida de un testigo correspondiente al primero de los sondeos mencionados, su edad se remonta a 267 ± 3 m.a., o sea al Paleozoico superior.

Por otra parte, la existencia en la zona de Nueva Argentina de cuarzo en individuos de tamaños que llegan a sobrepasar los 3 mm, muy irregulares y angulosos, de aspecto lechoso y con profusas inclusiones flúidas, indica una procedencia distinta a las señaladas, muy probablemente hidrotermal. Esta variedad estaría vinculada a la Formación Lapataia (Borrello, 1969) y/o Formación Yaghan (Kranck, 1932), constituidas fundamentalmente por metamorfitas atravesadas por abundante cuarzo ptigmático, lo cual

implicaría un significado paleogeográfico al vislumbrarse la posibilidad de que durante el desarrollo de la Formación Springhill, una o ambas entidades pudieran conformar elementos estructurales positivos, al menos en un sector de la región meridional de la isla. La mayor contribución de fuentes metamórficas trasciende el ámbito fueguino hacia el extremo nororiental de la cuenca (lago Pueyrredón) donde Riggi (1955) ha comprobado que los terrenos correspondientes a la Formación Río Lácteo aportaron a la Formación Springhill y aún a los depósitos continentales del Grupo Chubut, un estimable porcentaje de clastos de metacuarcitas y cuarzo ptigmático, además de los materiales originarios en el complejo volcánico infrayacente. Del precedente análisis se infiere que las fuentes metamórficas actualmente expuestas en la región andina patagónica, también conformaban áreas positivas durante el comienzo del relleno sedimentario de la cuenca y que el volumen de su aporte estaba controlado por variaciones geológicas en el esquema paleogeográfico de su borde occidental.

Identificadas las distintas fuentes, corresponde ahora esbozar la distribución paleogeográfica y estimar la magnitud areal de las mismas. Los resultados alcanzados permiten dividir el territorio argentino de la isla (se excluye el chileno por falta de suficientes datos) en tres sectores: meridional, central y septentrional. El primero está comprendido por las zonas de Uribe, Río Grande, Nueva Argentina y Río Chico; el segundo por las zonas Laguna Escondida, Río Avilés, La Sara y Arroyo Gamma; y el tercero por las zonas Cañadón Piedras, Río Cullen y Pampa Rincón (véase mapa de ubicación).

Las fuentes graníticas más importantes se encuentran localizadas en el sector meridional. El aporte granítico resulta notorio en todo el sector y trasciende hacia el sector central, pero de acuerdo a los datos disponibles es impracticable precisar si sus componentes incorporados a la Formación Springhill en este último sector, provienen de fuentes no identificadas por los sondeos en el mismo o si derivan de aquellas localizadas en el sector meridional. Sin embargo, es de señalar como razonamiento indirecto que la existencia en las areniscas del sector central de una particular asociación mineralógica de mayor frecuencia y más apropiada vinculación a una fuente pegmatítica, indicaría el emplazamiento de rocas graníticas

en este sector. Por otra parte, si el supuesto cuarzo hidrotermal mencionado para la zona de Nueva Argentina está efectivamente relacionado con las Formaciones Lapataia y/o Yaghan, puede inferirse que la dispersión clástica de las fuentes metamórficas se encontraba restringida a una parte del sector meridional.

Es evidente que la Formación Lemaire ha sido la fuente de mayor difusión regional, abarcando los tres sectores mencionados. En los sectores meridional y central, la Formación Springhill ha incorporado sus materiales liberados por meteorización, conjuntamente con aquéllos de procedencia granítica, mientras que en el septentrional esta entidad se ha desarrollado casi exclusivamente con la contribución de la formación volcánica. Acerca de la naturaleza volcánica del aporte, descontando el persistente y abundante suministro de rocas piroclásticas, en general no fueron registradas variaciones que acusen tipos litológicos preferenciales en los sectores meridional y central. En cambio, en el septentrional y especialmente en las zonas de Río Cullen y Cañadón Piedras, se comprueba una acentuada influencia de fuentes volcánicas mesosilíceas (andesitas y dacitas), mientras que en la zona de Pampa Rincón, ubicada en el extremo norte de la isla, prevalece la contribución de vulcanitas silíceas (riolitas).

Condiciones ambientales de sedimentación

Como resultado del análisis textural, se ha comprobado la impracticabilidad del empleo de los parámetros estadísticos en la identificación ambiental de la Formación Springhill. La gran mayoría de las areniscas correspondientes a los tramos marinos verificados con criterios mineralógicos y faunísticos, muestran valores de asimetría positiva, acuminación leptokúrtica y selección moderada a pobre, caracteres éstos propios de regímenes fluviales. Asimismo, utilizando distintos métodos gráficos fueron alcanzados resultados similares. Ello demuestra que el empleo de los aludidos parámetros pueden conducir a interpretaciones erróneas cuando son adoptados como criterio absoluto. Friedman (1967), al realizar un análisis crítico sobre el tema, advierte que la correspondencia entre los parámetros texturales y el ambiente sedimentario adolece de validez universal, agregando que si bien el método gráfico por él propuesto logró resultados alen-

tadores en la definición de sedimentos actuales, hasta el presente no han conseguido reemplazar, sino complementarse con otras técnicas geológicas, especialmente en la identificación de paleoambientes. A juicios semejantes llega Visser (1969), mientras que Solohub y Klován (1970), en una evaluación textural de sedimentos actuales de ambientes reconocidos mediante criterios geográficos, hidrogeográficos, topográficos y sedimentológicos, arriban a la conclusión de que empleando distintas técnicas estadísticas (Passeea, 1957; Mason y Folk, 1958; Friedman, 1961; Sahu, 1964 y Klován, 1966), resulta impracticable establecer la real identidad ambiental. La conclusión de estos autores es razonable, porque si se tiene en cuenta el número y diversidad de variables posibles concurrentes a la formación de un sedimento, difícilmente puede concebirse una apropiada armonización entre ellas como para que se expresen en simples valores parametrales genéticamente significativos.

El mismo Friedman (1961, 1962), uno de los más entusiastas investigadores en el empleo de parámetros estadísticos, cita ejemplos de imprecisión registrados en sedimentos antiguos y analiza las posibles causas que la determinan. Como acontece en el presente estudio, este autor obtiene valores parametrales propios de regímenes fluviales en depósitos reconocidamente marinos. Entre las posibles determinantes menciona la "herencia" fluvial, es decir, sedimentos que no han alcanzado su equilibrio físico con el nuevo ambiente, el exceso de suministro sedimentario en relación a la energía del medio, la progradación, la intensidad y persistencia direccional del flujo, los valores granométricos y, finalmente, los procesos diagenéticos.

Recientemente, Pettijohn *et al.*, (1973) han estimado como más promisorio el análisis de las variaciones verticales de la *mediana* y el *tamaño medio* en los depósitos areniscosos. La aplicabilidad de esta técnica carece de validez en la identificación de los tramos marinos y continentales de la entidad, por cuanto los resultados hasta el presente alcanzados en arenas transgresivas y fluviales indican variaciones similares que impiden su diferenciación. En consecuencia, para esta entidad se debió recurrir como única posibilidad de observación, al registro de elementos indicadores (glauconita, restos de moluscos, foraminíferos y escamas de peces) para establecer los tramos marinos,

ubicados en la parte superior de las secciones.

Estabilidad tectónica

Con relación a los antecedentes tectónicos de la Cuenca Austral, Harrington (1962) manifiesta que en la etapa inicial de la evolución extraandina, este receptáculo sedimentario tenía características pericratónicas conformando una extensa plataforma estable. Dalziel *et al.*, (1974) en un estudio acerca de la geología del extremo sur de la cuenca, coinciden con esa opinión apoyándose en la supuesta existencia de ortocuarcitas en el área por ellos denominada "stable Springhill platform". Agregan que tales rocas integran una unidad textural y composicionalmente madura, originada por una subsidencia en extremo lenta de una plataforma continental, facilitando no sólo la erosión sino también una reelaboración de los detritos volcánicos hasta ocasionar la formación de ortocuarcitas.

A juzgar por los resultados alcanzados por el autor del presente estudio, las areniscas de la Formación Springhill del subsuelo fueguino no muestran, salvo excepcionalmente, particularidades propias de un ambiente tectónicamente estable. Esta conclusión surge de los siguientes argumentos litológicos, texturales y composicionales. En los depósitos de ambientes estables, uno de los rasgos de mayor notoriedad es la exigua frecuencia de intercalaciones pelíticas; además, la estabilidad favorece la separación mecánica de partículas gruesas y finas, permitiendo la integración de las primeras en un armazón clástico cerrado y libre de finos. Por el contrario, en la Formación Springhill resultan abundantes las intercalaciones pelíticas que conjuntamente con las areniscas constituyen el marco litológico normal. Asimismo, es evidente que durante su desarrollo prevalecían condiciones distintas a las señaladas, permitiendo la coexistencia deposicional de las fracciones gruesas y finas, con etapas transicionales que llegan a originar arenas arcillosas con armazón clástico cerrado (arenitas) hasta francamente abiertos (wackes) alcanzando aún, en ciertos casos, caracteres texturales porfiroclásticos.

La extensa reelaboración de los detritos volcánicos, sostenida por Dalziel *et al.*, (op. cit.), que tácitamente implica sucesivos ciclos sedimentarios, propendría sin duda a ocasionar arenas ricas en cuarzo (95 %)

y con un elevado grado de redondez. Estas peculiaridades no identifican a las areniscas del subsuelo fueguino, en razón de que un considerable porcentaje de ellas varían entre arenitas líticas y sublíticas, mientras que si bien las restantes corresponden a arenitas cuarzosas, sus granos presentan formas angulosas como también acontece en los dos grupos anteriores. A estas evidencias opuestas a la asignada madurez, se adicionan otras como la manifiesta diversidad mineralógica, la presencia de minerales metaestables, el abundante contenido de cuarzo policristalino y en granos unitarios de extinción ondulatoria. Con referencia a estos tipos de cuarzo, estudios estadísticos realizados por Blatt y Christie (1963) concluyen estableciendo que dichos tipos son extremadamente raros en las areniscas maduras. Como fuera anteriormente advertido, en casos muy excepcionales las areniscas de esta unidad muestran notorias diferencias texturales, variando verticalmente de angulosas a redondeadas. Esta disimilitud podría interpretarse como el resultado de probables cambios de procedencia o tectónicos, pero la brusca variación textural de una muestra a otra contigua, como asimismo el limitado desarrollo potencial y el carácter local de las areniscas redondeadas, no sustentan estas presunciones. Riggi, en Flores *et al.*, (1973), consigna que esta propiedad textural fue adquirida bajo condiciones abrasivas singulares, costeras y arealmente restringidas. Al respecto, algunos investigadores descuentan como efectiva la acción marina en el proceso de redondeamiento granular, aunque recientemente Pettijohn *et al.*, (1973) no descartan la posibilidad de que una intensa acción dinámica en la zona de marea pueda originar arenas redondeadas.

Del análisis precedente surge que las areniscas de la Formación Springhill reúnen un conjunto de particularidades suficientemente concluyentes como para definir las inmaduras y considerarlas el producto de un ciclo sedimentario. En consecuencia, la plataforma correspondiente a la región fueguina representa un ambiente tectónicamente inestable, en lugar de la estabilidad sustentada por Dalziel *et al.*, (op. cit.). Cabe señalar que también Riggi en Flores *et al.*, (op. cit.), por falta de suficientes secciones y estudios de mayor detalle, incurrió en el mismo error al generalizar para toda la cuenca condiciones de estabilidad tectónica.

El planteado esquema tiene mayor afinidad con el propuesto por Borrello (1969),

quien asigna a la Formación Springhill el carácter de anteflysch protomolásico, atributo geosinclinal del flysch mesozoico en su fase seciente expuesto en el arco cordillerano de Tierra del Fuego. Para finalizar y considerando la cuenca globalmente, no se descarta la posibilidad de que nuevas investigaciones demuestren la existencia de áreas con mayor estabilidad tectónica, especialmente hacia la región norte de la misma.

Probables condiciones geomórficas del substratum

A la luz del precedente análisis, es razonable admitir que esta entidad comienza en una etapa continental sujeta un grado de inestabilidad tectónica y condiciones climáticas que propendieron a la parcial meteorización de los terrenos volcánicos del substratum, determinando la concentración de residuos en las depresiones del relieve. En esta etapa inicial, la completa desconexión de los valores parametrales litológicos (frecuencia litológica y variaciones en los espesores de los estratos) sugieren que los mecanismos de sedimentación obedecían a condiciones topográficas de control local. Con el advenimiento de la etapa transgresiva, las aguas fueron incorporando los sedimentos en tránsito, pero el medio marino habría carecido de la energía dinámica necesaria como para modificar las propiedades escalares del acarreo continental y así alcanzar su equilibrio físico con el nuevo ambiente. La mencionada independencia de los valores parametrales y el mantenimiento de las propiedades escalares bajo la influencia marina, puede interpretarse como el resultado de un paisaje muy irregular, opinión compartida por Leanza (1972) y Russo y Flores (1972), aunque a criterio del autor del presente estudio, desprovisto de desniveles acentuados, estimando el limitado desarrollo de conglomerados sólo presente en algunas localidades como delgados niveles. Esta configuración morfológica, según Riggi en Flores *et al.*, (1973), daría lugar a un relieve que responde a las denominadas *costas primarias* (Shepard, 1948), caracterizadas por el avance del mar sobre el continente (sumergencia) con formación de numerosas bahías, penínsulas e islas rodeadas de aguas relativamente tranquilas a escasa distancia de la costa.

La existencia de muy contados casos de areniscas texturalmente maduras es interpre-

tada como el resultado de condiciones costeras excepcionales dentro del panorama dinámico general amenguado y no la consecuencia de mecanismos propios de una costa abierta y tendida donde la atrición juega un rol primordial.

Condiciones del ambiente marino

La coloración predominantemente grisácea, la abundancia de sulfuro de hierro y restos vegetales carbonosos, constituyen elementos indicadores que apuntan hacia condiciones reductores y un pH ligeramente inferior al normal. Por otra parte, la presencia de glauconita, como también de materiales fosfáticos y cocolitos, indican aguas con salinidad normal y profundidades menores a los 200 metros. Esta inferencia batimétrica es coincidente con la información de Natland *et al.*, (1974) quienes señalan que la microfauna extraída del pozo Vania n° 1 (extremo sureste de la provincia de Magallanes, Chile sugiere profundidades entre los 100 y 200 metros.

Condiciones climáticas

Acerca de las posibles condiciones climáticas imperantes entre el Jurásico medio y el Cretácico inferior, lapso durante el cual se ha desarrollado la Formación Springhill, existen una variedad de interpretaciones sostenidas, en algunos casos, por argumentos inciertos.

Cecioni (1955 a y 1958) mediante observaciones e ilustraciones poco concluyentes, formuló la hipótesis de la existencia de una glaciación en el techo de la Formación Flamenco (complejo volcánico) y parte del "Grupo Springhill". Con posterioridad, Cecioni y Charrier (1974) no mantienen la enunciada hipótesis, aceptando en cambio las paleotemperaturas determinadas por Bowen (1966) en Belemnites del Aptiano correspondientes al Canal de Mozambique y se enclinan a suponer el dominio de un clima frío para la región patagónica, desde el Oxfordiano hasta el Neocomiano. Sin embargo, cabe aclarar que Bowen (*op. cit.*) registró paleotemperaturas relativamente bajas (14.3, 16.1 y 17.4 °C) en especímenes sólo referidas al Aptiano superior del citado canal, pero además obtuvo valores térmicos entre 23.7 y 25.7 °C para el Titoniano del lago San Martín (Santa Cruz), que no indican

aguas frías precisamente; esta última información no ha sido registrada por los autores mencionados en primer término.

Camacho (1967), remitiéndose a las investigaciones de Bowen (1963), también referidas a paleotemperaturas empleando Belemnites, asigna un clima cálido al Cretácico inferior de la Patagonia y asimismo sostiene que el desarrollo adquirido en esa región por los arrecifes de corales estaría certificando el clima referido. Al respecto, es de señalar que ninguno de los sondeos practicados en Tierra del Fuego han atravesado depósitos de este tipo y además se desconocen informaciones relacionadas a su gran difusión en la Cuenca Austral. No obstante e independientemente de su problemática difusión, debe advertirse que los corales carecen en la actualidad de significación como indicadores exclusivos de aguas cálidas, puesto que también se desarrollan en regiones de aguas frías (Teichert, 1964, según Bowen, 1966).

Volkheimer (1967, 1969) considera que el hallazgo en terrenos del Jurásico medio a superior de grandes reptiles en la Patagonia austral, como asimismo de una flora de cicadáceas, coníferas y helechos arborescentes en la península Antártica corrobora la existencia de un clima húmedo y cálido. Además, indica una variante de un clima estacional por los anillos de crecimiento observados en las araucarias del bosque petrificado de Santa Cruz. Agrega que condiciones similares continuaron aún en el Cretácico, apreciación inferida por la riqueza de la Flora de Ticó (Santa Cruz) indicativa de una pluviosidad elevada.

Nuevamente Volkheimer (1972) se refiere a una serie de indicadores biológicos y litológicos distribuidos en territorio patagónico, como frecuencia de esporas de helechos, helechos arborescentes en la Formación Matilde, Santa Cruz; dinosaurio saurópodo *Amygdalodon patagonicus* en Chubut; diversas especies de *Ichthyosaurus* en Neuquén; calizas marinas en Neuquén; y calizas biotromales en la Formación Cañadón Asfalto en Chubut. Según el citado autor, estos indicadores avalan el dominio de un clima húmedo y cálido durante el Jurásico medio y superior.

Malumián y Masiuk (1973) aceptan implícitamente los argumentos señalados por Volkheimer (*op. cit.*) y evaluando la monótona uniformidad de la microfauna, como también la inexistencia de grandes foraminíferos aglutinados, correspondientes al Va-

langiniano-Hauteriviano y Aptiano-Albiano de la Cuenca Austral, consideran que si bien en esos tiempos el clima era cálido, las aguas marinas no alcanzaron las temperaturas requeridas para el desarrollo de las típicas faunas mediterráneas del Tetis.

Es evidente que las precedentes opiniones se apoyan fundamentalmente en indicadores paleobotánicos, pero aquí debe señalarse que el conocimiento integral de la Formación Springhill permite contribuir con criterios mineralógicos en la interpretación climática.

La presencia de caolinita como material arcilloso predominante en los componentes litológicos de esta entidad, lleva a admitir que ella fue el principal argilomineral generado en las áreas continentales volcánicas del receptáculo sedimentario. Su origen detrítico es inferido por evidencias texturales, como ser la inexistencia de agregados de partículas estrechamente compactadas, de disposición vermiforme, en abanico, fibrosa y normal a las paredes porales, en cobertura granular y de asociación diferenciada, rasgos estos que indudablemente corresponden a pocesos autigénicos. Por otra parte, puesto que la caolinita es resistente a cambios radicales de ambientes, su existencia en los tramos marinos resultaría una confirmación de su origen continental.

La importancia de este argilomineral reside en su significación como indicador climático. Según Keller (1957) se origina mediante la meteorización química de aluminosilicatos por eliminación del sistema de los iones metálicos Na, K, Ca, y Mg, hidrólisis e inmovilidad de $Al_2O_3 - SiO_2$ y en un ambiente oxidante. Con relación al último aspecto debe destacarse que la Formación Springhill se desarrolló bajo condiciones reductoras y en consecuencia sus sedimentos carecen de coloración rojiza. No obstante, esta condición no es incompatible con la formación de caolinita, porque ha sido comprobada la efectividad del material orgánico en generar el ión sulfuro que elimina al hierro del sistema como FeS_2 , muy abundante en la unidad, a más de contribuir con los iones H indispensables en el proceso de caolinización. El citado autor considera que la totalidad de los pormenores referidos tienen lugar en regiones sometidas a un clima húmedo cálido, juzgando como factor importante el grado de permeabilidad de las rocas expuestas en el tipo de alteración arcillosa resultante. Cuando la permeabilidad es apropiada, la lixiviación es suficiente y da lugar a arcillas del tipo 1:1, mientras que en el

caso opuesto la arcilla originada responde al tipo 2:1. Mediante estos factores se explicaría la presencia en la entidad de los diversos grupos de arcillas, aunque con un amplio predominio de aquél responsable de la formación de caolín. Además, como los carbonatos son inestables bajo las condiciones climáticas señaladas, la ausencia de calizas en los tramos continentales de la unidad, constituye un argumento más en apoyo de los mencionados procesos.

En síntesis, los criterios mineralógicos precedentemente analizados sugieren la existencia de un clima húmedo cálido durante el desarrollo de la Formación Springhill.

Agradecimientos

El autor deja expresa constancia de su reconocimiento a las autoridades de la Gerencia de Exploración de YPF, especialmente a los doctores E. Roller y P. Lesta, por auspiciar la realización del presente estudio, como también a aquéllas del Servicio Geológico Nacional que facilitaron el gabinete y los elementos técnicos indispensables. Asimismo, se agradece al Dr. F. Roellig quien tuvo a cargo la realización de los diagramas difractométricos y al Dr. M. Flores, supervisor de la Cuenca Austral de YPF, la lectura crítica del manuscrito.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bianchi, J. L. 1967. *Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral durante las campañas 1964/65, 1965/66*. YPF. Inf. inéd., B-39.
- Blatt, H. y Christie, J. M. 1963. *Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks*. Jour. Sed. Petrol., 33 (3): 559-579.
- Bonarelli, G. y Nágera, J. J. 1921. *Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martín (Territorio de Santa Cruz)*. Direc. Min. Geol. e Hidr., Bol. 27, Ser. B (Geol.), Bs. As.
- Borello, A. V. 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Dir. Nac. Geol. y Min., An. XIV, Bs. As.
- 1972. *Cordillera Fueguina*. Geología Regional Argentina. Ac. Nac. Cienc. Córdoba.
- Bowen, R. 1963. *0° / 0° paleotemperature measurements on Mesozoic Belemnoides from Neuquén and Santa Cruz provinces, Argentina*. Jour. Pal. 37 (3): 714-718.
- 1966. *Paleotemperature analysis*. Elsevier Publ. Co., 265 p. Amsterdam.
- Camacho, H. H. 1967. *Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (4): 253-180.
- Cecioni, G. 1955 a. *Edad y facies del Grupo Springhill en Tierra del Fuego*. An. Fac. Cienc. Fis. y Nat., Univ. Chile, Inst. Geol. 12 (6), Santiago de Chile.
- 1957. *Cretaceous Flysch and Molasse in Departamento Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 41 (3): Tulsa.
- 1958. *Preuves en faveur d'une glaciation neojurassique en patagonia*. Bull. Soc. Geol. France, 6 Ser., 8: 403-436.
- Cecioni, G. y Charrier, R. 1974. *Relaciones entre la Cuenca Patagónica, la Cuenca Andina y el canal de Mozambique*. Ameghiniana, XI (1): 1-38.
- Cortés, R. 1964. *Estratigrafía y un estudio de paleocorrientes del Flysch cretáceo del Departamento de Ultima Esperanza, Provincia de Magallanes*. Tesis inéd. Univ. Téc. del Estado. Santiago de Chile.
- Criado Roque, P. De Ferraris, G., Mingham, A., Roller, E. O., Simonato, I. B. y Suero, T. 1960. *Cuencas sedimentarias de la Argentina*. YPF, B.I.P. N° 320.
- Dalziel, I. W. D., Caminos, R., Palmer, K. F., Nullo, F., Casanova, R. 1974. *South Extremity of Andes: Geology of Isla de los Estados, Argentine Tierra del Fuego*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 58 (12): 2502-2512.
- Feruglio, E. 1944. *Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia)*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXXVII (1): 1-255, Córdoba.
- 1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. YPF. I-III.
- Flores, M. A. 1961. *Surface Geology of the flank Austral Basin*. Pan Am. Arg. Oil Co. Rep. N° 112 (inéd.), Bs. As.
- Flores, M. A., Malumián, N., Masiuk, V. y Riggi, J. C. 1973. *Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII (4): 407-437.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. C. 1938. *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica*. YPF, Bol. Inf. Petr. (171): 31-95.
- Friedman, G. M. 1961. *Distinction between duna, beach and river sands from their textural characteristics*. Jour. Sed. Petrol., 31: 314-329.
- 1962. *On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain size distributions of sandstone*. Jour. Geol., 70: 737-753.
- 1967. *Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands*. Jour. Sed. Petrol., 37 (2): 327-352.
- Furque, G. 1966. *Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXI (1): 61-66.
- González, E. y colaboradores. 1965. *La Cuenca Petrolífera de Magallanes*. Rev. "Minerales", (91): 1-22. Santiago de Chile.

- Harrington, H. J. 1943. *Observaciones geológicas en la Isla de los Estados*. Anal. Mus. Arg. Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia", XLI: 29. Bs. As.
- 1962. *Paleogeographic development of South America*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (4): 1773-1814.
- Heim, A. 1940. *Geological observations in the Patagonian Cordillera*. Eclogae Geologicae Helvetiae, XXXII (1): 25-51, Zürich.
- Hoffstetter, R. X., Fuenzalida, H. y Cecioni, G. 1957. *Chile-Chili In L'Éxique Stratigraphique Internationale*, V (7): 1-444. Ed. Centr. Nat. Recherch Scient., Paris.
- Katz, H. R. 1963. *Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., XLVII (3): 506-524.
- Keller, W. D. 1957. *The principles of chemical weathering*. Lucas Brother Ed., Columbia, Missouri, EE.UU.
- Klovan, J. E. 1966. *The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributios*. Jour. Sed. Petrol., 36: 115-125.
- Kranck, E. H. 1932. *Geological investigation in the Cordillera of Tierra del Fuego*. Acta Geographica, 4 (2), Helsinki.
- Leanza, A. F. 1972. *Andes patagónicos australes*. Geología Regional Argentina. Ac. Nac. Cienc. Córdoba.
- Malumián, N., Masiuk, V. y Riggi, J. C. 1971. *Micropaleontología y Sedimentología de la perforación SC. 1. Santa Cruz. Su importancia y correlaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 175-208.
- Malumián, N. y Masiuk, V. 1973. *Asociaciones foraminíferológicas de la República Argentina*. Act. V Cong. Geol. Arg., III: 433-453. Bs. As.
- Mason, C. C. y Folk, R. L. 1958. *Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis; Mustang Island, Texas*. Jour. Sed. Petrol., 28: 211-226.
- Natland, M. L., González, P. E., Cañón, A. y Ernst, M. 1974. *A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments*. Geol. Soc. Amer. Men., 139: 1-126.
- Passega, R. 1957. *Texture as characteristics of clastic deposition*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 41: 1952-1948.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R. 1972. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag Berlín, Heidelberg.
- Poldervaart, A. 1956. *Zircon in rocks. 2. Igneous rocks*. Am. Jour. Scienc., 254: 521-554.
- Quartino, B. J. 1952. *Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los Lagos Fontana y La Plata*. Dir. Nac. Min. Inf. inéd., Bs. As.
- Riccardi, A. 1971. *Estratigrafía en el oriente de la Bahía de La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata (n.s.), Geol., VII: 245-318.
- Riggi, J. C. 1955. *Estudio geológico al sur de los Lagos Pueyrredón y Posadas, Santa Cruz*. Fac. Cienc. Nat. y Mus. de La Plata. Tesis.
- 1963. *Relevamiento geológico y petrográfico del sector norte de la Hoja 51 b, Santa Cruz*. Ser. Nac. Min. Geol. Inf. inéd.
- 1969 a. *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 y SC.CB. 1 Santa Cruz*. IV Jorn. Geol. Arg., I, Mendoza.
- 1969 c. *Relaciones entre la sección inferior sedimentaria inmediata al cuerpo granítico ubicado entre las profundidades 2566 y 2569,50 m del pozo TF. U. x-2, Tierra del Fuego*. YPF, Inf. Inéd. Cienc. Córdoba.
- Russo, A. y Flores, M. A. 1972. *Patagonia Austral Extra Andina*. Geología Regional Argentina. Ac. Nac. Cienc. Córdoba.
- Sahu, B. K. 1964. *Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments*. Jour. Sed. Petrol., 34: 73-83.
- Shepard, F. P. 1948. *Submarine geology*. Harper and Row. N. York.
- Solohub, J. T. y Klovan, J. E. 1970. *Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments*. Jour. Sed. Petrol. 40 (1): 81-101.
- Thomas, C. R. 1949 a. *Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile*. Bull. Amer. Assoc. Geol., 33 (9): 1557-1576.
- 1949 b. *Manantiales fiel, Magallanes Province, Chile*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 3 (9): 1579-1599.
- Visser, G. S. 1969. *Grain size distribution and depositional process*. Jour. Sed. Petrol., 39 (3): 1074-1106.
- Volkheimer, W. 1967. *La paleoclimatología y los climas del Mesozoico argentino*. Rev. Minera (Geología y Mineralogía), XXVIII (3): 41-48.
- 1969. *Paleoclimatic evolution in Argentina and relations with other regions of Gondwana*. Earth Science 2, Gondwana Stratigraphy. IUGS Symposium, 1967, 551-587, UNESCO, Paris.
- 1972. *Estudio palinológico de un carbón calociano de Neuquén y consideraciones sobre los paleoclimas jurásicos de la Argentina*. Museo de La Plata, Rev. (n.s.) Paleontología, VI 40: 101-157.
- Yrigoyen, M. 1962. *Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego*. Petrotecnia, XII (4): 28-38.

ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO MENDOZA CON ESPECIAL REFERENCIA A LA FORMACION VACA MUERTA ENTRE LOS PARALELOS 35° Y 40° L.S., CUENCA NEUQUINA-MENDOCINA

HECTOR A. LEANZA,¹ HUMBERTO G. MARCHESE² y JUAN C. RIGGI³

¹ Servicio Minero Nacional.

² Servicio Geológico Nacional.

³ Servicio Geológico Nacional, CONICET.

Resumen

El presente trabajo trata la estratigrafía del Grupo Mendoza (límite Jurásico Cretácico) en el área comprendida entre los paralelos 35° y 40° de latitud sur, en el oeste central de la Argentina, conocida geológicamente como Cuenca Neuquina Mendocina. Se describen los pormenores lito y bioestratigráficos correspondientes a las Formaciones Carrín Curá, Picún Leufú, Vaca Muerta, Mulichinco, Agrio y Mendoza con sus Miembros Vaca Muerta, Chachao y Cienegüitas, como asimismo los de aquéllos de la Formación Tordillo. Este conjunto de unidades comprende desde el Kimmeridgiano hasta el ¿Barremiano?

Con relación al aspecto estratigráfico, los autores señalan las limitaciones de algunas definiciones y conceptos empleados precedentemente, en especial cuando es subordinado el criterio litoestratigráfico al enfoque temporal, estimando oportuno adecuar la terminología en uso a las normas vigentes.

El estudio consiste en la caracterización regional de las diferentes unidades en particular, definiéndose su distribución areal, las relaciones estratigráficas, espesores, sus rasgos microlitológicos, cromáticos, comportamiento de facies, las condiciones ambientales de sedimentación y la edad.

Como conclusión estratigráfica más significativa se establece que el Grupo Mendoza comprende a distintas unidades faciales según la ubicación geográfica de las secciones en la cuenca. Así, en el sur de Neuquén se identifican a las Formaciones Carrín Curá, Picún Leufú, Mulichinco y Agrio. En el centro y norte de Neuquén a las Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio. En Mendoza sur a la Formación Mendoza con sus tres Miembros Vaca Muerta, Chachao y Cienegüitas. Por otra parte, teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas de la Formación Tordillo, ésta debería formar parte del Grupo mencionado.

Introducción

El presente estudio está basado en perfiles estratigráficos levantados por el plan Fosforita del Servicio Minero Nacional durante varias campañas realizadas entre los años 1970 y 1975, en el ámbito de la Cuenca Neuquina-Mendocina.

En virtud de haberse hallado manifestaciones fosfáticas en las formaciones del Gru-

Abstract

The present paper deals with the Mendoza Group stratigraphy (Jurassic-Cretaceous boundary) in the area situated between southern parallels 35° and 40°, in west central Argentina, which is geologically known as Mendoza and Neuquén basin. The litho and biostratigraphical details of its formational units, known as Carrín Curá, Picún Leufú, Vaca Muerta, Mulichinco, Agrio and Mendoza with its members Vaca Muerta, Chacho and Cienegüitas, as well Tordillo formation are described. This formations embraces the Lower Kimmeridgian, Tithonian, Berriasian, Valanginian, Hauterivian and ¿Barremian? ages.

With relation to the stratigraphical aspects, the authors shown the limitations of some concepts and definitions before employed, specially when the lithostratigraphical judgment is subordinated to the temporal aspect, adequating the actual nomenclature to vigent rules.

This study consist in the regional characterization of the differents units in attempting to define its areal distribution, stratigraphical relations, thickness, chromatics and microlithological aspects, facial changes, environment of sedimentation and age.

As outstanding stratigraphical conclusion is established that the Mendoza Group comprise differents facial units according to the geographical situation of the sections within the basin. So in southern Neuquén the Formations Carrín Curá, Picún Leufú, Mulichinco and Agrio are identified. In central and northern Neuquén area recognised the Vaca Muerta, Mulichinco and Agrio formations. In southern Mendoza the Mendoza formation with its members Vaca Muerta, Chachao and Cienegüitas are present. According with the stratigraphical relations, the Tordillo formation could be included in the Mendoza Group.

po Mendoza, este último fue prospectado intensamente entre los paralelos 35° y 40° l. s., con especial énfasis en la Formación Vaca Muerta, pues resultaba potencialmente más promisorio. Si bien la distribución y caracteres petrográficos de las manifestaciones fosfáticas ya fueron dadas a conocer oportunamente (Mastandrea *et. al.*, 1975),

el abundante número de muestras recogidas en cada perfil permitió realizar un detallado estudio desde el doble enfoque litológico y paleontológico.

Mediante su análisis se ha logrado poner de manifiesto las limitaciones del cuadro nomenclatural vigente, el cual, además de haberse establecido sobre criterios dispares es, en general, de aplicabilidad local. Por otra parte, resultó frecuente constatar que el aspecto litológico no había sido tratado en investigaciones anteriores con el detalle requerido, determinando definiciones conceptualmente erróneas y en muchos casos obsoletas que llevan a generalizaciones de incierta validez en la interpretación geológica de la región. Con respecto a las edades de las unidades litológicas involucradas, si bien conocidas en forma global, permanecían inciertas en lugares puntuales impidiendo de tal manera el conocimiento más preciso de la evolución de la cuenca.

En el primer aspecto fue necesario recurrir al instrumental microscópico para redefinir la litología atribuida hasta el presente con la finalidad de establecer definitivamente las reales características de las distintas asociaciones litológicas y sus condiciones ambientales. En cuanto al contenido paleontológico, será objeto de un nuevo trabajo a publicarse próximamente.

Del análisis integral lito y bioestratigráfico se alcanzaron resultados que conducen a replantear la actual nomenclatura estratigráfica del Jurásico superior y Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina-Mendocina.

Los perfiles estudiados fueron levantados en su mayoría por H. Leanza y C. Hugo, con la colaboración de los geólogos Emore Borelli, Abel Faroux, Francisco Nullo y Otto Mastandrea y los técnicos Manuel Lorenzo y Héctor Castaño.

De las 26 secciones levantadas en el Grupo Mendoza, han sido elegidas 17 por su mayor representación y variaciones litológicas, teniendo en cuenta, además, su ubicación geográfica en la cuenca, analizándose un total de 724 muestras extraídas cada 10 m promedio.

Ubicación del área estudiada

Comprende una amplia faja de tendido meridional ubicada en la provincia de Neuquén y sur de Mendoza, en el oeste central de la República Argentina, correspondiente al ambiente de la denominada Cuenca Neu-

quina-Mendocina. Esta faja se extiende entre los paralelos 35° y 40° l. s., a ambos lados del meridiano 70°, con una longitud total de 560 km. En la figura 1 pueden visualizarse los afloramientos de sedimentitas correspondientes al Grupo Mendoza, como asimismo la ubicación y enumeración de los perfiles estudiados.

Consideraciones acerca del problema de nomenclatura

En términos generalizados, no debe desestimarse que la interacción de los distintos procesos que intervienen en el área de aporte y en aquella deposicional definen las condiciones tectoambientales, controlando en esencia las asociaciones litológicas y faunísticas resultantes, como así también sus variaciones. Al respecto, cabe señalar que en estudios anteriores se registra una tendencia subjetiva a considerar independientemente el posible desarrollo de los acontecimientos geológicos del área de aporte y de la cuenca. En tal sentido, al tratar de interpretar el contenido sedimentario de una cuenca, se han atribuido a ella una serie de movimientos ascendentes, seguidos de etapas basculares y/o descendentes que habrían originado una sedimentación batimétricamente llamada nerítica o batial, según se registre en la columna un tramo de areniscas, conglomerados o de pelitas oscuras, respectivamente. Esta sucesión, sin embargo, bien puede interpretarse como el resultado sedimentario en un área de lenta y continua subsidencia, en un ambiente tranquilo y poco profundo, que recibe variable aporte de componentes terrígenos. Tales condiciones pueden reproducir la sucesión litológica mencionada.

Por otra parte, se comprueba con frecuencia la utilización de perfiles denominados tipo para ciertas localidades con la finalidad de extrapolarlos con otros alejados de la cuenca. Este enfoque conduce obviamente a considerar invariables los rasgos litológicos de una determinada unidad formacional, que si bien pueden mantenerse en ciertos depósitos marinos, resultan más variables en aquellos mixtos o continentales.

Asimismo, merece destacarse la utilización de definiciones y conceptos en los que se mezclan criterios anteriormente empleados. Al respecto, si bien en la actualidad es aceptado en nuestro medio la validez del concepto litoestratigráfico para la caracterización de una unidad formacional, en la

práctica es frecuente comprobar que el mismo quede subordinado en parte al enfoque temporal. Es así como, en lo concerniente a ciertas unidades involucradas en este estudio, Weaver (1931) define a las Formaciones Vaca Muerta, "Quintuco", Mulichinco y Agrio, empleando en gran parte para identificarlas el criterio bioestratigráfico.

Teniendo en consideración los argumentos expuestos y tratando de respetar los nombres de unidades existentes, se estima oportuno adecuar la terminología en uso a los conocimientos y normas actualmente en vigencia, como se detalla en el cuadro 1.

Andico

Fue definido por Groeber (1946) como ciclo sedimentario Andico, abarcando "desde el Tithoniense (*sensu lato*) hasta el Coniacense...", en sucesión estratigráfica concordante e ininterrumpida (*op. cit.*, pp. 183-184).

En lo que hace al ámbito de la cuenca en

análisis, el Andico se halla confinado entre dos grandes discordancias: la Kimmerica posterior y la Intercretácica. Los autores del presente estudio lo consideran, de acuerdo al Código de Nomenclatura Estratigráfica, como Supergrupo Andico, por estar integrado por la Formación Tordillo y los Grupos Mendoza y Huitrin-Rayoso. Asimismo, conforma una etapa evolutiva sedimentaria parcial, completándose, a nuestro entender, el ciclo sedimentario con la depositación del Grupo Neuquén.

Grupo Mendoza

El término Mendociano fue propuesto por Groeber. "Para la *facies marina*¹ de la sección inferior" ... "en general de facies uniformemente calcáreo-arcilloso-esquistosa" (1946, p. 184). "En las zonas marginales orientales de la cuenca de sedimentación, se inmiscuyen *elementos terrígenos* entre los

¹ Las bastardillas son de los autores.

CUADRO 1. Nomenclatura empleada

	Neuquén sur	Neuquén centro norte	Mendoza sur	
	GRUPO NEUQUEN			
	Disc.			
E T A P A O S U P E R G R U P O A N D I C O	GRUPO HUITRIN RAYOSO			
	G R U P O M E N D O Z A	Formación Agrio	Formación Agrio	F o r m a c i ó n
		Formación Mulichinco	Formación Mulichinco	Miembro Cieneguitas
		Formación Picún Leufú		Miembro Chachao
		Formación Carrín Curá	Formación Vaca Muerta	
			M e n d o z a	Miembro Vaca Muerta
	Formación Tordillo			
	Disc.			

estratos *batiales*; se presentan en diversos niveles, especialmente en la parte cretácica, mientras que la parte titonense suele ostentar mayor constancia de facies"...; "en el sudeste del Neuquén (Picún Leufú medio) sólo el *Titonense inferior* es arcilloso-calcareo-bituminoso"... (Groeber, *op. cit.*, p. 185).

Más adelante consigna que "... hasta aproximadamente la base del *Valanginiense*, la serie se compone de algunos bancos calcáreos macizos y gruesos bancos y de arcillas verdes con fauna predominante de bivalvos; el *Valanginiense* es *terrestre* y está compuesto de areniscas rojas con restos de árboles y por arcilla con yeso..."

Groeber (*op. cit.*, p. 185) en atención a las definiciones de Weaver (1931), dividió al Mendociano en 4 grupos litológicos en la siguiente forma:

1200 m. Agrioense	<i>grosso modo</i> Hauterivense-Barremense.
250 a 500 m. Mulichincoense	a gran parte del Valanginiense.
600 m. Quintucoense	Valanginiense-Berriasense-Titonense superior.
200 m. Vacamuertense	Titonense medio a inferior.

Esta división sólo tiene aplicabilidad local porque sus límites tanto inferiores como superiores oscilan considerablemente con respecto a las zonas constantes de amonites. Se considera más conveniente mantener los términos precisos del Titonense, Berriasense, Valanginiense, etc., cuyos límites han sido fijados últimamente por Leanza sobre faunas recogidas por el autor (*op. cit.*, p. 185).

Si bien Groeber pretende justificar la utilización de edades como términos precisos para definir unidades cronoestratigráficas, por otra parte deja obviamente implícita la imprecisión en el caso de que las unidades roca varíen oblicuamente con relación al tiempo o cuando los fósiles no sean diagnósticos o falten. Tal concepción se ve reflejada claramente cuando emplea las denominaciones originales de las Formaciones Vaca Muerta, "Quintuco", Mulichinco y Agrio de Weaver, agregándoles la terminación *ense* que le confiere de ese modo un sentido temporal, ajeno al concepto actual de lo que se entiende por una unidad roca.

Sustitución del Mendociano por Grupo Mendoza y Formación Mendoza

Como se desprende de los párrafos anteriores transcritos de Groeber, el término

Mendociano fue empleado en su acepción original para designar las facies marinas no diferenciables del sur de Mendoza. Habida cuenta de las ya fundadas Formaciones Vaca Muerta, "Quintuco", Mulichinco y Agrio en el oeste central de Neuquén, homologables en edad con el Mendociano, se las agrupó complexivamente, en numerosos trabajos, bajo la denominación de Grupo Mendoza.

Con respecto al Mendociano de Groeber en el sur de Mendoza, se estima que debe ser considerado como Formación Mendoza (*vide* Dessanti, 1973, p. 25). Si bien es real que en muchas localidades es posible distinguir un Miembro Vaca Muerta, un Miembro Chachao y un Miembro Cieneguitas *n. nom.*, en otras comarcas es imposible diferenciarlos, por lo cual todo el conjunto debe ser cartado como Formación Mendoza y no

como Grupo, pues lógicamente se trata de una sola unidad formacional.

Planteados así los hechos, el Grupo Mendoza paradójicamente posee sus unidades mejor representadas en la provincia de Neuquén, mientras que en Mendoza sur, de donde proviene su denominación, pierde su rango pasando, como fuera apuntado, a una entidad litológica indiferenciada a la que Dessanti (*op. cit.*) denominó adecuadamente Formación Mendoza. Este inconveniente se habría simplificado de haberse "adaptado" la nomenclatura de Groeber (Mendociano) empleando esta denominación con la categoría de formación para la comarca de facies marinas litológicamente indiferenciadas, mientras que para la zona "cotipo" más al sur, con mayores variaciones litológicas, utilizando el rango de Grupo, pero con otra denominación.

Por otra parte, teniendo en cuenta las relaciones naturales de la Formación Tordillo con las unidades suprayacentes, esta unidad podría ser considerada como un ente más del séquito del Grupo Mendoza (ver ítem Formación Tordillo), pero su definitiva inclusión en el mencionado rango obligaría a una redefinición de la actual nomenclatura.

En síntesis, el Grupo Mendoza está integrado en orden ascendente por las siguientes

entidades. *Sur de Neuquén*: Formación Carrín Curá, Formación Picún Leufú, Formación Mulichinco y Formación Agrio, estas dos últimas atípicas y propias de revisión. *Centro y Norte de Neuquén*: Formación Vaca Muerta, Formación Mulichinco y Formación Agrio. *Mendoza Sur*: Formación Mendoza, con Miembro Vaca Muerta, Miembro Chachao y Miembro Cieneguitas *n. nom.*

Análisis de las formaciones

Formación Tordillo

Fue definida originalmente por Groeber (1946, p. 182) como *Tordillense*, denominación derivada del río Tordillo, afluente del río Grande, en Mendoza sur, donde se encuentran excelentes afloramientos, que habían sido reconocidos anteriormente por Burckhardt (1900 a) y Gerth (1928), bajo el nombre de areniscas coloradas y conglomerados del Malm.

Groeber (*in* Groeber *et al.*, 1953, p. 330) la incluyó en su subciclo Chacayano a la vez que, en el mismo trabajo, fue vinculado al Andico por Stipanovic y Mingramm con la denominación de Preándico. Es posible que ambas alternativas, según recientes análisis de Digregorio y Uliana (1975, p. 76) tengan su razón de ser.

Con esta entidad se inicia una etapa sedimentaria caracterizada por ingresiones y regresiones de diferentes magnitudes que culminan en condiciones talasocráticas evidenciadas a partir de las Formaciones Huitrín y Rayoso. Se extiende desde Zapala hasta la zona de Aconcagua. Al norte de la primera localidad se encuentra bien representada desarrollándose con distintas variaciones faciales. Hacia el sur afloran sedimentitas que por sus relaciones estratigráficas, han sido correlacionadas con esta unidad bajo la denominación de Formación Quebrada del Sapo (Parker, 1965 en Marchese, 1971 y Digregorio, 1972).

En cuanto a la nomenclatura estratigráfica, la totalidad de los estudios precedentes incluyen a la Formación Tordillo como una entidad basal del "ciclo" Andico, pero separada de las unidades del Grupo Mendoza. Sin embargo, en opinión de los autores del presente trabajo, esta formación posee suficientes rasgos geológicos en común con aquellos existentes en las unidades que la suprayacen, como para integrarla en el Grupo Mendoza.

Los aspectos geológicos generales han sido tratados por Parker (1965) y Cangini (1968) en Digregorio (1972), mientras que los correspondientes a la litología y su interpretación litofacial fueron analizados por Marchese (1971).

Relaciones estratigráficas. Suprayace en discordancia angular y transgrede de sur a norte a las Formaciones Lajas-Lotena (areniscas y conglomerados), La Manga (calizas) y Auquínco (yeso), pasando concordante y transicionalmente a la Formación Vaca Muerta (limolitas, areniscas muy finas, arcilitas micríticas y micritas arcillosas). Hacia el este y en el subsuelo de la cuenca se encuentra apoyado sobre terrenos del "basamento".

Desde el punto de vista estratigráfico se han distinguido un Miembro inferior o Morado y un Miembro superior o Verde (Cangini, 1968), integrados por areniscas, limolitas, que en algunas localidades incluyen materiales piroclásticos (areniscas, limolitas y arcilitas tobáceas; tobas y tufitas) e inclusive conglomerados como acontece en la sierra de la Vaca Muerta. Hacia el borde este de la cuenca, los estudios realizados por Marchese (1971) señalan la presencia de dos miembros equivalentes a los distinguidos por Cangini en el noroeste.

Espesor. La potencia registrada es variable, alcanzando 233 m en Mallín Quemado, 420 m en Manzano Grande y 900 m en Chacay Melehue. En laguna Auquínco y La Yesera de Tril, sólo se desarrolla el Miembro verde superior con espesores de 54 m y 12 m, respectivamente. En localidades más marginales aún, o paleotopográfica o estructuralmente más elevados, como en las Sierras de Reyes —Cara Curá—, Azul y Bardas Blancas, la Formación Tordillo no llegó a desarrollarse, de manera que la Formación Vaca Muerta se apoya sobre un substrato variado (*vide* Stipanovic, 1969, p. 380).

Litología. El Miembro superior, estudiado parcialmente en las secciones de Cajón de Almaza, Huncal, Puerta Curaco y La Yesera —Pampa Tril—, está representado por limolitas arcillosas, limolitas, arcilitas limosas, arcilitas, limolitas arenosas y areniscas muy finas, predominando los colores gris moderado (nº 5),¹ gris oscuro moderado (nº 4), gris verdoso (5GY 6/1), gris oliva (5Y 4/1, 6/1), gris castaño (5YR 4/1) y negro oliva (5Y 4/2), correspondiendo al negro castaño (5YR 2/1), castaño moderado (5YR 4/4, 3/4) y castaño amarillento

(10RY 6/2, 4/2) a los menos frecuentes. Atendiendo a los caracteres litológicos es conveniente aclarar ciertas diferencias que surgen de la comparación con trabajos anteriores. En estos resulta común que se citen como elementos litológicos fundamentales de esta unidad, en la zona de Rahueco-Chacay Melehue, la existencia de areniscas tobáceas, tobas y tufitas. Sin embargo, tales tipos litológicos se encuentran restringidos al tramo de la columna sedimentaria pre Tordillo, hallándose evidencias de tales manifestaciones sólo en terrenos asignados al Calovense (Formación Chacay Melehue).

En la localidad de Chacay Melehue, la Formación Tordillo comienza con un conglomerado texturalmente muy fino (entre guija muy fina —2 a 4 mm— y guija fina —4 a 8 mm—), constituido en esencia por elementos líticos de vulcanitas silicificadas, vulcanitas holocristalinas ácidas y mesosilícicas, areniscas muy finas, cuarzo y una matriz arcillo-clorítica en parte calcítica. Considerando la unidad en toda su extensión puede adelantarse que en la composición clástica prevalecen fragmentos de rocas volcánicas ácidas y mesosilícicas, pero en su participación se destacan ciertas variaciones. En el área sur predominan riolitas, riolacitas y tobas, con andesitas, traquitas y plutonitas ácidas subordinadas; las metamorfitas y sedimentitas son muy escasas. En cambio, en el área norte, las vulcanitas mesosilícicas (andesitas) pasan a dominar sobre los otros tipos señalados. Por otra parte, en el sector este de la cuenca no se observan diferencias apreciables entre el porcentaje de vulcanitas ácidas y mesosilícicas, aunque igualmente exceden en cantidad a las referidas plutonitas (Marchese, 1971).

La variación litológica y granométrica acusada hacia el norte y este de la cuenca debe ser interpretada como el desarrollo de litofacies controladas por la ubicación y distancia de las áreas de aporte que se encuentran al sur y oeste, conformando el borde de cuenca y área geanticlinal, respectivamente. Es así como en el oeste los terrenos están compuestos principalmente por conglomerados que van perdiendo significación cuantitativa hacia el este y norte, pasando a predominar las areniscas y pelitas. Asimismo, no se descarta la posibilidad de que la Formación Tordillo pase lateralmente a la Formación Vaca Muerta o sincrónicas (For-

mación Carrín Curá). Al respecto merece consignarse que así como en las Formaciones Carrín Curá y Vaca Muerta se presentan ejemplares de *Virgatospinctes* sp. Cangini (G N° 2, 1966-1967, perfil 49, YPF) describe a la Formación Tordillo como integrada por "...areniscas medianas a finas, gris oscuro, calcáreas, con intercalaciones de finas capitas de lutitas negras, portadoras de amonites tipo *Virga*?".

En el subsuelo correspondiente al borde este de la cuenca, la litología vuelve a estar representada por conglomerados y areniscas.

Las consideradas variaciones faciales no son exclusivas de esta entidad, repitiéndose especialmente en las formaciones con participación clástica terrígena.

Las condiciones de sedimentación corresponden a un ambiente fluvial litoral de energía dinámica elevada para el sector oeste, disminuyendo hacia el norte y este a moderada y baja.

Edad. Según el estado actual de nuestros conocimientos, la edad de esta unidad puede ser referida al Kimmeridgiano *sensu stricto* (Leanza y Leanza, 1973, p. 141), es decir al Eokimmeridgiano y parte baja del Mesokimmeridgiano *sensu lato* (Stipanovic, 1969, p. 381 y cuadro).

Estas edades se infieren gracias al hallazgo de una fáunula de ammonites, en Rahueco, ubicada "a más de 100 m por arriba del conglomerado basal de la Formación Tordillo (cf. Stipanovic, 1969, p. 379) y que fuera estudiada por Leanza (1945 b, 1947 b) quien reconoció *Idoceras herrero-duclouxi* y *Euaspidoceras ajax*, correspondientes a la Zona de *Sutneria platynota*, indicadora del más bajo Kimmeridgiano.

Como fuera expresado en las consideraciones estratigráficas, la Formación Tordillo está limitada hacia arriba por la Formación Vaca Muerta que invariablemente posee en su base ammonites de la Zona de *V. mendozanus*, que señala Tithoniano inferior (igual a la parte alta del Mesokimmeridgiano y Neokimmeridgiano *sensu lato*, en Europa). Por lo tanto, la Formación Tordillo nunca pasa a niveles más jóvenes que los que contienen *V. mendozanus*, ubicados siempre en la base de la Formación Vaca Muerta.

En los casos en que esta entidad no posee desarrollados sus niveles inferiores, abarca intervalos menores, pero siempre a partir de la parte baja del Mesokimmeridgiano hacia abajo.

¹ Determinación de colores empleando la cartilla preparada por el "Rock-Color Chart Committee", National Research Council, Washington, 1948.

Formación Vaca Muerta

Fue definida originalmente por Weaver (1931) para designar al conjunto "... of Tithonian strata ..." constituidos por "... dark gray calcareous shales ..." (op. cit., cuadro), caracterizados por las Zonas de *V. mendozanus*, *P. zitteli* y *W. internispinosum*, considerando como localidad tipo la sierra de Vaca Muerta en el centro de Neuquén. Por ser litológicamente indiferenciable de la suprayacente "Formación Quintuco" de Weaver, a no ser por el contenido de ammonites que señalan diferentes edades, fue enmendada por Leanza (1972, 1973) ampliando su sentido original, al extenderla hasta la base de la Formación Mulichinco.

Representa la entidad estratigráfica del Grupo Mendoza con mayor extensión, uniformidad litológica, continuidad regional e importancia económica por sus posibilidades petroleras y su contenido potencial en fosfatos.

Inicialmente, ha sido considerada por diversos autores como dos formaciones, Vaca Muerta y Quintuco, en base a dataciones paleontológicas, aunque por sus rasgos litológicos corresponden a una unidad, especialmente al norte de la sierra de Vaca Muerta, mientras que al sur de la misma se distinguen con claridad dos entes litoestratigráficos reconocidas con las siguientes denominaciones.

Norte de sierra Vaca Muerta			Sur de sierra Vaca Muerta	
Marchese	(1971)	Formación Vaca Muerta-Quintuco	Miembro Quintuco	Miembro Vaca Muerta
Digregorio	(1972)	Formación Vaca Muerta-Quintuco	Formación Quintuco	Formación Vaca Muerta
Leanza	(1973)	Formación Vaca Muerta	Formación Picún Leufú	Formación Vaca Muerta

Relaciones estratigráficas. Se encuentra sobrepuesta discordantemente a la Formación Lotena en las localidades de Charahuilla, Picún Leufú y Lotena, ubicadas en el sector sur de la cuenca. Desde la sierra de Vaca Muerta hacia el norte cubre concordantemente a la Formación Tordillo, pero cuando falta esta última, como en sierra de Reyes o sierra Azul, yace discordantemente sobre la Formación Auquinco o bien sobre la Formación La Manga, como sucede en Bardas Blancas. A la vez es cubierta en concordancia por las Formaciones Picún Leufú, Mulichinco y el Miembro Chachao. Hacia la parte sur de la cuenca engrana lateralmente

con las Formaciones Carrín Curá y Picún Leufú, mientras que aproximadamente de Buta Ranquil hacia el norte pasa a categoría de Miembro, incluido en la Formación Mendoza.

Espesor. Los máximos espesores fueron registrados en la parte central del área neuquina superando los 1250 m mediante la correlación de perfiles. En las secciones estudiadas en el presente trabajo, los espesores medidos alcanzan los siguientes valores: Charahuilla 250 m, Picún Leufú 336 m, cerro Lotena 129 m, Los Catutos 164 m, Mallín de los Caballos 674 m, Mallín Quemado 1150 m, Cajón de Almaza 760 m (parcial), Huncal 826 m (parcial), Trahuncurá 343 m (parcial), cerro de la Parva 422 m, Puerta Curacó 352 m, Pampa Tril 393 m, Rincón de las Mentiras 324 m, sierra Azul 352 m, Bardas Blancas 235 m y arroyo Cieneguitas 348 m.

Litología. Considerando las secciones aquí estudiadas, más del 95 % del espesor de la unidad se halla constituido por pelitas y calizas, predominando las arcilitas, arcilitas micríticas, micritas arcillosas y micritas, seguidas por dolomías, micrisubesparitas, esparitas, limolitas y limolitas arcillosas. El porcentaje restante se halla integrado por areniscas, limolitas arenosas y muy escasos conglomerados, algunos fosilíferos.

Al considerar las arcilitas, calizas, dolo-

mías, limolitas, areniscas y conglomerados, como constituyentes en su mayor grado de pureza litológica, se definen con claridad distintas asociaciones que evidentemente obedecen a un control regional. Así, en la región de Carrín Curá, Caichigüe y Charahuilla se encuentran claramente representadas sedimentitas clásticas más gruesas, como limolitas, areniscas (digitaciones distales de la Formación Carrín Curá *n. nom.*) con un conglomerado basal (Carrín Curá, Lotena, Caichigüe, Charahuilla y Chacaico) compuesto por guijas entre mediana (8-16 mm) y gruesa (16-32 mm) de naturaleza riolítica y granítica subor-

dinada, con una matriz arenosa principalmente lítica volcánica y cuarzosa. En las áreas de engranaje de las Formaciones Carrín Curá y Vaca Muerta (Caichigüe, Chahauilla y Chacaico) se encuentran digitaciones de areniscas dentro de la Formación Vaca Muerta, granométricamente finas, selección moderada a buena y con clastos angulosos a subangulosos. Composicionalmente pertenecen al grupo de las líticas, interviniendo clastos de pastas riolíticas, andesíticas, traquíticas y traquiandesíticas, con elementos de aplitas, metamorfitas, plutonitas ácidas, cuarzo policristalino, cuarzo con extinción ondulatoria y normal, oligoclasa, andesina, feldespato potásico, microperitita, biotita y escasas trizas de vidrio volcánico. Como material aglutinante fueron registradas asociaciones mineralógicas integradas por calcita poiquisparítica y arcilla; subesparita, analcima y óxido férrico; clorita, analcima y subesparita; subesparita y sílice microgranosa.

A partir de Picún Leufú hacia el norte de la cuenca, prácticamente desaparecen las areniscas y conglomerados, quedando la litología representada en esencia por arcilitas, calizas y dolomías. No obstante esta uniformidad litológica, pueden apreciarse variaciones en la frecuencia de la misma que aparentemente tienen connotación regional. Las arcilitas y calizas, en unos casos se presentan alternadas regularmente, como acontece en cerro de la Parva, Puerta Curaco, La Yesera, sierra Azul y Bardas Blancas, o

predominando una u otra en determinados tramos de las distintas secciones, como en Picún Leufú, cerro Lotena, Mallín de los Caballos, Los Catutos, Mallín Quemado, Cajón de Almaza, Huncal, Trahuncurá, Rincón de las Mentiras y arroyo Cieneguitas. Asimismo, pudo establecerse como rasgo generalizado que desde Picún Leufú hasta Huncal y Trahuncurá, predominan las arcilitas con relación a las calizas, estas últimas más frecuentes en los tramos inferiores de las secciones. Desde la línea cerro de la Parva-Puerta Curaco hasta Rincón de las Mentiras pasan a predominar las calizas, mientras que desde arroyo del Yeso hasta arroyo Cieneguitas se observa nuevamente un dominio de las arcilitas. Por otra parte, las dolomías se encuentran asociadas con mayor frecuencia a los tramos arcilíticos y su distribución areal está comprendida desde Picún Leufú hasta Puerta Curaco, faltando definitivamente a partir de Pampa Tril, en sierra Reyes, sierra Azul, Bardas Blancas y arroyo Cieneguitas, las cuatro últimas localidades ubicadas en el territorio de Mendoza. Normalmente se desarrollan en estratos bien definidos de estructura masiva y contactos netos, con textura de grano fino y uniforme, caracteres que sugieren su origen primario.

En cuanto a la coloración de los distintos componentes litológicos, determinada sobre 500 muestras, consideradas sin implicancias regionales, los resultados obtenidos son los siguientes:

Conglomerados. Varía entre gris amarillento (5Y 8/1) y castaño pálido (5YR 5/2).

Areniscas. Predomina: Gris verdoso (5GY 8/1).

Subordinados: Verde amarillento (10GY 7/2, 5GY 7/2), gris claro (nº 7), amarillo grisáceo (5Y 8/4), naranja grisáceo (10YR 7/4), naranja amarillento (10YR 6/6) y rojo grisáceo (10R 4/2).

Limolitas. Varía entre naranja amarillento a grisáceo (10YR a 7/4), castaño amarillento (10YR 4/2, 2/2), negro a gris castaño (5YR 4/1, 2/2), gris oscuro (nº 3,4), gris verdoso (5GY 8/1, 6/1) y gris amarillento (5Y 7/2).

Arcilitas. Predominan: Castaño amarillento (10YR 6/2, 2/2), negro castaño a castaño (5YR 5/2, 2/1), gris oliva a gris verdoso (5Y 4/1, 6/1 a 5GY 6/1), negro grisáceo a gris (nº 2 a 7) y gris castaño (5YR 4/1, 6/1).

Subordinados: Naranja grisáceo (10YR 7/4), gris amarillento (5Y 8/1), amarillento grisáceo (5Y 8/4), naranja amarillento (10YR 8/6, 6/6), castaño grisáceo (5YR 3/2), amarillo oscuro (5Y 6/4), naranja muy pálido (10YR 8/2), oliva pálido (10Y 6/2) y verde muy pálido (10G 8/2).

Micritas. Predominan: Gris a negro grisáceo (nº 5 a 2) y gris castaño (5YR 4/1, 6/1).

Subordinados: Castaño amarillento (10YR 6/2, 2/2), castaño a negro castaño (5YR 4/4 a 2/1), gris amarillento (5Y 8/1), gris oliva (5Y 6/1), naranja muy pálido (10YR 8/2) y naranja grisáceo (10YR 7/4).

Dolomías. Predominan: Gris oscuro a claro (nº 3 a 7), naranja amarillento a grisáceo (10YR 6/6 a 7/4), castaño amarillento (10YR 6/2, 2/2).

Subordinados: Gris a negro castaño (5YR 6/1 a 2/2), gris amarillento (5Y 7/2) y amarillento verdoso (10Y 8/2).

- Subesparitas. Predominan: Gris a negro grisáceo (nº 3 a 2) y gris verdoso y gris oliva (5GY 8/1, 6/1; 5Y 6/1).
- Subordinados: Gris castaño a negro castaño (5YR 4/1 a 2/2) y naranja amarillento (10YR 8/2, 8/6).

Evaluable estadísticamente la coloración de los distintos grupos litológicos en relación a la ubicación de las secciones, se manifiesta la existencia de variaciones controladas regionalmente. Es así, como desde este punto de vista, la entidad puede dividirse en dos áreas, una meridional y otra septentrional. La primera, que comprende las secciones entre Caichigüe y Mallín Quemado, muestra un predominio de colores anaranjados y amarillentos, mientras que desde la última sección mencionada hasta arroyo Cieneguitas es apreciable un notable cambio cromático, pasando a prevalecer colores del grupo del gris y gris castaño, especialmente en sus tonos oscuros, con negro grisáceo y negro castaño subordinados.

Fauna y ambiente. El contenido faunístico está representado por ammonites, pelecípodos y escasos gasterópodos, encontrándose además en algunas secciones muy escasos ejemplares de foraminíferos calcáreos, ostrácodos y radiolarios.

Normalmente, los ammonites y pelecípodos se encuentran a lo largo de toda la cuenca, mientras que los gasterópodos sólo han sido registrados en Mallín de los Caballos y Rincón de las Mentiras.

Entre los pelecípodos deben considerarse en especial a las Trigonias, puesto que ellas, por regla general, no están asociadas con los ammonites, como acontece con otros géneros de este orden.

El sector sur, en Caichigüe y Charahuilla, resulta pobre en contenido fosilífero representado por escasos ejemplares de ammonites y pelecípodos alojados en la parte basal de ambas secciones, mientras que desde la última localidad hacia el norte comienzan a presentarse con mayor frecuencia. En la zona abarcada por Picún Leufú, cerro Lotena, Los Catutos, Mallín de los Caballos, Mallín Quemado, Huncal, Trahuncurá, los ammonites y en menor cantidad los pelecípodos se encuentran distribuidos en distintos tramos de las secciones. En Huncal, Trahuncurá, Bajada del Agrio, Punta Alta y Mallín Quemado, además de los citados ejemplares, participan principalmente en la parte central y alta de las secciones, coquinas constituidas casi exclusivamente por *Exogyra couloni* y varios géneros de Trigonias. En una tercera zona comprendida por Cajón de Al-

maza, cerro de la Parva, Pampa Tril hasta arroyo Cieneguitas, aumenta la frecuencia de los ammonites y además están distribuidos en toda la columna de la unidad. Asimismo, es importante señalar la presencia en la parte inferior de la unidad de restos de tortugas marinas, ictiosaurios, plesiosaurios y cocodrilos (género *Geosaurus araucanensis* nov. sp.) según comunicación de Zulma B. de Gasparini.

De las características litológicas y su distribución regional puede inferirse que la zona más cercana a la costa se encontraba en el sector sudoeste de la cuenca, donde la asociación de sedimentitas clásticas más gruesas (Formación Carrín Curá) refleja en general un ambiente de aguas relativamente agitadas y someras.

El gradual incremento hacia el norte de pelitas y carbonatitas indican áreas más alejadas de la costa, sujetas a condiciones dinámicas de baja energía. Esta ordenada distribución geográfica determina tres zonas, una meridional con predominio de sedimentos más gruesos; otra central donde prevalecen las pelitas; y una tercera septentrional con dominio de calizas. Dicha distribución coincide con el esquema clásico de sedimentación en el perfil de una cuenca marina (véase fig. 2). Por otra parte, considerando que las condiciones de precipitación de carbonatos en un mar abierto se regulan con mayor uniformidad regional, se desprende que la relación cuantitativa de pelitas *versus* calizas habría sido controlada por el volumen del aporte de materiales terrígenos en función de la ubicación geográfica de los distintos perfiles en la cuenca. En el extremo norte de esta última vuelven a predominar las pelitas sobre las calizas, indicando posiblemente la influencia de otra área de aporte.

Mediante el análisis de la coloración de las unidades comprendidas en el Grupo Mendoza, se llega a establecer la inexistencia de una vinculación con la litología, pero en cambio se manifiesta, especialmente en la Formación Vaca Muerta, su relación con la ubicación geográfica de las secciones en la cuenca. Esta relación sugiere la incidencia de factores ambientales. Así es como en el sector sur, entre Carrín Curá y Mallín Quemado, el desarrollo de depósitos principalmente areniscos indican un régimen mari-

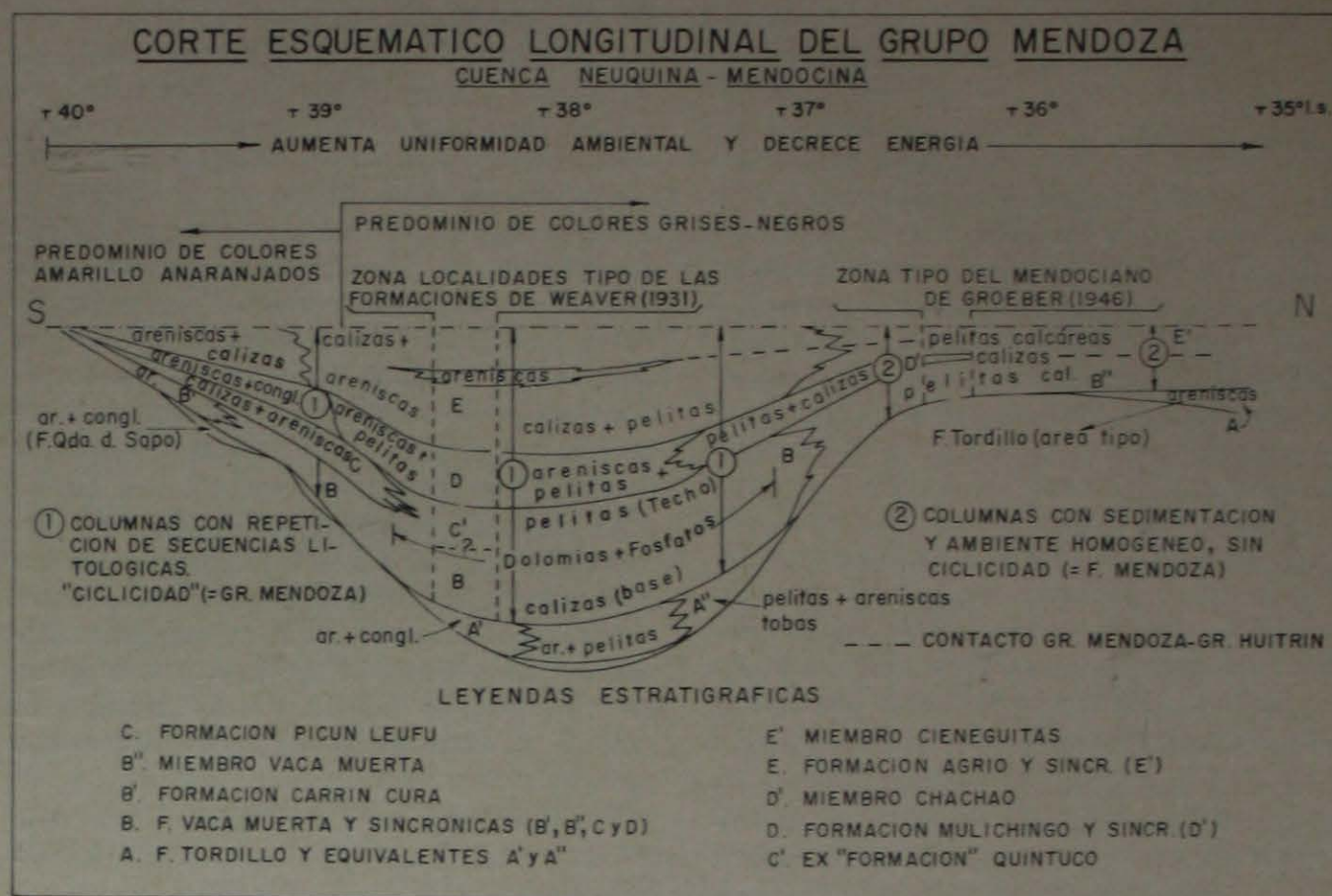


Figura 2

no marginal poco profundo y aireado, condición ambiental apropiado para favorecer la oxidación de los minerales de hierro conjuntamente incorporados con los materiales terrígenos, predominando en consecuencia la coloración anaranjada y amarillenta en las asociaciones litológicas. Hacia el norte y a partir de Mallín Quemado, en un ambiente de aguas tranquilas, fue depositada una asociación de arcilitas y carbonatos bajo condiciones de oxidación lo suficientemente restringida como para no transformar el óxido ferroso a férrico, manteniéndose la coloración original de los materiales dentro de la gama del gris hasta el negro castaño. Esta coloración no es consecuencia de un ambiente profundo y reductor como suelen sostener otros autores. La suposición de que esta parte de la cuenca ha sido depositada bajo las condiciones señaladas, no condice con su contenido litológico, mineralógico y en parte faunístico. Es de conocimiento generalizado que las dolomías primarias se encuentran vinculadas ambientalmente a facies cercanas a la costa y en aguas poco profundas. Por otra parte la inexistencia de pirita y la presencia de coquinas, no indican precisamente el dominio de un ambiente reductor y profundo.

En cuanto al perfil de la cuenca, algunos autores estiman que la misma estaba conformada por una zona sur litoral o sublitoral, y otra norte, a partir de la sierra de Vaca Muerta, donde regían condiciones de sedimentación infraneríticas, puesto que suponen que los rasgos litológicos con predominio de pelitas, calizas y "gran espesor" de la columna, indicarían un incremento de la subsidencia y condiciones de sedimentación de mayor profundidad. Los señalados rasgos no necesariamente corresponden a un ambiente batimétricamente infranerítico (batial, abisal), pudiendo en cambio reflejar condiciones de subsidencia continua y suministro sedimentario ininterrumpido. En opinión de los autores del presente estudio, este ambiente estaría caracterizado por la escasa profundidad del fondo marino de índole litoral a sublitoral cubierto por aguas tranquilas. Confirmando la precedente idea debe destacarse que la existencia de coquinas con ejemplares de ostreidos bien conservados corrobora la escasa profundidad ambiental.

Complexivamente, puede señalarse que la unidad aloja en su base ammonites de la Zona de *V. mendozanus* indicando una edad tithoniana inferior. Se consigna como excepción el caso de sierra Azul, donde a 40 m

por encima de la base se encuentra *W. internisponosum* correspondiente a la base del Tithoniano superior. Puede suponerse que el Tithoniano inferior y medio están conformando una *sucesión estratigráfica condensada*, producto de una paleotopografía estructuralmente más elevada con una sedimentación mucho más lenta en tiempo absoluto, o bien que ambos subpisos o parte de ellos no se hayan depositado. Estas hipótesis requerirán otras evidencias para su confirmación.

Con respecto al límite temporal superior de la Formación Vaca Muerta, está en directa relación con la influencia de las Formaciones "costeras" Carrín Curá, Picún Leufú y Mulichinco, y el Miembro Chachao, unidades que, como se demuestra mediante el estudio de sus ammonites, rejuvenecen hacia las partes más alejadas de la costa o de las áreas de aporte, cortando su superficie basal oblicuamente a las líneas tiempo, permitiendo así a la entidad en cuestión un mayor desarrollo vertical que incluye edades cada vez más jóvenes. Así, por ejemplo, en Picún Leufú abarca al Tithoniano inferior y parte baja del medio; en Mallín Quemado al Tithoniano inferior medio y superior, y al Berriasiano inferior; en Loncopué-Trahuncurá al Tithoniano inferior medio y superior, al Berriasiano inferior y superior, y a parte del Valanginiano inferior; en sierra de Reyes y sierra Azul llega hasta el Valanginiano superior; en Bardas Blancas al Valanginiano inferior y en arroyo Cieneguitas al Berriasiano superior, señalando estas dos últimas localidades el advenimiento del borde septentrional de la cuenca.

Formación Carrín Curá n. nom.

Localidad tipo. Está ubicada en la margen izquierda del arroyo Carrín Curá, a unos 2000 metros al oeste de la escuela provincial n° 84, 20 km al noroeste de Piedra del Aguila, provincia de Neuquén (véase plano de ubicación).

Derivatio nominis. De la comarca de la localidad tipo. Etimología: del araucano, *carrín*: verde; *curá*: piedra. Traducción: piedras verdes.*

Distribución. Se presenta en abundantes afloramientos mapeables a escala 1: 100.000, distribuidos especialmente dentro del ámbito de la Hoja 37 c, Catán Lil (Leanza, 1949), destacándose la faja que corre desde esta última localidad —pasando por la Bañadera Blanca y cerro Negro— hasta la es-

tancia Santa Isabel. En dirección septentrional, en las localidades de Caichigüe y Charahuilla, engrana lateralmente con las pelitas de la Formación Vaca Muerta.

Relaciones estratigráficas. Yace en discordancia sobre la Formación Piedra Pintada (Liásico) y es cubierta concordantemente por la Formación Picún Leufú.

Espesor. En la localidad tipo alcanza a 122 m de potencia, disminuyendo gradualmente hacia el norte a medida que engrana con la Formación Vaca Muerta.

Litología. Los 11 m inferiores están compuestos por arcilitas, arcilitas limosas y limolitas subordinadas, de colores amarillo grisáceo (5Y 8/4), naranja amarillento (10YR 6/6), verde claro (10G 8/1), gris amarillento (5Y 7/2) y verde amarillento grisáceo (5GY 7/2). Esta asociación descansa sobre un conglomerado fosilífero de 0.5 m de espesor visible y de coloración naranja grisácea (10YR 7/4), integrado por fragmentos de vulcanitas, cuarzo y restos de ammonites (*V. andensis*), con matriz arenosa calcárea.

Los 111 m superiores corresponden a areniscas líticas muy finas, de colores verde amarillento (5Y 8/1), gris amarillento (5Y 7/2), gris verdoso (5GY 6/1), verde pálido (5G 7/2) y verde grisáceo (5GY 8/2). La relación armazón clástico y cemento es de 70-80 % y 30-20 %, respectivamente. Predominan los componentes líticos sobre los mono minerales. Entre los primeros se destacan pastas microgranosas a felsíticas e intersertales. De los segundos han sido determinados cuarzo ígneo y muy escaso metamórfico, andesina, ortosa, biotita, muscovita, abundantes opacos ferruginosos y pirita finamente diseminada, apatita y zircón. El cemento está constituida por clorita autógena impregnada en reducidos sectores por óxido férrico asociado, según Spiegelman (1974), a pequeñas cantidades de colofano y algunos granos de glauconita.

Fauna y ambiente. Se han reconocido restos bien conservados de *Virgatosphinctes andensis*, *Aulacosphinctes colubrinus*, *Anditrigonia carrincurensis*, *Steinmannella splendida*, *Luciaff. leufuensis*, *Cuculaea* sp., *Turritella* sp. y *Rhynconella* sp.

Los caracteres litológicos y faunísticos indican un ambiente costanero de energía dinámica moderada a baja, y condiciones de precipitación carbonática casi nula.

Edad. Tithoniano inferior y medio.

Formación Picún Leufú

Ha sido definida originalmente por Leanza (1973, p. 188) adoptando como localidad tipo la comarca del cruce de la ruta nacional n° 40 con el curso medio del arroyo Picún Leufú. Cabe advertir que esta unidad resulta equivalente al Miembro Quintuco de Marchese (1971) o bien al tramo superior de las Formaciones Vaca Muerta-Quintuco de Parker (1965) y Cangini (1968) (cf. Digregorio, 1972, p. 475), en el sur de Neuquén. Las razones por las cuales la ex "Formación Quintuco" de Weaver (1931, p. 55) es considerada como una entidad bioestratigráfica, fosilífera o biohistórica, fueron analizadas anteriormente por Leanza (1972, 1973).

Se encuentra restringida al sector sur de la cuenca, abarcando desde Carrín Curá hasta la sierra de Vaca Muerta, incluyendo las localidades de Charahuilla, Picún Leufú, cerro Lotena, Los Catutos, Pichi Moncol y Mallín de los Caballos.

Relaciones estratigráficas. Suprayace concordantemente, de sur a norte, a las Formaciones Carrín Curá y Vaca Muerta; en similar relación está cubierta por la Formación Mulichinco.

Espesor. Varía entre 45 y 322 m, correspondiendo los valores mínimos al sector de Carrín Curá y cerro Lotena. Sus máximos, que alcanzan a 201 y 322, fueron registrados en Charahuilla y Picún Leufú, respectivamente, mientras que hacia el este y norte de la última localidad llegan a 174 en Los Catutos y a 174 (parcial) en Mallín de los Caballos.

Litología. Está principalmente representada por micritas y arcilitas, con variaciones entre micritas arcillosas y arcilitas micríticas. Siguen en orden de abundancia decreciente subesparitas, esparitas con diferentes porcentajes de aloquímicos (oolitas, nódulos, intraclastos, calciesferas y restos fosilíferos), coquinas, limolitas, areniscas y escasas dolomías. Tales variaciones no tienen una representación regional uniforme, correspondiendo a las micritas y arcilitas la mayor difusión, mientras que las areniscas se hallan circunscriptas fundamentalmente a las localidades de Caichigüe, Charahuilla y Picún Leufú. En las distintas secciones estudiadas, no fue observada una distribución litológica que permita distinguir tramos diferenciados, con excepción de las localidades precedentemente citadas donde las

areniscas ocupan la parte inferior. Generalizando, puede señalarse que en Carrín Curá, cerro Lotena, Los Catutos y Mallín de los Caballos, las areniscas y arcilitas se hallan menos representadas. Entre las calizas predominan las micritas asociadas con subesparitas y esparitas que presentan un mayor contenido de los elementos aloquímicos mencionados.

Por otra parte, es de destacar la inexistencia de una relación entre los distintos grupos litológicos y su coloración, dificultando de tal manera la rápida identificación de los mismos. El color dominante es el gris amarillento (5Y 7/2, 8/1), con porcentajes muy subordinados de castaño amarillento (10YR 6/2, 4/2), gris oliva (5Y 6/1, 4/1) gris castaño (5YR 6/1, 4/1) y amarillo grisáceo (5Y 8/4). En cantidades poco representativas aparecen gris (n° 5 y 6), naranja amarillento (10YR 8/6, 6/6), gris verdoso (5GY 6/1), naranja grisáceo (10YR 7/4), verde pálido (10G 6/2), verde amarillento grisáceo (5GY 7/2), oliva grisáceo (10Y 4/2) y blanco (n° 9). Además, no se manifiesta con tanta evidencia como acontece en la Formación Vaca Muerta, el cambio de coloración en función de la ubicación geográfica de los perfiles, aunque sí es apreciable una frecuencia ligeramente mayor de los colores amarillentos y castaños hacia los afloramientos del sur de la cuenca.

Fauna y ambiente. Esta unidad contiene abundantes ejemplares en asociación de biocenosis, en muchos casos integrando coquinas formadas por pelecípodos entre los que se reconocen los siguientes géneros: *Trigonia*, *Anditrigonia*, *Megatrigonia*, *Steinmannella*, *Lucina*, *Pholadomya*, *Myoconcha*, *Panope*, *Ostrea*, *Exogyra*, *Pinna*, *Inoceramus*, *Astarte*, *Isoynomon*, *Psammobia*, *Modiolus* y *Cucullaea*. En menor cantidad se encuentran gasterópodos entre los que predominan *Nevinea*, *Tylotoma* y *Turritella*.

El contenido litológico y faunístico denota un ambiente marino de aguas poco profundas y de energía dinámica alternante moderada y baja, representando un litotopo facial costero con su equivalente Formación Vaca Muerta desarrollada hacia el norte de la cuenca.

Edad. En Carrín Curá, Charahuilla, Picún Leufú y Los Catutos abarca desde el Tithoniano medio alto hasta el Berriasiano inferior. En Mallín de los Caballos comprende al Tithoniano superior y Berriasiano inferior, mientras que en Mallín Quemado engrana

lateralmente con las pelitas de la Formación Vaca Muerta con dos lenguas distales, la más antigua de edad tithoniana superior y la más joven berriasiana inferior.

Formación Mulichinco

Ha sido definida por Weaver (1931, p. 53) para designar al conjunto de areniscas, limolitas, conglomerados y areniscas calcáreas con fósiles, comprendido entre su "Formación Quintuco" y la Formación Agrio. Su localidad tipo está ubicada en la comarca del cerro Mulichinco, en el centro oeste de Neuquén, cuya cúspide, como así también la del cerro Mocho, se encuentra coronada por depósitos de la unidad en cuestión.

A los fines del Plan Fosforita, sólo fueron levantadas aquellas secciones completas y detalladas correspondientes al sector norte de la cuenca, donde los rasgos litológicos eran aparentemente apropiados para la prospección de materiales fosfáticos. Excepto en tres localidades del sector sur, en el resto de la cuenca solamente fueron recogidas muestras de la base de la formación.

Desde el extremo sur de la cuenca hasta el área comprendida entre El Huecú y Chos Malal, muestra una litología esencialmente areniscosa que la distingue. A partir de Buta Ranquil, en dirección al norte y este, comienzan a evidenciarse variaciones litofaciales con predominio de pelitas y calizas que los autores del presente estudio han denominado Miembro Chachao, integrante de la Formación Mendoza.

Relaciones estratigráficas. Yace concordantemente sobre las Formaciones Picún Leufú y Vaca Muerta, y es cubierta en la misma relación por la Formación Agrio.

Espesor. Los espesores registrados alcanzan a 200 m en cerro Lotena, 161 m en Charahuilla y 72 m (parcial) en Carrín Curá, localidades ubicadas en el sector sur de la cuenca.

Litología. En las secciones de Carrín Curá, Charahuilla y cerro Lotena, los principales componentes litológicos corresponden a areniscas y areniscas conglomerádicas, con muy delgadas intercalaciones de micritas y micrisubsparitas, como se observan en el tramo medio de la segunda localidad mencionada.

Las areniscas varían entre finas y muy gruesas, perteneciendo texturalmente al grupo de las arenitas. Sus granos presentan for-

mas subangulosas, subredondeadas y escasas angulosas. En la composición de los monominerales intervienen cuarzo con extinción normal y ondulatoria, plagioclasas ácidas y mesosilícicas, algunas con desarrollo zonal; entre los fragmentos líticos, vulcanitas ácidas, con vulcanitas mesosilícicas y plutonitas ácidas subordinadas. El material aglutinante es de naturaleza química, predominando en orden de abundancia decreciente, clorita, zeolita, cuarzo secundario y calcita, que participan generalmente como elementos asociados.

El cromatismo de esta unidad se encuentra nuevamente controlada por la litología. En el área donde las areniscas resultan el componente litológico principal, dominan distintos tonos de castaño (10YR 6/2, 5YR 6/4), castaño grisáceo (5YR 3/2), castaño amarillento (10YR 4/2, 6/2), rojo (5R 6/2, 10R 6/2), amarillo grisáceo (5Y 8/4) y verde amarillento (5YR 2/2). Los cuatro primeros se deben a la existencia de minerales de hierro en estado de oxidación, cuyos pigmentos se hallan diseminados en la roca, mientras que el último deriva de la presencia de clorita como material intersticial.

Fauna y ambiente. En el área sur de la cuenca las sedimentitas de esta unidad fueron depositadas en un ambiente deltaico de energía moderada, conteniendo frecuentemente abundantes troncos de árboles silicificados.

En la región central, en correspondencia con la disminución de elementos terrígenos se constata un abundante contenido faunístico, destacándose entre los ammonites la presencia de *Olcostephanus curacoensis* y *Olcostephanus* del grupo *O. atherstoni* que incluye *O. midas*, *O. auritus* y *O. leanzai*, y también de *Lissonia riveroi*. Entre los pelecípodos existen los mismos géneros y especies que en la Formación Picún Leufú que avalan la escasa profundidad de las aguas correspondientes a un ambiente nerítico.

Edad. En Picún Leufú abarca desde el Berriasiano superior hasta el Valanginiano inferior y superior; en Mallín Quemado la parte alta del Berriasiano y el Valanginiano; en cerro Mulichinco la parte alta del Valanginiano inferior y superior.

Formación Agrio

Originalmente fue definida por Weaver (1931, p. 57 y cuadro) para designar al conjunto de sedimentos comprendidos entre el

techo de la Formación Mulichinco y la base de su "Rayosa formation". Asimismo, dividió a esta entidad en una parte inferior compuesta por "lutitas" negras, una parte media arenosa denominada Miembro Avilé y una parte superior integrada por "lutitas" negras que remata hacia arriba con "shallow waters bivalve beds and gypsum" (*op. cit.*, cuadro). La localidad tipo se encuentra en las márgenes del río Agrio, inmediatamente al oeste de la ruta n° 40. Posteriores investigadores enmendaron el sentido original de la unidad, excluyendo de su contenido las capas transicionales ya conocidas con anterioridad como Yeso de Transición (Groeber, 1929, p. 35). Así concebida esta formación, se encuentra bien representada en casi la totalidad de la cuenca, desde Piedra del Aguila hasta las inmediaciones de Buta Ranquil.

Relaciones estratigráficas. Se apoya en definida concordancia sobre la Formación Mulichinco. Su techo es cubierto transicionalmente por la Formación Huitrín, estableciéndose convencionalmente en correspondencia con la base del primer banco de yeso y caliza (= Horizonte YC, *cf.* Uliana *et al.*, 1975, p. 185) el cual muestra persistencia regional, siendo actualmente denominado Miembro La Tosca. En sentido lateral, a partir de Buta Ranquil al norte, su litología varía sustancialmente con respecto a la de su localidad tipo, dando lugar a la presencia del Miembro Cieneguitas *n. nom.*

Espesor. Varía entre 100 m en Catán Lil-Sañicó, 864 m en Cajón de las Máquinas y 737 m en Puerta Curaco. El Miembro Avilé tiene su registro máximo en la zona de Caepé Malal, con 82 m. Para mayores datos confrontar en Marchese (1971) y Digregorio (1972).

Litología. En el sector sur está constituida por calizas, calizas arenosas y coquinas, las dos primeras caracterizadas por subesparitas, esparitas y micritas subordinadas, con terrígenos y aloquímicos (oolitas, nódulos e intraclastos). Hacia el sur y sudeste se enriquece en terrígenos (areniscas) llegando a conformar una entidad "atípica". En la zona central y norte de Neuquén son más frecuentes las calizas y pelitas calcáreas, a las que se suman areniscas cuando está representado el Miembro Avilé.

En la parte basal, límite del contacto con la Formación Mulichinco, se registraron anomalías fosfáticas en el área comprendida entre Puerta Curaco y Pichaihue (*cf.* Mastandrea *et al.*, 1975).

Fauna y ambiente. Las variaciones litológicas señaladas, indican variaciones en las condiciones de sedimentación caracterizadas por aguas marinas de energía moderada a tranquila y ambiente nerítico con organismos en biocenosis, representados por ammonites: en orden ascendente, *Acanthodiscus radiatus*, *Pseudofavrella angulatifomis*, *Lyticoceras pseudoregale*, *Holcoptychites neuquensis*, *Desmoceras (Latidorsella) vacaensis*, *D. (L) olsacheri*, *Crioceras diamantese* y *Paracrioceras andium*; pelicipodos: *Trigonia*, *Steinannella*, *Ptycomya*, *Astarte*, *Myoconcha*, *Pecten*, *Chlamys*, *Isocardia*, etc.); gasterópodos; crinoideos; ostrácodos; y foraminíferos.

Edad. La fauna de ammonites indica la existencia del Hauteriviano inferior y superior. El Barremiano inferior estaría indicado por la presencia de *Paracrioceras andium* (*cf.* Giovine, 1950, p. 74). En ciertas regiones como Norquín y Collipilli esta unidad contiene en su base *Olcostephanus* señalando que la misma comienza en términos más antiguos (Valanginiano superior).

Formación Mendoza

Inicialmente fue definida por Groeber (1946, p. 184) como Mendociano y con posterioridad normalizada por Dessanti (1973, p. 25), para designar a la columna sedimentaria comprendida entre la Formación Auquín y el Grupo Huitrín, considerando como localidad tipo la comarca de la sierra Azul (arroyo del Yeso afluente del Poti Malal), acepción que es compartida y reformulada en este trabajo.

Fue descripta y cartada por numerosos autores complexivamente como "Tithoniano-neocomiano, o bien subdividida en "Formación de la Vaca Muerta" para distinguir a los estratos bituminosos con *Virgatosphinctes* y Formación de la Barda Blanca, que agrupa calizas con *Exogyra*, calizas bituminosas y Yeso de Transición" (*cf.* Fossa Mancini, *et al.*, 1938, p. 51).

Los autores del presente trabajo proponen mantener el rango de Formación para esta unidad por constituir un ente de deposición marina de litología casi constante que resulta en muchos casos imposible diferenciarla en el terreno. Para las localidades donde es posible distinguir variaciones litológicas (sierra Azul, arroyo Cieneguitas, Bardas Blancas) se propone agruparlas en tres Miembros con las siguientes denominaciones.

Formación Mendoza:

Miembro Cieneguitas (*n. nom.*).

Miembro Chachao (*emend.*).

Miembro Vaca Muerta (cambio rango).

Los Miembros Cieneguitas y Vaca Muerta se depositaron bajo condiciones dinámicas de menor energía que el Miembro Chachao. En conjunto, los tres integran una gran unidad marina con asociación en esencia de thanatocenosis, reflejando condiciones de estabilidad tectosedimentaria.

La Formación Mendoza comprende al Tithoniano, Berriasiano, Valanginiano y Hauteriviano.

Miembro Vaca Muerta (cambio de rango). Posee caracteres litológicos y faunísticos similares a los de la Formación Vaca Muerta; en consecuencia se remite al lector a la descripción de esta última entidad.

En sierra Azul abarca desde el Tithoniano inferior hasta el Valanginiano superior; en Bardas Blancas llega al Valanginiano inferior y en arroyo Cieneguitas sólo el Berriasiano superior, alcanzando en las citadas localidades espesores de 352 m, 235 m y 348 m, respectivamente.

Miembro Chachao (*emend.*). Se propone esta denominación para designar al conjunto de calizas masivas con abundantes coquinas integradas por *Exogyra coultoni*, que se extienden desde Buta Ranquil hasta por lo menos la latitud del paralelo 35° l. s.

El término alude a la sierra de Chachao, que se encuentra inmediatamente al sur del Chihuido, conformando el flanco oriental de la estructura de Malargüe, donde este Miembro aparece muy bien expuesto. Tal denominación había sido usada por Boehm para identificar al equivalente de la Formación Vaca Muerta en Mendoza (*fide* de Ferraris, 1968, p. 129) pero, por encontrarse actualmente en desuso, queda enmendado en los términos ya expuestos.

El Miembro Chachao es un equivalente temporal de la Formación Mulichinco, dado que ambas unidades poseen *Olcostephanus curacoensis* y *Lissonia riveroi*, ammonites indicadores del Valanginiano superior e inferior.

Su litología se encuentra representada por micritas arcillosas, arcilitas micríticas y arcilitas, de coloración gris muy claro a oscuro (n° 8 a 3), gris castaño (5YR 4/1), gris oliva (5Y 4/1, 6/1), castaño amarillento (10YR 6/2), gris amarillento (5Y 7/2, 8/1), negro castaño (5YR 2/1), naranja grisáceo

(10 YR 7/4), mencionados en orden de importancia decreciente.

En cuanto al espesor fueron registrados valores de 15 m en Mallín Redondo (sierra Azul), 50 m en Bardas Blancas y 108 m en Cieneguitas.

Representa una etapa de sedimentación desarrollada en un ambiente marino controlado por una energía dinámica baja a moderada (coquinas), con una asociación faunística predominantemente de biocenosis.

Miembro Cieneguitas (*n. nom.*). Con esta denominación se identifica al conjunto de sedimentitas que afloran a partir de Buta Ranquil hacia el norte, comprendido entre el Miembro Chachao y la base del Grupo Huitrín. Su localidad tipo está ubicada en la margen sur del río Salado, a la altura de la desembocadura del arroyo Cieneguitas, en el sur de Mendoza. También se encuentra una excelente exposición en el faldeo occidental de la sierra de Reyes frente a la desembocadura del arroyo Butaco en el río Colorado.

Resulta un equivalente temporal de la Formación Agrio, es decir, posee edad hauteriviana y en partes valanginiana superior.

Está caracterizada por una asociación litológica compuesta por arcilitas micríticas, con micritas arcillosas, micritas y arcilitas subordinadas, que contiene ammonites y pelecípodos. Su coloración se define entre el gris amarillento (5Y 8/1), gris oliva (5Y 4/1) y naranja pálido (10YR 8/2); en relación subordinada, gris claro a moderado (n° 4 a 5), gris castaño (5YR 4/1, 6/1) y castaño amarillento (10YR 6/2).

Los espesores alcanzan a más de 300 m en arroyo del Yeso (sierra Azul), 282 m en Las Brujas y 446 m en arroyo Cieneguitas.

En la parte superior de esta unidad suele intercalarse (arroyo Cieneguitas, Butaco) un paquete de arcilitas limosas, arcilitas y areniscas muy finas de tonos verde claro, que podrían representar una litofacies del Miembro Avilé.

Las características ambientales coinciden con los correspondientes al Miembro Vaca Muerta, es decir, sedimentación en aguas tranquilas y fauna en relación de thanatocenosis. Entre los restos fósiles merecen destacarse varias especies de *Crioceras*, *Pseudofavrella angulatiformis*, *Acanthodiscus radiatus* y *Lyticoceras pseudoregale*, asimismo presentes en la Formación Agrio. También resulta muy frecuente *Inoceramus curacoensis*.

Formaciones continentales y transicionales post-Agrio

Bajo esta generalizada denominación debe entenderse a las sedimentitas comprendidas entre el techo de la Formación Agrio (*cf. supra*) y la base del Grupo Neuquén. En dicho tramo pueden reconocerse en el sur de Neuquén a las Formaciones La Amarga y Bajada Colorada, mientras que en la parte central a las Formaciones Huitrín y Rayoso, ambas respectivamente equivalentes.

El complejo tema nomenclatural referido a estas unidades fue recientemente analizado por Uliana *et al.* (1975) señalándose que tanto las denominaciones de Grupo Rayoso (*sensu* Uliana *et al.*, *op. cit.*) como de Grupo Huitrín (*sensu* Loomis, 1940), resultan prácticas y equivalentes si se entiende que ellas están constituidas por la Formación Rayoso más el Yeso de Transición de H. Ducleo (1946). Estudios sedimentológicos sobre el tema han sido encarados por Di Paola y Marchese (1970) y Marchese (1971).

Recientemente, Musacchio (1970, 1971)

mediante el estudio de ostrácodos y charófitas contenidas en la Formación La Amarga, le asigna edad barremiana. Por su parte, Volkheimer *et al.* (1975) halló, en un perfil del Plan Fosforita, a 363 m por encima de la base de la Formación Huitrín en su localidad tipo, las más antiguas angiospermas de Argentina, integrada por *Huitrinopollemites transitorius* y *Stephanocolpites mastandreaei* que indican una edad albiense.

Las Formaciones La Amarga y Huitrín representan el estadio mixto transicional, mientras que las Formaciones Bajada Colorada y Rayoso conforman un "ciclo" definitivamente continental.

Sin entrar en detalles de esta particular etapa de la evolución de la cuenca, merece destacarse que regionalmente se presentan asociaciones litológicas que denotan estadios regresivos mixtos pasando a variaciones depositadas en ambiente continental. Con esta etapa talasocrática se cierra el gran "ciclo" Andico.

Para concluir se detalla una síntesis litológicas de las formaciones en cuestión.

Formación La Amarga y/o sincrónicas	{	Parte superior: areniscas y fangolitas; yeso. Parte media: calizas y areniscas. Parte inferior: areniscas y calizas.
Formación Huitrín y/o sincrónicas	{	Calizas, arcilitas, dolomías, anhidrita y yeso.
Formación Bajada Colorada y/o sincrónicas	{	Conglomerados, areniscas y fangolitas.
Formación Rayoso y/o sincrónicas	{	Areniscas, fangolitas, arcilitas, limolitas, conglomerados, yeso, halita.

Conclusiones

1. El "ciclo sedimentario Andico" de Groeber debe interpretarse como una sucesión sedimentaria concordante e ininterrumpida entre dos eventos tectónicos marcados por discordancias (Kimmerica posterior e intercretácica), que corresponde a una etapa evolutiva de un ciclo sedimentario mayor.
2. El Grupo Mendoza está integrado, en orden ascendente, por las siguientes unidades: *Sur de Neuquén*: Formación Carrín Curá, Formación Picún Leufú, Formación Mulichinco y Formación Agrio, las dos últimas atípicas. *Centro y norte de Neuquén*: Formación Vaca Muerta, Formación Mulichinco y Formación Agrio. *Mendoza sur*: Formación Mendoza con los Miembros Vaca Muerta, Chachao y Cieneguitas.
3. Las entidades del mencionado Grupo están caracterizadas principalmente por la participación de sedimentos clásticos y químicos. La distribución de los primeros ha sido controlada por la distancia de las áreas de aporte; así es como en el sector sur de la cuenca se registra una mayor contribución continental determinando la formación de depósitos más gruesos (Formaciones Carrín Curá, Picún Leufú, Mulichinco y Agrio), mientras que a la región central y norte sólo llegan a depositarse materiales pelíticos que conjuntamente con la precipitación de carbonatos, desarrollan una asociación monótona típicamente marina (Formación Mendoza).
4. El material clástico grueso (areniscas y conglomerados) proviene fundamental-

- mente de terrenos volcánicos ácidos a mesosilíceos, con un porcentaje muy subordinado de fuentes graníticas.
5. Por sus relaciones estratigráficas, la Formación Tordillo debería ser considerada como integrante del Grupo Mendoza.
 6. El contacto entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta es isócrono, pues siempre se verifica inmediatamente por debajo de la Zona de *Virgatosphinctes mendozanus* que señala al Tithoniano inferior.
 7. Se propone a la Formación Carrín Curá (*n. nom.*) como una facies de la Formación Vaca Muerta.
 8. En la Formación Vaca Muerta, la asociación de pelitas y dolomías que contienen elementos fosfáticos encuentra su desarrollo más favorable en la parte central de la cuenca.
 9. El límite temporal superior de la Formación Vaca Muerta está en directa relación con la influencia de las Formaciones marginales Carrín Curá, Picún Leufú y Mulichinco, que rejuvenecen hacia las partes más alejadas de la costa cortando su superficie basal oblicuamente a las líneas de tiempo, permitiendo de ese modo a la Formación mencionada en primer término, un mayor desarrollo vertical que incluye edades cada vez más jóvenes.
 10. La asociación de calizas y pelitas que contiene materiales fosfáticos, como asimismo la existencia de coquinas, restos de quelónidos, ictiosaurios y cocodrilos, indica que la Formación Vaca Muerta ha sido generada bajo condiciones marinas de aguas poco profundas y temperaturas correspondientes a un clima templado-cálido.
 11. Se considera a la Formación Mendoza del área norte de Neuquén y sur de Mendoza, como la entidad equivalente al Grupo Mendoza bien desarrollado en el sector sur de Neuquén. En aquellas comarcas donde es posible desdoblarla en distintas unidades, se propone dividir las en tres miembros: Miembro Cieneguitas (*n. nom.*), Miembro Chachao (*emend.*) y Miembro Vaca Muerta (cambio de categoría).

Lista de trabajos citados en el texto

- Burckhardt, C., 1900. *Profils géologiques transversaux de la Cordillere Argentino-chilene*. An. Mus. La Plata, Sec. Min. y Geol., II: 1-136, a láms., La Plata.
- Cangini, J., 1968. *Perfiles estratigráficos desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta Buta Ranquil-Los Menucos*. Dto. Picunches, Loncopue, Norquén, Chos Malal y Pehuenches. Neuquén. Inf. interno inéd. YPF.
- De Ferraris, C., 1968. *El Cretácico del norte de la Patagonia*. Actas III Jorn. Geol. Arg., I: 121-144, 2 figs., Bs. As.
- Dessanti, R. N., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 29 b, Bardas Blancas, Prov. de Mendoza*. Bol. nº 139, Ser. Nac. Min. Geol., 70 p., 6 láms., 1 mapa.
- Digregorio, J. H., 1972. *Neuquén, en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 439-506, 13 figs., Córdoba.
- Digregorio, J. H. y Uliana, M. A., 1975. *Plano geológico de la Provincia de Neuquén, Esc. 1: 500.000*. II Cong. Iberoam. Geol. Econ. IV: 69-93, 1 map., Bs. As.
- Di Paola, E. C. y Marchese, H. G., 1970. *Relaciones litoestratigráficas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 25 (1): 111-120, 1 fig., 3 cuadr., Bs. As.
- Douville, R., 1910. *Céphalopodes Argentins*. Men. Soc. Geol. France, Pal., Mem. nº 43: 1-23, 3 láms., 5 figs., París.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. C., 1938. *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica*. YPF, Bol. Inf. Petr. 171, 3-95.
- Gerth, E., 1928. *La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza*. Act. Acad. Nac. Cienc., X: 122-170, 16 figs., 2 mapas, 5 perf., Córdoba.
- Giovine, A., 1950. *Algunos Cefalópodos del Hauteriviense*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 5 (2): 35-76, 5 figs., 7 láms., Bs. As.
- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrog., Pub. 58: 1-109, 9 láms., 2 cuad., Bs. As.
- 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malar*. Asoc. Geol. Arg., Rev. I-3: 177-208, 4 figs., 1 mapa Bs. As.
- Groeber, P., Stipanovic, P. N. y Mingramm, A., 1953. *Jurásico*, en Groeber P. et al., *Mesozoico*, en Geografía de la República Argentina, Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, II (1): 143-347, Bs. As.

- Herrero Ducloux, A., 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino*. Bol. Inf. Petrol., 23 (226): 1-39, 8 text. figs., Bs. As.
- Leanza, A. F., 1945. *Hallazgo de una faunula Kimmeridgiana en el norte de Neuquén y su significado geológico*. IPIMIGEO, Secc. Arg., Prim. Reun. Comun., :3-8, Bs. As.
- 1947. *Descripción de la faunula Kimmeridgiana del Neuquén*. Dir. Min. y Geol., Inf. prel. y Comun. n° 1: 1-15, 3 láms., Bs. As.
- 1949. *Descripción geológica de la Hoja 37 c, Catán-Lil (Provincia de Neuquén)*. Dir. Nac. Geol. y Min., Inf. inéd., Bs. As.
- Leanza, A. F. y Leanza, H. A., 1973. *Pseudofavrella* Gen. nov. (Ammonitina), sus diferencias con *Favrella* R. Douville, 1909, del Aptiano de Patagonia austral y una comparación entre el geosinclinal andino y el geosinclinal magallánico. Bol. Acad. Nac. Cienc., 50 (1-4): 127-145, 5 figs., Córdoba.
- Leanza, H. A., 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de Ammonites del Valanginiano de Neuquén, Rep. Argentina y su posición estratigráfica. Asoc. Geol. Arg., Rev. 27 (1): 63-70, 2 figs., Bs. As.
- 1973. *Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, prov. de Neuquén*. Rep. Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev. 28 (2): 97-132, 13 figs.
- Loomis, H. P., 1940. *Reconocimiento geológico en la región de Chos Malal*. Dir. Gral. YPF, Inf. inéd.
- Mastandrea, O., Leanza, H. A., Hugo, C. A. y Spiegelman, A. T., 1975. *Manifestaciones fosfáticas en la sierra de Vaca Muerta y adyacencias, prov. del Neuquén, Rep. Argentina*. II Congr. Iberoam. Geol. Econ., II: 461, 4 figs., 1 lám., Bs. As.
- Marchese, H. G., 1971. *Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, prov. de Neuquén, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (3): 343-410, 13 figs., Bs. As.
- Musachio, A. A., 1970. *Ostrácodos de las Superfamilias Cytheracea y Darwinulácea de la Formación La Amarga (Cretácico inferior), Prov. del Neuquén, Argentina*. Ameghiniana, 7 (4): 301-316, 3 figs., 3 láms., Bs. As.
- 1971. *Hallazgo del género Cypridea (Ostracoda) en Argentina y consideraciones estratigráficas sobre la Formación La Amarga (Cretácico inferior) en la provincia de Neuquén*. Ameghiniana 8 (2): 105-125, 5 figs., 3 láms., Bs. As.
- Parker, G., 1965. *Relevamiento Geológico, escala 1: 25.000 entre el arroyo Picún Leufú y Catán-Lil, a ambos lados de la ruta n° 40*. Inf. inéd. YPF.
- Spiegelman, A., 1974. *Estudio petrográfico de muestras de la Quebrada de Las Flechas (San Juan) y Carrán Curá (Neuquén)*. Inf. inter. 369, inéd. Dir. Nac. Geol. y Min.
- Stipanovic, P. N., 1969. *El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 24 (4): 367-388, 2 cuadr., Bs. As.
- Uliana, M. A., Dellape, D. S. y Pando, G. A., 1975. *Estratigrafía de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza)*. II Congreso Iberoam. Geol. Econ., I: 177-196, 2 láms., Bs. As.
- Volkheimer, W. y Salas, A., 1975. *Die älteste Angiospermen —Palyno— flora Argentinien vor der Typuslokalität der unterkretazischen Huîtrin. Folge des Neuquén Beckens*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 7: 424-436, 3 text. figs., 1 Tabl., Stuttgart.
- Weaver, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. Men. Univ. Washington, I: 1-469, 62 láms., 1 cuad., Seattle.

Recibido: octubre 15, 1976.

ESTRATIGRAFIA Y TECTONICA DE LA SIERRA DE PAYANIYEU (Provincia del Chubut)

JUAN V. PLOSKIEWICZ * y VICTOR A. RAMOS *

* Servicio Geológico Nacional.



Resumen

La comarca de la Sierra de Payaniyeu se halla ubicada en el ámbito de la Cordillera Patagónica del Chubut. Está caracterizada por una sucesión sedimentaria de edad neocomiana, en facies marina y continental (Formaciones Tres Lagunas y Apeleg), que se apoyan en discordancia sobre un basamento de edad jurásica, compuesto por sedimentitas liásicas marinas y vulcanitas más jóvenes. La actividad eruptiva está representada por acumulaciones vulcanógenas, intrusiones de dioritas piroxénicas y granitos más jóvenes de edad cretácica. Las rocas volcánicas se agrupan en una fase inicial ácida (Formación Payaniyeu), un episodio andesítico subsecuente (Formación Nirehuao) y una fase póstuma de composición dacítica en facies subvolcánica, filoniana y efusiva (Formación El Gato). La secuencia culmina con los depósitos de la Formación Río Frías, cubiertos por coladas basálticas y depósitos glaciares y aluviales posteriores.

Se correlaciona la secuencia de la comarca con las secciones conocidas en la región de lago Fontana y otras localidades ubicadas en territorio chileno, que muestran una simultaneidad entre el vulcanismo marino y continental y sus sedimentos interpuestos durante el Jurásico y el Cretácico.

La estructura producida por una tectónica tangencial en un basamento rígido muestra direcciones de fractura tensionales de rumbo nordeste que confinaron las efusiones basálticas cenozoicas, asociadas a un sistema noroeste dominante, el que segmentó la comarca en diversos bloques. El movimiento relativo entre estos plegó por arrastre las sedimentitas y vulcanitas sobrepuestas.

Introducción

La compleja secuencia volcánica y sedimentaria de la sierra de Payaniyeu y áreas adyacentes era conocida a través de una información fragmentaria, en gran parte inédita. Es por ello que los autores han considerado de interés dar a conocer su estratigrafía aportando los nuevos datos obtenidos durante el levantamiento regular de las Hojas 47 a-b Lago Fontana y 47 c Río Apeleg, realizado por el Servicio Geológico Nacional durante la temporada de verano de 1976.

Abstract

The sierra de Payaniyeu area is located in the Patagonian Cordillera, Chubut Province. The sedimentary sequence is characterized by Neocomian sediments of marine and continental facies (Tres Lagunas and Apeleg Fms.), which unconformably overlie a Jurassic basement composed by marine Liassic deposits and younger andesitic rocks. Igneous activity is represented by extensive volcanic rocks and basic dioritic and granitic stocks of Cretaceous age.

These volcanics are grouped in an initial acid phase (Payaniyeu Fm.), a subsequent andesitic episode (Nirehuao Fm.) and a later dacitic phase in hypabyssal and effusive facies (El Gato Fm.). The sequence ends with the Río Frías Tuffs of Upper Miocene age, covered by basaltic flows and glacial and alluvial deposits.

The local sequence is correlated with the Lago Fontana sections and other Chilean localities close by which show a synchronism between marine and continental volcanism and the interbedded sediments during the Jurassic and Lower Cretaceous times.

A basement tectonics analysis permitted to confine the tensional release to a northeastern fracture system which combined with a northwestern trend, produced the basement segmentation in different blocks whose relative drag movement folded the overlying sediments and volcanic rocks.

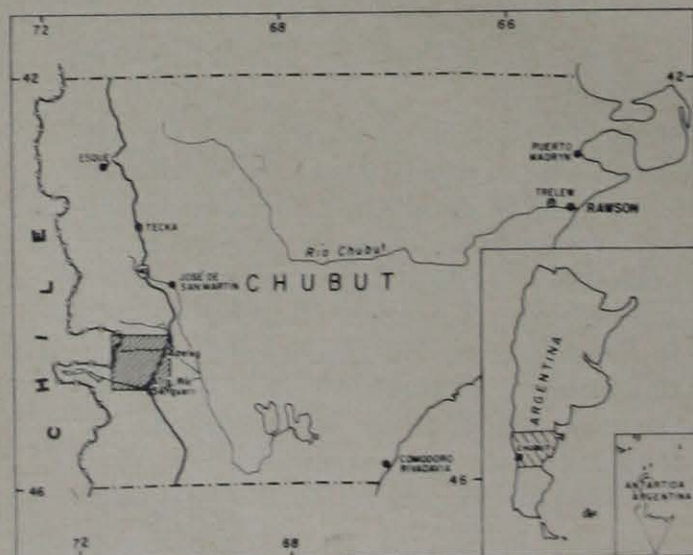
La comprensión de la estratigrafía ha permitido dilucidar la estructura de la comarca y aportar nuevos datos que permitieron esbozar una reconstrucción de la paleogeografía durante el Cretácico inferior para la región.

Esta se halla ubicada en el sector sudoeste de la Cordillera de los Andes en la provincia del Chubut, entre los 44°30' y 45° de latitud sur, a ambos lados del meridiano 71° de longitud oeste de Greenwich.

El acceso es en general bueno ya que se

PROVINCIA DEL CHUBUT

1976



	Depósitos coluviales y aluviales		F El Gato a) Fac. efusiva b) Fac. subvolcánica c) Fac. filoniana
	Depósitos ferruginos		F Nirehudo a) Wdo. volcánica b) Wdo. vulcanoprástica c) Wdo. filoniana
	Basalto Pichi Huila		F Payamiyu
	Depósitos fluvio-glaciares		F Apeleg
	Depósitos morénicos		F Tres Lagunas
	Depósitos pedemontanos antiguos		Basamento Jurásico
	Basalto Huila		F Faja
	F Rio Frio		Anticlinal y sinclinal bucles
	Granito La Magdalena		Rumbos e inclinaciones de los estratos
	F Muzio		Centros efusivos

puede recorrer la comarca sin dificultades. La falta de una cubierta boscosa permite reconstruir las relaciones tectónicas entre los distintos afloramientos. La comarca está atravesada por la ruta nacional N° 40 que cruza la pampa de Sakmata, uniendo la comarca con la localidad de Alto Río Senguerr.

Investigaciones anteriores

La primera información geológica que se tenga noticia se debe a los indios tehuelches, quienes conocían las manifestaciones de hierro¹ en la comarca, de donde extraían ocre y pigmentos, el paraje fue denominado por ellos Yas-Aike (*lugar del hierro*), posteriormente esta denominación es modificada por los araucanos con el nombre de Payaniyeu, equivalente a la anterior y con el que actualmente se conoce la comarca (Rey Balmaceda, 1976).

El primer geólogo que recorrió la región fue Roth en 1897 y 1899, quien cruzando desde el río Frías (hoy río Cisnes) atraviesa el valle del Apeleg, para circundar la sierra de Payaniyeu por su vertiente oriental y alcanzar el valle del arroyo Gato. Da a conocer la presencia de estratos cretácicos con una estructura compleja asociados a vulcanitas (Roth, 1908, 1924 y 1925).

Los primeros que estudiaron la comarca fueron Russo y Flores (1953), quienes realizaron el levantamiento expeditivo con fines petroleros. En el año 1956, Bergmann da a conocer una fauna marina de edad neocomiana procedente de Tres Lagunas. Posteriormente (Bergmann, 1957) estableció las líneas fundamentales de la estratigrafía de la comarca al estudiar sus recursos carboníferos, cuyos resultados son presentados en un mapa a escala 1:1.000.000 que resume las investigaciones geológicas.

Ugarte (1956) publica observaciones realizadas en la región situada al norte del río Apeleg y ensaya una correlación de los depósitos mesozoicos de la comarca con los esquemas de Groeber (1952).

La región al sur del arroyo Gato es estudiada por Turazzini (1968) quien describe las características litológicas de las areniscas de la Formación Apeleg y de la secuencia volcánica hipabisal que las atraviesa, a las que asigna una edad cretácica superior.

Agradecimientos

Los autores quieren dejar su expreso agradecimiento a la licenciada Graciela Blasco y al doctor Norberto Malumián por el apoyo paleontológico recibido durante los trabajos de campo; al alumno (hoy licenciado) Estanislao Kozlowski extendemos nuestro agradecimiento por su colaboración durante el levantamiento geológico, así como a los pobladores de comarca quienes con su hospitalidad colaboraron eficazmente en la obtención de los presentes resultados. Asimismo agradecemos a la licenciada Liliana Saccomani, quien tuvo a cargo el estudio de los cortes petrográficos y al doctor Juan C. M. Turner su revisión crítica del manuscrito.

Estratigrafía

El Cuadro Estratigráfico resume las unidades presentes y sus principales características litológicas.

A continuación se describen las entidades reconocidas y *a posteriori* se establecerán las relaciones espaciales.

Basamento Jurásico

Con la denominación del epígrafe se reúnen las rocas más antiguas aflorantes en la región, que constituyen reducidos asomos aislados asignables a este sistema y que representan el sustrato de la transgresión neocomiana.

Los más antiguos son las calizas, areniscas y lutitas de liásico en facies marinas descritas por Malumián y Ploszkiewicz (1976) en las adyacencias de Loncopán, que han proporcionado ammonites y bivalvos de edad toarciana.

En el breve afloramiento descripto y cubriendo la secuencia marina se presentan vulcanitas andesíticas homologables a la Formación Lago La Plata, que alcanza gran desarrollo en la región inmediata al oeste y en las márgenes del lago Fontana (Ramos, 1976). Otro asomo relacionable con la entidad se halla ubicado en el paraje de Tres Lagunas. Está constituido por andesitas y tobas andesíticas, color verde y morado, que representan el sustrato de la secuencia neocomiana local.

Las relaciones del basamento jurásico con las sedimentitas suprantes ya fue establecida por Ugarte (1966), quien sobre la base

¹ Se refiere posiblemente al yacimiento de hematita y manganohedembergita de la mina El Abuelo, unos 14 km al noroeste de Alto Río Senguerr.

de datos de superficie y del subsuelo, describe la discordancia que separa el basamento de la secuencia ándica, atribuible a la fase araucánica que señaló el comienzo de la subsidencia en la cuenca austral.

Cretácico

a) Formación Tres Lagunas

Con esta denominación se designa a un conjunto de areniscas, areniscas arcillosas, lutitas y calizas negras, que asoman en las inmediaciones de la cantera Tres Lagunas. Los afloramientos eran conocidos desde Bergmann (1956) quien fue el primero en hallar una fauna marina en la comarca.

Los estudios de Ugarte (1956) permitieron reconocer afloramientos relacionables con esta entidad, los que asoman esporádicamente al este y noreste del sector estudiado. Entre los que se destacan los ubicados al sudoeste del puesto Muñiz y al este del puesto Aguilar.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Tres Lagunas son visibles en su localidad tipo, donde se apoya en discordancia sobre las vulcanitas jurásicas, en la más occidental de las tres lagunas.

El asomo principal, presenta una secuencia que comienza con un conglomerado poligénico, con clastos bien redondeados de 3 a 10 cm de diámetro, con restos de troncos silicificados con evidencias de transporte, en una matriz arenosa gruesa. Los clastos son de cuarzo blanco, vulcanitas ácidas, afaníticas, verde y gris claro, el espesor no supera los ocho metros.

Siguen unos 30 m de lutitas, limolitas y

areniscas intercaladas, de color castaño oscuro, portadoras de abundantes restos de pelecípodos.

La secuencia remata con calizas nodulosas, gris oscuras a negras, groseramente estratificadas, con abundantes restos de *Gryphaea* sp. y corales ahermatípicos, sobre la que se apoyan areniscas gruesas con improntas de trigonias y ammonites. El techo de la secuencia se halla cubierto por depósitos recientes de la laguna, en la margen oriental de la misma asoman retazos de caliza negra lumachélica. Sobre ellas descansan areniscas castaño amarillentas, bien estratificadas con restos de pelecípodos, en bancos, que pasan transicionalmente a los depósitos continentales de la Formación Apeleg.

Depósitos homologables a la Formación Tres Lagunas vuelven a aflorar más hacia el poniente, en la margen sur del lago Fontana, donde Ramos (1976) los describiera como estratos titoneocomianos. Estos fueron reconocidos y mencionado su contenido fosilífero en el arroyo de La Mina (Brandmayr, en Feruglio, 1949) y en las nacientes de arroyo Blanco (Quartino, 1952; Riccardi, 1976). En la figura 1 se ilustran las relaciones estratigráficas de estos afloramientos con la sección tipo de Tres Lagunas.

Edad

La asociación faunística hallada en Tres Lagunas, determinada por Malumián, Levy de Caminos y Blasco (1976) se complementa con los citados por Bergmann (1956) y permite confirmar la edad neocomiana de la Formación Tres Lagunas, como se ilustra en el Cuadro I.

CUADRO I: Megafauna de la Formación Tres Lagunas

BERGMANN (1956)

Pelecípodos

Steinmanella transitoria, (Stein).

Cucullea gabrielis, Leyn.

Exogyra coultoni, DeFr.

Eryphila argentina, Burck.

Ostrea sp.

Gryphaea sp.

Corales indeterminados

Ammonites

ESTE TRABAJO

Steinmanella cf. *S. transitoria* (Stein).

Exogyra coultoni, DeFr.

Eryphila sp.

Ostrea sp.

Gryphaea sp.

Megatrigonia concardiiformis (Krauss)

Modiolaceg sp.

Pinna sp.

Ptychomya koeneni, Beher.

Corales indeterminados

Bochianites? sp.

Es de interés destacar que *Bochianites* sp. tiene un biocrón entre titoniano y hauteriviano. Además este género está presente en el Titononeocomiano de Polonia, con formas afines restringidas al Valanginiano superior (Marek, Raczynska y Cieslinski, 1976); además ha sido citado recientemente por Kovacevich (1976) para la Antártida Argentina (Península Byers, Isla Livingston).

Sobre la base de lo expuesto se asigna a la entidad una edad referible al lapso Valanginiano-Hauteriviano inferior.

b) Formación Apeleg

Con la denominación del epígrafe se propone designar a una potente sucesión de depósitos de transición y netamente continentales, integrados por areniscas y areniscas conglomerádicas, con marcada laminación diagonal que se destacan por su color castaño amarillento. Esta unidad sería equivalente a la parte superior de la "Serie del Apeleg" de Russo y Flores (1953). Dicha entidad es empleado por los referidos autores, en un informe inédito, para reunir bajo esa designación a los depósitos continentales y los marinos infrayacentes de la Formación Tres Lagunas.

La Formación constituye afloramientos continuos, en la Sierra de Payaniyeu y sectores adyacentes, así también en ambas márgenes del río epónimo.

Si bien en la comarca no se presenta una sección completa debido al tectonismo que afectó a estas rocas, ésta puede ser reconstruida en los distintos afloramientos situados al sur de la aldea Apeleg, que se ha tomado como área del perfil tipo.

La relación con la unidad inferior es visible en la margen oriental de la laguna Salada, donde los asomos de la entidad apoyan transicionalmente sobre la Formación Tres Lagunas. En el sector noroeste de la Sierra de Payaniyeu el techo de la unidad se halla cubierto en aparente concordancia por las piroclastitas abigarradas de la Formación Payaniyeu.

Los asomos de la entidad descripta, son de amplia distribución y aparecen al noroeste y suroeste del río Apeleg; constituye la mayor parte del conjunto de la Sierra Payaniyeu y continúa hacia el norte del río Apeleg donde desaparece bajo las vulcanitas del Cretácico inferior.

Además está representada ampliamente en la cordillera de Sakmata y en los valles del arroyo Gato y río Senguerr.

En su localidad tipo la unidad se halla integrada por areniscas de grano mediano a grueso de color castaño claro a ocráceo, ocasionalmente verdosas, de moderada diagenización; la estratificación es conspicua en bancos irregulares de espesor variable entre pocos centímetros y un metro. Frecuentemente se presenta laminación diagonal simple y en ocasiones se observan en los estratos óndulas asimétricas.

Las características petrográficas de la entidad, descriptas por Turazzini (1968), permiten reconocer dos tipos litológicos dominantes arenitas líticas cuarzosas y arenitas líticas feldespáticas. Los fragmentos líticos constituyen entre el 25 y 50 % de los clastos y están compuestos por ftanitas, vulcanitas y pelitas de textura fina. Los clastos de feldespato son de plagioclasa y ortosa en parte caolinizados. El cemento es principalmente silíceo, el mismo autor cita la presencia de clastos redondeados de glauconita en la sección inferior de la entidad.

Las intercalaciones conglomerádicas se presentan hacia la sección media de la Formación Apeleg y aparecen en litosomas lentiformes, devienen más frecuentes en el sector oriental, su extensión y espesor son variables; están integrados por clastos de cuarzo blanco lechoso y vulcanitas de colores claros. El tamaño de los mismos afecta la fracción gravilla, algunos, los de hábito tabular y formas proladas alcanzan los 10 centímetros. En algunos niveles se advierten troncos silicificados de color violado con evidencias de transporte, en ciertos sectores son abundantes. En general los bancos psefíticos son poco resistentes dada su pobre diagenización.

Hacia el techo comienzan a ser dominantes las intercalaciones de pelitas, hasta constituir bancos homogéneos de fangolitas moradas oscuras, que en partes alternan con pelitas negras y mantos carbonosos.

El espesor mínimo de la entidad se ha estimado en unos 1.200 m en el sector oriental.

Con respecto a las condiciones de sedimentación se admite que estos depósitos han sido rápidamente acumulados en un ambiente inicialmente mixto o de transición y posteriormente de características continentales en un sistema fluvial maduro, de energía baja a moderada. Estas areniscas y fanglomerados fluviales corresponderían a depósitos molásicos, con episodios de sedimentación parálica que señalan la repleción de la cuenca. Si bien son frecuentes las improntas de tallos y frondas vegetales, no se han hallado fósiles en buen

estado de conservación. Bergmann (1957) cita la presencia de *Ptilophyllum* sp. en los niveles carbonosos.

Edad

En lo concerniente a la ubicación cronológica de las rocas de la Formación Apeleg, Bergmann (1956 y 1957) las asigna al Neocomiano sobre la base de faunas colectadas en Tres Lagunas. En su bosquejo regional, Lesta y Ferello (1972) las refieren a la Formación Lago San Martín, criterio que los autores no comparten dadas sus diferencias litológicas y la falta de continuidad y lejanía de los afloramientos con el perfil tipo de lago San Martín, además deducen una edad cretácica inferior.

En la comarca en estudio se puede afirmar, que en el sector oriental la edad es posvalanginiana, ya que la entidad está soportada por la Formación Tres Lagunas. En el sector occidental, unos pocos kilómetros al oeste las areniscas apoyan sobre la Formación Katterfeld (Ramos, 1976) portadora de la *fauna de Favrella*, la que a su vez descansa sobre la Formación Tres Lagunas, por lo que se infiere que en este sector su edad sería más joven. Como corolario puede concluirse, que su edad estaría comprendida entre el Hauteriviense y el Barremiano?, siendo la base más joven hacia el sector occidental.

Correlación de los depósitos neocomianos

Sobre la base de los perfiles estudiados por los autores, complementados con las descripciones de Skarmeta y Charrier (1976) y Skarmeta (1976), para el área aledaña chilena, se ha bosquejado una correlación entre las distintas secuencias de estratos titoneocomianos, la que se presenta en la Figura 1. Esta correlación difiere de las interpretaciones previamente propuestas en la separación de tres episodios litogenéticos diferentes.

—El más antiguo estaría representado por los depósitos de las Formaciones Lago La Plata, Elizalde y Cotidiano. Representaría el substrato volcánico previo a los movimientos araucánicos (o intermálmicos). La dificultad de correlación en territorio chileno estriba en la menor expresión que tienen los movimientos araucánicos en la cuenca interna chilena. Sin embargo en el sector externo oriental hay numerosas evidencias de la intensidad de estos movimientos, como lo demostrara ya Ugarte (1956). La discordancia es visible en la localidad de Tres Lagunas y en el arroyo Pedregoso (Ramos, 1976). Este primer episodio se inicia con el derrame de coladas andesíticas y sus rocas piroclásticas asociadas, que interrumpen la deposición de los mares liásicos, como se puede observar en la localidad de Loncopán, en el valle inferior del río Apeleg. La secuencia volcánica de carácter netamente continental en Tres Lagunas y en el Cañadón del río Coyhaique,

CUADRO ESTRATIGRAFICO

	Edad	Entidad	Litología
CUARTARIO		Depósitos aluviales y coluviales	Gravas, arenas y limos
	Holoceno	Depósitos de acarreo	Gravas, arenas y limos
	— — — ? — — —	Dep. pedemontanos	Gravas, arenas y limos
	Pleistoceno	Basalto Pichi Huala	Basaltos
		Dep. glacifluviales	Gravas, arenas y limos
TERCIARIO	Plioceno	Basalto Huala	Basaltos
	Mioceno	Form. Río Frías	Tufitas y areniscas
CRETACICO	Superior	Form. Muzzio	Diorita piroxénica
		Form. La Magdalena	Rocas graníticas
	— — — — —	Form. El Gato	Dacitas y pórfidos
	Inferior	Form. Ñirehuao	Andesitas y tobas asociadas
		Form. Payaniyeu	Tufitas y vulcanitas ácidas
	NEOCOMIANO	Form. Apeleg	Areniscas y conglomerados
		Form. Tres Lagunas	Cong., areniscas y calizas
JURASICO	DOGGER-		
	MALM	"Serie Porfírica"	Andesitas y tobas
	LIASICO	Sedimentitas de Loncopán.	Calizas, areniscas y conglomerados

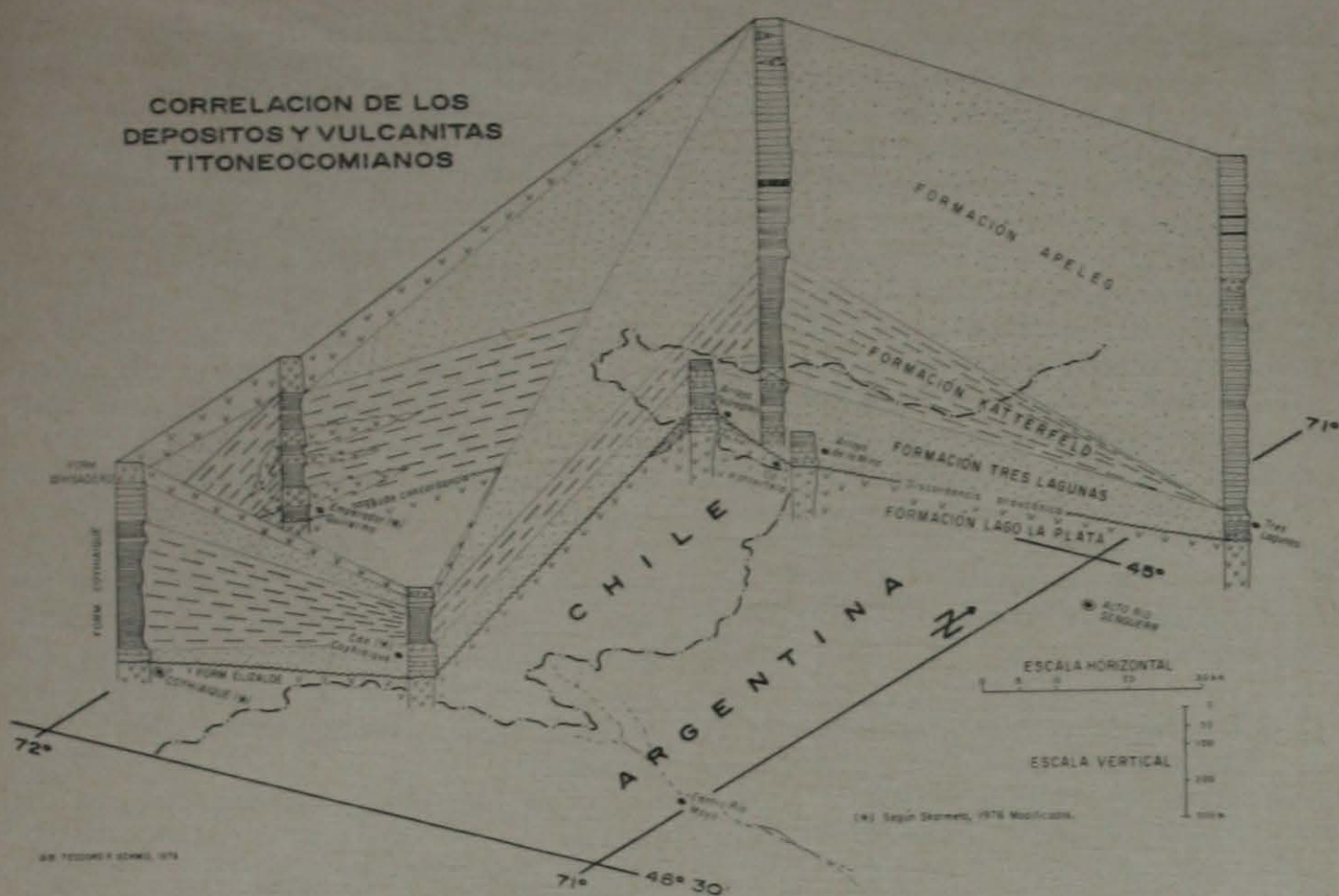


Fig. 1. — Diagrama de correlación simplificado, que ilustra la relación con las secuencias aflorantes en Argentina y Chile.

se torna hacia el oeste, en netamente marina, como lo muestra la interposición de las calizas de la Formación Cotidiano (Ramos, 1976), y la presencia de coladas marinas en las adyacencias de la mina Toqui, en territorio chileno. Este episodio estaría comprendido en el Jurásico medio a superior.

—El episodio litogenético intermedio comprende la transgresión titoneocomiana inferior que se produce como respuesta a la subsidencia relativa generada por los movimientos intermálmicos o araucánicos, al ascender la dorsal del Río Mayo. (Suero, 1962). La facies transgresiva presenta edades más jóvenes en su base hacia el este. Así en el arroyo Pedregoso se estaría en presencia de depósitos marinos titonianos; en el arroyo Blanco, al oeste del cerro Katterfeld, de sedimentitas que según Riccardi (1976) corresponderían al Berriasiano, mientras que en Tres Lagunas serían posiblemente valanginianos, en forma similar a los depósitos basales de la Formación Coyhaique en la localidad homónima y en el cañadón de igual nombre. Todas estas localidades estarían representando depósitos de facies epine-ritica, con ambientes oscilantes entre intertidales y subtidales, en los que se observaría

una proliferación de moluscos, en especial trigonias, que permitirían su homologación con las facies descritas por Fuenzalida (1964).

El hallazgo de *Spiticeras* (*Spiticeras*) sp. en el río Emperador Guillermo (Skarmeta, 1976) permitiría inferir un ambiente más distal para el Berriasiano de esta región, en la que coexistiría una actividad volcánica, perdurando esta mediante un arco de islas volcánicas que fue intermitentemente activo durante el Cretácico inferior. Este episodio litogenético intermedio, correspondiente a la Formación Tres Lagunas se habría iniciado en el Titoniano y permanecido hasta el Valanginiano. En la parte más activa de la cuenca, en especial en la región lago Fontana - Tres Lagunas, se inicia una regresión como respuesta a un nuevo alzamiento de la dorsal de Río Mayo, producida por los movimientos patagónicos o miránicos iniciales en un lapso no determinado del Neocomiano superior.

—El tercer episodio litogenético conduce a la regresión definitiva del mar en el borde oriental (Tres Lagunas) con el comienzo de la depositación de la Formación Apeleg en un ambiente mixto a netamente continental. En la parte interna se mantendría un am-

biente marino de baja energía, correspondiente a la Formación Katterfeld y a la parte inferior a media de la Formación Coyhaique. En algunos lugares como en el arroyo Blanco se observa la interposición de conglomerados de origen continental en la parte superior de la Formación Tres Lagunas, previos a la Formación Katterfeld, que separarían los episodios intermedio y final. La regresión continúa durante la deposición de la *fauna de Favrella*, la que culmina con la Formación Apeleg y la parte superior psamítica de la Formación Coyhaique. En la parte occidental de la cuenca interna prosigue la actividad volcánica, la que se generaliza en la región sur expresada por las rocas volcánicas y piroclásticas ácidas de la Formación Divisadero.

c) Formación Payaniyeu

Se propone esta denominación para reunir un conjunto de rocas predominantemente piroclásticas de composición ácida, que aflora en las adyacencias de la Sierra de Payaniyeu. Esta secuencia se interpone entre las areniscas de la Formación Apeleg y la serie volcánica de la Formación Nirehuao.

Se designa como su perfil tipo la expuesta al norte de la sierra de Payaniyeu, en las inmediaciones de la veranada de Torres (hoy Albistur). Las relaciones estratigráficas con la Formación Apeleg no son visibles al estar cubierto el contacto entre ambas en la localidad tipo. Más al sur en las vecindades del puesto Puñalef, se puede observar su base en aparente concordancia con las areniscas de la Formación Apeleg, la que presenta un estilo estructural de plegamiento, en la que sus estratos acompañan en rumbo e inclinación a los bancos de rocas piroclásticas.

La Formación Payaniyeu está distribuida en dos sectores. El sector oriental y mejor desarrollado es el ubicado al norte y oriente de la Sierra de Payaniyeu. Su abigarramiento permite diferenciarla rápidamente de las unidades adyacentes. El otro sector de afloramiento es el ubicado al sur del río Apeleg, donde se la observa con características similares.

En su localidad tipo la secuencia se inicia con bancos bien estratificados de tobas dacíticas de colores rosados, caracterizadas por clastos de cuarzo incoloro, feldespato rosado y escasos máficos alterados.

La observación microscópica (Saccomani, 1976), permite reconocer una matriz vitroclástica (80 %), la que se halla alterada en un agregado arcilloso

irregularmente impregnado de óxido de hierro. Los clastos minerales, entre los que hay escasos fenoclastos, se componen de oligoclasa ácida (9 %) y cuarzo (8 %). El feldespato presenta fuerte alteración arcillosa y una incipiente epidoto-sericitica. El cuarzo está fracturado y en pocos casos presenta crecimiento secundario. Los clastos líticos (1 %) son de vulcanitas ácidas pigmentadas por óxidos de hierro. Los féficos están alterados.

Estas tobas dacíticas normales son las dominantes en la secuencia de esta unidad alternándose con tobas gris oscuras, que a unos 50 m de la base presentan un potente aglomerado volcánico de composición dacítica y color blanquecino verdoso con clastos de hasta 20 a 30 cm, con un diámetro medio de 2 a 3 cm y una potencia mayor a 10 metros. Interpuestas con este banco se presentan mantos de ignimbritas ríos dacíticas blanquecinas y ligeramente verdosas que constituyen las rocas más resistentes de esta unidad, formando frecuentes resaltos en la pendiente.

Al microscopio (Saccomani, 1976), están constituidas por una pasta vítrea desnaturalizada y recristalizada totalmente en arcillas, abundante cuarzo y feldespato. En forma subordinada se hallan finos agregados micáceos y concentraciones de óxido de hierro. Existen trizas deformadas y aglutinadas con textura pseudofluidal. Se observa parcialmente en la pasta evidencias de partición perlítica, que coincide con un mayor desarrollo cristalino. Presenta textura esferulítica en proporciones discretas. Los componentes clásticos son oligoclasa ácida a media, cuarzo y litoclastos de rocas volcánicas con pastas vítreas desnaturalizadas, con relictos de textura perlítica y pastas esferulíticas feldespáticas fibroso radiadas. Si bien el cuarzo es escaso como fenoclasto, es abundante en la pasta como producto de la desvitrificación de la roca, por lo que se considera a esta ignimbrita como de composición dacítica.

Estos bancos más resistentes de ignimbritas se intercalan con bancos de arenitas conglomerádicas volcánicas de colores rojizos y menos resistentes, constituidas por clastos de rocas piroclásticas y volcánicas ácidas. Interpuestos con los anteriores y en menor cantidad se observan tobas arenosas gris rojizas compactas que presentan una composición andesítica. Estas se presentan en bancos de 20 a 30 centímetros.

Por encima se encuentran nuevamente ignimbritas dacíticas. Estas ignimbritas muestran a lo largo de la secuencia en su localidad tipo, tres a cuatro pulsos importantes que se destacan de la homogeneidad y pobre expresión topográfica de las tobas adyacentes.

El segundo pulso ignimbrítico está caracterizado por bancos resistentes de color blanquecino grisáceos a rosados de composición dacítica. En estas se observa un bandeamien-

to fino dado por diferencias de coloración en la pasta debido a la presencia de óxido de hierro.

Petrográficamente se caracteriza por crisatles subhedrales, en su mayoría corroídos marginalmente, de oligoclasa, levemente alterada a arcilla, epidoto y cuarzo; cristales de cuarzo de aspecto límpido y extinción normal, con igual cantidad de biotita parcialmente deflecada. La pasta está recristalizada en un agregado silíceo fino con pequeños gránulos de epidoto y alguna folia micácea. Se reconocen trizas estiradas o con contornos cóncavos, junto con escasos fragmentos pumiceos (Saccomai, 1976).

Se interponen entre estas ignimbritas unos 100 m de tobas dacíticas de pobre exposición entre las que se destacan delgados bancos de ignimbritas de composición dacítica a andesítica, con abundantes litoclastos y fenocristales, que le confieren a la roca un color castaño rojizo. Por encima de estas rocas se observa un manto resistente de unos tres metros de espesor de color blanquecino grisáceo. Está constituido por una riolita esferulítica maciza y homogénea con 40 % de esferulitas feldespáticas y un 5 % de cuarzo y feldespato rosado, que según Saccomani (1976),

del punto de vista petrográfico está compuesta por una pasta vítrea desnaturalizada en cuarzo microgranoso a granoso fino. Contiene agregados fibrosos radiados de feldespato alcalino en bandas irregulares o constituyendo esferulitas. Estas presentan un núcleo de feldespato algo granoso, en algunos casos intercrecidos con cuarzo. Las esferulitas pueden incluir fenocristales de plagioclasa con numerosas inclusiones opacas. Si bien sus características texturales son secundarias, podría llegar a ser una toba esferulítica de composición riolítica.

Por encima le siguen tobas blanquecinas interpuestas a niveles arenosos rojizos, que presentan mantos de una vulcanita ácida de color rojizo y escasamente porfírica. En esta última se observa una intensa coloración rojiza producida por la oxidación de cristallitos de pirita, de los que sólo quedan sus huecos de formas euhedrales.

En la parte superior de la secuencia y rematando el perfil tipo de la Formación Payaniyeu se observan bancos resistentes y macizos, con un típico fototono negro, de tobas, brechas e ignimbritas de composición dacítica a riodacítica y colores gris verdosos oscuros en bancos de 4 a 5 metros de potencia.

Al microscopio se observa un predominio de la pasta, constituida por vidrio desnaturalizado a cuarzo y material arcilloso, en la que se advierte una abundante cantidad de trizas deformadas y aglutinadas. Los cristales son de plagioclasas alcalinas con bordes corroídos con exsolución silícea y alteración arcillosas. Aparecen cristales opacos anhedrales y material micáceo.

Esta secuencia presenta en su perfil tipo 780 m de espesor. En su parte media se halla cortada por un dique de diabasa de grano fino. Las características litológicas de la Formación Payaniyeu varían notablemente de un lugar a otro, debido a la naturaleza lenticular de sus bancos y los notables cambios faciales observables en cortas distancias. La característica dominante es su coloración abigarrada, junto con la presencia de cuarzo libre en la mayoría de las rocas piroclásticas estudiadas. En menor proporción aparecen lentes de tobas andesíticas, subordinadas en potencia y desarrollo areal a las dacitas y riodacitas.

Edad

En las sedimentitas de la entidad no se han hallado fósiles hasta el presente. Por lo tanto la edad de la misma habrá de ser establecida mediante sus relaciones estratigráficas y correlaciones con comarcas vecinas. Si bien el contacto entre la Formación Payaniyeu y las andesitas de la Formación Ñirehuao no son muy claros, se puede afirmar que la primera es más joven ya que en algunos sectores la Formación Payaniyeu se halla plegada, acompañando en su estilo de deformación al de la Formación Apeleg, cosa que no ocurre con la Formación Ñirehuao.

Si se relaciona esta unidad con los asomos de vulcanitas ácidas que afloran en la región de Coyhaique, inmediatamente al sudoeste y en territorio chileno, podrían ser asimilables a la Formación Divisadero. Ambas unidades descansarían sobre depósitos del Cretácico inferior.

De aceptarse este criterio la entidad sería asignable al Hauteriviense - Albiano, como fuera establecido por Skarmeta y Charrier (1976) y Skarmeta (1976).

d) Formación Ñirehuao

Esta unidad definida por Skarmeta y Charrier (1976) en las cercanías de Coyhaique, en la región chilena adyacente, comprende afloramientos de andesitas, dacitas y basaltos en facies lávicas y piroclásticas que están ampliamente expuestos en la comarca.

Se hallan presentes en la sierra de Picunche, donde fueron estudiadas por Ugarte (1956), en los cerros de Apeleg, en la sierra de Liempichúm y en numerosos asomos, situados tanto al norte como al sur de la sierra de Payaniyeu.

Sus relaciones estratigráficas son de discordancia sobre las areniscas de la Formación Apeleg, además si bien las relaciones no son claras, en la cordillera de Sakmata puede atisbarse que cubren a la Formación Payaniyeu. El espesor de la secuencia se estima de unos 350 m en el sector norte y de 420 m en el sector sur.

Sobre la base de sus características litológicas, la entidad ha sido dividida en dos miembros: uno netamente volcánico y otro vulcanopiroclástico. Si bien no se ha podido dilucidar sus relaciones estratigráficas, se los ha preferido separar en dos unidades dadas las conspicuas diferencias litológicas.

d.i) *Miembro volcánico*

La mejor exposición se presenta en la sierra de Liempichum, ubicado al norte de la confluencia del arroyo Seco y el río Gato. Está caracterizada por vulcanitas andesíticas que predominan y piroclastitas estratificadas.

La base se halla en discordancia sobre la Formación Apeleg y se halla expuesta en la margen occidental del arroyo Pepita. La secuencia comienza con andesitas gris oscuras a verdosas en mantos potentes de variable resistencia, están constituidas por andesitas de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa en una mesostasis pilotáxica, con tablillas de plagioclasa algo propilitizadas.

En la parte central de la sierra de Liempichum, los mantos de andesitas están cubiertos por camadas potentes de aglomerados volcánicos gruesos, muy resistentes y que se destacan en el relieve.

A continuación siguen coladas ignimbríticas, dacíticas a riódacíticas, que exhiben folias eutaxíticas y litoclastos de andesita, que componen unidades de enfriamiento con potencias superiores a los 10 m. Estas ignimbríticas alcanzan un notable desarrollo en el faldeo oriental de la sierra y alternan con andesitas gris verdosas y vitrófidos pardo amarillentos con marcados pliegues de fluidez.

Rocas de composición similar asoman en pequeños cuerpos al sur del arroyo Gato, donde Turazzini (1968) reconoció en los mismos una textura glomeroporfídica con fenocristales de plagioclasa (oligoclasa andesina) y augita en forma subordinada. La pasta pilotáxica está compuesta de oligoclasa, opacos y gránulos de calcita y clorita.

El espesor total es difícil de precisar pero se estima una potencia de 420 m en la sierra de Liempichum.

d.ii) *Miembro vulcano-piroclástico*

Este miembro se caracteriza por ser una secuencia mixta, generalmente bien estratificada, en contraposición al miembro antes descripto, sin embargo no se descarta la posibilidad que pueda representar un equivalente lateral.

Los asomos están constituidos, predominantemente por rocas piroclásticas en el sector norte, donde presenta una secuencia estratificada en la que alternan tobas y mantos lávicos subordinados de variada composición.

Están bien expuestos en la sierra de Picunche donde ya Ugarte (1956) reconoció una secuencia de tobas ácidas y coladas de basalto en menor proporción. Hacia el sur de la aldea Apeleg este miembro presenta características similares, pudiéndose identificar una secuencia estratificada donde alternan tobas de colores claros, en bancos potentes de hasta dos metros de espesor. Están compuestos, en la base, por andesitas gris verdosas oscuras con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa en una pasta afanítica. A estas se sobreponen tobas dacíticas de incipiente aglutinación con fenocristales de albíta-oligoclasa ácida, en una mesostasis devitrificada de cuarzo y feldespato.

A estos bancos se interponen delgados mantos de basalto vesicular, amigdaloides, con relleno de ceolitas y cuya potencia alcanza a unos cuatro metros.

Afloramientos similares se presentan en los cerros de Apeleg, en esta localidad la base del perfil está representada por una andesita amigdaloides, en parte propilitizada, constituida por plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Los minerales de alteración son celadonita, clorita y calcita, también epidoto y opacos. En esta localidad las rocas de la entidad que se describe, se hallan profusamente instruidas por diques dacíticos.

En las nacientes del arroyo Seco, predominan las andesitas, generalmente amigdaloides y afíricas a veces devienen porfídicas, son andesitas piroxénicas intercaladas con tobas, en partes más ácidas. En este sector no se observaron basaltos intercalados. El espesor del conjunto es de unos 250 metros.

Edad

Como se ha expuesto las andesitas de la Formación Nirehuao cubren a la Formación Payaniyeu que fue referida al Hauteriviense-Albiano, pero a su vez está intruida por gra-

nitos cuya edad estaría situada en el Cretácico superior; por lo tanto puede admitirse una edad comprendida en el Cretácico inferior más alto.

e) Formación El Gato

Se propone esta denominación para agrupar un conjunto de rocas dacíticas que se encuentran ampliamente distribuidas en la comarca y que alcanzan su máxima exposición en la cordillera de Gato, las que se escoge como su área tipo.

Estas dacitas habían ya llamado la atención de Russo y Flores (1953), en su levantamiento de la comarca. En su localidad tipo cubren en aparente concordancia a las andesitas y tobas andesíticas de la Formación Ñirehuao. Sus rocas se apoyan discordantemente sobre la Formación Apeleg.

Esta unidad está también expuesta entre el arroyo Gato y el río Senguerr; en la parte más alta de la Sierra de Payaniyeu, en los cerros Pedrero, Don Rocha y Colorado, además de numerosos cuerpos menores que en forma de diques o pequeños cuerpos intrusivos atraviesan profusamente la región.

Del punto de vista litológico se pueden reconocer en la Formación El Gato tres facies diferentes:

e.i) *Facies lávica ignimbrítica*

Esta alcanza su mayor desarrollo en la región oriental del área estudiada, en especial en las cordilleras del Gato y del Límite. Está caracterizada por una roca homogénea, maciza, de muy pocas variaciones litológicas, constituida por una dacita porfírica de colores rojizos con abundantes cristales subhedrales de cuarzo. Observada en cortes frescos se observa una textura fluidal en parte ignimbrítica. Esta se caracteriza por una mesostasis formada por abundantes trizas de vidrio, en parte aplastadas por cristales de cuarzo y plagioclasa.

En las nacientes del arroyo Seco son frecuentes los litoclastos de andesitas gris verdosas de hasta dos centímetros de diámetro, lo que localmente son muy numerosos. En las cabeceras del arroyo León se presenta una variedad de color rojo intenso.

Al microscopio se observan abundantes fenocristales idiomorfos de plagioclasa que con frecuencia se hallan fracturados. Son de oligoclasa andesina, con manchas de reemplazo albitico. El cuarzo de contornos bipiramidales se halla corroído por la pasta. La biotita es escasa, apareciendo en láminas

aisladas con pleocroismo pardo rojizo y algo reemplazada por hierro. La pasta devitrificada está compuesta por un intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico, pero en la misma es visible cierta fluidalidad que denota su origen efusivo.

e.ii) *Facies subvolcánica*

En la parte cuspidal de la Sierra de Payaniyeu aflora una roca de color pardo amarillento que atraviesa las areniscas de la Formación Apeleg en forma discordante y que tienen una composición netamente granofírica. La roca presenta una textura micropegmatítica, con un intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico, sin presencia de minerales félicos.

Otro cuerpo subvolcánico aflora en el cerro Pedrero y presenta mayores dimensiones que el anterior. Tiene unos 4,5 km de longitud por dos kilómetros de ancho e intruye a la Formación Apeleg. Más hacia el sur hay otros tres cuerpos de menores dimensiones, como el del cerro Colorado, que están constituidos por dacitas de color rojo claro hasta amarillento, con granos de cuarzo anhedrales, en una mesostasis microgranosa. Ocasionalmente se observan fenocristales de feldespato potásico.

Características similares presenta el cuerpo subvolcánico del cerro Don Rocha, que se diferencia de los anteriores por sus contactos menos nítidos con la Formación Apeleg, ya que pasa transicionalmente a un conjunto de diques y cuerpos hipabisales relativamente concordantes con la estratificación.

e.iii) *Facies filoniana*

Casi toda la región está profusamente atravesada por diques dacíticos con dos direcciones de emplazamiento dominantes: N 15-20° W y otra de N 55° E.

Estos diques son más jóvenes que las andesitas de la Formación Ñirehuao a la que atraviesan en diferentes localidades. En las cabeceras del arroyo Pepita la densidad de diques es tan grande que supera a la de la roca de caja.

Su litología es similar a la de las facies lávicas. Al microscopio presenta textura porfírica, con fenocristales de oligoclasa y ortosa, en una pasta microgranosa, pilotáctica a micrográfica con plagioclasa sódica, en pequeñas tablillas desordenadas, y abundantes cuarzo intersticial y feldespato alcalino. Otras variedades presentan abundantes fenocristales de cuarzo subhedrales y la presencia

de mica. Su composición varía entre dacítica y riódacítica.

Edad

Puede afirmarse que estas dacitas son posteriores a la Formación Nirehuao, cuya edad es referible al Cretácico inferior apical, dejándose constancia que podrían ser incluso más jóvenes.

f) Formación La Magdalena

Se propone designar con esta denominación a las eruptivas ácidas que afloran en el curso superior y en ambos márgenes del río Apeleg. Se constituye su localidad tipo, en la estancia La Magdalena.

Estos asomos fueron reconocidos por Ugarte (1956) y Bergmann (1957) quienes describen sucintamente sus características y relaciones.

Las relaciones estratigráficas de la entidad con las rocas más antiguas se presentan en la localidad tipo, en un cañadón tributario del río Apeleg, que desagua en su margen izquierda y frente al puesto de la estancia La Magdalena, donde intrusa a las areniscas de la Formación Apeleg y a las vulcanitas de la Formación Nirehuao.

El afloramiento principal es el ubicado anteriormente, está integrado por una granodiorita de color rosado claro, de textura granosa gruesa hipidiomórfica, equigranular a veces porfiroide, con fenocristales de plagioclasa y ortosa de hasta ocho milímetros de diámetro, el contenido de mafitos es escaso.

Las rocas de la entidad se presentan muy diaclasadas con varios sistemas que se cortan entre sí, el más conspicuo es subhorizontal e inclina hacia el noroeste.

En la margen sur del río Apeleg, los asomos se presentan en una angosta faja, alargada de este a oeste, con marcada disyunción catafilar, favorecida por el intenso diaclasamiento.

Edad

Sobre la base de las relaciones de campo sólo puede afirmarse que la edad es posterior al Neocomiano. Sin embargo fechados radimétricos preliminares parecerían indicar una edad cretácica superior en comarcas vecinas.

Bergmann (1957), asignó estos afloramientos a una facies intrusiva anterior a los

depósitos arenosos del Neocomiano, mientras que para Ugarte (1956), serían referibles al Senoniano.

g) Formación Muzzio

Con la entidad del epígrafe se relacionan dos cuerpos plutónicos que asoman en las nacientes del río Apeleg Chico, en la vertiente oriental de la cordillera de Sakmata. Estos cuerpos fueron estudiados detalladamente por Kozłowski (1976) y se caracterizan por su textura equigranular mediana a gruesa, maciza, de color pardo rojizo por alteración, gris oscuro en fractura fresca. Están compuestos por cristales de plagioclasa relativamente básica (An_{56}) y abundante piroxeno, augita diopsídica de hábito prismático, que presentan cuarzo y feldespato potásico secundario e intersticial.

Del punto de vista petrográfico estos intrusivos han sido clasificados como dioritas o rocas gábricas. Alcanzan gran distribución en el sector preandino ya que algo más al sur, se reconocen rocas similares (Riggi, 1957; Quartino, 1952). En general aparecen en forma de pequeños stocks, que en la comarca, intrusan a las areniscas de la Formación Apeleg.

Edad

En lo tocante a la ubicación cronológica de estos cuerpos sólo puede afirmarse que son posneocomianos. Relaciones similares han sido descritas por Riggi (1957) en la región del lago Pueyrredón, donde señala la presencia de pórfidos dioríticos que intruyen a los depósitos marinos cretácicos. En Chile, Skarmeta y Charrier (1976) a cuerpos de similares relaciones y litología los asignan al Terciario inferior.

Terciario

a) Formación Río Frías

Con la denominación del epígrafe, se propone formalizar la entidad que Roth (1908) designara como *Río Frías-Stuffe* en la localidad tipo ubicada en la barranca del río del mismo nombre, actualmente en territorio chileno.

En la comarca que se considera constituye afloramientos dispersos. Están ubicados en el valle superior del río Apeleg, en las nacientes del Apeleg Chico, en el arroyo

León y en las adyacencias de la estancia La Esperanza, al sudeste del Cerro Pedrero.

La unidad apoya discordantemente sobre la Formación Payaniyeu y entidades más antiguas, a su vez se halla cubierta en aparente concordancia por coladas basálticas del Plio-Pleistoceno. En todos los asomos reconocidos la disposición de los bancos es horizontal.

La Formación está integrada por tufitas y areniscas tobáceas que se destacan por el color blanco amarillento, a veces castaño muy claro, la estratificación es grosera en bancos de moderada a pobre diagenización, ocasionalmente intercalan niveles portadores de nódulos ferruginosos limoníticos, con diámetros que oscilan entre 1 y 2 centímetros.

Edad

Si bien en la comarca considerada no se han hallado fósiles, pocos kilómetros al oeste y en una entidad semejante, Roth (*op. cit.*) descubrió restos de vertebrados, los que posteriormente permitieron a Ameghino (1906), el establecimiento del *Etage Friasenne*. Los estudios de Kraglievich (1930) y Pascual (1966), asignan a la asociación una edad Mioceno superior.

Sobre la base de estas consideraciones, la Formación Río Frías se ha referido a una edad miocena superior-pliocena inferior.

b) Basalto Huala

Se propone esta denominación para abarcar una serie de coladas basálticas cuyo mayor desarrollo se observa en el cerro homónimo. Estas coladas basálticas de 5 a 15 m de espesor cubren discordantemente todas las unidades anteriores a excepción de la Formación Río Frías, sobre la que se apoya en aparente concordancia.

Además de su localidad tipo, se halla bien expuesta en los cerros sin nombre de las nacientes del arroyo Seco, en las cabeceras del río Apeleg Chico, en el borde nororiental de la sierra de Payaniyeu y en la margen norte del tramo superior del río Apeleg.

Estas coladas basálticas son previas a los depósitos glaciarios y glacifluviales. Su morfología es en parte mesetiforme, aunque se observa en todos los casos sus bocas de emisión. Son coladas en bloque del tipo pahoe-hoe, en la que se distingue una sección basal escoriácea, una sección media densa y com-

pacta y una superior netamente vesicular o en partes amigdaloides. En el valle del río Apeleg Chico se observa una típica disyunción columnar la que en general no es muy frecuente.

Su composición petrográfica es bastante constante. En su localidad tipo en la margen derecha del arroyo León presenta en la parte superior una textura amigdaloides a vesicular inhomogénea. Las amígdalas de forma irregular varían entre 0,1 y 1 cm de diámetro y están aplastadas paralelamente al manto. Su textura dominante es la porfírica con fenocristales de olivina de hasta un milímetro de diámetro de color verde amarillento. La pasta es de textura intergranular compuesta por labradorita y minerales opacos.

Edad

Estos basaltos al apoyarse sobre la Formación Río Frías y ser cubiertos por depósitos glaciarios, tienen una edad comprendida entre el Plioceno y el Pleistoceno inferior. Se los asigna tentativamente al Plioceno por sus características morfológicas, como ser la erosión parcial de sus centros de emisión. Alguno de ellos, como el ubicado al norte del río Apeleg podrían ser más antiguos dado el grado de erosión alcanzado.

Cuartario

a) Depósitos glaciarios y glacifluviales

Se reúnen con esta denominación a los depósitos situados en las nacientes de los cursos del arroyo Frías y el río Senguerr.

Están integrados por depósitos morénicos, quen en territorio argentino configuran un solo arco terminal profundamente disecado actualmente por la erosión de los arroyos La Bolsa y Frías.

En su constitución participan materiales clásticos de granulometría variable, mal seleccionados, en una matriz areno arcillosa; en cuanto a su composición, son predominantemente de naturaleza volcánica. Se observaron aisladamente, bloques erráticos de hasta unas 250 toneladas dispersos en el relieve morénico.

Vinculados con estas acumulaciones se presenta un nivel de depósitos de planicie aluvial (*out wash*) que actualmente se halla a unos 15 m por sobre la planicie aluvial del río Apeleg.

En el río Senguerr, se presenta un remanente de otro arco morénico, el cual correspondería a la morena terminal, más oriental preservada en este curso, un segundo arco morénico se encuentra en el extremo oriental del lago Fontana.

De acuerdo con las observaciones efectuadas, no se hallaron evidencias de un arco morénico más externo, que según Caldenius (1932) se encontraría en la confluencia del arroyo Gato y el río Senguerr.

En lo concerniente a la edad de estos depósitos, se admite que los mismos pertenecen al último estadio glacial reconocido para la región preandina (Flint y Fidalgo, 1963).

b) Basalto Pichi Huala

Con esta denominación se propone incluir una serie de basaltos que se apoyan sobre el primer nivel de terrazas glacifluviales, como el que aflora en el cerro Pichi Huala al norte del arroyo Gato y el que aflora en el rincón sudeste del valle del río Apeleg.

En su localidad tipo se observa un cono de eyección compuesto de material piroclástico a escoriáceo grueso, del que salen tres coladas sucesivas, de las cuales la más reciente es la oriental. Esta fluye por un conducto de 100 a 150 m de ancho por dos a tres kilómetros de longitud, el que se enchancha y explaya al alcanzar el nivel de terraza al cual cubre con un espesor de 10 a 12 metros.

Del punto de vista petrográfico está compuesto por un basalto gris acerado, con fenocristales de piroxeno y olivina. Estos fenocristales de clinopiroxeno parecen ser característicos del Basalto Pichi Huala, no hallándose en los basaltos más antiguos. Esta característica había ya llamado la atención de Turazzini (1968), quien caracterizó petrográficamente este basalto como de textura porfírica con fenocristales de clinopiroxeno y olivina (augita a augita subcálcica) muy frescos. La pasta es microcristalina de textura intersertal. Está compuesto por clinopiroxeno y labradorita ácida en una mesostasis vítrea.

El basalto del cerro Ante, ubicado en el rincón sudeste del valle del río Apeleg presenta características similares, a excepción de la falta de coladas lávicas.

Edad

Por apoyarse sobre depósitos glacifluviales se le asigna una edad pleistocena superior hasta holocena inclusive.

c) Depósitos pedemontanos;

En la margen occidental del río Apeleg Chico, se presentan niveles terrazados correspondientes a remanentes de un cono aluvial disecado, procedente de la cordillera de Sakmata.

Estos depósitos serían equiparables a los fanglomerados del cerro Vargas y los ubicados al norte del río Apeleg, adosados al flanco de la sierra de Picunche.

Están integrados por depósitos rudíticos de una composición litológica variable de acuerdo a las unidades aflorantes localmente.

En lo concerniente a la edad, si se tiene en cuenta que en comarcas adyacentes, su posición altimétrica es inferior a los depósitos de la planicie glacifluvial, puede admitirse una edad tentativa más joven que los antes mencionados.

d) Depósitos de acarreo

Se han distinguido en el acarreo fluvial, dos niveles, terrazados, el más antiguo con una diferencia altimétrica de unos 10 m, con respecto al nivel de la vaguada, en el curso superior del río Apeleg, el segundo nivel se halla a unos dos metros por sobre la llanura aluvial actual.

Con el objeto de simplificar el mapeo los depósitos coluviales y aluviales han sido agrupados en una sola entidad.

Estructura

Las características estructurales de la comarca ya habían llamado la atención de Bergmann (1957), quien interpreta la compleja estructura de la región como el resultado de plegamiento debido a esfuerzos tangenciales que se amoldaron a masas rígidas (*op. cit.*, pág. 16).

En el área considerada no se verificó la presencia de una dirección de plegamientos dominante. Así por ejemplo al sur del cerro Colorado los ejes de los pliegues están orientados según una dirección N 40-50°E, en tanto que al noroeste del cerro Pedrero lo hacen con un rumbo N 65°O. En la sierra de Payaniyeu los ejes principales oscilan entre N 20°O y N 50°O, además en la cordillera de Sakmata e inmediaciones de la estancia La Aurora, los rumbos son submeridianos.

De lo expuesto resulta evidente que el plegamiento acaecido no es del tipo de cobertura ya que las distintas orientaciones que se mencionaron corresponden a estructuras del

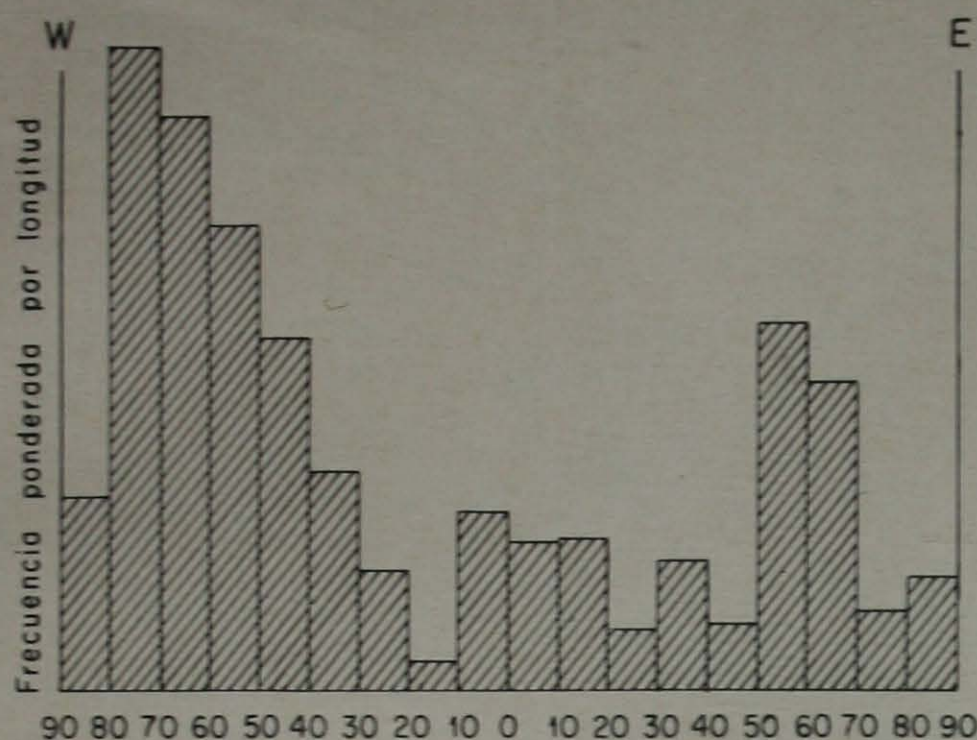


Fig. 2. — Análisis de la distribución acimutal de las fracturas, ponderadas por su extensión.

mismo orden. Por lo tanto se descarta la tentadora posibilidad de referir la estructura a una sucesión de vectores de orientación variable durante la evolución tectogenética, ya que si se tiene en cuenta la gran variación de los ejes estructurales se necesitarían tantas orogenias como direcciones presentes.

De esta manera los autores, han considerado que la estructura, puede ser explicada como el resultado de la interacción de un conjunto de bloques rígidos basamentales, limitados por fracturas. Ante la acción de un empuje tangencial se producen movimientos diferenciales entre ellos, lo que se ve reflejado en la cubierta sedimentaria como pliegues de arrastre, restringidos a los bloques involucrados.

La segmentación de estos bloques se produjo de acuerdo con un conjunto de fracturas, cuyo análisis ponderado por su extensión se ilustra en la Figura 2, de esta manera se ha podido deducir la existencia de un sistema dislocante conspicuo con rumbo N 70°O y otro de menor expresión de rumbo N 58°E. Entre ambos sistemas se presentan dos direcciones subordinadas sin expresión significativa.

Por otra parte, en la comarca se ubicaron 23 centros de emisión de volcanes cenozoicos, los que presentan un ordenamiento lineal aparente. Con el objeto de determinar su orientación, se procedió a calcular por el método de cuadrados mínimos, el rumbo del alineamiento que los agrupa. De tal manera

se obtuvo un rumbo de N 65°E, que estaría reflejando una dirección importante de fracturación tensional.

Mediante el análisis particular de los elementos estructurales secundarios, como los pliegues de arrastre, direcciones de diques y orientaciones de los cuerpos subvolcánicos, como los de los cerros Pedrero, Colorado, etc., se confeccionó la interpretación estructural que se ilustra en la Figura 3. De su observación se infiere la presencia de tres importantes fracturas cuyo trazo coincide aproximadamente con los valles de los ríos Apeleg, Senguerr y arroyo Gato; estas fracturas pertenecen al sistema N 70°O, que representarían antiguas líneas de debilidad del basamento.

Se puede inferir entonces que cuando la comarca estuvo sometida a esfuerzos compresivos en las diferentes orogenias, entre líneas de debilidad, de acuerdo con Atwater (1970) y Thomas (1971), fueron las que propagaron los esfuerzos. Estos se descomponen a través de importantes líneas de fracturación regional, generando esfuerzos secundarios hacia el interior de los bloques.

Comparando la distribución de los sistemas de fractura con el ejemplo proporcionado por Coira *et al.* (1975; Fig. 2), puede deducirse que el sistema N 70°O, ha sido el que transmitió los esfuerzos mediante deformación por cizalla, en contraposición al sistema N 58°E en el que habría predominado la tensión.

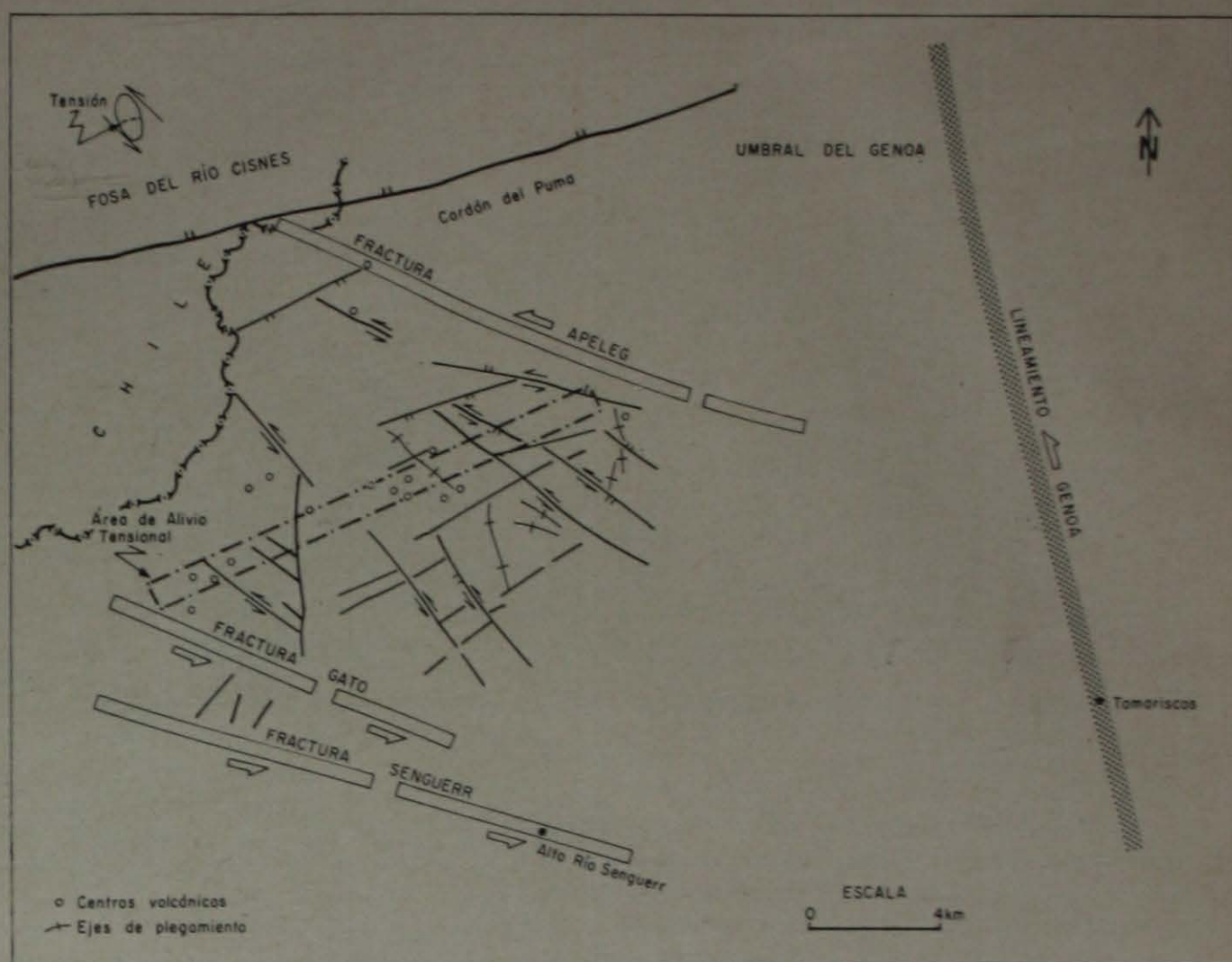


Fig. 3. — Esquema de la interpretación tectónica de la sierra de Payaniyeu.

Esta dirección preferencial (NE), para la fracturación tensional coincide así, con la dirección de tensión que de manera independiente se infirió mediante la alineación de los centros de emisión basáltica.

Sobre esta base, pueden ser explicadas, las estructuras de plegamiento y ruptura como las observadas al noroeste y oeste del cerro Pedrero, mediante una tectónica de cupla levógira, producida por las fracturas de Apeleg y Gato. Las que corresponderían a fracturas sintéticas relacionadas al importante lineamiento Genoa, de gran desarrollo areal que, desde el codo del río Senguerr se extiende hasta río Genoa, por varias decenas de kilómetros. Al mismo sistema estaría asociado la fractura directa conjugada de rumbo estenoreste que delimitaría la fosa del río Cisnes y el Umbral del Genoa.

Fases diastróficas

La estructura de la comarca es el resultado de la superposición de diferentes fases diastróficas las que se reseñan a continuación.

a) Fase Llanguineo

Representa un movimiento de ascenso, como fuera definido por Sipanicic *et al.* (1968), que constituye la fase más antigua registrada en la comarca. Produce la interrupción de la sedimentación marina liásica y señala el comienzo del vulcanismo andesítico representado por la Formación Lago La Plata.

b) Fase Araucánica

En esta fase se producen importantes esfuerzos compresivos que pliegan y fracturan las rocas más antiguas, concomitantemente inician la elevación de la Dorsal de Río Mayo, en la región situada al este, al mismo tiempo que provocan la subsidencia de la cuenca titoneocomiana; se hallan ubicados dentro del Kimmeridgiano.

c) Fase Patagónica inicial

Esta es una fase de ascenso que interrumpe la depositación de la Formación Tres Lagunas y produce la regresión del mar en el borde oriental, a la vez que produce una

reactivación del ascenso de la Dorsal de Río Mayo. En el área intermedia, como los estableciera Ramos (1976), sólo interrumpe brevemente la deposición marina interponiendo conglomerados y depósitos continentales entre las Formaciones Tres Lagunas y Katterfeld. En la cuenca interna quizás está representada por episodios volcánicos interpuestos en la sedimentación marina. Su edad es imprecisa dentro del Hauteriviano.

d) Fase Patagonídica principal

Esta es la responsable de la interrupción de la sedimentación neocomiana, precedida por un paulatino ascenso de la cuenca y la continentalización progresiva de sus depósitos. Son esfuerzos compresivos que fracturan y pliegan los sedimentos y producen la intrusión del batolito andino y la de los stocks más externos.

e) Fase Quéchuica

Este diastrofismo representa la fase principal de ascenso de la cordillera a estas latitudes. Produce la fracturación y plegamiento de las vulcanitas y rocas sedimentarias más antigua y sería responsable de la formación de las fosas donde posteriormente se deposita la Formación Río Frías.

f) Fases pliopleistocenas

Estarían representadas por fases de distensión que provocaron las coladas basálticas y que corresponderían a algunas de las fases del tercer o cuarto movimiento del ciclo Andico.

Conclusiones

— La separación de tres episodios litogénicos definidos por fases diastróficas de diferente intensidad entre el Jurásico medio y el Cretácico inferior muestran un vulcanismo andesítico de tipo continental que pasa hacia el oeste a uno definitivamente marino;

una transgresión titoneocomiana posterior interrumpida brevemente en el sector litoral por los movimientos patagonídicos iniciales que marcan el comienzo de una regresión parcial durante el Neocomiano superior, con una actividad volcánica generalizada en el sector interno.

— La serie porfirítica andina representada por la Formación Lago La Plata se apoyaría sobre sedimentitas liásicas marinas y tendría en el sector externo una edad jurásica media a superior. En el sector interno el vulcanismo se mantendría en forma intermitente hasta el Neocomiano (con seguridad hasta el Berriasiano).

— La antigua serie andesítica de la comarca estaría representada por un vulcanismo ácido más antiguo representado por la Formación Payaniyeu; un vulcanismo andesítico con dacitas y basaltos subordinados (Formación Ñirehuao) y una fase póstuma dacítica correspondiente a la Formación El Gato en facies subvolcánicas, efusivas y filonianas. La edad de estas rocas volcánicas varía entre el Cretácico inferior hasta el Cretácico superior más bajo.

— La estructura de la región obedece a una tectónica rígida con predominio de esfuerzos tangenciales que reactivaron la segmentación previa de la comarca, produciendo diferentes bloques que condicionaron la deformación de la cobertura sedimentaria volcánica.

— El alivio tensional se localizó en el sistema nordeste de fractura. El alineamiento de los centros volcánicos se pudo establecer mediante el método de cuadrados mínimos, que permitió definir una dirección media de fracturación con rumbo N 65°E.

— Los datos presentados permiten así establecer la secuencia sedimentaria de la comarca, caracterizar sus episodios volcánicos y mediante la determinación de las distintas fases diastróficas que la afectaron contribuir a la comprensión de la evolución de la corteza, en este sector poco conocido de la Cordillera Patagónica.

Lista de trabajos citados en el texto

- Atwater, T., 1970. *Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evaluation of Western North America*. Geol. Soc. Am., Bull. 81 (1-2): 3513-3636.
- Ameghino, F., 1906. *Les formations sédimentaires de Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. An. Mus. Nac. Hist. Nat. XV, Buenos Aires.
- Bergmann, F. A., 1956. *Fáunula neocomiana de Laguna Salada de la Zona Apeleg-Senguerr del Chubut occidental*. Soc. Arg. Min. y Geol., Rev. Minera, XXII: 14-16, Buenos Aires.
- 1957. *Constitución geológica de la región del Lago Fontana, comprendida entre los valles del Arroyo Apeleg y la Laguna Coyte*. Soc. Arg. Min. y Geol., Rev. Minera, XXIII: 8-20, Buenos Aires.

- Caldenius, C. C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Gral. Min. y Geol., Bol. 95, Buenos Aires.
- Coira, B. L., F. Nullo, C. Proserpio y V. A. Ramos, 1975. *Tectónica del basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (3): 361-383, Buenos Aires.
- Covacevich, C. V., 1976. *Fauna valanginiana de península Byers, Isla Livingston, Antártica*. Inst. Inv. Geol., Rev. Geol. Chile, (3): 25-56, Santiago.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. YPF, contr., I, Buenos Aires.
- Flint, R. F. y F. Fidalgo, 1963. *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes, República Argentina*. Dir. Nac. de Geol. y Min., Bol. 93, Buenos Aires.
- Flores, M. A., 1955. *Levantamiento geológico de la zona situada al Norte del Arroyo Gato. Dep. Río Senguerr y Tehuelches*. YPF (Inf. Inéd.), Buenos Aires.
- Fuenzalida, H., 1964. *El geosinclinal andino y el geosinclinal de Magallanes*. Soc. Geol. de Chile, Simp. Geosic. Andino, 2: 1-27, Santiago.
- Groeber, P., 1952. *Mesozoico en Geografía de la República Argentina*, GAEA, Soc. Est. Geogr., II (2): 355-510, Buenos Aires.
- Koszowski, E., 1976. *Geología de la cordillera de Sakmata*. Trab. final de Licenc., Univ. Buenos Aires (Inédito).
- Kraglievich, L., 1930. *La Formación Friaseana del Río Frías, Río Fénix, Laguna Blanca, etc. (Patagonia) y su fauna de mamíferos*. Physis, X (35): 127-161, Buenos Aires.
- Lesta, P. J. y R. Ferello, 1972. *Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*, en A. F. Leanza (ed. dir.), *Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. Cienc. Córdoba, :601-653, Córdoba.
- Llorente, R. A., 1968. *Observaciones geológicas en los arroyos Pedregoso y Flores, flanco occidental de la cuenca del Lago Fontana, Chubut*. Trab. final de Licenc., Univ. Buenos Aires. (Inédito).
- Malumián, N. y J. V. Ploszkiewicz, 1976. *El liásico fosilífero de Loncopán, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (4): 279-280, Bs. Aires.
- Malumián, N., R. Levy de Caminos y G. Blasco. *Informe de la megafauna de la Hoja 47 c, Río Apeleg (prov. del Chubut)*. Serv. Geol. Nacional. (Inf. inéd.), Buenos Aires.
- Marek, S., A. Raczyńska y S. Cieslinski, 1976. *Lower Cretaceous, en Geology of Poland*, Geol. Inst. ed. Pub. House Wydawn. Geol. I (2): 500-504, Varsovia.
- Pascual, R., 1966. *Vertebrata, en Paleontografía Bonaerense*, ed. Borrello. An. Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires, IV, :1-202, La Plata.
- Ploszkiewicz, J. V., 1976. *Descripción geológica de la Hoja 47-c, Río Apeleg*. Serv. Geol. Nacional, (Inf. Inéd.), Buenos Aires.
- Quartino, J. B., 1952. *Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los Lagos La Plata y Fontana*, Tesis, Univ. Buenos Aires (inédita).
- Ramos, V. A., 1976. *Estratigrafía de los Lagos Fontana y La Plata, Provincia del Chubut, República Argentina*. I Congr. Geol. Chileno, I (A): B-64, Santiago.
- Rey Balmaceda, R. C., 1976. *Geografía histórica de la Patagonia (1870-1960)*, Ed. Cervantes, Buenos Aires.
- Riccardi, A. C., 1976. *Paleontología y edad de la Formación Springhill*. I Congr. Geol. Chileno, I, :41-C54, Santiago.
- Riggi, J. C., 1957. *Resumen geológico de la zona de los Lagos Pueyrredón y Posadas, Provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XII (2): 65-96, Buenos Aires.
- Roth, S., 1908. *Beiträge zur Gliederung der sedimentablagerungen in Patagonien und Pampas region*. Ns. Jb. Min. Geol. und Paleont., 26, Beilage Band, Stuttgart.
- 1922-25. *Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia durante los años 1897 y 1899*. Mus. de la Plata, Rev., XXVII: 333-392 y XXVIII: 146-180, La Plata.
- Russo, A., 1953. *Levantamiento geológico de la zona situada al norte del Arroyo Gato, Dpto. Alto Río Senguerr y Tehuelche*. Gob. Militar de Comodoro Rivadavia. YPF (Inf. inéd.).
- Saccomani, L., 1976. *Petrografía de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana*. Serv. Geol. Nacional (Inf. inéd.), Buenos Aires.
- Skarmeta, J., 1976. *Estratigrafía del Terciario sedimentario continental de la región central de la Provincia de Aysen, Chile*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI (2): 73-82, Buenos Aires.
- Skarmeta, J. y Charrier, R., 1976. *Geología del sector fronterizo de Aysen entre los 45° y 46° de lat. sur, Chile*, IV Congr. Geol. Arg., I: 267-286, Buenos Aires.
- Suero, T., 1962. *Paleogeografía del Paleozoico superior de la Patagonia (República Argentina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVI (1-2): 35, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y C. G. Martínez, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIII (2): 67-98, Buenos Aires.
- Thomas, G. E., 1971. *Continental Plate tectonics, Southwest Wyoming*. Geol. Assoc., 23rd. Field Conf. Guide Book, :103-123.
- Turazzini, E. G., 1968. *Geología de la comarca al norte de las nacientes del Río Senguerr*. Trab. final de Licenc., Univ. Buenos Aires (inédito).
- Ugarte, F. R. E., 1956. *Geología de la zona de Oinkel (Provincia de Chubut)*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XI (1): 5-22, Buenos Aires.
- 1966. *La cuenca compuesta carbonífero-jurásica de la Patagonia Meridional*. Anal. Univ. Patagonia, San Juan Bosco, Cs. Geol., I (1): 37-68, Comodoro Rivadavia.

ESTRATIGRAFIA DEL PALEOZOICO INFERIOR EN AGUADA DE LOS AZULEJITOS, SAN JUAN, ARGENTINA

CARLOS A. HUGO¹, HECTOR A. LEANZA¹, y HUMBERTO G. MARCHESE²

¹ Servicio Minero Nacional.

² Servicio Geológico Nacional.

Resumen

Se describe el perfil del Paleozoico inferior de la comarca de Aguada de los Azulejitos, situada en la parte central de la Precordillera Sanjuanina. Esta sección abarca el intervalo estratigráfico comprendido entre el techo de la Formación San Juan y la base de la Formación Punta Negra, con un espesor total de 1026 m, distinguiéndose, en orden ascendente, a las Formaciones Los Azules (12 m), La Chilca (90 m), Los Espejos (327 m) y Talacasto (597 m). En sentido amplio, la edad de estas Formaciones comprende al Caradociano inferior alto (F. Los Azules), Silúrico (F. La Chilca y F. Los Espejos) y Devónico inferior (F. Talacasto).

Se efectúa la correlación regional de la sección con otras vecinas de la Precordillera y se expresan algunas consideraciones estratigráficas puntualizándose que, en el caso particular del tramo estudiado, parece haber primado en gran parte de los trabajos precedentes el criterio temporal sobre el litológico.

Introducción

La sección estratigráfica que se describe fue levantada a principios de 1976 por los geólogos Hugo y Leanza como parte de trabajos de detalle vinculados con la prospección de rocas fosfáticas realizados por el Plan Fosforita del Servicio Minero Nacional en el ámbito de la Precordillera sanjuanina.

El motivo que nos impulsa a dar a conocer este perfil reside en el hecho de que en Aguada de los Azulejitos existen excelentes afloramientos de sedimentitas eopaleozoicas, comprendidas entre el techo de la Formación San Juan y la base de la Formación Punta Negra, que constituyen un punto de regulación estratigráfica entre el clásico perfil de Talacasto y el perfil del río de las Chacritas.

Descripción del perfil

Ubicación. El perfil se encuentra a 14 km al este de la mina de Gualilán, la

Abstract

The Lower Paleozoic section from Aguada de Los Azulejitos area, located in the central part of San Juan Precordillera, Argentina, is described in this paper. The section embraces the stratigraphic interval between the top of the San Juan formation and the base of Punta Negra formation, with a total thickness of 1026 meters concerning, in ascending order, the following formations: Los Azules (12 m), La Chilca (90 m), Los Espejos (327 m) and Talacasto (597 m). The age of this formations comprises *sensu lato* the upper Lower Caradocian (Los Azules), Silurian (La Chilca & Los Espejos) and Lower Devonian (Talacasto).

Regional correlation of the section with others from Precordillera are exposed and also some stratigraphic considerations are expressed, pointing out that, in case of the studied interval, seems to prelate in previous works the temporal criterium over the lithological one.

que se encuentra a 120 km de la ciudad de San Juan por camino asfaltado. Desde esta última es preciso dirigirse en dirección este a través de la Pampa de Gualilán, ya sea con empleo de animales o vehículo especial, hasta arribar a las proximidades de Aguada de los Azulejitos donde se exhibe el perfil en análisis (ver fig. 1). Con mayor precisión se lo ubica dentro de la Hoja 19 c, Ciénaga de Gualilán, de la carta geológico-económica de la República Argentina, en la intersección de las coordenadas geográficas 30° 45' de lat. sur y 68° 49' de long. oeste, ambas determinadas en base a la citada hoja, en escala 1:100.000, donde figura con el nombre de "río Aguada Azules".

Las sedimentitas eopaleozoicas que afloran en esta comarca se encuentran geológicamente emplazadas en el extremo norte de la sierra de Talacasto, verificándose en ellas un cierre anticlinal acompañando al hundimiento de las calizas de la F. San Juan.

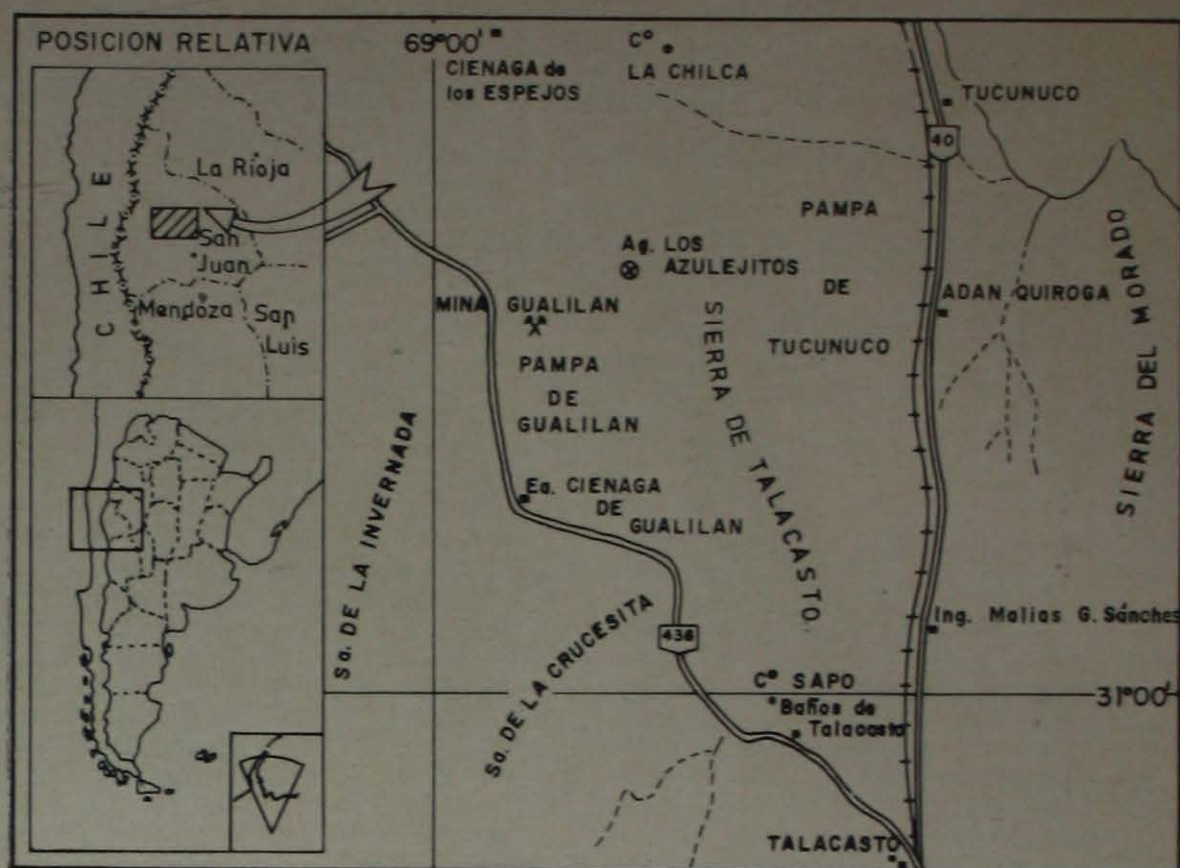


Fig. 1 — Mapa de ubicación.

Estratigrafía

En este perfil fueron reconocidas las Formaciones Los Azules, La Chilca, Los Espejos y Talacasto (ver fig. 2). La Formación San Juan, no fue perfilada, pero puede acotarse que exhibe el afloramiento de su miembro superior lajoso (Espisua, 1968) con abundante fauna de *Proetiella tellecheai* y braquiópodos de los géneros *Taphrodonta* sp., *Tellina* sp., *Orthambonites riojanus* Levy et Nullo, que le confieren edad llanvirniana.

Formación Los Azules

Entendemos por Formación Los Azules a las sedimentitas lutíticas comprendidas entre el techo de la Formación San Juan y la base de la Formación La Chilca, siguiendo así el reciente criterio sustentado por Cuerda y Furque (1975, pág. 53). Así definida, esta unidad formacional comprende a las Lutitas Los Azules y Lutitas Puesto Viejo distinguidas por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957, pág. 19) en base a trabajos previos de Borrello y Gareca (1951) y cuya localidad tipo se encuentra 12 km al sudeste de Huaco, en la quebrada de Los Azules.

Relaciones estratigráficas: En localidad estudiada la F. Los Azules se dispone en

relación de concordancia sobre la F. San Juan, pero en contacto marcadamente contrastante desde el punto de vista litológico. Es cubierta pseudoconcordantemente por la Formación La Chilca.

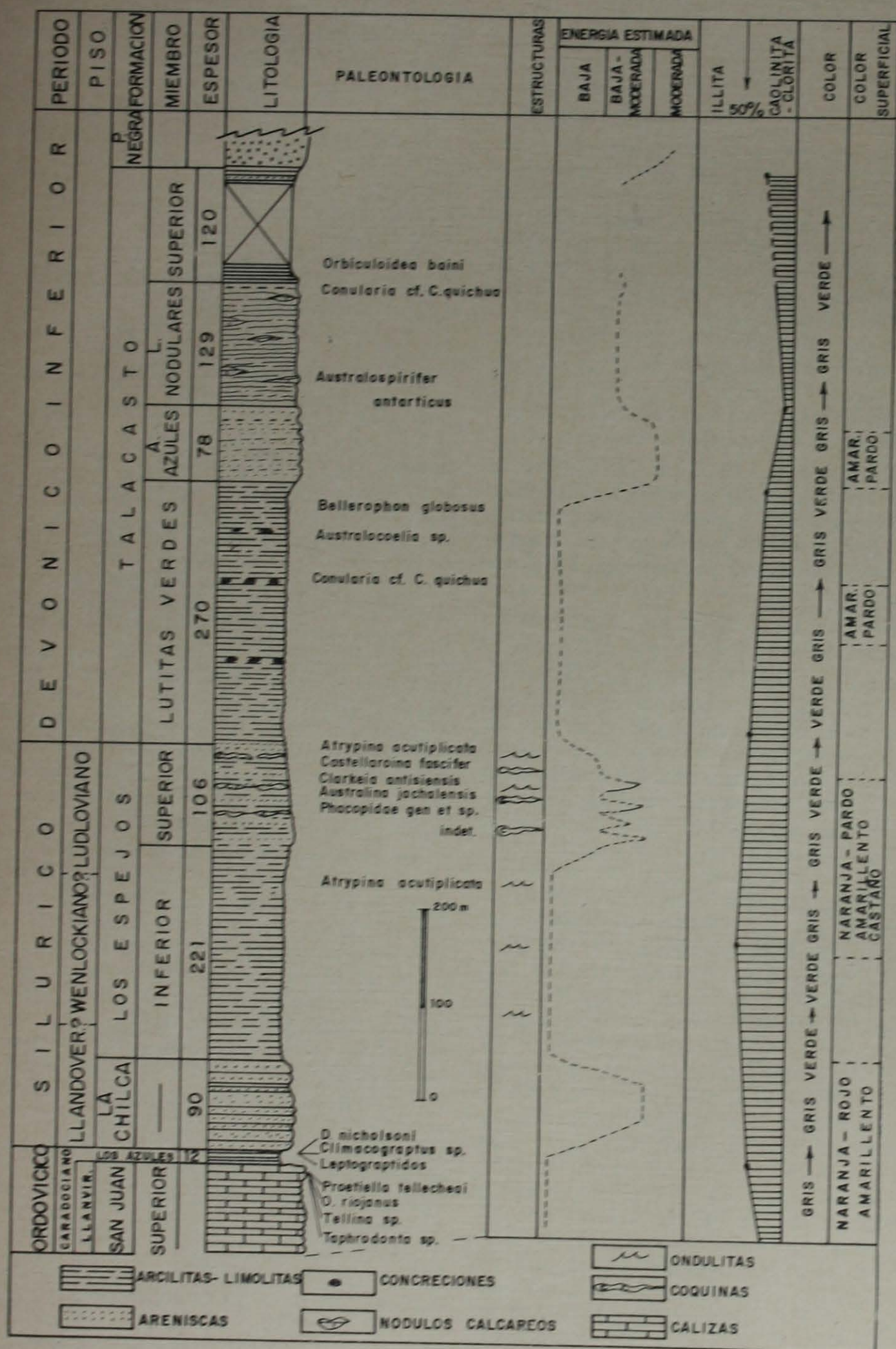
Espesor: En el área del perfil varía de 9 a 12 m de espesor.

Características litológicas: Está constituida por sedimentitas pelíticas clasificadas como arcilitas. Estas son de color gris mediano claro (N6) a gris amarillento (5Y 7/2). La composición mineralógica por análisis difractométrico mediante rayos X da una relación predominante de illita (hasta 68%) y caolinita subordinada (hasta 30%).

Contenido faunístico: Fue hallada una graptofauna integrada por una asociación dominante de *Climacograptus* sp. con escasos restos de *Dicranograptus nicholsoni* Hopkinson y tecas de leptograptidos.

Ambiente: Las sedimentitas de la F. Los Azules denotan un ambiente marino de baja energía.

Edad: La asociación de graptolites puede ser ubicada por encima de la Zona de *Nemagraptus gracilis* y en la parte superior de la Zona de *Dicranograptus nicholsoni*. En consecuencia, puede sostenerse, según la opinión de Víctor A. Ramos y Graciela Blasco (comunicación verbal) una edad ca-



radociana inferior alta para estas sedimentitas.

Formación La Chilca

Fue establecida por Cuerda (1965) para designar al conjunto de sedimentitas principalmente arenosas que constituyen la parte basal de la sedimentación silúrica, las cuales habían sido reconocidas por vez primera y en forma sumaria por Stappenbeck (1970, pág. 27). La localidad tipo de esta Formación se encuentra en el faldedero occidental del cerro La Chilca, ubicado unos 14 km al oeste de Tucunuco, donde se encuentra interpuesta entre las Formaciones Los Azules y Los Espejos. Esta comarca dista unos 20 km al nornoroeste de Aguada de los Azulejitos.

Relaciones estratigráficas: Se dispone en relación "concordante" sobre la Formación Los Azules y es cubierta concordantemente por la F. Los Espejos. No se han encontrado conglomerados intraformacionales ni balsales.

Espesor: Posee 90 m en Aguada de los Azulejitos.

Características litológicas: Predominan limolitas medianas a finas en la base y areniscas finas-medianas hacia el techo. Se disponen según una estratificación fina dominante con algunos niveles continuos de estratificación muy gruesa (más de 2 m de espesor). En las limolitas los clastos de cuarzo son generalmente angulosos, con contactos suturados, cóncavo-convexos y planos-tangenciales, presentando algunos crecimientos secundarios. En relación subordinada se encuentran clastos de feldespatos potásicos y biotita. La matrix es arcillosa. Las sedimentitas de esta unidad formacional son relativamente más duras que las unidades infra y suprayacentes ya mencionadas, por lo cual exhiben un conspicuo relieve que facilita su identificación en el terreno. La coloración en fractura fresca presenta tonalidades dominantes gris muy claro (N8), gris claro (N7), gris mediano claro (N6) y gris verdoso (5 GY 6/1). Las superficies de meteorización exhiben coloraciones con diferentes grados de penetración, predominando el rojo pálido (5 R 6/2) el rojo moderado (5 R 5/6) y el amarillo moderado (5 Y 7/2) mientras que en menor proporción existen tonos gris amarillentos (5 Y 7/2), negro (N1) y castaño (5 YR 4/6) a castaño claro (5 YR 6/4).

Contenido faunístico: Los únicos fósiles hallados consisten en algunas huellas de *Chondrites* sp.

Ambiente: Las sedimentitas de esta Formación indican una energía ambiental baja-moderada y depositación marina.

Edad: La Formación La Chilca ha suministrado restos de braquiópodos mal conservados que aún no han sido objeto de estudios. Por el momento es referida, sólo tentativamente, por varios autores (cf. Cuerda, 1966, pág. 4; 1969 a, pág. 225, Cuerda et Baldi, 1971, pág. 137 y Amos, 1972, cuadro) al Llandoveryano.

Formación Los Espejos

Esta Formación, establecida por Cuerda (1965, pág. 174), comprende a las sedimentitas clásicamente conocidas como silúricas, que afloran en la vertiente oriental de la Precordillera Sanjuanina, principalmente entre Talacasto y Jáchal. La localidad tipo de esta Formación se encuentra en las serranías que enfrentan inmediatamente por el oeste al cerro La Chilca, situado unos 14 km al oeste de Tucunuco. Merece señalarse que en esta comarca los términos superiores de la F. Los Espejos están suprimidos por "una fractura regional de rumbo andino" (Cuerda, op. cit., pág. 175) lo que impide observar su contacto superior con la F. Talacasto. Este último aflora 10 km al noroeste, en el área de las Chacritas (cf. Espisua, 1968).

Relaciones estratigráficas: En el perfil de los Azulejitos, la F. Los Espejos se apoya sobre la F. La Chilca en perfecta concordancia, pero a través de un contacto neto, al pasarse de areniscas pardo rojizas tenaces de la primera a limolitas verde oliva fisiles de la segunda. Hacia arriba, en cambio, pasa transicionalmente a la F. Talacasto siendo muy dificultoso, ateniéndose a sus rasgos litológicos, demarcar en el terreno el contacto entre ambas Formaciones. Características semejantes observó Cuerda (1969 b, pág. 236) en el área de Agua de Felipe, 10 km al oeste de Niquivil.

Espesor: La F. Los Espejos posee 327 m en Aguada de los Azulejitos.

Características litológicas: En esta Formación pueden distinguirse dos subunidades, a saber: un Miembro inferior y un Miembro superior.

El *Miembro inferior*, de 221 m de espesor, está compuesto principalmente por

arcilitas en partes limolíticas cuarzosas hacia el techo, dispuestas según una estratificación fina. Las tonalidades predominantes son verde amarillento oscuro (5 GY 5/2), verde oliva grisáceo (5 GY 3/2) y verde amarillento grisáceo (5 GY 7/2). Es frecuente la presencia de limolitas pardo claras dispuestas en forma alternada en bancos de 2 a 3 m de espesor y saltuarias concreciones pardo oscuras de 1 a 2 cm de diámetro, con leves anomalías fosfáticas. Se presentan aislados y escasos restos orgánicos de braquiópodos, pelicipodos y trilobites en deficiente estado de conservación.

El *Miembro superior*, de 106 m de espesor, está compuesto por limolitas calcáreas y areniscas de grano fino de tonalidades gris mediano (N 5), gris oliva claro (5 Y 5/2) y gris claro moderado (N 6). En su parte superior existen numerosos niveles arenosos pardo oscuros que alojan coquinas de braquiópodos y trilobites aislados. Estas coquinas poseen muchos ejemplares enteros pero pocas especies y se disponen lenticularmente con espesores que no superan los 0.60 m. También son frecuentes ondulitas en varios niveles arenosos.

Las arcillas de F. Los Espejos están compuestas principalmente por illita y cantidades subordinadas de caolinita-clorita.

Tanto el techo de Miembro inferior como casi todo el superior tienen colores superficiales de alteración con diferente penetración, destacándose los naranjas, pardo amarillentos y castaños.

Contenido faunístico: Se reconocieron en el Miembro superior varias coquinas con los siguientes fósiles:

- Australina jachalensis* Clarke.
- Castellaroina fascifer* (Kayser).
- Atrypina acutiplicata* Kayser.
- Clarkeia antisiensis* (d'Orb.).
- Phacopidae* gen. et sp. indet.

Ambiente: El Miembro inferior ha sido depositado en ambiente marino de energía baja, mientras que el Miembro superior denota mayor energía relativa (baja-moderada). Las coquinas indican una mayor energía, permaneciendo los ejemplares orientados en el sentido de los planos de estratificación, es decir, en relación primaria de biocenosis, sin llegar a exhibir ningún rasgo de inversión textural.

Edad: La parte superior de la F. Los Espejos ha sido referida por Cuerda (1965,

1969 a) al Ludlowiano en base a la graptofauna que contiene, mientras que los términos estratigráficos inferiores de la misma Formación son asignados por el momento tentativamente al Wenlockiano (cf. Cuerda y Baldis, 1971; Amos, 1972).

Formación Talacasto

Fue establecida por Paduda *et al.* (1967, pág. 177) para designar al conjunto de sedimentitas anteriormente conocidas como eodevónico o devónico marino según trabajos de Stappenbeck (1910) y Keidel (1921). Su localidad tipo se encuentra en la quebrada de Talacasto, situada 60 km al noroeste de la ciudad de San Juan. Detalles bioestratigráficos de esta Formación fueron publicados recientemente por Baldis (1975 a y b).

Relaciones estratigráficas: En el perfil de los Azulejitos se dispone concordantemente sobre la F. Los Espejos mediante un contacto marcadamente transicional, siendo cubierta del mismo modo por la F. Punta Negra.

Espesor: En los Azulejitos la F. Talacasto arrojó 597 m de espesor.

Características litológicas: Se reconocen en esta unidad formacional varios miembros que pueden ser correlacionados sin dificultad con los establecidos por Espisua (1968) en el área del río de las Chacritas.

Los 270 m inferiores están compuestos por una litofacies uniforme de limolitas, arcilitas y arcilitas calcáreas muy finamente estratificadas en las cuales se alojan pequeñas concreciones fosfáticas generalmente alargadas en el sentido de la estratificación, que suelen contener restos de *Conularia* cf. *C. quinchua* Ulr., corales y briozoarios mal conservados. Los colores dominantes son verde oliva grisáceo (5 GY 3/2), verde amarillento oscuro (5 GY 5/2), gris verdoso (5 GY 6/2), gris verdoso oscuro (5 GY 4/1) y gris oscuro mediano (N 4). Estas sedimentitas pueden ser correlacionadas con el Miembro "Lutitas verdes" de Espisua (*op. cit.*).

Continúan 78 m de areniscas muy finas a limolitas, compuestas por clastos de cuarzo, feldespato potásico, muscovita y biotita. Estas areniscas, que contienen numerosas concreciones ferruginosas, presentan tonalidades gris oliva (5 Y 4/1), gris oscuro moderado (N 4), gris verdoso oscuro (5 GY 4/1) y gris verdoso (5 GY 6/1). Pue-

den ser homologadas con el Miembro "Areniscas Azules" de Espisua.

Siguen 129 m de limolitas y arcilitas finamente estratificadas de tonalidades gris verdoso oscuro (5 GY 4/1) y gris verdoso (5 GY 6/1) que alojan abundantes concreciones calcáreas pardo claras alargadas en el sentido de la estratificación, con espesores de hasta 0,10 m. En el río de las Chacritas estas sedimentitas fueron agrupadas por Espisua bajo la denominación de "Lutitas nodulares".

Finalmente, los últimos 120 m del perfil están compuestos por limolitas y arcilitas de tonos verde oliva grisáceo a gris verdoso oliva, que integran el denominado Miembro superior de la F. Talacasto (cf. Baldis, 1975 a). Estos afloramientos se encuentran en parte cubiertos por derrubio reciente.

La fracción arcillosa de la F. Talacasto está compuesta predominantemente por illita (65 a 92 %) y caolinita-clorita (8 a 35 %).

Los colores de alteración superficial predominantes son amarillo-pardo y se presentan saltuariamente en tramos de los miembros Lutitas verdes y Areniscas Azules.

Contenido faunístico: En la F. Talacasto han sido reconocidos los fósiles siguientes, del techo hacia la base:

Australocoelia sp. indet.

"*Schellwienella*" inca (d'Orb.).

Australospirifer antarcticus (M. et Sharpe).

Orbiculoidea baini (Sharpe).

Orbiculoidea baldisi M. Alzola y Sprech.

Conularia cf. *C. quichua* Ulrich.

Bellerophon globosus Knod.

Lingula lept Clarke.

No se hallaron trilobites y los fósiles hallados son escasos y aislados.

Ambiente: Marino nerítico, de energía ambiental variada, anotándose de la base al techo los siguientes grados relativos: baja moderada; bajo-moderada y baja?

Edad: La F. Talacasto es atribuida habitualmente al Devónico inferior. Recientemente Baldis, en base a la valorización de la fauna presente señala que "se torna muy dudoso afirmar una edad exclusivamente emsiana para todo el rango fosilífero de la Formación Talacasto" (cf. Baldis, 1975 b, pág. 237).

Correlación regional de la sección estudiada

La sección Aguada de los Azulejitos abarca el intervalo estratigráfico comprendido entre el techo de la F. San Juan y la base de la F. Punta Negra, con un espesor total de 1.026 m, distinguiéndose las Formaciones Los Azules (12 m), La Chilca (90 m), Los Espejos (327 m) y Talacasto (597 m).

Perfiles que abarcan el mencionado intervalo fueron levantados por diversos autores, entre los que pueden citarse los siguientes: Los Blanquitos (De Ormachea, 1972), Los Pozos (Jelin, 1971), Mogotes Azules (Furque, 1975), Agua de Felipe (Cuerda, 1969 b), río la Chacritas (Espisua, 1968), Talacasto (Rolleri, 1947; Baldis, 1975 a, Marchese, 1972; Leanza et al., 1976), La Deheza (Gianolini, 1948) y Tambolar (Braccacini, 1949; Heim, 1952 y Marchese, 1975).

A continuación se brindan espesores de algunos de ellos en comparación con el perfil que nos ocupa, según datos compilados en los trabajos más arriba mencionados.

LOCALIDAD FORMACION	Tambolar	Talacasto	Los Azule- jitos	Las Cha- critas	Mogotes Azules
TALACASTO	150	321	597	938	500 pars
LOS ESPEJOS	130 (F. Tambolar)	319	327	307	381
LA CHILCA	—	—	90	54	190
LOS AZULES	—	—	12	—	—
SAN JUAN M. SUP.	100 ?	156	40	60	100

La revisión efectuada en el terreno permitió constatar que la *Formación Los Azules* reconocida por Furque (1975, pág. 278) en la serranía Mogotes Azules corresponde en realidad al *Miembro superior* "lajoso" de la *F. San Juan* descrito por Espisua (1968), por lo cual no puede establecerse la correlación litológica con las arcillas físis con graptolites que afloran en Aguada de los Azulejitos, ciertamente homologables con la *F. Los Azules*.

La *F. La Chilca* exhibe un espesor intermedio entre el registrado en Mogotes Azules y Las Chacritas, mientras que la *F. Los Espejos* posee un espesor muy homogéneo, comenzando a adelgazarse recién desde Talacasto hacia el sur.

Características similares presenta la *F. Talacasto*, cuya evolución bioestratigráfica fue estudiada detalladamente por Baldis (1975 a y b). Con respecto a esta última Formación cabe consignar que el *Miembro "Areniscas Azules"*, bien desarrollado en Las Chacritas, pierde importancia en Los Azulejitos, alcanzando sólo 78 m de espesor a expensas del *Miembro "Lutitas verdes"* (270 m) que posee 203 m en la comarca que comparamos.

Consideraciones estratigráficas

Las dataciones y características litoestratigráficas establecidas para estas Formaciones en base a su fauna y rasgos litológicos merecen algunas reflexiones que consideramos oportuno remarcar:

a) En los Azulejitos, según las determinaciones paleontológicas, se pasa desde el Llanvirniano (*F. San Juan*) al Caradociano inferior alto (*F. Los Azules*) en un lapso de 6 metros de espesor, mediando una relación de perfecta concordancia. Ello implicaría un hiato deposicional, o una gran condensación o una valoración cronológica no totalmente válida en Precordillera.

b) La *F. La Chilca* y la parte inferior de la *F. Los Espejos* son referidas al Llandoveryano y Wenlockiano respectivamente, sólo en forma tentativa, por hallarse debajo de niveles con graptolites ludlovianos hallados a 170 metros por encima de la base de la *F. Los Espejos* (Cuerda, 1965, 1966, 1969; Antonioli, 1975). Si se adicionan estos 170 metros a los 115 metros de espesor de la *F. La Chilca* (cf. Cuerda, 1965, pág. 134, fig. 2) encontramos 285 metros de sedimentación estériles "datadas". Cree-

mos que, con el mismo criterio sustentado, podía suponerse también la existencia de Ashgiliano en la base del llamado "ciclo sedimentario Silúrico", con lo cual la conocida discordancia ordovícico-silúrica bien podría tener valor intraordovícico.

c) El pasaje transicional entre las *Formaciones Los Espejos* y *Talacasto* está plenamente documentado en el perfil de los Azulejitos, donde no existen diferencias apreciables en la litología, en la coloración, ni en las características composicionales de ambas unidades. En síntesis, la distinción entre ambas unidades en el terreno, se torna dificultosa haciendo abstracción de su contenido paleontológico. Si se tiene en cuenta, además, que la *F. Los Espejos* ha sido considerada como integrante de la parte superior del *Grupo Tucunuco* (Silúrico) y la *F. Talacasto* como la parte inferior del *Grupo Gualilán* (Devónico) resulta que el contacto transicional al que hemos hecho referencia (*F. Los Espejos-F. Talacasto*) representa también el contacto entre los *Grupos Tucunuco* y *Gualilán*. Creemos que tal agrupamiento resultaría poco feliz desde el punto de vista litoestratigráfico, si nos atenemos a las especificaciones que el Código de Nomenclatura exige en ese sentido. Tales entes, en esencia, reflejarían fundamentalmente un criterio temporal o bioestratigráfico.

Por último, debería ser tema de futuras investigaciones si los resultados tan dispares en los análisis bioestratigráficos son debido a:

- 1) Valoraciones no correctas de la validez de la fauna datadora.
- 2) Integrar en todas las áreas de deposición los eventos tectónicos, sedimentarios y biológicos como si los mismos respondieran a normas de contemporaneidad y homogeneidad ambiental, intensidad, etc.
- 3) La preeminencia de los datos paleontológicos con respecto a los análisis litológicos armando columnas que son realmente bioestratigráficas pero "bautizadas" como litoestratigráficas, siguiendo los pasos: hallazgos de fósiles—determinación de edad, definición de límites bioestratigráficos—nombre de Formación, cuando es obvio que debiera ser a la inversa o independiente, si pretendemos usar nomenclaturas litoestratigráficas (Grupo, Formación, etc.).

- 4) La explicación de eventos tectosedimentarios por la sola ausencia de datos faunísticos.
- 5) La asignación de edades a diferentes volúmenes (espesores) de roca determinadas "tentativamente" a los fines de "completarse" cuadros cronoestratigráficos, tomando en consideración que en un principio las edades son dadas en forma provisoria, pero luego pasan a formar columnas estratigráficas en la bibliografía sin que se remarque su situación dudosa.

Como corolario de estas observaciones no escapa al criterio de los estudiosos de la problemática de Precordillera que estas dudas o interrogantes anteriormente expresados merecen una revisión más integral desde el punto de vista estratigráfico (bio

y litoestratigráfico), con un equilibrio en la valorización e interpretación de los datos.

Agradecimientos

Los autores desean dejar expresa constancia de su agradecimiento a las autoridades del Servicio Minero Nacional y al Servicio Geológico Nacional, al doctor Federico Roellig por las determinaciones por difracción de Rayos X de las muestras arcillosas, a los doctores Víctor A. Ramos y Graciela Blasco de Nullo por la clasificación de los graptolites y a la doctora Regina Levy de Caminos por la determinación de los braquiópodos. A la señorita María del Carmen Vesce se agradece la prolija confección de las ilustraciones.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J., 1972. *Silurian of Argentina*, in *Correlation of the South American Silurian Rocks*. Edit. W. R. Berry y A. J. Boucot. Geol. Soc. America, Sp. pap. 133: 5-19, Boulder.
- Antonioli, J. A., 1975. *Una nueva localidad con Monograptus uncinatus notouncinatus en la Precordillera de San Juan*. Act. I Congr. Pal. y Bioestrat., I: 209-218, 2 láms., Tucumán.
- Baldis, B. A., 1975a. *El Devónico inferior en la Precordillera central*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 30 (1): 53-84, 5 figs., Buenos Aires.
- 1975b. *Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico inferior de la Precordillera Argentina*. Act. I Congr. Pal. y Bioestrat., I: 219-240, 2 láms., 1 cuadr., Tucumán.
- Borrello, A. V. y P. G. Gareca, 1951. *Sobre la presencia de Nemagraptus gracilis (Hall) en el Ordovícico del norte de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 6 (3): 187-193, 4 figs., Buenos Aires.
- Braccacini, O. I., 1949. *El perfil de Tambolar (provincia de San Juan)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 4 (3): 165-179, 3 figs., Buenos Aires.
- Cuerda, A. J., 1965. *Monograptus leintwardinensis var. incipiens Wood, en el Silúrico de la Precordillera*. Ameghiniana, 4 (5): 171-178, 3 figs., 1 lám., Buenos Aires.
- 1966. *Formación La Chilca-Silúrico inferior-San Juan*. Com. Invest. Cien., Notas, 4 (1), La Plata.
- 1969a. *Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan, Argentina*. Ameghiniana, 6 (3): 223-235, 1 fig., 2 láms., Buenos Aires.
- 1969b. *El límite Silúrico-devónico en el borde oriental de la Precordillera de San Juan*. Act. IV Jorn. Geol. Arg., I: 229-237, 1 fig., Buenos Aires.
- Cuerda, A. J. y B. A. Baldis, 1971. *Silúrico-Devónico de la Argentina*. Ameghiniana, 8 (3): 128-164, 2 mapas, 1 cuadro, Buenos Aires.
- Cuerda, A. J. y G. Furque, 1975. *Paleogeografía de la Formación Gualcamayo (Ordovícico) de la Precordillera*. Act. I Congr. Pal. Biestrat., I: 49-58, 3 figs., 1 lám., Tucumán.
- De Ormachea, J. A., 1972. *Estratigrafía y estructura del Paleozoico de la cordonada de Los Blanquitos, Jáchal (San Juan)*. Trab. final Licenc. Univ. Nac., Buenos Aires, (inédito).
- Espisua, E., 1968. *El Paleozoico inferior del río de Las Chacritas, Dto. Jáchal, Pcia. de San Juan, con especial referencia al Silúrico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 23 (4): 297-311, 3 figs., 1 cuadr., Buenos Aires.
- Furque, G., 1975. *Estratigrafía de la serranía Mogotes Azules, SO de Jáchal, San Juan*. Act. I Congr. Pal. y Bioestrat., I: 275-285, 2 figs., Tucumán.
- Gianolini, L., 1948. *Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la zona de La Deheza, Precordillera de San Juan*. Tesis doctoral. Univ. Nac. Buenos Aires, (inédito).
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Publ. Univ. Kansas Press. Sp. Publ., 1: 1-276, 140 figs., Lawrence.
- Heim, A., 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 7 (1): 11-70, 36 figs., Buenos Aires.
- Jelin, R., 1971. *Estratigrafía del Paleozoico inferior en la comarca de Los Pozos, San Juan*. Trab. final. Licenc. Univ. Nac. Buenos Aires (inédito).

- Keidel, J., 1921. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric., Sec. Geol. Min. y Mineral., 15 (2), Buenos Aires.
- Leanza, A. F., H. A. Leanza, C. A. Hugo y A. T. Spiegelman, 1976. *Hallazgo de rocas fosfáticas marinas en la Precordillera Sanjuanina*. Act. VII Congr. Geol. Arg., Bahía Blanca (en prensa).
- Marchese, H. G., 1972. *Sedimentología de la Formación San Juan (Ordovícico) y del Conglomerado "basal" de la Formación Los Espejos (Silúrico?) en la quebrada de Talacasto, Prov. de San Juan, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 27 (2): 215-222, 1 fig., Buenos Aires.
- 1975. *Microfacies y microsecuencias de la Formación San Juan en las localidades de Tambolar y Pachaco. Comparación con otras comarcas de la Provincia de San Juan*. Rev. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sedimentología (en prensa).
- Padula, E. et al., 1967. *Devonian of Argentina*. Proceed. Int. Symp. on Dev. Syst., II: 165-199, 14 figs., Calgary.
- Rolleri, E. O., 1947. *Estudio geológico de la Quebrada de Talacasto y zonas adyacentes (Provincia de San Juan)*. Tesis inédita. Fac. Cienc. Nat. y Mus. Univ. Nac., La Plata.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric., Sec. Geol., Min. y Mineral., 4 (3), Buenos Aires.

Recibido: enero 10, 1977.



2º CONGRESO GEOLOGICO CHILENO

En la ciudad de Arica durante el mes de agosto de 1979 se realizará el Segundo Congreso Geológico Chileno organizado por el Instituto de Investigaciones Geológicas del país hermano. Este estará dedicado a la memoria del profesor Jorge Muñoz Cristi, quien fuera uno de los impulsores de la geología chilena.

Para mayor información remitirse a:

2º Congreso Geológico Chileno
Casilla 10465 - Santiago
CHILE

NOTAS BREVES

SOBRE LA EDAD DEL GRUPO DE LA HORQUETA,
SIERRA PINTADA, MENDOZA

RICARDO VARELA

En reciente contribución, Toubes y Spikermann (1976) han aportado nuevos elementos que interesan para la geología de la Sierra Pintada. Los mismos consisten en dataciones K-Ar de algunas rocas aflorantes en esa provincia geológica y la correspondiente interpretación. El presente comentario se refiere a una parte de dicha contribución, la que interesa a la edad que puede asignarse al Grupo de La Horqueta.

Los antecedentes del caso, tratados convenientemente en la obra comentada, muestran que la edad del Grupo de La Horqueta ha sido tenida como:

- Precámbrica (Dessanti, 1956);
- Eo-mesopaleozoica (Dessanti y Caminos, 1967);
- Devónica (Rolleri y Criado, 1969; Di Persia, 1972).

Es oportuno recordar la heterogeneidad composicional del Grupo de La Horqueta, que comprende: "...*sedimentitas poco o nada metamórficas, tales como lutitas sericíticas y grauvacas, con esquistos cuarzo micáceos, cuarcitas y filitas, aflorantes en otros lugares de la misma región*"... (Dessanti y Caminos, *op. cit.*, p. 152).

Toubes y Spikermann comunican una edad de 353 ± 15 m.a. (Devónico superior) obtenida sobre un esquisto tomado en las inmediaciones del cerro Bola, al poniente de San Rafael. Si bien dichos autores agregan que la edad obtenida es la del metamorfismo que afectó a la roca, consideran que el dato contribuye a la posible unidad cronológica de sedimentitas y metamorfitas del Grupo de La Horqueta, estimando que ambas entidades no deberán estar muy distanciadas en el tiempo.

Si tenemos en cuenta lo anterior y las conclusiones a que arribó Di Persia, "...*de que la llamada Serie de La Horqueta es sin duda de edad devónica*"... (*op. cit.*, p. 41),

la situación aparentemente se habría aclarado en forma conveniente.

No obstante es criterio del autor de este comentario que no es clara la relación existente entre metamorfitas y sedimentitas del Grupo de La Horqueta. Estudios detallados (Di Persia, *op. cit.*) parecen indicar que hay continuidad entre los asomos de ambos tipos litológicos, que así serían en su totalidad devónicos, dado el hallazgo de fósiles de esa edad.

La Sierra Pintada, sin embargo, pertenece a una armadura mayor de la cual forman parte también las provincias geológicas de Precordillera y Cordillera Frontal. De ella se conoce por estudios geotectónicos (Borrello, 1969) que tuvo una organización mioeugeosinclinal y una evolución testimoniada por depósitos de vacuidad, flysch, molosa y neomolosa, sucesivamente. Vacuidad y flysch, en este esquema, son estratigráficamente las sedimentitas precarbónicas, que abarcan en conjunto el lapso de tiempo cámbrico a devónico-carbónico inferior.

En zona interna, eugeosinclinal, el proceso de la vacuidad está representado por metamorfitas, a las que se asocian eruptivas del magnetismo simaico inicial. El que corresponde al flysch en cambio, es típicamente el conjunto de grauvacas y pizarras. Entre ambos media discontinuidad, que se manifiesta en el cambio de régimen sedimentario, pudiendo corresponder incluso a un plano discordante. El metamorfismo, magmatismo y tectonismo oscurecen comúnmente las relaciones entre ambos volúmenes rocosos, permaneciendo en buena parte indiferenciados.

Tal parece ser también la situación en la Sierra Pintada. Borrello *et al.* (1973) denominaron *Grupo de San Rafael* al campo filítico eugeosinclinal y mantuvieron el término de *Formación Horqueta* para el cuadro preorogénico del flysch. Por su parte Varela (1972, p. 113) consideró que componentes de la vacuidad eugeosinclinal debían re-

conocerse y separarse, para la zona de San Rafael, de los testimonios del posterior proceso flyschoides. Y para ello, además de las características geotectónicas distintivas (litología, metamorfismo, magmatismo, etc.), se cuenta con dos referencias de indudable valor:

- Las metamorfitas del Grupo de La Horqueta (Grupo de San Rafael; vacuidad eugeosinclinal) están penetradas por rocas básicas a intermedias (kersantita, spessartita, tonalita) del magmatismo simaico inicial. Al respecto González (1971) comunicó para dos muestras de tonalita de Rodeo de la Bordalesa (aprox. 40 km al Sudoeste de San Rafael) edades K-Ar de 452 ± 8 y 475 ± 17 m.a. El conjunto ígneo-metamórfico queda en parte, de esta manera, datado radimétricamente con edades mínimas dentro del Ordovícico medio a superior y difícilmente pueda considerarse devónico;
- Los depósitos sedimentarios en régimen

de flysch contienen (Di Persia, *op. cit.*) en la zona de las Lomas Negras (aprox. 80 km al Sur de San Rafael) corales del género *Pleurodictium*. El conjunto sedimentario, de esta manera, queda en parte datado estratigráficamente dentro del Devónico y difícilmente pueda considerarse eopaleozoico y menos aún precámbrico.

Por lo tanto se considera que hay evidencias como para asignar una edad eo-mesopaleozoica al Grupo de La Horqueta. Estudios geológicos de mayor detalle probablemente permitan deslindar un conjunto de mayor edad relativa (Cambro-Ordovícico?) de otro que habría insumido el lapso Silúrico-Devónico? La acción de movimientos caledónicos (Tacónicos?) habría separado ambos procesos tecto-sedimentarios y también podría reconocerse la discontinuidad o discordancia por ellos provocada. La finalidad de este comentario es precisamente prevenir de tal situación a los colegas que realicen nuevas tareas geológicas en la Sierra Pintada.

Lista de trabajos citados en el texto

- Borrello, A. V., 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. An. Dir. Nac. Geol. Min., XIV, Bs. Aires.
- Borrello, A. V., R. Scanavino, M. Guichón, y E. Méndez, 1973. *Mapa tectónico de Mendoza*. Act. V. Congr. Geol. Arg. (1972), V, Bs. Aires.
- Dessanti, R. N., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (provincia de Mendoza)*. Dir. Nac. Min., Bol. 85, Bs. Aires.
- Dessanti, R. N. y R. Caminos, 1967. *Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael (provincia de Mendoza)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (2): 135-162, Bs. Aires.
- Di Persia, C. A. 1972. *Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de La Horqueta, zona Sierra Pintada, Departamento San Rafael (provincia de Mendoza)*. Act. IV Jorn. Geol. Arg., III: 29-41, Bs. Aires.
- González, R. R. 1971. *Edades radimétricas de algunos cuerpos eruptivos de Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (3): 411-412, Bs. Aires.
- Rolleri, E. O. y P. Criado, 1969. *Geología de la Provincia de Mendoza*. Act. IV Jorn. Geol. Arg., II: 1-60, Bs. Aires.
- Toubes, R. O., y P. J. Spikermann, 1976. *Algunas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (2): 118-126, Bs. Aires.
- Varela, R., 1972. *Estudio geotectónico del extremo Sudoeste de la Precordillera de Mendoza*. Tesis Fac. Cienc. Nat. La Plata, inéd.

Recibido: diciembre 20, 1976.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

ROHDENBURG, H., 1971. *Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie. Anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abstragungsreliefs*. Lenz-Verlag, 350 p., 39 figs. Giessen.

Obra de contenido sustancial, en la cual se presenta la evolución del relieve con criterio sistemático. Comienza con el establecimiento de un modelo de evolución de las pendientes y del conjunto del relieve basado fundamentalmente en la morfogénesis provocada por las aguas corrientes. La velocidad de incisión de la red hidrográfica da lugar a pendientes que dominan pedimentos. El modelo propuesto difiere completamente del que corresponde a la peniplanicie davisiana, que ni siquiera es mencionada al respecto. El punto de vista sustentado no coincide exactamente con las concepciones de L. King, estando más próximo a algunas ideas de W. Penck. Es por esas circunstancias que presenta una terminología nueva, en la cual, por ejemplo, el vocablo pedimento tiene una acepción amplia, muy semejante a la que le asigna J. Tricart.

Con este modelo como base, Rohdenburg expone los efectos provocados sobre la evolución del relieve por los mecanismos tectónicos, las variaciones del nivel de base y las modificaciones climáticas. Estas consideraciones estructurales son seguidas de un estudio de las geoformas y de los procesos morfogenéticos en relación con las zonas climáticas del planeta, aun cuando algunas de éstas, como las zonas áridas, no hayan merecido un desarrollo amplio. Una extensa lista bibliográfica cierra esta obra de introducción a la Geomorfología que constituye un valioso y útil ejemplar para la biblioteca de todos aquellos que se dedican a la ciencia de las geoformas.

Prof. Dr. AUGUSTO CALMELS
Lic. OLGA C. CARBALLO

KRINSLEY, D. H. y DOORNKAMP, J.
Atlas of quartz sand surfaces textures.
Cambridge University Press, Earth sciences series, x + 91 p. Londres, 1973.

El progreso notable de la microscopía electrónica se ha dejado sentir sobre todo después de 1968, con la posibilidad de lograrse aumentar 30.000 veces el tamaño de los objetos observados. Para el caso específico, la lupa binocular ya había permitido reconocer la historia de un grano de cuarzo y su evolución en diferentes medios (agua, viento, etc.).

En la obra que nos ocupa, los autores, de reconocida experiencia en este dominio, presentan una visión de conjunto sobre los conocimientos actuales en el tema. Lo hacen bajo la forma de una atlas de indiscutible utilidad para sedimentólogos, geomorfólogos, edafólogos y oceanógrafos, quienes encontrarán en él interesantes informaciones sobre el empleo del microscopio electrónico, la preparación de muestras, la observación metódica de los diversos aspectos de origen mecánico y químico y de las texturas analizables mediante variaciones del aumento. La relación entre los aspectos y la acción del medio les permite distinguir: "material originario, diagénesis, ambiente de loess glacial, ambiente subácueo, subácueo combinado con glacial, eólico y ambientes de alta energía química".

Sobre un cuadro se ofrecen 21 aspectos característicos para granos de formaciones recientes y antiguas, extraídos de 122 microfotografías entre las cuales se encuentran las obtenidas de testigos tomados en la Cuenca Argentina. Un capítulo especial está destinado a las investigaciones experimentales referidas a la acción del viento, de los choques de agua, etc.

Abundantemente ilustrado, será de empleo provechoso mayormente para geólogos y geógrafos, que podrán darse cuenta de la importancia del método y de la confianza que se puede tener en la reconstrucción de los acontecimientos climáticos y de los rasgos paleogeográficos. Además de impulsar el método como apoyo a la investigación de los ambientes sedimentológicos, no cabe duda que la obra de referencia servirá de base para nuevas investigaciones conexas.

Prof. Dr. AUGUSTO CALMELS
Lic. HÉCTOR E. ALDACOUR

NUEVAS CONSTANTES A UTILIZAR EN LOS METODOS DE DATACION RADIMETRICA *

La Subcomisión de Geocronología de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), en su reunión del 24 de agosto de 1976 celebrada en Sydney, Australia, durante la realización del 25° Congreso Geológico Internacional, aprobó por unanimidad los nuevos valores, sugeridos por diversos investigadores **, de las constantes de desintegración y de las abundancias isotópicas utilizadas en los métodos de datación radimétrica.

Dicha Subcomisión solicita que esos valores sean adoptados universalmente con el fin de uniformar los datos isotópicos obtenidos en los distintos laboratorios. Por ello, a partir de las dataciones a realizar durante 1978, el INGEIS utilizará las nuevas constantes. Las mismas se dan a conocer a continuación comparándolas con las usadas hasta el presente.

1. — Método potasio-argón

	<i>Valores utilizados hasta el 31-12-1977</i>	<i>Valores a utilizar desde 1978</i>
$\lambda K^{40} \beta^-$:	$4,715 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$4,962 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
$\lambda K_e^{40} + \lambda' K_e^{40}$:	$0,585 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$0,581 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
λK^{40} :	$5,300 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$5,543 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
Abundancias isotópicas del potasio $\left\{ \begin{array}{l} K^{39} \\ K^{40} \\ K^{41} \end{array} \right.$	$\begin{array}{ll} 93,08 & \text{átomos } \% \\ 0,0119 & \text{átomos } \% \\ 6,91 & \text{átomos } \% \end{array}$	$\begin{array}{ll} 93,2581 & \text{átomos } \% \\ 0,01167 & \text{átomos } \% \\ 6,7302 & \text{átomos } \% \end{array}$
Relación isotópica Ar^{40}/Ar^{36} del argón atmosférico	295,5	295,5

2. — Método rubidio-estroncio

	<i>Valores utilizados hasta el 31-12-1977</i>	<i>Valores a utilizar desde 1978</i>
λRb^{87}	$1,47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	$1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$
Radios atómicos Rb^{85}/Rb^{87} :	2,5995	2,59265
Sr^{86}/Sr^{88} :	0,1194	0,1194
Sr^{84}/Sr^{86} :	0,056795	0,056584

* Nota publicada por solicitud del doctor Enrique Linares, Director del Instituto Nacional de Geocronología y Geología Isotópica.

** Stieger, R. H. y Jaeger, E., 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of Decay Constants in Geo-and Cosmochronology. Earth and Planetary Scie. Lett., 36, 3, pp. 359-362, Amsterdam.

Los nuevos valores de estas constantes modifican levemente las edades halladas por estos métodos utilizando los anteriores, encontrándose en la mayoría de los casos dentro del error analítico de ambas técnicas.

En el caso del método potasio-argón, la máxima variación se opera para muestras de

rocas de edades más recientes (menores de 10 m.a.), las cuales ahora son más antiguas en un 2,7 %; a medida que se acrecienta la edad, ese factor disminuye. Para convertir las edades obtenidas en INGEIS

hasta el 31/12/1977 a los nuevos valores de las constantes, en la tabla adjunta se indica el factor de corrección que multiplicado por el valor de la edad informada permite obtener el nuevo valor de la misma.

TABLA Nº 1. — Factores de conversión para el método potasio-argón

Edad en m.a.	% ¹	Factor corrección	Edad en m.a.	% ¹	Factor corrección
0,1	+ 2,7	1,027	500	+ 1,7	1,017
0,5	+ 2,7	1,027	600	+ 1,6	1,016
1,0	+ 2,7	1,027	800	+ 1,3	1,013
5,0	+ 2,6	1,026	1000	+ 0,9	1,009
10	+ 2,6	1,026	1200	+ 0,7	1,007
50	+ 2,5	1,025	1500	+ 0,3	1,003
100		1,025	1650		1,000
200	+ 2,3	1,023	2000	- 0,002	0,998
300	+ 2,2	1,022	2500	- 0,006	0,994
400	+ 1,9	1,019	3000	- 0,010	0,990

¹ Indica el porcentaje en + o - con relación a valores anteriores.

Para el método rubidio-estroncio, las nuevas edades se obtienen multiplicando la edad informada por 1,0352.

EL NUMERO 3 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 10 DE
MAYO DE 1978 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149. BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA.

El presente número se ha financiado
con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
que no se hace responsable del contenido del mismo.

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

1. **EXTENSION.** Se recomienda que la extensión de los originales no sea mayor de treinta páginas tamaño carta dactilografiadas a doble espacio (alrededor de 10.000 palabras). Cada trabajo podrá contener hasta tres páginas impresas de ilustraciones, las que podrán consistir indistintamente en mapas, perfiles, cuadros, diagramas, fotografías, etc. Cuando se acepten trabajos más extensos en texto y/o ilustraciones los autores deberán abonar la impresión del exceso, la que se les facturará a precio de costo. Los originales, tanto del texto como de las ilustraciones, se enviarán a la Asociación Geológica en duplicado.
2. **TITULO.** Debe ser sucinto e informativo sobre el tema y la localidad a que se refiere el trabajo. Es conveniente evitar iniciaciones o agregados tales como: *Sobre la importancia de...*, o *Consideraciones sobre la importancia del hallazgo de... y sus implicancias con respecto a...* etc. Los títulos deben redactarse teniendo presente la importancia de palabras claves que ayuden al fichaje en bibliotecas y servicios de documentación.
3. **RESUMENES.** Cada trabajo se iniciará con un resumen en español con su traducción al inglés, francés o alemán, sugiriéndose el primer idioma. Debe ser comprensible en sí mismo, sin referencia al trabajo y su extensión no deberá ser mayor de 150 palabras.
4. **CONCLUSIONES.** Las conclusiones consistirán en nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis, hallazgos significativos, etc. Deben constituir la apropiada finalización de una obra mayor y no un simple sumario o la extensión del resumen.
5. **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.** Conviene controlar dos veces las referencias y citas, una para comprobar que la cita tenga su correspondiente referencia, y la otra para verificar si la referencia está citada en el texto. La lista bibliográfica llevará como título: *Lista de trabajos citados en el texto*, y se confeccionará siguiendo el ejemplo del presente número, abreviando de igual manera las indicaciones de tomo (o volumen), número y página de las publicaciones citadas.
6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 x 21,5 cm. Los perfiles de largo excesivo podrán ser fraccionados y ordenados de manera que las partes resultantes no sobrepasen las dimensiones de una página. Las ilustraciones en colores, así como el exceso ocasionado por figuras de tamaño mayor que una página, que deban ser plegadas, correrán por cuenta de los autores. Las fotografías serán claras y con buen contraste, limitándose sólo al objeto que se desee ilustrar; los fósiles, muestras de mano, etc. deberán iluminarse desde el ángulo superior izquierdo.
7. **SEPARADOS.** Los autores recibirán, sin cargo, 25 separados de cada trabajo. Aquellos que deseen un número mayor deberán indicarlo claramente al enviar los originales y los mismos correrán por su cuenta a precio de costo.

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina,
deberá ser dirigida a:

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

La correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a **LIBRART S.R.L.**, Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

CONTENIDO

El gabro coronítico del cerro San Lorenzo, Córdoba, Argentina ALEJANDRO TOSELLI, JUANA ROSSI DE TOSELLI Y GUSTAVO TOSELLI	161
La Formación Springhill en el subsuelo de Tierra del Fuego JUAN CARLOS RIGGI	176
Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s., Cuenca neuquina-mendocina HÉCTOR A. LEANZA, HUMBERTO G. MARCHESE Y JUAN C. RIGGI	190
Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Provincia del Chubut) JUAN V. PLOSKIEWICZ Y VÍCTOR A. RAMOS	209
Estratigrafía del Paleozoico inferior en Aguada de los Azulejitos, San Juan, Argentina CARLOS A. HUGO, HÉCTOR A. LEANZA Y HUMBERTO G. MARCHESE	227
<i>Notas breves</i>	
Sobre la edad del Grupo de la Horqueta, sierra Pintada, Mendoza RICARDO VARELA	236
<i>Comentarios bibliográficos</i>	238
Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica	239