

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

MIRTA UMPIERRE U. Y MARTIN HALPERN, Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay.....	133
III SIMPOSIO INTERNACIONAL SOBRE GONDWANA.....	152
V. ANGELELLI, A. ROSALES E I. B. SCHALAMUK, Geoquímica del renio. Un ensayo en molibdenitas argentinas.....	153
LUCIANO JACQUES DE MORAES (1898-1968).....	162
WILLIAM SILL, Implicaciones estratigráficas y ecológicas de los rincosaurios.....	163
MARTIN HALPERN, ENRIQUE LINARES Y CARLOS O. LATORRE, Edad rubidio-estroncio de rocas volcánicas e hipabisales (?), del área norte de la Patagonia, República Argentina.....	169
NORBERTO MALUMIAN, VLADIMIR MASIUK Y JUAN C. RIGGI, Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1 provincia Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones.....	175
RICARDO MON, Estructura geológica del extremo austral de las sierras subandinas. Provincias de Salta y Tucumán, República Argentina.....	209
RAFAEL HERBST, Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes, República Argentina.....	221
DOS NUEVAS PUBLICACIONES GEOLÓGICAS.....	244
JORGE O. KILMURRAY Y LUIS DALLA SALDA, Las fases de deformación y metamorfismo en la sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina.....	245
NOTAS AL DIRECTOR.....	264
RAUL A. ZARDINI, Geología regional y depósitos minerales de la provincia de San Juan, República Argentina. Parte I. Sierras Pampeanas.....	265
NOTAS BREVES:	
E. A. MUSACCHIO Y A. C. RICCARDI, Estratigrafía, principalmente del Jurásico, en la sierra de Adnia, Chubut, República Argentina.....	272
FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA Y ALEJANDRO TOSELLI, Hallazgo de graptolites ordovícicos en el supuesto Precámbrico de la Puna de Cataamarca y de Salta, República Argentina.....	274
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA. Premio anual.....	275
COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS.....	277
CORRIGENDA.....	279

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1971

EDADES ESTRONCIO-RUBIDIO EN ROCAS CRISTALINAS
DEL SUR DE LA REPUBLICA ORIENTAL DEL URUGUAY *POR MIRTA UMPIERRE U.¹ Y MARTIN HALPERN ²

RESUMEN

Las edades Rb-Sr calculadas a partir de muestras de roca total y de minerales de rocas ígneas y metamórficas del sur de la República Oriental del Uruguay, corresponden a tres grupos de edades:

1) Rocas ígneas y metamórficas del basamento del sur de Uruguay, de alrededor de 1700 a 2000 m.a. Junto con rocas del basamento de edad similar en la Provincia de Buenos Aires, Argentina, esta región marca probablemente la extremidad sur del escudo brasilero.

2) Rocas ígneas y metamórficas del sureste del Uruguay de alrededor de 500-600 m.a., las cuales son probablemente la extensión hacia el sur de la provincia de edad similar del sureste de Brasil.

3) Rocas volcánicas cretácicas del Departamento de Lavalleja al sureste del Uruguay con una edad de 120 m.a.

Estos datos muestran que, las regiones Precámbricas y Cámbricas del sur del Uruguay, son prolongaciones de provincias de similar edad de la República Argentina y Brasil. En una reconstrucción del Gondwana, el bloque sudamericano se vincula a Africa del sur y occidental.

ABSTRACT

Rubidium-strontium ages calculated from total rock and mineral samples of igneous and metamorphic rocks from southern Uruguay fall into three age groups: 1) 1700 to 2000 million year igneous and metamorphic basement rocks of south Uruguay. Together with basement rocks of similar age in Buenos Aires Province, Argentina, this region marks the probable southern extremity of the Brazil craton. 2) 500 to 600 million year igneous and metamorphic rocks of southeastern Uruguay which are a probable southern extension of the similar age province of southeastern Brazil. 3) 120 million year volcanic rocks of Lavalleja Province, southeast Uruguay. These data show that the Precambrian and Cambrian of southern Uruguay are extensions of similar age provinces of Argentina and Brazil. In an early Mesozoic reconstruction of Gondwanaland, the geochronologic provinces of southeastern South America are brought into juxtaposition with analagous age belts of southern Africa and West Antarctica.

* Contribución Nº 172 de la University of Texas at Dallas (anteriormente, Southwest Center Advanced Studies, Dallas, Texas, EE. UU. de Norte América).

¹ Facultad de Química, Universidad de la República Oriental del Uruguay.

² University of Texas at Dallas, Dallas, Texas, EE. UU. de Norte América.

This One



2GNJ-5JJ-SZYA

Material protegido por derechos de autor

1. INTRODUCCION

La obtención en los últimos años de datos geocronológicos para unidades geológicas relevadas con cierto detalle, así como la aplicación del criterio de tomar el ciclo orogénico como unidad estratigráfica natural de los terrenos metamórficos, Harpum (1960), Quennel y Handeman (1960), han permitido comenzar el planteo de un nuevo esquema estratigráfico-geocronológico para el conjunto de rocas cristalinas del Uruguay.

Bossi *et al.* (1965), si bien reconocen el valor de la obra de los autores que desde hace cincuenta años han venido trabajando en este tema, ponen en evidencia que los medios limitados, falta de base topográfica, de relevamientos aerofotográficos, y de datos radiométricos, ha dado un conocimiento insuficiente y a veces erróneo, de la mayor parte de estas formaciones.

Se establece y fundamenta que todas las rocas metamórficas del Uruguay, son anteriores al Devónico "ya que desde ese período, no intervinieron revoluciones orogénicas en la estructuración de nuestro subsuelo". Bossi *et al.* (1965); se propone eliminar los esquemas estratigráficos previos, propiciando un nuevo enfoque de este estudio, que comienza por relevamientos regionales detallados. Esto hace posible la delimitación de ciclos orogénicos que permitirán plantear un nuevo esquema estratigráfico del Predevónico uruguayo.

Con estas miras y seleccionando ciertas zonas que se consideraron de especial interés dentro de las áreas cristalinas, se realizó un muestreo que abarca afloramientos situados en los Departamentos de Colonia, Flores, Florida, San José, Canelones, Maldonado, Lavalleja, Treinta y Tres y Rocha (fig. 1), a fin de realizar en ellos un estudio geocronológico por el método Rb-Sr, que diera una base cuantitativa a este proyectado nuevo esquema del Predevónico uruguayo.

Algunas de las muestras estudiadas,

corresponden a zonas de geología conocida, como por ejemplo el área de la Cuchilla Dionisio (Departamento de Treinta y Tres) y otras corresponden a zonas del país cuya geología de detalle es aún desconocida y donde la disponibilidad de datos geocronológicos contribuirá a precisar la estratigrafía de las unidades geológicas en estudio.

Las determinaciones de la edad, llevadas a cabo en los laboratorios de Geocronología de la University of Texas en Dallas (The University of Texas at Dallas), se realizaron usando el método Rb-Sr en roca total (Halpern, Linares y Latorre, 1970), siempre que ello fue posible, ya que el motivo principal de este trabajo fue establecer las edades primarias de las rocas que constituyen el basamento cristalino. En los casos en que se tuvo enriquecimiento bajo en estroncio radiogénico en la roca total, debido a la edad relativamente joven de las rocas y/o a la baja relación Rb/Sr, el análisis se realizó en concentrados de minerales. Las edades de los minerales, deben ser consideradas como edades mínimas aparentes.

Para las rocas en que se determinaron cuatro o más puntos con diferentes relaciones Sr^{87}/Sr^{86} y Rb/Sr, los datos se alinearon en una isócrona usando el método de los mínimos cuadrados, York (1966). Las edades calculadas y las relaciones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} se dan con un margen de seguridad de 95 %, usando una constante de desintegración $\lambda_3 = 1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, Mc. Mullen *et al.* (1966). Cuando se obtuvieron menos de cuatro puntos con diferentes relaciones Rb/Sr, a partir de un conjunto de muestras supuestamente pertenecientes a una misma unidad, la edad y la relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} fueron calculadas usando ecuaciones simultáneas. Todas las edades calculadas aumentarán alrededor de un 6 %, si se calculan usando $\lambda_3 = 1,39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, Aldrich *et al.* (1956).

Las rocas en estudio, se pueden dividir como pertenecientes a tres momentos del tiempo geológico: a) rocas de

edad Cretácica, b) rocas de edad Cámbrica y c) rocas de edad Precámbricas, que se agrupan, en general, alrededor de los 2000 m.a. Se ha seguido la escala de tiempo geológico de Kulp, J. L. (1961).

El conjunto de áreas estudiadas se expone a continuación:

Rocas de Edad Cretácea

Mariscalá, Departamento de Lavalleja.

Rocas de Edad Cámbrica.

Granito de la Cuchilla Dionisio, Departamento de Treinta y Tres.

Granito de la Punta José Ignacio, Departamento de Maldonado.

Migmatitas y granitos de Aigua, Departamento de Maldonado.

Granito de Santa Teresa, Departamento de Rocha.

Granito de Polanco, Departamento de Lavalleja.

Granito de La Paz, Departamento de Canelones y Montevideo.

Migmatitas de San Carlos, Departamento de Maldonado.

Migmatitas de Puma (Lavalleja), Departamento de Lavalleja.

Granito de Illescas, Departamento de Florida.

Granito del Cerro La Palma, Cuchilla del Medio, Departamento de Treinta y Tres.

Rocas de Edad Precámbrica

Granito de Sierra Mahoma, Departamento de San José.

Granito de Soca, Departamento de Canelones.

Rocas del área Cerro Colorado - Nico Pérez - Sierra de Sosa, Departamentos de Florida y Lavalleja.

Granodiorita de Florida, Departamento de Florida.

Granodiorita de Carmelo, Departamento de Colonia.

Gneis de Conchillas. Departamento de Colonia.

2. ROCAS DE EDAD CRETACICA

2.1. MARISCALA. DEPARTAMENTO DE LAVALLEJA.

Se trata de un macizo ígneo que aflora al noreste de Mariscalá, Departamento de Lavalleja. En un principio se pensó asociado a la formación Cámbrica Sierra de Animas debido a la similitud litológica, pero los resultados del estudio geocronológico muestran que se debe asociar al conjunto de lavas Mesozoicas que se derramaron al final del Gondwana, en el Período Cretáceo, descritas por Bossi (1966).

Los resultados obtenidos, se muestran en la figura 2, en el cuadro 1 y en la tabla 1.

CUADRO 1

Muestra N°	Localidad	Características generales
69-16	Noreste de Mariscalá, Departamento de Lavalleja, este del km 188 de la ruta 8	Chimenea de sienita
Ma-1	Noreste de Mariscalá, Departamento de Lavalleja	Sienita
Ma-2	Noreste de Mariscalá, Departamento de Lavalleja	Traquita

TABLA 1

Resultados de los análisis isotópicos realizados en rocas cristalinas del sur del Uruguay
 Todos los datos representan análisis de roca total, a menos que se especifique especialmente

Muestra N°	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ *	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ (µm/g)	Sr ⁸⁶ (µm/g)	Edad calculada (m. a.) $\lambda_3 = 1,47 \times 10^{-11} \times a^{-1}$	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ inicial †
Ma-1	0,7130	1,87	0,467	0,249 ₅		
Ma-4	0,7947	48,1	0,602	0,0125	120 ± 5	0,710 ± 0,002 ‡
69-16	0,7715	35,8	0,620	0,0173		
69-13	0,7544	5,08	0,858	0,169		
69-14	0,8469	16,8	0,927	0,0553	535 ± 15	0,715 ± 0,002 ‡
69-15	0,7510	4,55	0,689	0,152		
69-19	0,7517	5,05	0,603	0,119 ₄		
69-19 A	0,7524	5,07	0,613	0,121		
DC-173 (a)	0,7148	0,797	0,516	0,648	590 ± 25	0,708 ± 0,002 ‡
(b)	0,7146	0,794	0,512	0,644		
DC-32	0,7291	1,49 ₅	0,491	0,329		
DC-33	0,7359	3,33	0,434	0,130 ₅		
69-18 (1)	0,7214	1,53	0,520	0,341		
69-18 (2)	0,7130	0,691	0,429	0,621	497 ± 21	0,7092 ± 0,0053 ‡
69-18 (3)	0,8250	15,87	0,708	0,0446		
69-18 (4)	0,7149	0,732	0,465	0,635		
69-21	1,677	122,6	1,398	0,0114		
69-22	0,7266	2,03	0,413	0,203		
69-23	0,9337	28,1	1,148	0,0408		
ST-1 (a)	0,8895	33,4	1,118	0,0477	537 ± 7	0,7082 ± 0,0038 ‡
(b)		23,3	1,114	0,0478		
ST-2	0,8339	16,0 ₂	1,20 ₃	0,0751		
ST-2	0,7665	7,61	1,33 ₂	0,175		

feldespato

* Valores normalizados para un valor de la relación Sr⁸⁶/Sr⁸⁸ de 0,1194. En el momento de efectuarse estos análisis la relación normalizada Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ del standard SrCO₃, Eimer and Amend (lote N° 492327) del Massachusetts Institute of Technology, es de 0,7080₄ ± 0,0003 (promedio de 5 análisis).

(a) y (b) Análisis efectuados sobre distintas disoluciones de la misma muestra de roca total.

† Relación inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ supuesta.

‡ Relación inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ calculada.

TABLA 1 (Cont.)

Muestra N°	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ *	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ (µm/g)	Sr ⁸⁶ (µm/g)	Edad calculada (m. a.) $\lambda_3 = 1,47 \times 10^{-11} \times a^{-1}$	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ inicial
Po-1	0,7108	0,387	0,348	0,899		
Po-3	0,7125	0,560	0,418	0,746		
Po-4	0,7116	0,546	0,401	0,734		
Po-1	0,7115	0,473	0,582	1,23		
feldespato						
Po-1	0,8026	12,1 ₄	1,33 ₆	0,110	530 ± 15	0,708 ± 0,002 †
biotita						
LP-1A	0,7715	8,3 ₄	0,308	0,0369		
69-4 (4)	0,7632	7,55	0,300	0,0398		
LP-1B	0,7718	8,4 ₄	0,315	0,0373	547 ± 15	0,7038 ± 0,0023 ‡
69-4 (6)	0,7721	8,43	0,312	0,0371		
LP-1A	0,7785	9,27	0,455	0,0491		
LP-1A (a)	0,8576	18,5 ₈	0,286	0,0154		
hornblenda (f)						
(b)		19,7 ₂	0,286	0,0145		
DC-1	0,8408	15,8 ₄	1,00 ₈	0,0636	575 ± 20	0,704 ± 0,002 †
DC-61	1,158	55,2	1,14 ₂	0,0207		
MI-1	0,9225	26,5	0,777	0,0293		
MI-3	0,7056	0,17 ₄	0,167	0,963	560 ± 15	0,704 ± 0,002 ‡
MI-3	0,7566	6,46	0,530	0,0821		
69-7	1,978	168,8	0,660	0,00391	515 ± 10	0,705 ± 0,002 †
69-11	0,7526	6,38	0,718	0,112 ₅	510 ± 35	0,705 ± 0,002 †
69-1A	0,9521	8,7 ₄	0,556	0,0636		
69-1B	0,7933	3,08	0,325	0,105	1930 ± 35	0,7074 ± 0,0023 ‡
69-1C	0,8011	3,32	0,342	0,103		
69-1D	0,7966	3,20	0,350	0,109 ₅		
69-25 (1) (a)	0,7675	2,17	0,370	0,171		
(b)	0,7676	2,16	0,370	0,172		
69-25 (2) (a)	0,7601	1,96	0,336	0,171	1800 ± 150	0,710 ± 0,005 †
(b)	0,7605	1,98	0,341	0,173		
69-25 (a)	0,7704	2,70	0,583	0,216		
Microc. 1 (b)	0,7712	2,70	0,579	0,215		
69-25						
Microc. 2	0,7614	2,14	0,376	0,176	1550 ± 540	0,7124 ± 0,0197 ‡
69-25						
Microc. 3	0,7819	3,01	0,646	0,215		
69-25						
Microc. 4	0,7560	1,93	0,615	0,320		

TABLA 1 (Conc.)

Muestra N°	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	Rb^{87} ($\mu m/g$)	Sr^{86} ($\mu m/g$)	Edad calculada (m. a.) $\lambda_2 = 1.47 \times 10^{-11} \times a^{-1}$	Sr^{87}/Sr^{86} inicial
69-6 (1)	0,7602	2,00	0,496	0,248	1950 ± 60	0,703 ± 0,002 ¹
69-6 (2)	0,7628	2,13	0,472	0,222		
69-8	(a) 0,7172	0,482	0,338	0,702	1970 ± 200	0,703 ± 0,002 ¹
	(b) 0,7164	0,488	0,341	0,699		
69-9	(a) 0,7351	1,22	0,464	0,380	1785 ± 115	0,703 ± 0,002 ¹
	(b) 0,7344	1,23	0,468	0,382		
69-10A	(a) 0,7222	0,758	0,415	0,548		
	(b) 0,7226	0,757	0,413	0,545	1800 ± 200	0,703 ± 0,002 ²
69-10B	0,7155	0,499	0,312	0,626		
69-10C	0,7163	0,519	0,315	0,607		
69-3	0,7156	0,471	0,213	0,453	1845 ± 300	0,703 ± 0,002 ¹
F1-3	0,7369	1,21	0,292	0,242		
F1-4	0,7094	0,284	0,130	0,458	2030 ± 75	0,7013 ± 0,0007 ³
F1-5	0,7086	0,245	0,126	0,513		
F1-7	0,7142	0,430	0,174	0,403		
Ca-1	0,8117	3,75	0,589	0,157	2015 ± 40	0,703 ± 0,002 ¹
Ca-3	0,8124	3,76	0,621	0,812		
Con-1	0,7769	2,62	0,193	0,0737		
Con-2	0,7624	2,16	0,162	0,0750		
Con-3	0,8548	5,34	0,549	0,107	1970 ± 55	0,7020 ± 0,0023 ³
Con-4	0,7720	2,43	0,164	0,0674		
Con-6	0,7235	0,733	0,0657	0,0896		

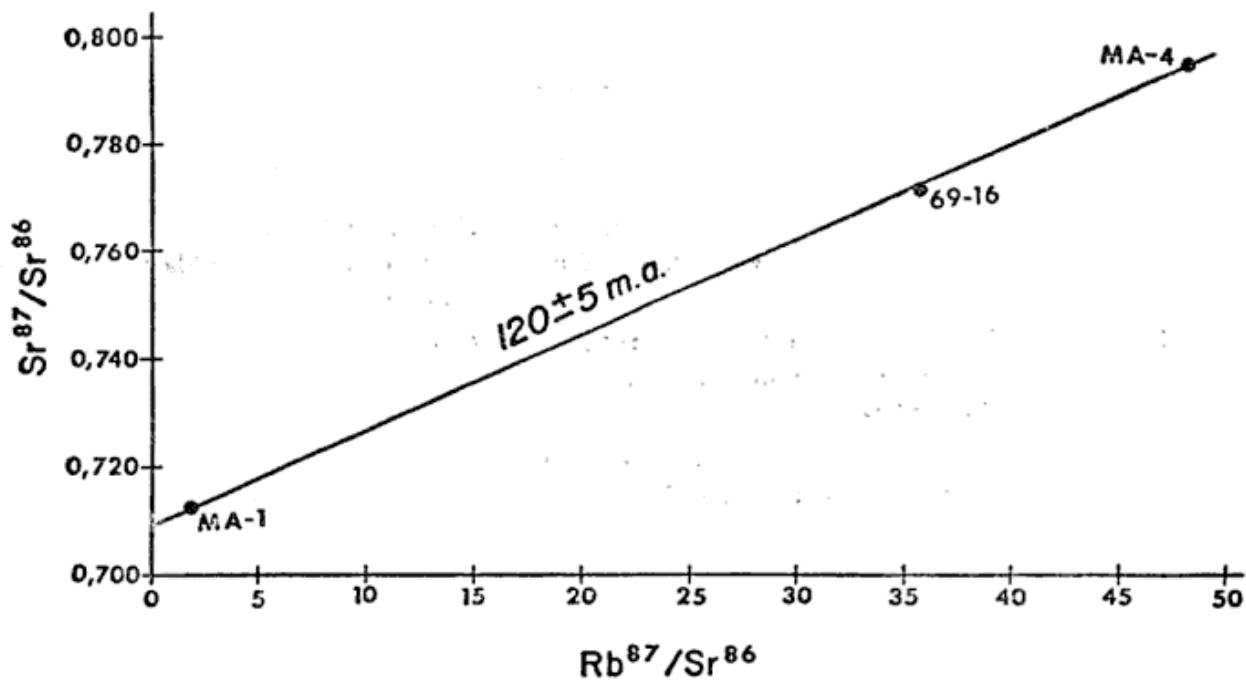


Fig. 2. — Diagrama de la isocrona de 120 m. a., obtenida sobre roca total, en muestras de rocas ígneas de Mariscal, Departamento de Lavalleja

De los datos obtenidos, se determina una edad de 120 ± 5 m.a. para estas rocas, calculándose una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,710 \pm 0,002$.

3. ROCAS DE EDAD CAMBRICA

3.1. GRANITO DE LA CUCHILLA DIONISIO, DEPARTAMENTO DE TREINTA Y TRES.

Un estudio geológico del área se ha realizado en Bossi *et al.* (1965) y Bossi (1968). Según estos autores el área de Cuchilla Dionisio ilustra la formación de una masa granítica, por simple distribución diferencial de los minerales. “Los datos de campo indican claramente un fenómeno de plutonización con formación de granito de anatexis, concordante con sus migmatitas y las cuarcitas del resto del área. . . . En Cuchilla Dionisio, hay concordancia estructural entre calizas, cuarcitas y migmatitas con trama biotítica que rodean al granito de anatexis. La estructura evidenciada, sugiere que estamos en presencia de uno de los casos en que las rocas

mesozonales han sido migmatizadas, Bossi *et al.* (1965)”.

Los resultados de los análisis isotópicos Rb-Sr se muestran en el cuadro 2, en la figura 3 a y en la tabla 1.

De los datos anteriores se calcula una edad de 535 ± 15 m.a. y una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,715 \pm 0,002$. El valor de la relación inicial, relativamente alto para una roca granítica, soporta el origen anatético señalado por los autores citados.

3.2. GRANITO DE LA PUNTA JOSÉ IGNACIO, DEPARTAMENTO DE MALDONADO

Bossi *et al.* (1967) mencionan al granito que aflora entre los arroyos José Ignacio y Garzón, en el Departamento de Maldonado. Se trata de un granito porfiroblástico, limitado por fallas en todos sus bordes, lo que dificulta la determinación de sus relaciones estructurales. Hacia el norte, se encuentra un microgranito de la misma mineralogía.

En el estudio geocronológico, se incluyeron muestras del granito porfiro-

CUADRO 2

Muestra N°	Localidad	Caract-erísticas generales
69-13	Cuchilla Dionisio, ruta 8, 25 km al noreste de la ciudad de Treinta y Tres	Migmatita donde empiezan a desarrollarse algunos fenoblastos blancos automorfos de microclino
69-14	Cuchilla Dionisio, este de la ruta 8, 30 km al noreste de la ciudad de Treinta y Tres	Granito
69-15	Cuchilla Dionisio, este de la ruta 8, 15 km al noreste de la ciudad de Treinta y Tres	Granito con menos feldespatos que la muestra anterior. Con cristales automorfos blancos de microclino. Biotita abundante

CUADRO 3

Muestra N°	Localidad	Características generales
69-19	Punta José Ignacio, Departamento de Maldonado	Granito porfiroblástico, biotítico. Fenoblastos de microclino maclados según Carlsbad
69-19 (A)	Punta José Ignacio, Departamento de Maldonado	Otra muestra del mismo granito
DC-173	30 km al noreste de Punta del Este, Departamento de Maldonado	Granito porfiroblástico, biotítico, semejante al anterior
DC-32	Garzón, Departamento de Maldonado	Microgranito biotítico
DC-33	Garzón, Departamento de Maldonado	Microgranito biotítico

blástico de la Punta José Ignacio y del microgranito que aflora más al norte.

Los resultados obtenidos, se muestran en el cuadro 3, en la figura 3 b y en la tabla 1.

Según se muestra en la figura 3 b, las muestras de granito porfiroblástico, permitieron obtener una edad de 590 ± 25 m.a. con una relación inicial de Sr^{87}/Sr^{86} calculada de $0,708 \pm 0,002$. Es evidente que las muestras de microgranito DC-32 y DC-33 no pertenecen a la misma isócrona y no han sido incluidas en el cálculo de la edad y relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} . Como los afloramientos a que pertenecen estos dos tipos litológicos (granito porfiroblástico y microgranito) pertenecen a zonas falladas,

donde se desconoce las relaciones estructurales, es necesario más trabajo de campo para establecer las relaciones entre estos afloramientos.

3.3. MIGMATITAS Y GRANITOS DE AIGUÁ, DEPARTAMENTO DE MALDONADO.

El muestreo para el estudio geocronológico, se realizó a lo largo de la nueva carretera Aiguá - Rocha, Departamento de Rocha, donde se encuentra muy bien expuesta esta zona granítica.

Las muestras estudiadas son las presentadas en el cuadro 4, y los resultados obtenidos se presenta en la figura 3 c y en la tabla 1.

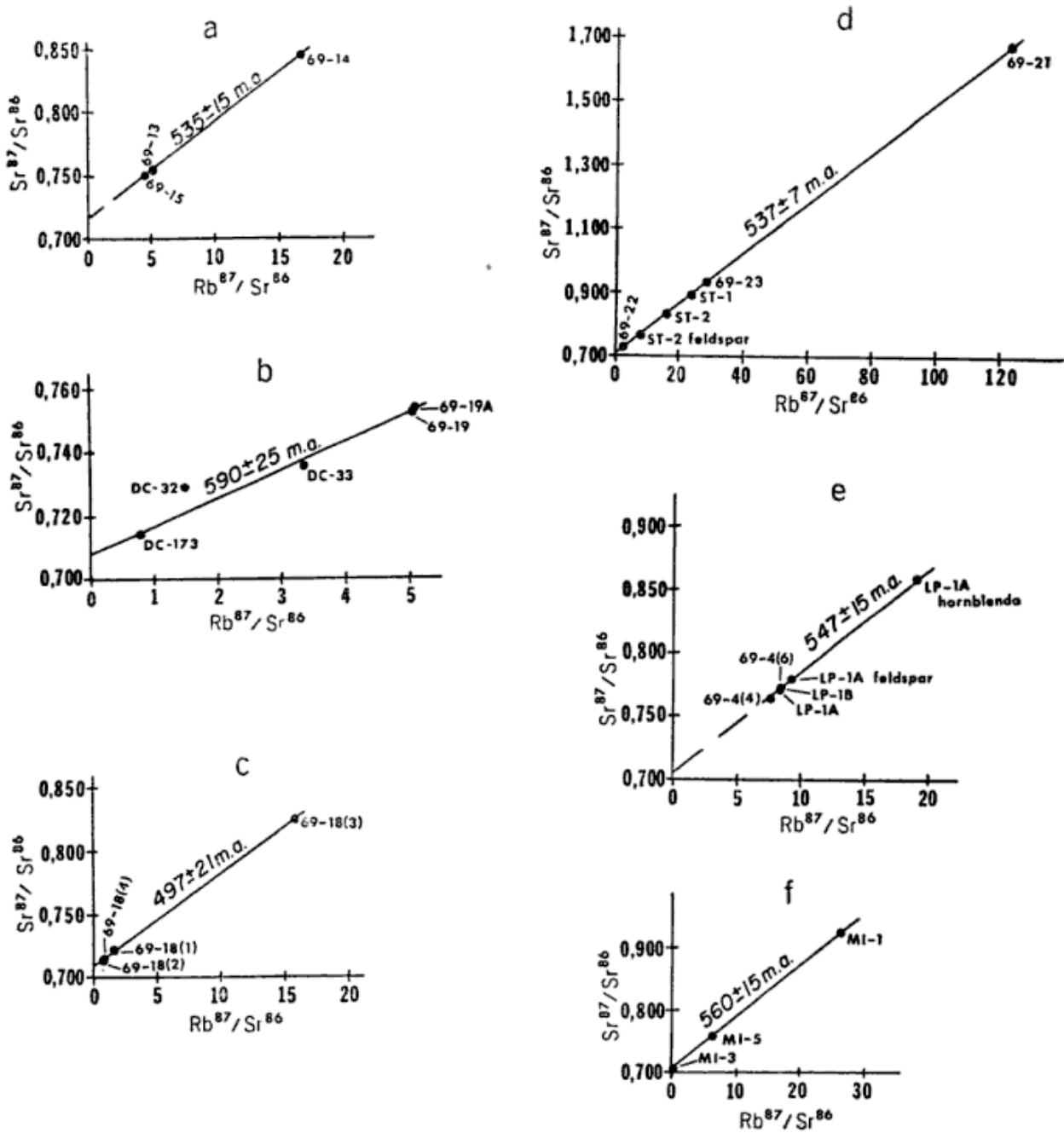


Fig. 3. — Diagramas de las isocronas de edad cámbrica del sudeste de Uruguay. Todos los puntos corresponden a análisis de roca total, con excepción de los indicados con el nombre del mineral de cuál se obtuvo: *a*, Granito de la Cuchilla Dionisio, Departamento de Treinta y Tres; *b*, Granito de la Punta José Ignacio, Departamento de Maldonado; *c*, Migmatitas y granitos de Aigua, Departamento de Maldonado; *d*, Granito de Santa Teresa, Departamento de Rocha; *e*, Granito de La Paz, Departamento de Montevideo; *f*, Migmatitas de Puma (Lavalleja), Departamento de Lavalleja.

CUADRO 4

Muestra N°	Localidad	Características generales
69-18 (1)	Nueva carretera Aiguá-Rocha, Departamento de Maldonado	Migmatita. Fenocristales rosados de feldespato. Esquistosidad evidente
69-18 (2)	Nueva carretera Aiguá-Rocha, Departamento de Maldonado	Migmatita. Fenocristales rosados de feldespato. Biotita abundante
69-18 (3)	Nueva carretera Aiguá-Rocha, Departamento de Maldonado	Migmatita. Feldespato rosado. Hornblenda. Cierta esquistosidad
69-18 (4)	Nueva carretera Aiguá-Rocha, Departamento de Maldonado	Granito gris. Hornblenda. Biotita

La isócrona obtenida, determina para este macizo, una edad de 497 ± 21 m.a. y una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7092 \pm 0,0023$.

3.4. GRANITO DE SANTA TERESA, DEPARTAMENTO DE ROCHA.

El estudio geológico y petrológico de esta área también ha sido previamente publicado, Bossi, Fernández, Elizalde

(1965). Según estos autores, se trata de un granito circunscripto con las características de campo de una inyección concordante en filitas y cuarcitas a las que metamorfiza en el contacto.

Se han señalado tres tipos petrográficos principales, de cada uno de los cuales se ha hecho el estudio geocronológico. Los datos y resultados de este estudio, se muestran en el cuadro 5, en la figura 3 d y en la tabla 1.

CUADRO 5

Muestra N°	Localidad	Características generales
69-21	Norte de la ciudad de Castillos, Cerro Rocha	Granito rosado. Ortosa perfitica. Muscovita como mineral accesorio
69-22	Noroeste de la ciudad de Castillos, ruta 15, 4 km al oeste de la ruta 16	Granito biotítico
69-23	Norte de la ciudad de Castillos, sierra de Le Blanqueada	Granito rosado a dos micas, con algún porfiroblasto de feldespato
ST-1	Parque Nacional de Santa Teresa, Departamento de Rocha	Granito porfiroide, con fenocristales automorfos de microclino. Macla de Carlsbad con biotita
ST-2	Parque Nacional de Santa Teresa, Departamento de Rocha	Otra muestra del granito porfiroide
ST-2 Feldespato	Igual que la roca ST-2	Feldespato microclino, con macla de Carlsbad y hábito de ortosa

La isócrona que se muestra en la figura 3 d permite calcular una edad de 537 ± 7 m.a. y una relación inicial de $0,7082 \pm 0,0038$.

3.5. GRANODIORITA DE POLANCO, DEPARTAMENTO DE LAVALLEJA.

La geología de esta área es poco conocida. Las muestras estudiadas pertenecen a un macizo granítico que hace

intrusión en calizas debilmente metamórficas. Hay también filones pegmatíticos recortando las calizas. Estas calizas fueron de la localidad tipo de la "serie de Polanco" separada por Goñi (1958), a la que se le atribuyó una edad Paleozoico Inferior.

Los resultados del estudio geocronológico, se muestran en la tabla 1, y las muestras estudiadas se describen en el cuadro 6.

CUADRO 6

Muestra N°	Localidad	Características generales
Po-1	Polanco, Departamento de Lavalleja	Granito con fenocristales rosados de feldespato potásico, maclados según Carlsbad. Anfíbol y biotita como minerales accesorios
Po-3	Polanco, Departamento de Lavalleja	Granito de grano fino, sin fenocristales. Biotita y anfíbol, como minerales accesorios. Cristales blancos de feldespato, maclados según Carlsbad
Po-4	Polanco, Departamento de Lavalleja	Granito similar al anterior
Po-1 Feldespato	Mineral proveniente de la roca Po-1	Feldespato que forma los fenocristales rosados de la muestra Po-1
Po-1 Biotita	Mineral proveniente de la roca Po-1	Biotita extraída de la muestra Po-1

De los datos obtenidos, no fue posible trazar una isócrona debido a la homogeneidad de las relaciones Rb/Sr de las muestras de roca analizadas. La edad fue calculada a partir de los datos correspondientes a roca total y concentrados minerales, suponiendo una relación inicial de $0,708 \pm 0,002$. Así se obtiene una edad de 530 ± 15 m.a.

3.6. GRANITO DE LA PAZ, DEPARTAMENTO DE CANELONES Y MONTEVIDEO.

Este macizo granítico ha sido objeto de estudio en Bossi *et al.* (1965) dentro de su descripción de la "Formación Montevideo" y muy recientemente en Cardellino-Ferrando (1969) en el Seg-

mento Montevideo de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000. Estos autores establecen que "la cobertura y edificación impiden ver sus relaciones geológicas con los metamorfitos del sureste, y la potente falla de la fosa tectónica mesozoica, elimina toda posibilidad de ver sus relaciones estructurales por el norte y noreste". Por este motivo, se dio especial importancia al estudio geocronológico de este macizo. La petrografía del mismo está bien estudiada. Se considera un macizo homogéneo con pequeñas variaciones locales de textura. Las muestras estudiadas así como los resultados obtenidos, se exponen en el cuadro 7, en la figura 3 e, así como en la tabla 1.

CUADRO 7

Muestra N°	Localidad	Características generales
LP-1A	La Paz, Cantera Demarco, Departamento de Montevideo	Granito rosado constituido por microclino perfitica, cuarzo y hornblenda y biotita como principales minerales accesorios
LP-1B	Igual a la muestra anterior	Igual a la muestra anterior
69-4 (4)	Igual a la muestra anterior	Igual a la muestra anterior
69-4 (6)	Igual a la muestra anterior	Igual a la muestra anterior
LP-1A		
Feldespato	Mineral extraído de la roca LP-1A	Microclino perfitica
LP-1A	Mineral extraído de la roca LP-1A	Hornblenda, talvés algo impurificada con biotita
Hornblenda		

Usando los datos obtenidos a partir de las muestras citadas, se pudo calcular una edad de 547 ± 15 m.a. para este macizo, con una relación inicial de 0.7038 ± 0.0023 . La alineación de los resultados de los análisis de las rocas y los concentrados minerales, indican que en el post-Cámbrico no ocurrieron eventos geológicos capaces de alterar la edad Rb/Sr de los minerales.

3.7. MIGMATITAS DE SAN CARLOS, DEPARTAMENTO DE MALDONADO.

Aproximadamente 13 km al norte de la ciudad de Maldonado y al sur de la de San Carlos, se encuentra un afloramiento de migmatitas, al oeste del ferrocarril, Bossi (1966, p. 384). Estas rocas tienen una estructura de gneis a ojos como resultado, posiblemente, de cataclasis. Se analizaron dos muestras de roca total (DC-1 y DC-61) por el método Rb-Sr. Los resultados se muestran en la tabla 1. Con una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} supuesta de 0.70 ± 0.002 , la edad calculada es de 575 ± 20 m.a.

3.8. MIGMATITAS DE PUMA (LAVALLEJA), DEPARTAMENTO DE LAVALLEJA.

Bossi (1966, p. 448) señala la ocurrencia de migmatitas a aproximadamente 25 km al sudoeste de Minas, en el lado sur de la Ruta 8, km 106. Las muestras de roca total analizadas (MI-1, MI-3 y MI-5) son petrográficamente similares a los gneis a ojos descritos en 3.7. Los Resultados analíticos se encuentran en la tabla 1 y en la isócrona de la figura 3 f. La edad se calcula como 560 ± 15 m.a. con una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0.704 ± 0.002 .

3.9. GRANITO DE ILLESCAS. DEPARTAMENTO DE FLORIDA.

Se analizó una muestra de roca única de roca total, de granito equigranular de grano medio (69-7), proveniente de un afloramiento situado a aproximadamente siete kilómetros al sudoeste de Illescas (fig. 1), por el método rubidio-estroncio. Los resultados analíticos se muestran en la tabla 1; la edad se calcula como 515 ± 10 m.a., con una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} supuesta de 0.705 ± 0.002 .

3.10. GRANITO DEL CERRO LA PALMA, CUCHILLA DEL MEDIO. DEPARTAMENTO DE TREINTA Y TRES.

Se llevaron a cabo análisis de rubidio y estroncio en una muestra única de roca total (69-11), de un granito rosado equigranular de grano medio. Esta muestra fue tomada aproximadamente a unos 30 kilómetros al oeste de la ciudad de Treinta y Tres (fig. 1). Los resultados de los análisis se encuentran en tabla 1; la edad se calculó en 510 ± 35 m.a. con una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} supuesta de $0,705 \pm 0,002$.

4. ROCAS DE EDAD PRECAMBRICA

4.1. GRANITO DE SIERRA MAHOMA, DEPARTAMENTO DE SAN JOSÉ.

Según Bossi *et al.* (1965), se trata de una masa granítica homogénea de unos 20 km de extensión que hace intrusión en hemimetamorfitos y tiene sus mejores afloramientos en la sierra del mismo nombre, en el Departamento de San José.

Los resultados de los análisis se muestran en la tabla 1 y en la figura 4 a y fueron realizados sobre las muestras mencionadas en el cuadro 8.

CUADRO 8

Muestra N°	Localidad	Características generales
69-1 (A)	Sierra Mahoma, Departamento de San José	Granito biotítico. Hornblenda como mineral accesorio
69-1 (B)	Sierra Mahoma, Departamento de San José	Otra muestra del granito anterior
69-1 (C)	Sierra Mahoma, Departamento de San José	Otra muestra del granito anterior
69-1 (D)	Sierra Mahoma, Departamento de San José	Otra muestra del granito anterior

De la isócrona obtenida a partir de estas muestras, se calculó una edad de 1930 ± 35 m.a. y una relación inicial de $0,704 \pm 0,0023$.

4.2. GRANITO DE SOCA, DEPARTAMENTO DE CANELONES.

Las rocas cristalinas del Departamento de Canelones fueron estudiadas por Jones (1956) al efectuar el relevamiento de la mitad oriental del Departamento de Canelones. Se determina una estructura anticlinal cuyo corazón está ocupado por un granito negro que a través de migmatitas evoluciona a metamorfitos meso y catazonales. Esta estructura está mencionada también en Bossi *et al.* (1965), donde se hace el estudio petro-

gráfico del mencionado granito. El autor citado en primer término, lo describió como "Granodiorita de Tío Diego".

El estudio geocronológico, se realizó sobre las muestras descritas en el cuadro 9 y los resultados obtenidos se exponen en la figura 4 b y en la tabla 1.

Con los datos obtenidos a partir de las muestras de roca, fue imposible obtener una isócrona. A partir de los datos obtenidos de los minerales, se calculó una edad para los mismos de 1550 ± 540 m.a. y una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7124 \pm 0,0197$.

En la figura 4 b, los puntos correspondientes a los análisis de las rocas, caen a la izquierda de la isócrona correspondiente a los minerales. Suponiendo una relación inicial de Sr^{87}/Sr^{86} de $0,710 \pm$

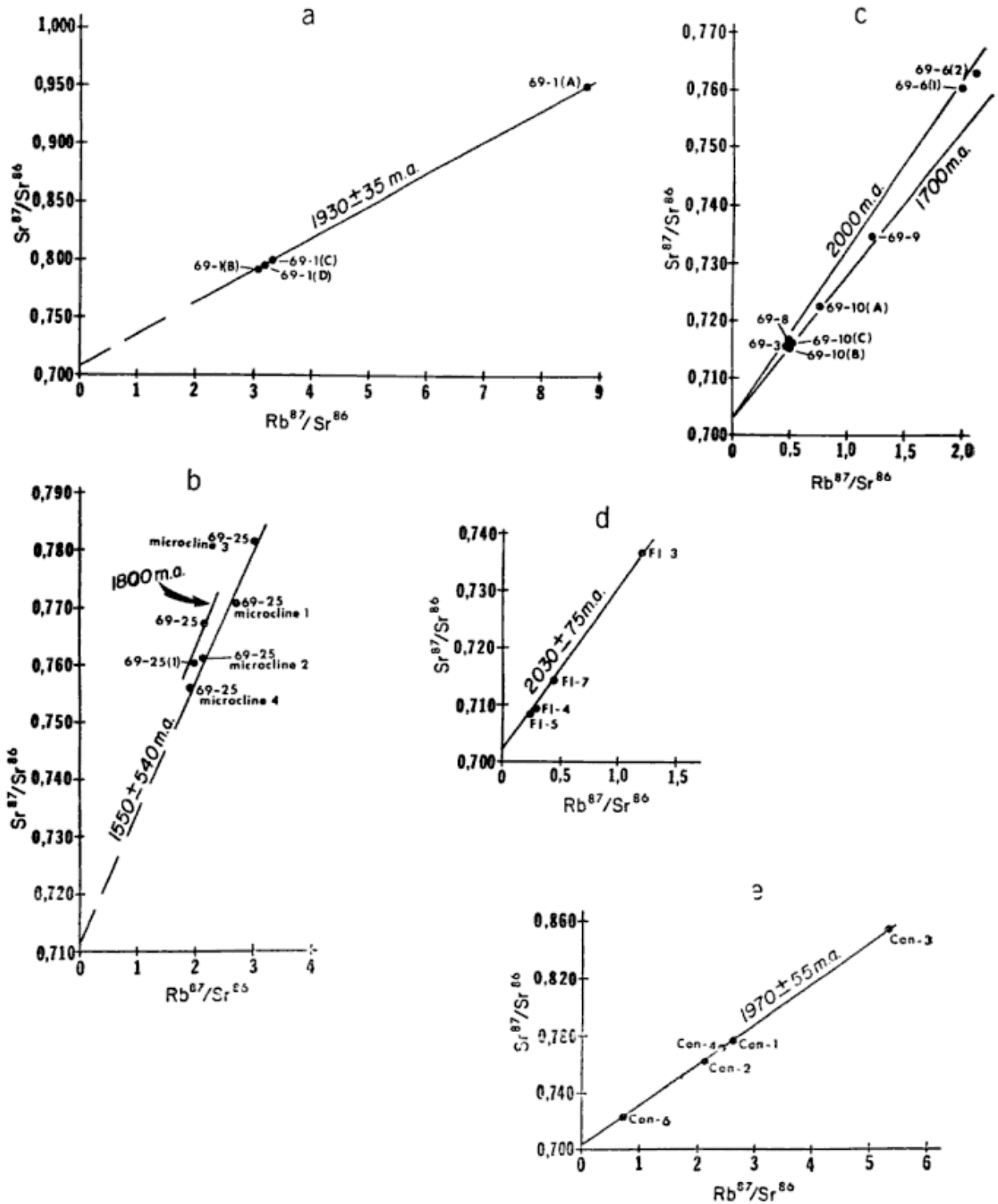


Fig. 4. — Diagramas de las isocronas de rocas precámbricas del sur de Uruguay. Todos los puntos corresponden a análisis de roca total, con excepción de los indicados con el nombre del mineral del cual se obtuvo: *a*, Granito de Sierra Mahoma, Departamento de San José; *b*, Granito de Soca, Departamento de Canelones; *c*, Rocas del área de Cerro Colorado-Nico Pérez-Sierra de Sosa, Departamento de Florida y Departamento de Lavalleja; *d*, Granodiorita de Florida, Departamento de Florida; *e*, Gneis de Conchillas, Departamento de Colonia.

CUADRO 9

Muestra N°	Localidad	Características generales
69-25	Soca, Departamento de Canelones, Cantera Singer	Granito negro. Grandes porfiroblastos de microclina maclada
69-25 (1)	Soca, Departamento de Canelones, Cantera Frade	Granito negro. Muestra semejante a la anterior
69-25 Microclino 1	Soca, Departamento de Canelones	Fenocristal único de microclino extraído de una muestra del granito anterior
69-25 Microclino 2	Soca, Departamento de Canelones	Fenocristal, único de microcline extraído de la misma muestra anterior
69-25 Microclino 3	Soca, Departamento de Canelones	Varios trozos fenocristales de microclino extraídos de la misma muestra anterior
69-25 Microclino 4	Soca, Departamento de Canelones	Cristales de feldespatos extraídos de la muestra anterior

0,005, la edad calculada para las muestras de roca total, es de aproximadamente 1800 ± 150 m.a. Las edades calculadas para las rocas y la isócrona correspondiente a los minerales, son posiblemente consistentes con los estudios petrográficos de Bossi *et al.* (1965) donde se considera que "el granito se ha originado por crecimiento de microclina sobre la trama preexistente", hallándose conservados trozos de plagioclasa dentro de los grandes porfiroblastos.

4.3. ROCAS DEL AREA CERRO COLORADONICO PÉREZ - SIERRA DE SOSA. DEPARTAMENTOS DE FLORIDA Y LAVALLEJA.

Según Bossi (1966), la geología del Departamento de Florida es prácticamente desconocida. No se conocen las líneas estructurales y distribución de sus rocas cristalinas, excepto algunas zonas de extensión muy limitada.

Debido a esto, no es posible sacar

conclusiones basadas en las relaciones de los distintos afloramientos de rocas estudiadas. La descripción de las mismas, se encuentran en el cuadro 10 y los datos obtenidos, en la tabla 1. En la figura 4c se muestra la isócrona obtenida a partir de las muestras correspondientes a la Sierra de Sosa (Departamento de Lavalleja), así como la ubicación de las demás muestras dentro de los límites de dos isócronas de 1700 y 2000 m.a. en esta figura se incluye también una muestra de granodiorita de la localidad de Pintos (fig. 1), Departamento de Flores. (69-3).

Las muestras correspondientes a la Sierra de Sosa, permiten calcular una edad de 1800 ± 200 m.a., con una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} calculada de $0,703 \pm 0,002$.

La edad calculada para el granito de Cerro Colorado, con una relación supuesta de $0,703 \pm 0,002$ sería de 1950 ± 60 m.a.

CUADRO 10

Muestra N°	Localidad	Características generales
69-6 (1)	Cerro Colorado, Departamento de Florida	Granito biotítico. Fenocristales de feldespato potásico, maclados según Carlsbad
69-5 (2)	Cerro Colorado, Departamento de Florida	Otra muestra del granito anterior
69-8	Nico Pérez, 13 km al norte de Illescas, Departamento de Florida	Granito biotítico. Grano grueso
69-9	Nico Pérez, 14 km al norte de Illescas, Departamento de Florida	Granito biotítico
69-10 (A)	Sierra de Sosa, 7 km al norte de Nico Pérez, Departamento de Lavalleja	Granito biotítico
69-10 (B)	Sierra de Sosa, 11 km al norte de Nico Pérez, Departamento de Lavalleja	Similar al anterior
69-10 (C)	Sierra de Sosa, 11 km al norte de Nico Pérez, Departamento de Lavalleja	Otra muestra del granito anterior

4.4. GRANODIORITA DE FLORIDA, DEPARTAMENTO DE FLORIDA.

Se trata de una macizo granodiorítico que encierra restos de bancos de anfibolita. La roca presenta variaciones locales de mineralogía y textura. Bossi *et al.* (1965), lo clasifican entre las ro-

cas de anatexis, destacando que suelen desarrollar una peculiar textura porfiroide con fenoblastos feldespáticos mal definidos. En el cuadro 11, se describen las rocas estudiadas, y los resultados obtenidos se muestran en la figura 4d y en la tabla 1.

CUADRO 11

Muestra N°	Localidad	Características generales
F1-3	Piedra Alta Florida, Departamento de Florida	Microgranodiorita biotítica
F1-4	Piedra Alta Florida, Departamento de Florida	Granodiorita gnéisica porfiroblástica Biotítica
F1-5	4 km de la ciudad de Florida, Departamento de Florida	Granodiorita gnéisica porfiroblástica Biotítica
F1-6	4 km de la ciudad de Florida, Departamento de Florida	Granodiorita gnéisica. Biotítica
F1-7	Cantera Florida, Departamento de Florida	Enriquecimiento cuarzo-feldespático dentro de la granodiorita

De la isócrona obtenida, se calcula una edad de 2030 ± 75 m.a. y una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7013 \pm 0,0007$.

4.5. GRANODIORITA DE CARMELO, DEPARTAMENTO DE COLONIA.

Según Bossi (com. pers.), se trata de una granodiorita y granodiorita gnéisi- ca a biotita, que encierra relictos de bancos de anfibolita en estructura ag- mática.

Se estudiaron tres muestras, pero de-

bido a la uniformidad de los valores de las relaciones Rb/Sr, fue imposible ob- tener una isócrona.

De los valores obtenidos se calculó una edad de 2015 ± 40 m.a., para una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} supuesta, de $0,703 \pm 0,002$, que fue la calculada pa- ra el conjunto de granitos y gneis de la cercana localidad de Conchillas.

Los rocas estudiadas son las descritas en el cuadro 12, y los resultados obteni- dos se muestran en la tabla 1.

CUADRO 12

Muestra N°	Localidad	Características generales
Ca-1	Carmelo, Departamento de Colonia	Granodiorita biotítica
Ca-3	Carmelo, Departamento de Colonia	Granodiorita biotítica recortada por pegmatita

4.6. GNEISS DE CONCHILLAS, DEPARTAMENTO DE COLONIA.

Son gneis y granitos de grano muy va- riable desde fino a grueso. Hay estruc- turas migmáticas locales.

Las muestras estudiadas se describen

en el cuadro 13, y los resultados obteni- dos se presentan en la tabla 1 y en la figura 4 e.

De los resultados obtenidos, se pudo determinar una isócrona de 1970 ± 55 m.a., con una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7020 \pm 0,0023$.

CUADRO 13

Muestra N°	Localidad	Características generales
Con-1	Conchillas, Departamento de Colonia	Gneis cinteado
Con-2	Conchillas, Departamento de Colonia	Gneis
Con-3	Conchillas, Departamento de Colonia	Microgranodiorita
Con-4	Conchillas, Departamento de Colonia	Granito gnéisico
Con-6	Conchillas, Departamento de Colonia	Granito gnéisico

5. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Se han determinado tres grupos de rocas, pertenecientes a los períodos Cretácico, Cámbrico y rocas Precámbricas. Las rocas Cretácicas de Mariscal, se deben asociar a las lavas Mesozoicas de las cuales se hizo anteriormente un estudio geocronológico (Bossi, 1966, pág. 187). La rocas pertenecientes al período Cámbrico, se deben asociar a las estudiadas por Bossi *et al.* (1967).

Como se muestra en la figura 1, en el sureste del Uruguay se evidencia un período de actividad magmática de edad Cámbrica. La provincia uruguaya de aproximadamente 500-600 m.a. parecería ser una continuación de la del sudeste del Brasil (Cordani *et al.*, 1968). La provincia geocronológica Precámbrica del Uruguay de acuerdo a los presentes resultados parece extenderse en un período de aproximadamente 1700 a 2000 m.a. y está situada entre el cinturón de edad similar de Buenos Aires, Argentina, por el sudoeste, Hart *et al.* (1965), Halpern *et al.*, 1970, y por el nordeste, Serie Paraíba de Brasil, Delhal *et al.*, (1969).

En una reconstrucción del Gondwana, Halpern *et al.* (1970), Uruguay queda localizado en la parte central-este del bloque sudamericano. Las rocas de aproximadamente 2000 m.a. de Uruguay, se consideran análogas a aquellas de Brasil, Argentina y Africa sudoccidental de edad similar.

La provincia de edad cámbrica de Uruguay es probablemente una extensión hacia el sur, de formaciones de edad similar que cruzan el sudeste de Brasil y el sudoeste de Africa.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la U. S. National Academy of Sciences Day Fund Grant Número 6, a la University of Texas at Dallas y a la Universidad de la República de Uruguay (Fac. de Química), por el apoyo financiero brinda-

do a este trabajo. Uno de los autores (Dr. M. Halpern) agradece a la National Science Foundation de los Estados Unidos de América (Grants GA-1428, GA-10529) por hacer posible sus viajes a Uruguay. A los colegas Dr. W. I. Manton y Profesor Q. I. Jorge Bossi, por estimular la discusión durante el curso de este trabajo. Al señor Cary Carlin, Bach. Sam Pettigrew y Bach. Lorenzo Ferrando por la valiosa colaboración recibida. Se desea destacar el agradecimiento al Q. I. Jorge Bossi y al Bach. Lorenzo Ferrando, por la ayuda recibida en la recolección de las muestras analizadas. Asimismo, agradecen al doctor Carlos O. Latorre por la lectura del manuscrito y las sugerencias efectuadas sobre el mismo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aldrich, L. T., G. W. Wetherill, and G. R. Tilton. 1956. *Half life of Rb-87*. Phys. Rev., 103, 1045-1047.
- Bossi, J., 1966. *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República Oriental del Uruguay.
- 1968. *Clasificación geológica de rocas ígneas*. Bol. N° 12 de la Facultad de Agronomía. Universidad de la República Oriental del Uruguay.
- Bossi, J., L. Ferrando y H. Albanell. 1967. *Basamento cristalino del sur-este del Uruguay*. UNESCO-IUGS. Symposium on Continental Drift emphasizing the history of the South Atlantic, Montevideo, Uruguay, en prensa.
- Bossi, J., A. Fernández y G. Elizalde. 1965. *Predevoniano en el Uruguay*. Bol. N° 78. Facultad de Agronomía. Universidad de la República Oriental del Uruguay.
- Cardellino, R. y L. Ferrando. 1969. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000, 2*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República Oriental del Uruguay.
- Cordani, U. G., G. C. Melcher y F. F. M. de Almeida. 1968. *Outline of the Precambrian geochronology of South America*. Can. Journ. of Earth Sci., 5: 629-632.
- Delhal, J., D. Ledent y U. Cordani. 1969. *Âges Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du sud-est du Brésil (états de Rio de Janeiro et de Minas Gerais)*, Ann. de la Soc. Geol. de Belgique, T. 92, 271-283.

- Goñi, J., 1958. *Consideraciones sobre la estratigrafía del Proterozoico y Eopaleozoico Uruguayos*. Bol. Soc. Brasil. Geol. 7, 81-96.
- Halpern, M., E. Linares y C. O. Latorre, 1970. *Estudio preliminar por el método estroncio-rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXV, 293-302.
- Halpern, M., M. Umpierre y E. Linares, 1970. *Radiometric Ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean geologic provinces*. Proceedings of Intern. Upper Mantle Project Conference on Solid Earth Problems, Buenos Aires, Argentina. Oct., 1970.
- Harpum, J. R., 1960. *The concept of the geological cycle and its applications to problems of Precambrian geology*. XXI Intern. Geol. Congr. Part IX, 201-206.
- Hart, S. R., T. E. Krogh, G. L. Davis, L. T. Aldrich and F. Munizaga. 1966. *Isotope geology*. Carnegie Institution of Washington. Year Book 65, 57-59.
- Jones, G., 1956. *Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones*. Instituto Geológico del Uruguay. Bol. 34. Montevideo, Uruguay.
- Kulp, J. L., 1961. *Geologic time scale*. Science, 133, 3459, 1105-1114.
- McMullen, C. C., K. Fritze and R. H. Tomlinson. 1966. *The half-life of Rubidium-87*. Can. Journ. of Phys. 44: 3033-3038.
- Quennel, A. M. y E. G. Haldemann. 1960. *On the subdivision of the Precambrian*. XXI Intern. Geol. Congress, part IX, 170-178.
- York, D., 1966. *Least-squares fitting of a straight line*. Can. Journ. of Phys., 44: 1079-1086.

Recibido el 18 de febrero 1971.

III SIMPOSIO INTERNACIONAL SOBRE GONDWANA

6-11 de Agosto de 1973. Canberra

Auspiciado por la Australian Academy of Science y la International Union of Geological Sciences.

PROGRAMA

1. Paleogeografía (incluye Paleoclimas y Paleomagnetismo).
2. Floras del Gondwana.
3. Ambientes y origen de los Depósitos Gondwánicos de Carbón.
4. Edad y relaciones estratigráficas de los depósitos glaciales.
5. Progresos sobre Estratigrafía y Paleontología.
6. Tectonismo-actividad ígnea; geocronología; geología estructural y naturaleza de los márgenes continentales.

Se han programado excursiones para la semana antes (a) y después (b y c) del simposio:

- a) 1. *Cuenca de Bowen* (Queensland). Estratigrafía de las secciones del Paleozoico superior y Triásico.
2. *Rocas ígneas de Queensland y New England*. Granitos y vulcanitas del Paleozoico superior y Mesozoico.
- b) 3. *Cuencas de Sydney y New England*. Faja orogénica del Paleozoico superior, Pérmico y Mesozoico adyacente, incluyendo depósitos glaciales Carboníferos.
4. *Ipswich y la Great Artesian Basin*. Estratigrafía del Mesozoico.
- c) 5. *Cuenca de Parth y Carnarvon, Australia occidental*. Estratigrafía del Paleozoico superior y Mesozoico, incluyendo depósitos glaciales.
6. *Sud de Australia, Victoria y Tasmania*. Geología del Pérmico y Mesozoico, incluyendo depósitos glaciales y filones capa-doleríticos.

La primera circular detallada con las condiciones para la presentación de trabajos se enviará en 1972. Los interesados deben dirigirse a la Australian Academy of Science: P. O. Box 216, Civic Square, Canberra, ACT 2608, Australia.

A. J. AMOS

GEOQUIMICA DEL RENIO

UN ENSAYO EN MOLIBDENITAS ARGENTINAS

Por V. ANGELELLI¹, A. ROSALES² y I. B. SCHALAMUK³

RESUMEN

Se presenta una reseña de la geoquímica del renio basada en las investigaciones principales efectuadas en los últimos diez años.

A través del dosage por vía colorimétrica de dicho elemento, se dan los valores correspondientes al análisis de nueve molibdenitas argentinas. Dichas evaluaciones confirman las señaladas en estudios anteriores, esto es el bajo contenido en renio en las molibdenitas procedentes de mineralizaciones pegmatíticas y neumatolíticas y mayor en las de carácter mesotermal (asociación cobre-molibdeno).

ABSTRACT

A resume of rhenium investigations carried out over the last ten years is presented. Analysis of molybdenites from Argentina by the colorimetric method are given, and the results obtained agree with those of earlier studies. Molybdenites samples obtained from pegmatites and neumatolitic mineralizations give low rhenium contents; higher concentrations of rhenium were found in those bodies of mesothermal character when associated with Cu-Mo.

Aprovechando la experiencia adquirida por uno de los autores del presente trabajo (Rosales, 1969), respecto del análisis de renio en dos molibdenitas de la alta cordillera cuyana, se estimó de interés hacer extensivo este tipo de investigación a un mayor número de muestras, tratando de establecer no sólo el contenido en renio sino también definir si existe una posible relación entre los contenidos y las condiciones genéticas de depositación del sulfuro de molibdeno.

Para tal fin se reunió material de depósitos y manifestaciones de procedencia diversa en lo que hace a la geo-

logía de las concentraciones portadoras de molibdenitas. El número de muestras recolectadas es muy bajo; en realidad cabe señalar que es limitado el número de hallazgos principales y cuya disponibilidad se concreta por el momento a formaciones de carácter pegmatítico y neumatolítico. La participación de molibdenita asociada a minerales de tungsteno en la sierra de Comechingones (Córdoba) es conocida desde hace tiempo, en tanto que la paragénesis cobre-molibdeno, presente en los depósitos de cobre diseminado ("porphyry copper"), ha sido evidenciada en nuestro país en fecha reciente. Material perteneciente a este tipo de yacimiento, de carácter mesotermal, sólo se dispuso de la mina "Mi Vida" (Cattamarca), de elevado contenido en molibdeno (Navarro, 1969), el que fue so-

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata.

² Dirección General de Fabricaciones Militares.

³ Comisión Nacional de Energía Atómica.

metido a un ensayo de concentración por flotación pero sin resultado por el avanzado estado de oxidación del mineral.

Acerca de la geoquímica del renio han aparecido en los últimos diez años diversos trabajos orientados a indagar su participación en distintos minerales, pero particularmente en molibdenitas procedentes de yacimientos de muy diferentes condiciones de formación. Entre ellos se citan los efectuados en los EE. UU., U.R.S.S. y Australia, a saber por: Fleischer (1959 y 1960) y Petersen, Hamilton y Myers (1959); Shcherba, Kalinin, Mulkhya y Yufayn (1968) y otros investigadores soviéticos citados por Fleischer (Basitova, 1950; Studenikova y Zolotareva, 1958 y Kalinin y Fain, 1959) y Riley (1967), respectivamente.

EL RENIO, SU POSICION GEOQUIMICA

Se trata de un elemento de muy escasa participación en la corteza terrestre y en el cosmo (Rankama y Sahama, 1949). Su existencia fue vaticinada por Mendeleev y confirmada en 1925 por Ida y Walter Noddack, quienes realizaron un extenso estudio acerca de su posición geoquímica. Su peso atómico es de 186,22 y su número atómico 75. Tiene un isótopo estable (186) y uno inestable, radiactivo (187), emisor de radiaciones beta, de vida media $5 \cdot 10^{10}$ años, siendo su producto de decaimiento el osmio 187. Posee una densidad de 21 y un punto de fusión de 3140° C. Es polivalente; las valencias más estables e importantes son Re^{4+} y Re^{7+} . En la tabla periódica de los elementos figura en la columna VII, de la izquierda.

Geoquímicamente el renio muestra una tendencia siderófila y también calcófila, afinidad que se pone de relieve con el molibdeno donde registra su mayor concentración.

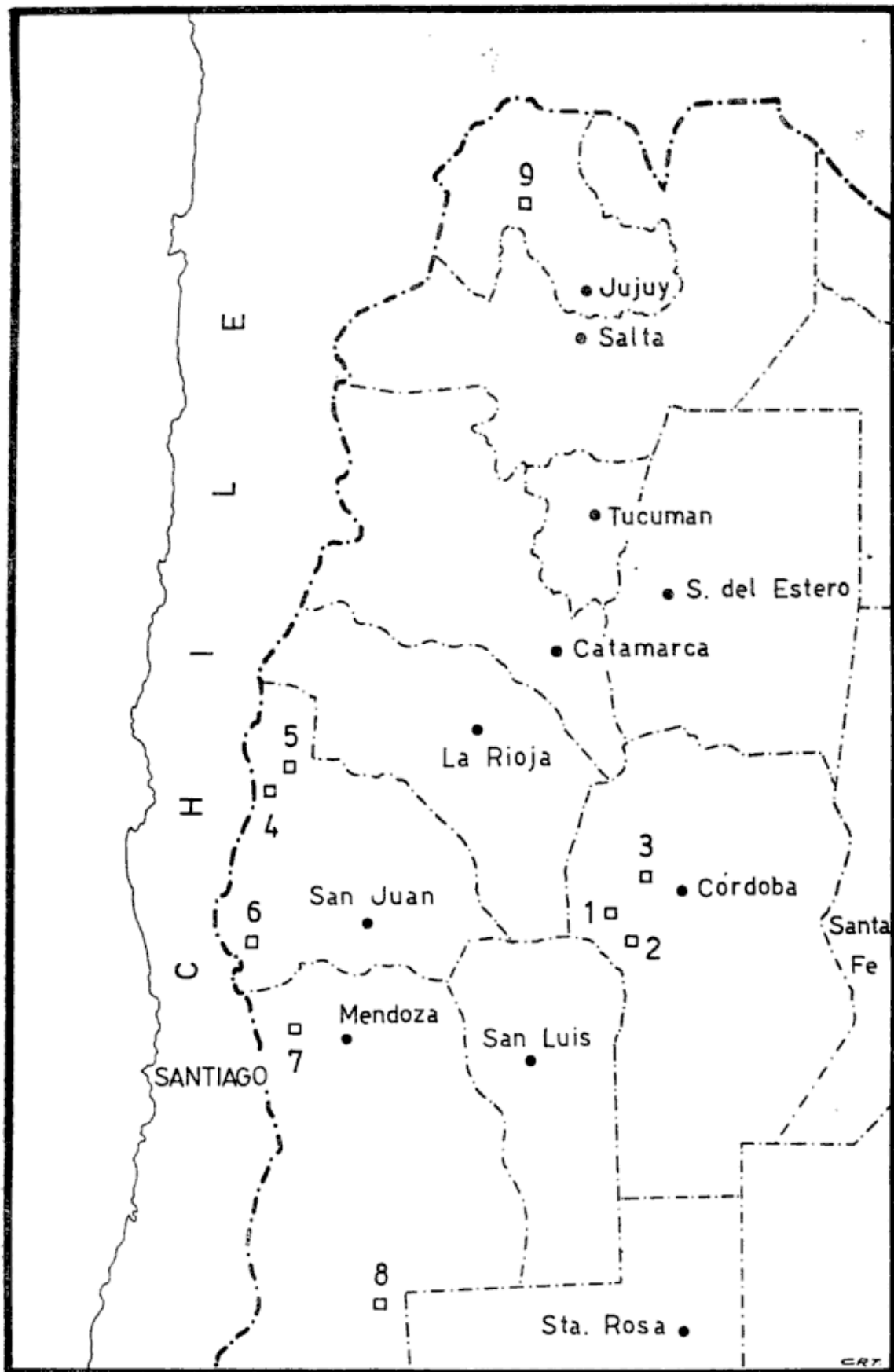
En el ciclo endógeno este elemento, debido a su extremadamente escasa participación, se lo halla en la red cristalina de ciertos minerales. A esta conclu-

sión arribó la investigación que sobre 1600 análisis de minerales y rocas efectuaron Noddack y Noddack (1931). Dichos investigadores señalaron su naturaleza siderófila; su presencia en minerales de segregación magmática, en sulfuros de la serie pirrotina-pentlandita; en cromitas; en metales del platino, con valores del orden de 0,01-1 ppm; bajas fueron asimismo las evaluaciones registradas en minerales de la fase pegmatítica-neumatolítica, a saber, entre otros, columbita-tantalita, zircón, con una participación de hasta 1,1 ppm. Las cifras máximas se comprobaron en minerales de origen hidrotermal, en sulfuros y en especial en molibdenitas con tenores de 0,05-20 ppm (Rankama y Sahama, 1949).

Desde el logro de dichos resultados hasta el presente, mucho es el material que se continuó analizando, pero enfocado esencialmente hacia el sulfuro de molibdeno, donde el Re^{4+} , de radio iónico 0,72, reemplazaría al Mo^{4+} , de 0,72 Å. La estructura cristalina del ReS_2 es similar a la del MoS_2 y WS_2 .

El contenido en renio de la corteza terrestre ha sido calculado en 0,001 ppm. Los de las rocas Standard G-1, granito y W-1, diabasa, obtenidos por activación neutrónica, son de 0,00067 y 0,0007 ppm (Morris y Fifiel, 1961); a dichos contenidos le corresponde en cada caso, 16 y 120 ppm de cobre y 2,7 y 0,28 ppm de uranio, entre otros elementos trazas de las mencionadas rocas.

En el ciclo exógeno el comportamiento del renio es poco conocido. Durante la meteorización este elemento pasaría a perrenato soluble. Un caso muy interesante es la presencia de un compuesto oxidado de renio soluble (Re_2O_7 ?) determinado por vía espectrográfica en proporción de 0,05 a 0,1%, en una ocurrencia en Coconino County, Arizona, EE. UU., investigada por Petersen, Hamilton y Myers (1959). La misma se emplaza en sedimentos del miembro Shinarup de la Formación Chinle (Triásico), con una mineralización primaria representada por uraninita, pirita, calcopirita, hematita, esfa-



Croquis de ubicación de las muestras

lerita y rara galena con elevado contenido en molibdeno, el que se halla bajo la forma de jordisita (variedad de molibdenita). De naturaleza supergénica son: zippeita, ilsemanita y el citado compuesto soluble de renio.

RESULTADOS DE ALGUNOS ESTUDIOS

Fleischer (1959), en su investigación sobre el tenor de renio en molibdenitas, de acuerdo con su tipo de ocurrencia, manifiesta que no hay una relación evidente, señalando, además, su amplia variación para un mismo yacimiento. Para las molibdenitas pertenecientes a yacimientos de cobre diseminado del "Copperbelt" de los EE. UU. señala estos valores: Bagdad, Copper Creek y Copper Hill (Arizona); Chino (Nueva México) y Bingham (Utah), de 0-50 ppm; Miami, 158-688 y 1030 ppm para Nevada Consolidate. El contenido para Cananea (México) varía entre 100 y 150 ppm. Entre otros tenores aportados figuran los correspondientes al yacimiento de Climax con 1,2, 1,5, 5, 20 y 28 ppm, como así también los registros máximos de 3.035 y 3.130 para una molibdenita le Stravanger, Noruega.

Las cifras pertenecientes a análisis de

wulfenitas son muy bajas, lo que podría explicarse como si el Mo y Re se separan durante su oxidación del estado tetravalente.

Respecto de los contenidos registrados en minerales de manganeso —elemento al cual se presumía una posible concentración, de radio iónico 0,60 para el Mn^{4+} muy cercano al del Re^{7+} , 0,56 A⁹— los mismos alcanzan tenores máximos de 0,1 y 0,2 ppm, acorde con la investigación efectuada por Hurd y Hiskey (1938), sobre un total de 80 muestras de "pirolusita", de muy distinta procedencia.

Riley (1967), enfoca su búsqueda sobre molibdenita de Australia y como resultado del análisis de 40 muestras arriba a la conclusión de que la concentración en renio no es correlacionable con la distribución geográfica, edad geológica ni con la geología de los yacimientos, señalando, sin embargo, que la hipótesis sostenida del renio en molibdenita asociada a mineralizaciones de cobre se cumplía en general aunque con ciertas excepciones.

Una síntesis de las leyes encontradas en MoS_2 , de variada procedencia genética, expresadas en ppm, se indica a continuación:

Contenido en ppm		
—En pegmatitas graníticas : con bismuto.....	8,7	(Cooper Creek, New South Wales)
Con wolframita y bismutina	13,2	(Deep, New South Wales)
—En vetas con wolframita y bismuto en zonas de « greisen ».....	0,24	(Wolfram Camp, Queensland)
—En vetas de cuarzo con casiterita y wolframita,.....	10,2	(Downfall, New South Wales)
—En vetas de cuarzo con scheelita y calcopirita	46-63	(Nambacca y Mackville, Queensland)
—En cuerpos de cuarzo con pirita y calcopirita	355-695 y hasta 1690	(Mt. Morgan, Queensland)

La información proporcionada por Zhirov e Ivanova, 1959, citados por Fleischer (1950), en cuanto a la distribución del renio en molibdenita en base a 19 evaluaciones practicadas por vía colorimétrica —sobre muestras de yacimientos rusos de distinto tipo ge-

nético—, pone de relieve que los resultados logrados confirman precisamente los alcanzados por su compatriota Baisitova, en el sentido de que el contenido en renio en MoS_2 aumenta a medida que se pasa de depósitos de alta a mediana temperatura:

	Contenido en ppm
—Depósitos de casiterita, wolframita y molibdenita (Kara Oba Central Kazakhstan).....	1,0-5,8
—Depósitos de molibdenita y pirita de alta a mediana temperatura, Shalgiya, Central Kazakhstan.....	22-29
—Depósitos de calcopirita y molibdenita, de temperatura intermedia, Central Kazakhstan y Armenia.....	160-410 y 780

Muy interesante resultan las conclusiones a que llegaron Shcherba *et al.* (1968), en el estudio de 17 depósitos situados en su mayor parte en la región de Kazakhstan (U.R.S.S.). Del examen de 163 muestras analizadas por vía espectrográfica, procedentes de granito greisenizado, "greisen", vetillas de cuarzo-muscovita; vetillas de molibdenita-cuarzo; de wolframita-cuarzo y de otras asociaciones, se desprende que: el renio en la molibdenita registra un aumento de los depósitos de alta temperatura a los de temperatura intermedia; para un mismo depósito el tenor en Re se ve incrementado desde las primeras a las últimas generaciones; individualmente las generaciones muestran una apreciable variación en su contenido en Re; se observa un acrecentamiento en el tenor en Re en las molibdenitas a medida que sus depósitos se alejan del cuerpo intrusivo al cual se vinculan. Esta zonación es debida a un mayor contenido en Re en las últimas generaciones de sulfuro de molibdeno.

Finalmente, cabe mencionar el tenor en Re que acusan las molibdenitas de los yacimientos de cobre porfírico de Chile, de acuerdo a los datos señalados por Zauschkevich (1967) y los proporcionados a uno de los autores de este

trabajo por el Ing. Sutulov, de la Universidad de Concepción, Chile, el que expresado en ppm, es: Chuquicamata, 280; El Teniente, 450 y El Salvador, 570.

PROCEDENCIA Y CARACTERISTICAS DE LAS MUESTRAS DE MOLIBDENITAS INVESTIGADAS

Las muestras motivo de esta investigación suman 9 y proceden de (ver croquis de ubicación):

1. Sierra de Comechingones, Córdoba.
2. Cerro Aspero, Córdoba.
3. "El Criollo", Cerro Blanco, Córdoba.
4. Quebrada Alcaparrosa, Chita, San Juan.
5. La Majadita, San Juan.
6. Cerro Mercedario, San Juan.
7. Arroyo Cuevas, Mendoza.
8. La Escondida, Mendoza.
9. Yacimiento "Aguilar", Jujuy.

La muestra 1 corresponde a una molibdenita asociada a un agregado de muscovita procedente de la parte alta de la sierra de Comechingones (Prov.

de Córdoba). Representaría una mineralización de carácter pegmatítico-neumatolítico, en donde el sulfuro de molibdeno aparece como conjuntos escamosos, en láminas de 1-2 cm, acompañados íntimamente a paquetes de muscovita.

Del área del distrito minero de cerro Aspero (Prov. de Córdoba), conocido como portador de minerales de wolframio con molibdenita (Bodenbender, 1894) y de molibdeno, cobre y tungsteno (Hillar, 1968), procede la muestra 2. Pertenece a una mineralización de tipo diseminado (mina "El Centauro"); consiste en una asociación de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), muscovita y minerales opacos (molibdenita y en menor proporción: calcopirita y wolframita). El sulfuro de molibdeno se presenta en agregados a modo de ojos, de varios milímetros de diámetro, distribuidos dentro de toda la masa de cuarzo, feldespato y mica.

La muestra 3 corresponde a uno de los pocos hallazgos de molibdenita en los cuerpos pegmatíticos de la mina "El Criollo" (Prov. de Córdoba) (Schalamuk, 1969). Este sulfuro fue hallado constituyendo agregados radiales, en hojas de hasta 4 cm, emplazados en masas de cuarzo y feldespato pertenecientes a la zona central de dichas pegmatitas.

Al conocido yacimiento del valle de Chita pertenece la muestra 4 que fue proporcionada por Barrionuevo, a quien se debe el primer estudio oficial de esa concentración de molibdenita. Consiste en filones cuarzosos alojados en un granito que intruye sedimentos paleozoicos (cordillera de Agua Negra, Prov. de San Juan). En su relleno se observa además feldespato potásico, muscovita y berilo. El sulfuro de molibdeno se presenta en nidos, ojos o bien diseminado en microescamas. Cuando lo hace en pequeñas masas o nódulos adopta una disposición foliácea, de estructura radial. Según Barrionuevo (1948), la molibdenita correspondería a una mineralización emplazada en una anterior pegmatítica.

De una masa pegmatítica, como diferenciación de un intrusivo granítico en cuarcitas y pizarras paleozoicas, sitas en el paraje denominado La Majadita, cercano a la junta de los arroyos de Arrequintín y Agua Negra (cordillera de Olivares, Prov. de San Juan, procede la muestra 5. Aquí la molibdenita se hace presente en paquetes laminares, curvos, en escamas de hasta 4 cm, alojadas en masas de cuarzo y feldespato potásico. En parte, dicho sulfuro se encuentra reemplazado por powellitita (Angelelli, 1943).

Al área del cerro Mercedario, cordón de la Ramada (Prov. de San Juan), distante 60 km en línea recta al suroeste de Barreal y a 5.200 ms.n.m., pertenece la muestra 6 (Mezzetti, 1968). Las manifestaciones de cobre y molibdeno de esa zona se alojan en el material de dos glaciares y consisten en piritita, calcopirita y molibdenita que constituyen venillas y diseminaciones en rocas ígneas. El sulfuro de molibdeno aparece en motas, en guías de cuarzo de 2-3 cm de espesor, o bien finamente esparcido en la roca huésped. Las rocas mesosilíceas y ácidas presentes en la región se muestran afectadas por procesos de alteración hidrotermal.

De la cabecera del arroyo Cuevas, vertiente oriental del cordón del Plata, 70 kilómetros al noroeste de Villa Tupungato, a una altura de 3.750 m s.n.m., fue recolectado el material de la muestra 7. En un ambiente de metasedimentos y de una masa granítica fracturada, con penetraciones de cuerpos diferenciados aplíticos e inyecciones ácidas, se presentan venillas y manifestaciones de piritita, molibdenita y arsenopirita, en el granito y en las rocas invadidas, según Giustozzi (1968).

La muestra 8 procede de la región de La Escondida (mina "Elsiren"). Se trata de guías de cuarzo, de 3-4 cm de espesor, con molibdenita en agregados foliáceos relativamente gruesos, dispuestos a sus costados. Dichas concentraciones tienen por roca huésped un granito rosado, de grano fino.

Por último, la muestra 9, del yacimiento plumbo - argento - cincífero de Aguilar (Prov. de Jujuy), corresponde a una asociación cuarzo-molibdenita, a modo de vetilla, alojada en un granito calco-alcalino biotítico. El sulfuro de molibdeno se presenta en hojuelas medianas y pequeñas. Se le nota también en la masa granítica en el contacto inmediato con la vetilla.

ANÁLISIS Y RESULTADOS

Las muestras de referencia debidamente preparadas en lo que hace a su pureza, fueron sometidas a análisis químico por renio y también por vía espectrográfica, en forma cualitativa, tarea esta última que fue ejecutada por el Lic. Fernando Azcoaga, en el espectrógrafo Jarrel Ash del Laboratorio de la División Estudios Especiales de la Comisión Nacional de Energía Atómica. El

resultado registrado fue: presencia de renio, tungsteno y hierro en las muestras 1, 2, 3, 4, 5 y 9; trazas de cobre en 1, 3 y 4, y de plomo en la 5. Estas impurezas se deben a la presencia de sulfuros y quizás también de wolframita, que en muy pequeñas proporciones persistieron acompañando a las molibdenitas.

El método químico aplicado es el elaborado por Tribalat (Candell, 1959, p. 754) que se basa en la separación de trazas de renio al estado de perrenato de tetrafenilarsonio en presencia de grandes cantidades de molibdeno (alrededor de 60 %). El dosage del renio se efectúa por comparación visual del complejo coloreado de tiocianato contra una escala de patrones preparados, partiendo de una solución de perrenato de potasio.

Los resultados obtenidos en el análisis de las muestras investigadas se indican en el cuadro siguiente:

Muestra	Procedencia	Pesada en g	Re en ppm	Re promedio en ppm
1.....	Sierra de Comechingones	1	2,5	2,5
		1	2,5	
2.....	Cerro Aspero El Centauro	1	2,5	2,5
		0,5	2,5	
3.....	Cerro Blanco El Criollo	1	2	2
		0,5	2	
4.....	Quebrada Alcaparrosa, Chita	1	24	24
		1	25	
		1	25	
		1	23	
5.....	La Majadita	0,85	3,8	4
		1	4,2	
6.....	Cerro Mercedario	1	150	170
		1	170	
		1	190	
7.....	Arroyo Cuevas	1	8	8
		1	7	
		1	9	
8.....	La Escondida	1	1,8	1,4
		1	1	
9.....	Yacimiento Aguilar	1	13,8	13,6
		1	13,4	

INTERPRETACIONES DE LAS
EVALUACIONES

Exceptuando el valor correspondiente a la muestra 6, los restantes son en general bajos y confirman los encontrados por otros investigadores, como se ha expuesto, en molibdenitas pertenecientes a formaciones de carácter pegmatítico-neumatolítico, a las que pertenecen todas las muestras en estudio, menos la 6 cuya mineralización tendría un carácter mesotermal, quizás propio, de un yacimiento de cobre disseminado.

Las nuevas determinaciones que se lleven a cabo y que pudieran incluir molibdenitas procedentes de los yacimientos de cobre disseminados encontrados recientemente en el país, completaría el cuadro de la geoquímica del renio en sulfuros de molibdeno en nuestras concentraciones minerales.

Finalmente, a modo de ilustración, cabe señalar la importancia del renio como tal. Este elemento se volatiliza en la tostación de la molibdenita, enriqueciéndose en el material de las cámaras de humo, de donde se le recupera.

La producción mundial de renio era del orden de 2.500 kg en 1965, según Zauschquevich (1967). Los países productores son: EE. UU., U.R.S.S., República Federal Alemania y Bélgica.

El renio se utiliza solo o en aleaciones con molibdeno y tungsteno, constituyendo materiales sumamente refractarios; resistente al desgaste y corrosión química. Su módulo de elasticidad es elevado. Se lo emplea en el campo de la electrónica, en el nuclear y espacial.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

Angelelli, V., 1943. *El distrito wolframífero de Arrequeintin. Dpto. Iglesia, Provincia de San Juan.* Direc. Min. y Geol. Bs. As.
Basitova, S. M., 1950. *Geochemistry of rhenium* (trabajo citado por Zhiron e Ivanova).
Barrionuevo, L. A., 1948. *Informe sobre los yacimientos de molibdeno, manganeso y plomo en la provincia de San Juan.* Direc. Gral. Fab. Mil., Bs. As.

Bodenbender, G., 1894. *Los criaderos de wolfram y molibdeno en las sierras de Córdoba (comunicaciones mineras y mineralógicas).* Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. XIV, p. 93-155.
Fleischer, M., 1959. *The Geochemistry of Rhenium with special reference to its occurrence in molibdenite.* Econ. Geol. V. 54, p. 1406-1413.
— 1960. *The Geochemistry of Rhenium. Addendum.* Econ. Geol. V. 55, p. 607-609.
Giustozzi, C. O., 1968. *Informe final zona naciente arroyo Cuevas. Area de reserva N° 12 Z. N. Prov. de Mendoza, R. Argentina.* Plan Cordillerano, Mendoza.
Hamaguchi, H.; Kuroda, R.; Tomura, K.; Osawa, Nwatanabe, K.; Onuma, N.; Yasunaga, T.; Hosohara, K. y Endo, T., 1961. *Values for trace elements in G-1 y W-1 with neutro activation analysis.* Geoch. et Cosmoch. Acta V. 23, N° 3/4, p. 296-299.
Hillar, N. A., 1968. *Los yacimientos de molibdeno y wolframio disseminado del cerro Asperanzas.* Rev. Min. t. XXIX, N° 1. Bs. As., p. 1-10.
Hurd, L. C. y Hiskey, C. F., 1938: *The determination of rhenium. Estimation in pyrolusite.* Ind. and Eng. Chemistry An. Ed. V. 10, p. 623-626.
Mezzetti, A., 1968. *Informe final zona cerro Mercedario. Area de reserva n° 50. Prov. de San Juan. R. Argentina.* Plan Cordillerano, Mendoza.
Morris, D. F. C. y Fifield, F. W., 1961. *Geochemical Notes. "Rhenium contents of rocks".* Geoch. et Cosmoch. Acta V. 25, n° 3, p. 232-233.
Navarro, H. B., 1969. *Geología económica del pórfido de cobre y molibdeno "Mi Vida".* Andalgalá, Catamarca. R. Argentina.
Noddack, I. y Noddack, W., 1931. *Die Geochemie des Rhenium.* Zeitsch. Physik. Chem. A. 154. p. 207.
Petersen, A. G., Hamilton, J. C. y Myers, A. T., 1959. *An occurrence of rhenium associated with uraninite in Coconino Country, Arizona.* Econ. Geol. V. 54, p. 255-267.
Rankama, K. y Sahama, Th. G., 1962. *Geoquímica.* Aguilar, p. 608-610.
Riley, G. H., 1967. *Rhenium concentration in Australian molibdenite by stable isotope dilution.* Geoch. et Cosmoch. Acta V. 31 n° 9, p. 1489-1497.
Rosales, A. E., 1969. *Análisis de renio en molibdenita de la alta cordillera cuyana.* República Argentina. IV Jorn. Geol. Arg. Mendoza.
Sandell, E. B., 1959. *Colorimetric determination of trace of Metal.* Intersc. Publ. Inc. N. York.
Schalamuk, I. B., 1969. *Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de cerro Blanco, Tanti, Prov. de Córdoba, R. Argentina.* Inéd. C.N.E.A.

- Shcherba, G. N.; Kalinin, S. K.; Mulkhya, K. A. and Yu Fain, E., 1968. *Rhenium content of molibdenite from some deposits in central Kazakhstan*. Geoch. Intern. V 5, n° 5, p. 877-882.
- Zausquevich, R., 1967. *El molibdeno y el renio*. Min. Rev. Inst. Ing. Min. Chile, XXII, n° 95, p. 1720.
- Zhirv, K. K. e Ivanova, G. F., 1959. *The distribution of rhenium in molibdenites from deposits series of genetic types*. Geokhimiya, n° 6, p. 518-528, en ruso citado por Fleischer, M. (1959).

Recibido 19 de noviembre de 1970.



LUCIANO JACQUES DE MORAES

1898 - 1968

En el tercer aniversario de su deceso la Asociación Geológica Argentina, recuerda en sentido homenaje a su ilustre Miembro Correspondiente, Dr. Luciano Jacques de Moraes, prestigiosa personalidad científica brasileña, que dedicó su intensa investigación al progreso de los conocimientos de la geología de su país, aplicándolos a la enseñanza superior y al progreso minero del mismo.

Reproducimos a continuación una página informativa que a nuestro pedido nos ha enviado el señor Profesor de la Universidad de San Pablo doctor Josué Camargo Mendes.

Hijo de José Luciano Coelho de Moraes y de doña Filiberta Jacques de Moraes nació el prestigioso geólogo brasileño el 30 de diciembre de 1898 en Jaguaraçu, Estado de Minas Geraes.

Se diplomó en 1922 como Ingeniero de Minas y Civil en la entonces escuela de Minas y Metalurgia.

Desde 1922 a 1925 trabajó como geólogo en la Inspección Federal de Obras contra la Sequía.

En 1925 pasó al Servicio Geológico y Minerológico del Brasil, transformado después en Departamento Nacional de Producción Mineral, siendo Director de este Departamento desde 1937 a 1942.

Entre 1943 y 1945 fue comisionado como Profesor titular y Director del Departamento de Geología y Paleontología de la Facultad de Filosofía, Ciencias y Letras de la Universidad de San Pablo.

Después de su actuación como geólogo del Departamento Nacional de Producción Mineral, continuó activo en la investigación geológica hasta ocurrir su muerte en un accidente automovilístico el 16 de marzo de 1968.

En los últimos años de su existencia, fue consultor de varias Compañías mineras y miembro del Consejo Nacional de Investigaciones.

Perteneció a diversas asociaciones científicas, entre las cuales citaremos a la Academia Brasileira de Ciencias y la Sociedad Brasileira de Geología, habiendo sido presidente de ambas. Recibió de la segunda el premio Medalla de Oro José Bonifacio de Andrada y Silva y fue distinguido por el Instituto de Ingeniería de San Pablo con el título de Ingeniero del Año. Fue también Miembro Correspondiente de la Asociación Geológica Argentina.

Geólogo de gran visión, supo siempre encontrar en sus investigaciones, la faz económica y propugnarla en sus trabajos. Dedicó su atención a la estratigrafía y la tectónica de las regiones que investigó. Poseía una vasta cultura general a la que se aliaba un espíritu permanentemente entusiasta no sólo por las investigaciones propias, sino también por las de sus colaboradores y colegas en general.

Su colaboración para el conocimiento de la Geología del Brasil, es inestimable. Conocía prácticamente todas las regiones de su país. Sus obras, que integran más de 150 títulos, abarcan los más variados aspectos de la geología, incluyendo además los que se refieren a la paleontología.

IMPLICACIONES ESTRATIGRAFICAS Y ECOLOGICAS DE LOS RINCOSAURIOS

POR WILLIAM SILL¹

RESUMEN

Los rincosaurios hasta ahora conocidos forman tres categorías morfológicas que parecen ser diagnósticas de partes del Triásico inferior, medio, y superior. Los rincosaurios más avanzados no formaron parte de la clásica fauna neotriásica del Noriano; tuvieron su apogeo durante el Carniano, pero posiblemente existieron desde el Ladiniano superior hasta el Noriano inferior. El nicho ecológico ocupado por los rincosaurios se interpreta en base a la morfología ósea, las limitaciones biomecánicas y las asociaciones de flora, fauna y sedimentos. En base a estos criterios, se establece con poco lugar a dudas que los rincosaurios eran herbívoros, probablemente especializados para aprovechar una dieta basada en los órganos reproductores de una amplia variedad de plantas triásicas.

ABSTRACT

Known rhynchosaurs form three distinct morphological categories that appear to be diagnostic of parts of the Early, Middle, and Late Triassic. Advanced rhynchosaurs do not form part of the classic Upper Triassic Norian aged fauna, their peak was during the Carnian, but may have extended in time from the Late Ladinian to the Early Norian. The ecological niche occupied by rhynchosaurs is inferred from bone morphology, biomechanics, and the associations of flora, fauna, and sedimentary regimes. From this evidence it seems virtually certain that rhynchosaurs were herbivores, probably specialized for a diet based on the reproductive organs of a wide variety of Triassic plants.

Hace más de cien años que se conoce la existencia de rincosaurios en el registro fósil. Sin embargo, sus exageradas especializaciones y la falta de importancia filogenética, determinaron que su papel en el esquema ecológico y temporal de la fauna triásica haya permanecido casi desconocido. Se sabe que la familia Rhynchosauridae consta de siete géneros limitados totalmente al Triásico. De estos siete, dos, *Howesia* y *Mesosuchus*, son formas primitivas de la zona *Cynognathus* del Eotriásico sud-africano. *Mesosuchus* difiere de los otros

rincosaurios lo suficiente como para ser colocado en una subfamilia aparte, la Mesosuchinae. Los otros miembros de la familia, provenientes de la India, Gran Bretaña, Africa Oriental y América del Sur, han sido asignados al Triásico por varios autores (Huene 1938, 1939 a, 1942; Walker 1961; Romer 1960, 1962; Colbert 1952, 1958, etc.). Debemos ahora agregar una forma recién descubierta en Canadá, aún no descripta, pero aparentemente afín a los géneros sudamericanos y europeos (Baird 1963).

La mayoría de los paleontólogos y estratígrafos consideran que los rincosaurios carecen de importancia para fines de correlación. Romer (1960, 1962),

¹ Yale University y Departamento de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Cuyo, San Juan.

al contrario, sostuvo que la evolución de los rincosaurios, con excepción de las formas más primitivas, fue un fenómeno característico del Triásico medio, y que en conjunto con los cinodontes herbívoros, constituyó el rasgo típico de las faunas triásicas intermedias entre la época de los terápsidos y la época de los arcosaurios.

Morfológicamente los rincosaurios se dividen en tres categorías: 1) los muy primitivos, *Howesia* y *Mesosuchus*, de Sudáfrica, similares a los eosuchios y que sólo manifiestan incipientemente las especializaciones masticatorias que caracterizan el grupo; 2) los moderadamente especializados, representados por *Stenaulorhynchus* de Africa Oriental, y *Rhynchosaurus* de Inglaterra; 3) los más avanzados, representados por *Scaphonyx* de América del Sur. *Hyperodapedon* de Escocia y *Parapedon* de la India (este último algo más primitivo que los anteriores), y probablemente el género nuevo de Canadá. Estas tres categorías morfológicas fueron reconocidas primeramente por Huene (1938). Debemos señalar sin embargo que hasta 1967, se consideró que los sedimentos triásicos de Inglaterra y Escocia, portadores de *Rhynchosaurus* y *Hyperodapedon*, eran de la misma edad. con lo que se desvalorizó el estado morfológico de los rincosaurios como indicador temporal. Los recientes trabajos de Warrington (1967) y Audley-Charles (1967) han demostrado con poco margen de duda, que los sedimentos triásicos de Inglaterra asignados al "Keuper" pertenecen realmente al Triásico medio, probablemente al Ladiniano inferior. Las categorías morfológicas de los rincosaurios engranan muy bien en este esquema estratigráfico y permiten hacer el cuadro de correlación que se ilustra en la figura 1.

La posición del tercer grupo, el de los rincosaurios más avanzados, es todavía objeto de discusión. Romer mantiene que el grupo faunístico al que pertenecen los rincosaurios es netamente independiente de los grupos que carac-

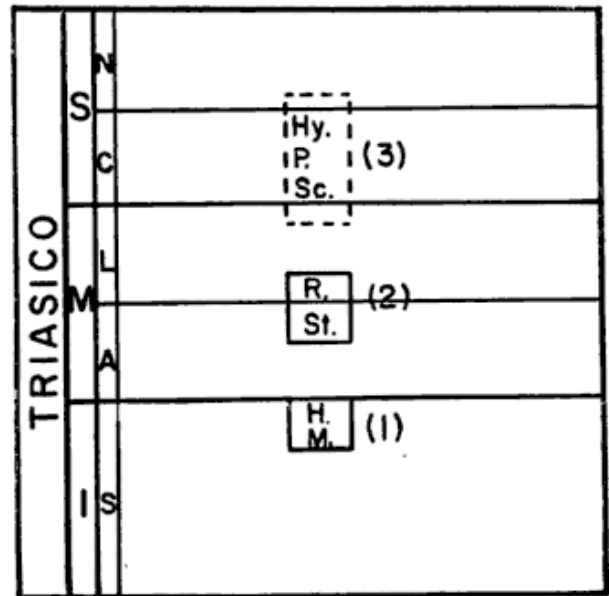


Fig. 1. — Distribución temporal de los Rhynchosauridae: M, *Mesosuchus*; H, *Howesia*; St, *Stenaulorhynchus*; R, *Rhynchosaurus*; Sc, *Scaphonyx*; P, *Parapedon*; Hy, *Hyperodapedon*.

terizan al Triásico inferior y superior, por lo que sería más probable que perteneciese al Triásico medio. Walker (1961), sin considerar a los rincosaurios como indicadores estratigráficos, asignó los sedimentos triásicos de Escocia al Piso Noriano, o sea la parte más alta del Triásico superior. Colbert (1958), en base a arcosaurios y anfibios, asignó una edad neotriásica a los sedimentos portadores de rincosaurios en la India y en Brasil, sin precisar su asignación a las edades carniana y noriana. Bonaparte (1966), dividió los vertebrados triásicos de Sudamérica en cuatro grupos faunísticos. De ellos, el primero y el cuarto son fácilmente correlacionables con el Eotriásico y la parte más alta del Neotriásico. Los dos grupos intermedios, representados por las faunas de las Formaciones Los Chañares, Santa María e Ischigualasto, los deja sin asignación fija, pero sugiere una edad ladiniana hasta carniana, siendo la Formación Ischigualasto más probablemente carniana.

El problema principal parece residir en lo que se llama la fauna neotriásica de reptiles. En realidad, este conjunto, conocido a través de Keuper de Europa,

Chinle, Dockum y Newark de Norteamérica, Lufeng de China, los "Redbeds" de Sudáfrica y Los Colorados de la Argentina, pertenece a la parte más alta del Triásico superior, o sea al Noriano. Esta fauna terrestre, como la del Eotriásico, está bien ubicada en la secuencia estratigráfica a través de controles adecuados y es esencialmente la misma en todas las partes del mundo donde aparece. Por el contrario, la situación de las faunas terrestres prenorianas y post-scytianas es mucho menos precisa. No hay ninguna fauna terrestre engranada con sedimentos marinos claramente asignables al Anisiano, Ladiniano y Carniano (el tecedonte *Ticinosuchus* de sedimentos marinos de Suiza ofrece la posibilidad de empezar tal correlación). Por lo tanto, la asignación de una fauna terrestre al período abarcado por estas tres subdivisiones, es forzosamente una evaluación algo subjetiva en cuanto a su posición precisa entre las del Triásico inferior y las del Neotriásico (Noriano).

Lo que se puede destacar con bastante seguridad es que los rincosaurios no forman parte de la fauna noriana "típica". Por lo tanto, si la asignación de Walker de los estratos triásicos de Escocia al Noriano, basado en los arcosaurios es cierta, deberíamos reconocerla como una asociación atípica, o quizás representativa de la parte más baja del Noriano. Por lo tanto, las alternativas más razonables para la ubicación estratigráfica del grupo de rincosaurios más avanzados son del Neoladiniano al Carniano. En América del Sur, los rincosaurios del Triásico argentino son ligeramente más avanzados que los de Brasil, sugiriendo así una edad más temprana para los primeros. Entonces, si los sedimentos de Santa María, Brasil, fuesen colocados en el Ladiniano superior, la asignación más antigua posible de acuerdo con el grado evolutivo del rincosaurio y las determinaciones de Warrington, los estratos de Ischigualasto, Argentina, serían más probablemente de edad carniana.

En resumen, los rincosaurios parecen ofrecer una pauta de valor para la correlación del Triásico terrestre. Los tres grupos morfológicos son fáciles de reconocer, y parecen ser diagnósticos del Scytiano, Anisiano-Eoladiniano y Neoladiniano-Carniano (quizás Eonoriano), respectivamente.

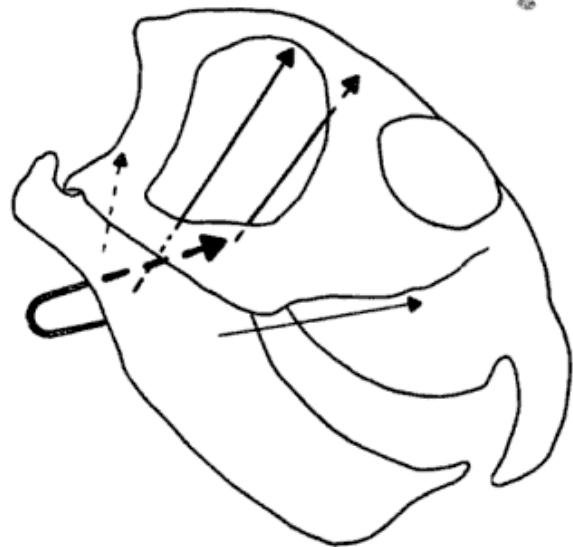


Fig. 2. — Restauración de los principales componentes de músculos de aducción (ver texto)

El enfoque estratigráfico más preciso nos permite comparar a los rincosaurios con la fauna y la flora que los acompañó durante esa etapa poco conocida entre los reinos de los terápsidos y de los arcosaurios. Este "interregno" fue dominado por reptiles herbívoros; los dicinodontes, los cinodontes "gomfodontes" y los rincosaurios, mientras que los tecedontes carnívoros estaban experimentando su expansión mayor antes de ser reemplazados por los dinosaurios. Hasta ahora no se han establecido las relaciones ecológicas que existieron entre estos grupos, pero comprender tales relaciones parece ser una de las claves para interpretar el desarrollo del cambio faunístico.

Las interpretaciones de la paleontología sobre el nicho ecológico de un animal fósil necesariamente son de segundo orden, es decir, representan interpretaciones de interpretaciones. La evidencia primaria consiste únicamente en tres

clases de datos: 1) morfología ósea; 2) régimen sedimentario, y 3) asociaciones de flora y fauna. Sobre las interpretaciones de estas tres categorías se construyen las inferencias ecológicas.

Las interpretaciones de la primera categoría, los huesos mismos, revisten dos aspectos: 1) las limitaciones de movimientos impuestas por leyes mecánicas y 2) las indicaciones de movimiento hechas por desgaste y estrías en la región dentaria, indicando la forma de masticar y la naturaleza de la comida. Utilizando estos dos medios de aproximación, podemos decir que el sistema masticatorio de los rincosaurios, tan propio del grupo, consistía en los siguientes elementos: un pico, parecido a un pico de loro, recurvado, largo y sin oclusión con la mandíbula; una placa dentaria en el maxilar, en forma de arco, cubierto por pequeños dientes agudos, separados por un surco; y la mandíbula, que poseía un borde filoso de pequeños dientes rodeados por hueso secundario, en forma de sierra cortante. La placa dentaria funcionaba como una plancha friccionante, con sus pequeños dientes dirigidos hacia atrás para evitar el movimiento del alimento hacia adelante. La articulación de la mandíbula en el cráneo tenía la forma de una bisagra simple, con algo de movimiento ántero-posterior, lo que indica que el movimiento principal era cortante, con un reducido movimiento propalinal en serrucho. Tales movimientos están confirmados por las estrías en el surco maxilar. La constitución de los huesos donde nacen los músculos de aducción mandibular indica que los músculos pterigoides eran más grandes que los otros. Uniendo todas estas interpretaciones, podemos definir la acción masticatoria de los rincosaurios. El pico parece haber sido un instrumento para manipular y recoger la comida (también podría haber sido útil para la defensa). La presencia de músculos en la parte anterior del rostro indica que la abertura de la boca era reducida, quizás parecida a la de una ardilla actual, y la

disposición de los músculos aductores indica que la mayor fuerza era producida por los músculos pterigoides, determinando una acción mandibular cortante y aserrante. Al mismo tiempo quedan totalmente excluidas las posibilidades de una acción triturante y de una mordedura incisiva (fig. 2).

Ante estas limitaciones podemos excluir una dieta carnívora o necrófaga, ya que estos dos hábitos se caracterizan por una mordedura incisiva y por mecanismos adecuados al ejercicio de despedazar carne. Sería posible que los rincosaurios fueran insectívoros, pero es extraño imaginarse que especializaciones tan acentuadas, sobre todo la de la mandíbula alta y robusta se hubiesen desarrollado sólo para comer insectos. Una dieta malacófaga fue propuesta por Burkhardt (1900), y actualmente Chatterjes (com. pers.) coincide con él, al referirse a los rincosaurios de la India. La estructura de los dientes, pequeños y agudos, y la falta de desgaste, fuera del lugar de la placa maxilar que toca la mandíbula, abogan en contra de esta dieta. Además, en todos los casos conocidos, esa adaptación se caracteriza por el desarrollo de superficies dentarias más amplias y redondeadas para aplastar los moluscos.

Por eliminación de alternativas, llegamos a favorecer la hipótesis de una dieta vegetal, lo que también está indicado para la construcción de la mandíbula, que corresponde más a la de los herbívoros que a la de cualquier otro grupo. Huene (1939*b*), propuso una dieta de rizomas, principalmente de equisetales, interpretando a las uñas grandes de las patas traseras como una especialización para excavar tierra, y al pico como el instrumento para extraer los tubérculos de la tierra. Aunque es raro imaginar a los animales excavando y comiendo en una forma tan complicada (como el mismo Huene admitió), mecánicamente tal dieta cabe dentro de las interpretaciones posibles a partir de la estructura ósea del animal. Únicamente la forma de la boca, corta y pro-

blemente de orificio pequeño, no cabría dentro del cuadro de una dieta de materiales tuberosos y grandes. Una objeción más seria, es que el valor alimenticio de los equisetales es bastante dudoso. Esta planta contiene dos o tres veces más sílice en su estructura celular que la más dura de las gramíneas conocidas. Por otra parte contiene alcaloides y ácidos que la hacen tóxica a los animales actuales (Tehon, *et al.*, 1946). Siendo que las equisetales actuales son prácticamente idénticas a las formas fósiles, es razonable suponer que las mismas condiciones químicas existieron en tales formas. Romer (1960, 1962), sugirió una dieta de frutos de pteridospermas, cycadales, ginkgoales y cycadoideales. Los frutos de estos árboles proporcionarían una fuente abundante de comida y a la vez concordarían con las especializaciones exageradas del pico y la placa dentaria. Los frutos consistían por lo general de una sarcotesta dura que protegía al gametofito, y que en algunos casos estaba cubierto por una pulpa vegetal y una piel blanda o fibrosa. Según Romer, los rincosaurios cortarían la cáscara de la sarcotesta, teniendo el fruto con los pequeños dientes metidos en la parte blanda. Esta explicación se adecúa mejor a las posibilidades mecánicas del animal, pero aún acarrea dudas. En principio, la estatura de los rincosaurios era baja y la orientación de los miembros, primitiva. En general, el animal parece haber sido lerdo, pesado y carente de la agilidad que se supone sería necesaria para cosechar frutos de los árboles. Además, queda inexplicada la función de las grandes uñas. A estas dos objeciones se puede agregar otra, menos importante, y es la estructura masticatoria de los ejemplares infantiles, que es igual a la de los adultos, aunque el tamaño total del cráneo no llega al tamaño del fruto de una pteriosperma.

Después de analizar las posibilidades biomecánicas y la naturaleza de la vegetación triásica, parece más razonable amplificar la hipótesis de Romer, para

incluir a los órganos reproductores de casi todas las plantas del Triásico, desde lycopsidas hasta coniferofitas. Por lo que sabemos actualmente, el nicho ecológico de los comedores del "frutos" no estaba ocupado. En tal caso se explicaría la evolución de un aparato masticatorio altamente especializado, pero sin limitar la dieta del animal a pocos taxones de plantas. Así, la especialización permitiría el aprovechamiento de un solo elemento nutritivo, pero con un alcance que incluiría a casi todas las plantas existentes.

Si así fuera, los rincosaurios vendrían a representar formas de distribución ecológica más generalizadas que especializadas. Esto presenta cierta contradicción (quizás artificial) con la interpretación tradicional de los rincosaurios. Varios autores (Huene 1939 *b*, Cox 1968, Romer *in lit*) han propuesto que los rincosaurios estaban especializados para ocupar un nicho ecológico que los mantenía separados del otro grupo importante de herbívoros, los dicinodontes. Separación ecológica sumamente difícil de comprobar en el registro fósil, ya que la falta de un taxon puede ser por accidente de colección, y aún una asociación no es necesariamente indicativa de la ocupación de una zona común en vida. En las Formaciones Ischigualasto y Manda los rincosaurios se encuentran con dicinodontes, sin evidencia de separación. En los estratos de Santa María, los rincosaurios han sido hallados únicamente en una de las tres localidades fosilíferas y sin asociación con dicinodontes. En la Formación Los Chañares hay pocos dicinodontes y faltan los rincosaurios. Es muy probable que la Formación Los Chañares represente un ambiente especial. Los sedimentos que contienen los fósiles son de poco espesor, compuestos por tobas y lutitas finas, y la fauna es notable por la presencia de una gran variedad de pequeños tecodontes con adaptaciones acuáticas. En este caso parece muy probable que la separación ecológica sea la mejor explicación, quizás indicando

que los rincosaurios preferían zonas de pampa más que los valles de ríos. También es posible que factores de zoogeografía jugaron un papel en la presencia o ausencia de estos animales en varias regiones. Pero hasta ahora se sabe muy poco en cuanto al centro de origen y rutas de dispersión de los rincosaurios y dicinodontes.

En resumen, parece más razonable deducir que los rincosaurios hayan sido herbívoros, probablemente adaptados para comer los "frutos" de la vegetación triásica. Un problema fundamental es la interpretación de la evolución del aparato masticatorio tan propio del grupo. Hay dos posibilidades principales: 1) la evolución estuvo dirigida hacia la estabilización de un mecanismo que permitiera la explotación exclusiva de un nicho restringido o, 2) la evolución fue direccional, hacia el mejoramiento de la habilidad de explotar un nicho más amplio, desocupado en aquel tiempo. Me parece que los cambios morfológicos que caracterizan los tres grupos de rincosaurios durante el transcurso del Triásico y su abundancia en la fauna de tal edad, apoyan esta última interpretación.

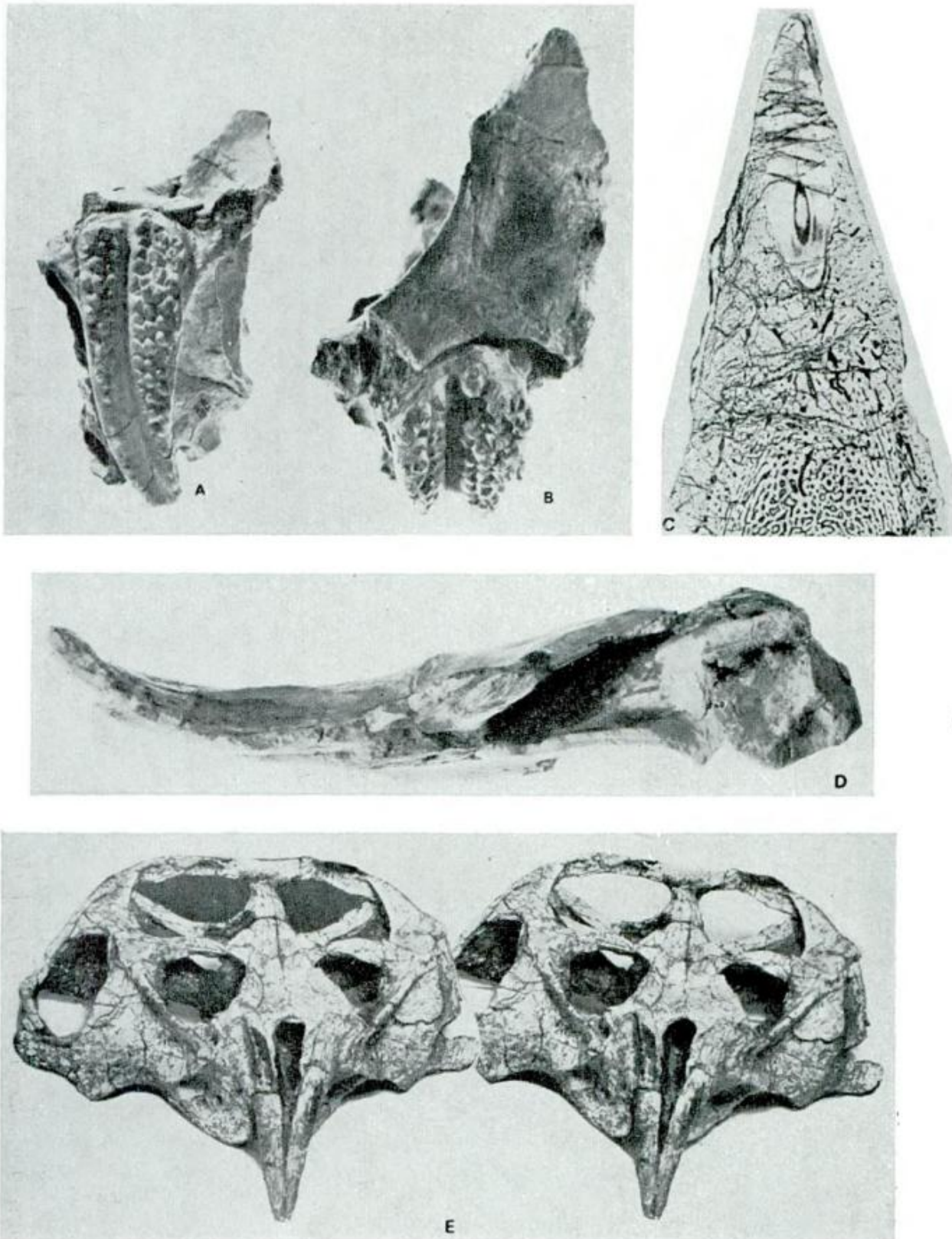
ADDENDUM

Este trabajo fue presentado como parte del IV Congreso Latinoamericano de Zoología en noviembre de 1968. Desde este tiempo, Chatterjee (1969) ha publicado su trabajo en el cual propone una dieta malacófaga y también destaca el potencial del grupo como indicador temporal. Walker (1969) reexaminó la fauna del Triásico de Inglaterra y confirmó con los vertebrados la evidencia de Warrington basada en palinología, y asignó a *Rhynchosaurus* una edad ladiniana inferior a media.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Audley-Charles, M. G., 1967. *Stratigraphic Correlation of the Triassic Rocks of the British Isles*. Proc. Geol. Soc. London 1643: 246.
- Baird, D., 1963. *Rhynchosaurs in the Late Triassic of Nova Scotia*. Geol. Soc. America Spec. Paper 73: p. 107.
- Bonaparte, J., 1966. *Cronología de algunas formaciones triásicas argentinas*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 21: 20-38.
- Burkhardt, J., 1900. *On Hyperodapedon gordoni*. Geol. Mag. 7. 486-492.
- Chatterjee, S., 1969. *Rhynchosaurs in time and space*. Proc. Geol. Soc. London 1658. 203-208.
- Colbert, E. H., 1952. *The Mesozoic Tetrapods of South America*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. 99: 237-254.
- 1958. *Relationships of the Triassic Maleri Fauna*. Jour. Paleo. Soc. India 3: 68-81.
- Cox, C. B., 1968. *The Chañares (Argentina) Triassic Reptile Fauna part IV. The Dicyodont Fauna*. Breviora, Mus. Comp. Zool. 295: 1-27.
- Huene, F., 1938. *Stenaulorhynchus, ein Rhynchosauride der ostafrikanischen Obertrias*. Nova Acta Leopoldina (NF), 6: 83-121.
- 1939 a. *Die Verwandtschaftsgeschichte der Rhynchosauriden des sudamerikanischen Gondwanalandes*. Physis, 14: 499-522.
- 1939 b. *Die Lebensweise der Rhynchosauriden*. Palaeont. Zeit. 21: 232-238.
- 1942. *Die fossilen Reptilien des Sudamerikanischen Gondwanalandes*. Munchen, 1-332.
- Romer, A. S., 1960. *Explosive Evolution*. Zool. Jahrb. Syst. Bd. 88: 79-90.
- 1962. *La Evolución Explosiva de los Rhynchosaurios del Triásico*. Rev. Mus. Arg. Cien. Nat. 8: 1-14.
- Tehon, L. R. et al., 1946. *Illinois Plants poisonous to Livestock. III*. Univ. Ext. Serv. Agr. and Home Ec. Circular 599: 1-103.
- Walker, A. D., 1961. *Triassic Reptiles from the Elgin Area; Stagonolepis, Dasygnathus and their allies*. Phil. Trans. Roy. Soc. London. (B) 244: 103-204.
- 1969. *The reptile Fauna of the "Lower Keuper" Sandstone*. Geol. Mag. 106 (5): 470-475.
- Warrington, G., 1967. *Correlation of the Keuper Series of the Triassic by Miospores*. Nature, 214: 1323-1324.

Recibido el 18 de marzo de 1971.



A, Vista ventral de la placa dentaria del rincosaurio *Scaphonyx*. Obsérvese la forma y orientación de los dientes ($\times 1/2$); B, Vista posterior de A ($\times 1/2$); C, Sección de la mandíbula del rincosaurio *Scaphonyx*, mostrando su forma triangular. Obsérvese el diente, sin esmalte, rodeado por hueso secundario para formar el «cuchillo» del aparato masticatorio ($\times 5$); D, Vista dorsal de la mandíbula de *Scaphonyx* ($\times 1/2$); E, Vista estereoscópica del cráneo de *Scaphonyx* ($\times 1/3$).

EDAD RUBIDIO-ESTRONCIO DE ROCAS VOLCANICAS E HIPABISALES (?), DEL AREA NORTE DE LA PATAGONIA, REPUBLICA ARGENTINA *

POR MARTIN HALPERN¹, ENRIQUE LINARES² Y CARLOS O. LATORRE³

RESUMEN

Se dan a conocer las concentraciones de Rb⁸⁷ y Sr⁸⁶, y el valor de la relación Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ para ocho muestras de roca total y un concentrado de biotita de rocas provenientes de las provincias de La Pampa, Río Negro y Neuquén, República Argentina. La edad calculada es de 226 ± 7 m.a., con un valor de $0,7073 \pm 0,0006$ para la relación inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶.

Esta edad junto a otras obtenidas para la misma área (Halpern, 1968), indican la presencia de una actividad magmática tanto intrusiva como efusiva en el Permo-Triásico, para esta zona de la Patagonia argentina.

ABSTRACT

Concentrations of Rb⁸⁷, Sr⁸⁶, and Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios are reported for eight total rocks and one biotite concentrate from La Pampa, Río Negro, and Neuquen provinces, Republic of Argentina. The age is calculated as 226 ± 7 m.y. with a Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ initial ratio of $0,7073 \pm 0,0006$.

Permo-triassic magmatic activity, as intrusive (Halpern, 1968) and extrusive rocks, is believed to characterize this region of the north Argentine Patagonia.

I. INTRODUCCION

Varias muestras de rocas volcánicas e hipabisales procedentes del área norte de la Patagonia argentina, fueron dadas utilizando el método de isócronas rubidio-estroncio sobre roca total.

En las provincias de La Pampa, Neuquén y Río Negro afloran rocas volcánicas y mesosilíceas cubriendo, en partes, el "basamento" cristalino ígneo. Este "basamento" en las provincias de Río Negro y Neuquén, entre las latitudes $40^{\circ} 30'$ y $41^{\circ} 30'$ Sur y longitudes 68° y 70° Oeste, es considerado como

de edad Neopérmica, sobre la base de determinaciones radimétricas efectuadas en años recientes (Halpern, 1968; Stipanovic y Linares, 1969).

La ubicación de las muestras analizadas, cuyos datos se dan a conocer en el presente trabajo, se halla en el mapa. Con la sola excepción de la muestra G-11, todas las demás fueron coleccionadas en afloramientos superficiales y analizadas por el método de roca total. La muestra G-11 fue obtenida de un pozo de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF); de ella se analizaron un concentrado de biotita como así también la roca total.

Asimismo, debe señalarse que las muestras N° H-69-27 (1) y H-69-27 (2) (riolitas), obtenidas en la cercanía de la localidad de Lihuel Calel, La Pampa,

* Contribución N° 168 de la Universidad de Texas at Dallas, EE. UU. de Norte América.

¹ Universidad de Texas at Dallas, EE. UU. de Norte América.

² Comisión Nacional de Energía Atómica, Argentina.

fueron consideradas previamente como de edad Precámbrica.

Las características mineralógicas y clasificación petrográfica de las muestras estudiadas, se dan en el Apéndice adjunto.

II. ANALISIS ISOTOPICOS POR ESTRONCIO Y RUBIDIO

Los análisis por estroncio y rubidio fueron efectuados en los laboratorios de la Universidad de Texas at Dallas. La descripción de las técnicas analíticas utilizadas en esta investigación, se dio

a conocer en una publicación anterior (Halpern, Linares y Latorre, 1970).

En el cuadro I se dan los resultados de los análisis isotópicos por estroncio y rubidio y en la figura 1 se representa la posición de los valores hallados para las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} y Rb^{87}/Sr^{86} , lo que permite trazar la isócrona correspondiente a las 8 muestras de roca total y al concentrado de biotita analizados.

Con los datos consignados en el cuadro I, utilizando el método de los cuadrados mínimos y un valor para la constante de desintegración del rubidio-87 de $\lambda_3 = 1.47 \times 10^{-11} a^{-1}$ (McMullen, Fritze y Tomlinson, 1966), se obtuvo una edad de $226 \pm 0,0006$, con un mar-

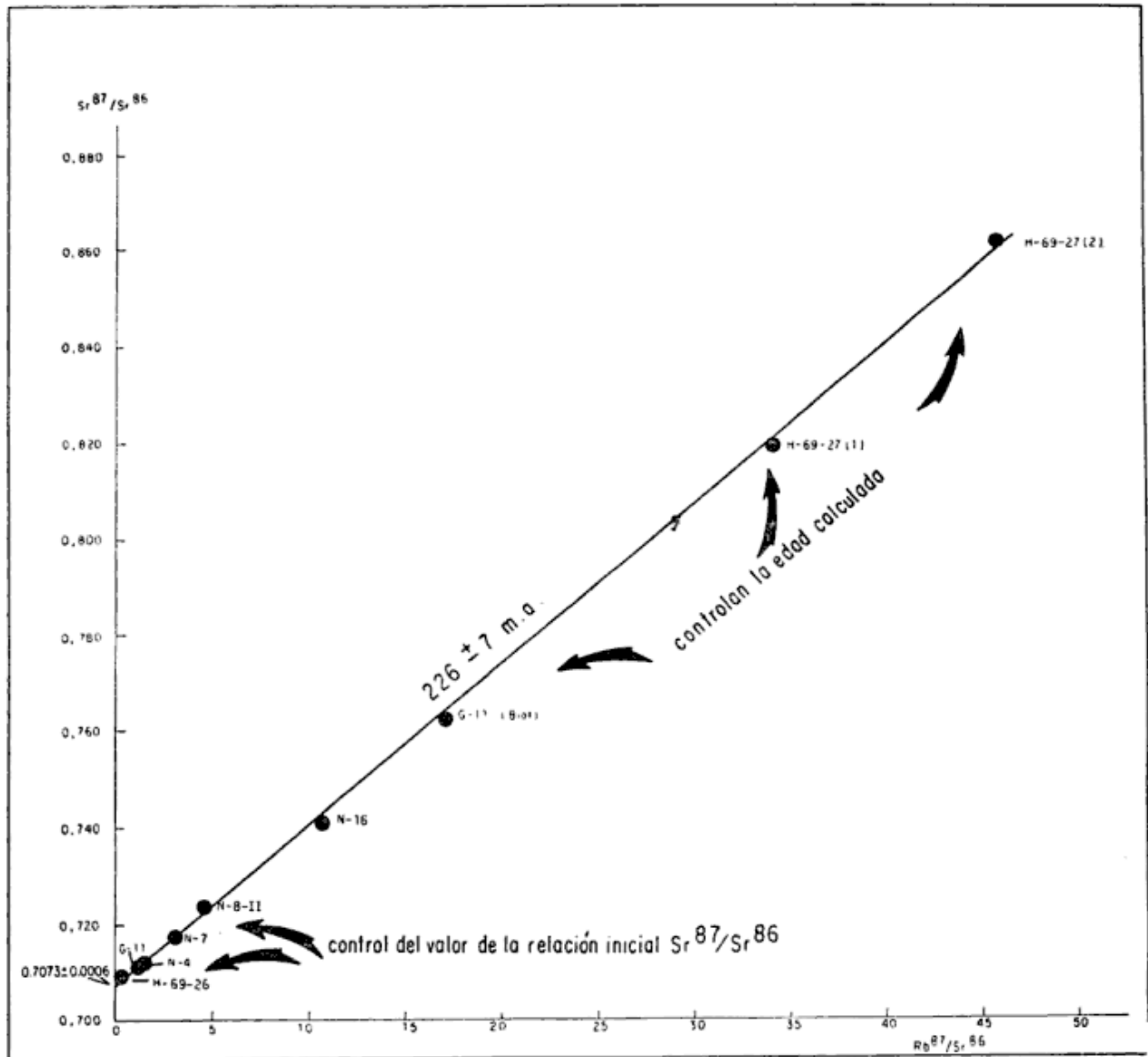
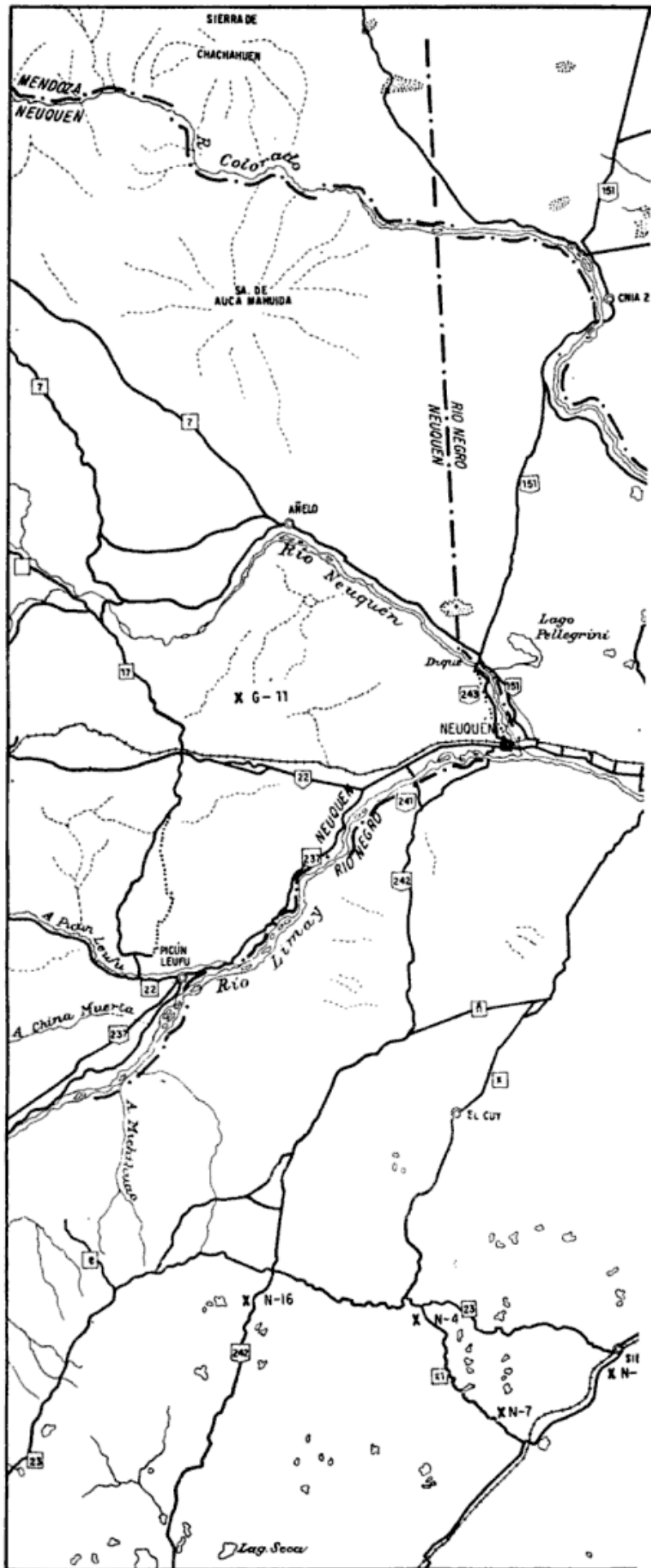


Fig. 1. — Isócrona correspondiente a las 8 muestras analizadas



Ubicación

CUADRO I

Análisis isotópicos por estroncio y rubidio de muestras de rocas volcánicas del área de la Patagonia de la Argentina

Muestra N°	Localidad	Formación	Sr^{87}/Sr^{86} *	Rb^{87}/Sr^{86}	Rb^{87} μ m/g	Sr^{86} μ m/g
H-69-26 (r. t.).....	46 km al SO de El Caraneho La Pampa		0,7085	0,264	0,448	1,698
H-69-27 (1) (r. t.) A.....	2 km al O de Lihuel Calel, La Pampa		0,8192			
B			0,8199	34,1	0,858	0,0252
H-69-27 (2) (r. t.).....	Procedencia igual a la anterior		0,8621	45,9	0,861	0,0188
N-7 (r. t.) A.....	10 km al NO de Los Menucos, Río Negro	Los Menucos	0,7177	3,07	0,690	0,225
B			0,7180	3,07	0,693	0,226
N-16 (r. t.) A.....	15 km al S de Chasicó sobre ruta 242, Río Negro	Sierra Colorada y Sanicó	0,7410	10,76	0,429	0,0399
B				10,61	0,426	0,0402
N-4 (r. t.) A.....	12 Km. al SE de La Esperanza Río Negro	Sierra Colorada y Sanicó	0,7113	1,111	0,490	0,441
B			0,7107	1,116	0,490	0,439
N-8-II (r. t.) A.....	5 km al SO de Sierra Colorada, sobre ruta 23, Río Negro	Los Menucos	0,7239	4,63	0,824	0,178
B				4,63	0,817	0,177
G-11 (r. t.) A.....	Pozo de YPF G-11, 20 km al N de Challacó, Neuquén		0,7109			
B			0,7107	1,313	0,354	0,269
G-11 biotita.....	Procedencia igual a la anterior		0,7630	17,0	1,496	0,0881

* Valores normalizados para un valor de la relación Sr^{86}/Sr^{87} de 0,1194. En el momento de efectuarse estos análisis la relación normalizada Sr^{87}/Sr^{86} del standard $SrCO_3$, Eimer and Amend (lote N° 492327) del Massachusetts Institute of Technology, es de $0,70800 \pm 0,00028$ (promedio de 9 análisis).

(r. t.): Análisis sobre roca total.

A y B: Análisis efectuados sobre distintas disoluciones de la misma muestra de roca total.

gen de seguridad del 95 %. Si se utiliza la constante de desintegración $\lambda_3 = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Aldrich, Wetherill y Tilton, 1956), la edad calculada se aumenta en aproximadamente un 6 %.

Debe destacarse que los puntos de la figura 2 que se hallan en la parte "alta" de la isócrona, representan muestras que controlan la edad calculada (G-11 biotita; H-69-27 (1); H-69-27 (2)). Los puntos que se hallan en la parte "baja" de la línea isócrona (H-69-26; G-11; N-4) controlan el valor de la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y no pueden ser utilizados aisladamente para el cálculo de la edad de la roca.

III. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

La edad calculada de 226 ± 7 m.a. corresponde a tiempos del Triásico Inferior (Kulp, 1961). Sin embargo, si se tiene en cuenta el error de la edad, la misma puede considerarse como del Pérmico Superior. Esta edad se considera como la de la cristalización y cierre del sistema rubidio-estroncio de las rocas volcánicas e hipabisales. La colinearidad de la biotita analizada (G-11 biot.) con las muestras de roca total (Fig. 2), indica que eventos geológicos de suficiente intensidad como para producir cambios en la edad de la biotita, no se han producido en esta región con posterioridad al Triásico Inferior.

Como se señaló en la Introducción, el "basamento" ígneo cristalino, situado por debajo de las rocas volcánicas en partes de las provincias de Neuquén y Río Negro tenían una edad Neopérmica de 232 ± 4 m.a. y un valor de relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,7077 \pm 0,0011$ (Halpern, 1968). Dentro del error experimental, las edades calculadas y el valor de la relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ del "basamento" cristalino citado y de las rocas motivo de este trabajo, son completamente concordantes.

Esto se supone que se debe a una posible derivación de ambos tipos de rocas de una misma fuente magmática. Ello indicaría que esta región de la Pa-

tagonia argentina está caracterizada por una actividad magmática Permo-Triásica con expresiones intrusivas y efusivas, conclusión similar a la ya señalada anteriormente por Stipanovic y Linares (1969, pág. 79).

AGRADECIMIENTOS

Las muestras de Neuquén y Río Negro fueron coleccionadas por M. Halpern con el apoyo logístico de YPF, mientras que las restantes fueron obtenidas con la colaboración material de la CNEA. Uno de los autores (M.H.) agradece a la National Science Foundation de los Estados Unidos de Norte América (Grants GA-1428 y GA-10529), que hizo posible sus viajes a la Argentina. Los dos autores restantes, a su vez agradecen el apoyo recibido de la CNEA lo que permitió realizar las tareas de campo y gabinete necesarios para llevar a cabo este trabajo. Asimismo, agradecen al Dr. D. Pedro N. Stipanovic por la lectura del manuscrito y las sugerencias efectuadas sobre el mismo.

APENDICE

DESCRIPCIONES PETROGRAFICAS

MUESTRA N° H-69-27 (1) : RIOLITA

Descripción megascópica

Roca de color rosado, fractura irregular. Fresca. La estructura es porfírica con pasta afanítica y abundantes fenocristales de cuarzo y feldespato que llegan hasta 3 mm de largo.

Descripción microscópica

La textura es porfírica con abundancia de fenocristales que constituyen más del 50 % de la roca. La pasta es holocristalina, microgranosa, equidimensional y de grano muy fino cuyo tamaño alcanza en general a 0,01 mm de diámetro. Se destacan localmente asociaciones donde el tamaño de grano es diez veces mayor. A pesar del tamaño muy fino de los granos de la pasta, se estima que la mayoría se trata de feldespatos potásicos, biotita y cuarzo. Los fenocristales son de feldespato potásico peritético caolinizado, hipidiomorfos, con bordes

corroídos (también plagioclasa ?), de cuarzo con bordes corroídos, redondeados y de biotita verde muy corroída. Se observan algunos de los cristales de biotita penetrados por cuarzo aparentando textura gráfica.

MUESTRA N° H-69-27 (2) : RIOLITA

Descripción megascópica

Roca de color ocre rosado, con fractura irregular. Fresca. La estructura es porfírica con pasta afanítica y abundantes fenocristales de hasta 3 mm de largo, de feldespatos y de cuarzo.

Descripción microscópica

La textura es porfírica con abundantes fenocristales que llegan al 50 % de la roca. La pasta es holocristalina microgranosa, en su mayoría de grano muy fino (0,01 mm) y equidimensional, pero en partes se agrupan granos de tamaño mayor (hasta 0,1 mm). Los componentes de la pasta aparentan ser cuarzo, feldespatos y biotita. Los fenocristales son hipidiomorfos, redondeados, con bordes corroídos y corresponden a feldespato potásico perítico, caolinizados parcialmente, plagioclasa ácida hipidiomorfa, caolinizada y sericitizada, cuarzo redondeado y corroído y biotita verde, corroída y penetrada por la pasta.

MUESTRA N° 69-26: BASALTO CON MELILITA

Descripción megascópica

Roca de fractura irregular a subconoidal, estructura porfírica, con pasta afanítica abundantes fenocristales alargados, muy pequeños y vesículas. El color es pardo rojizo y se encuentra fresca.

Descripción microscópica

La textura es porfírica con una pasta hipocristalina, microlítica ahieltrada de plagioclasa de grano muy fino y difícil

de identificar. Los fenocristales son de clinopiroxeno y menos frecuentes de melilita, quienes también aparecen en la pasta, configurando localmente una textura intergranular. En la pasta también se observan magnetita y biotita secundaria.

MUESTRA N° 7: TOBA VÍTREOCRISTALINA SOLDADA

Descripción megascópica

Roca de color rojo ladrillo y estructura porfírica con pasta afanítica y abundantes fenocristales pequeños. La fractura es irregular y se halla fresca.

Descripción microscópica

La textura es porfírica con abundantes fenocristales de plagioclasas ácidas, feldespatos y cuarzo y restos líticos distribuidos en una pasta vítrea, fluidal, con formas de trizas aplastadas y soldadas entre sí, de vidrio en vías de devitrificación, teñido de rojizo y/o verde claro y de índice menor que el del bálsamo. Algunos xenolitos son de rocas volcánicas con texturas porfíricas y llevan hornblenda, biotita, sílice (tridimita?), oligoclasa ácida y pasta microgranosa hipocristalina.

MUESTRA N° 8-II: RIOLITA

Descripción megascópica

Roca de fractura irregular, de color pardo chocolate y estructura porfírica, con pasta afanítica, entre la que se distinguen fenocristales de 1 a 2 mm de cuarzo y feldespatos.

Descripción microscópica

Textura porfírica con mayor proporción de fenocristales que de pasta. Esta es hipohialina, de color pardo claro y con incipiente devitrificación. Los fenocristales son de cuarzo redondeado y con bordes corroídos, de oligoclasa ácida, sericitizada y de feldespato potásico

teñido de color pardo. Se confunden con la pasta varios xenolitos entre los que se han distinguido algunos con texturas pilotácicas afieltradas y abundancia de plagioclasas y otros con texturas cineríticas hipocristalinas. Se observan los restos de un ferromagnésico que fue idiomorfo, transformado en clorita, epidoto y magnetita. En partes la textura semeja a la de una toba.

MUESTRA N° 4: PÓRFIRO DACÍTICO

Descripción megascópica

Roca de color rosado, de fractura irregular a subconcooidal, fresca. La textura es porfírica con pasta afanítica y abundantes fenocristales.

Descripción microscópica

La textura es porfírica con igual cantidad de fenocristales que de pasta. Esta es microgranosa de grano fino, equidimensional y homogéneo (su diámetro promedio es 0,05 mm) y está compuesta principalmente por cuarzo y plagioclasas. Los fenocristales en su gran mayoría son de oligoclasa ácida, sericitizada, hipidiomorfa, con maclas de dos o más individuos en asociaciones glomeroporfíricas. También como fenocristales aparecen cuarzo corroído por la pasta y un ferromagnésico transformado en magnetita, clorita y epidoto.

MUESTRA N° G-11: ROCA DE COMPOSICIÓN GRANODIORÍTICA DE GRANO FINO

Descripción megascópica

Roca de color gris rosado claro, con estructura granosa de grano fino y entre cuyos componentes se distinguen a lupa: feldespatos, biotita y cuarzo.

Descripción microscópica

La textura es granosa con tendencia al idiomorfismo en las plagioclasas de hábito tabular, pero en general es xenomórfica y saturada, en partes micrográ-

fica. Los componentes son oligoclasa, feldespato alcalino, biotita verde y cuarzo. Las características principales son su grano fino y la incipiente textura micrográfica.

Dadas las características mega y microscópicas de esta roca se la clasifica como se indica más arriba.

MUESTRA N° 16: APLITA (?)

Descripción megascópica

Roca de color rosado, fractura irregular, fresca y de estructura microgranular.

Descripción microscópica

La textura es micrográfica y el tamaño de los granos varía entre 0,5 y 0,05 mm en la gran mayoría, pero los hay de hasta 1 mm. Los principales componentes son feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo, biotita y magnetita.

Se la clasifica en base a sus características mega y microscópicas, como roca de composición granítica y textura aplítica.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.

- Aldrich, L. T.; Wetherill, G. W. and Tilton, G. R., 1956. *Half-life of Rb⁸⁷*. Phys. Rev., 193, 1045-1047.
- Halpern, M., 1968. *Ages of Antarctic and Argentine Rocks bearing on Continental Drift*. Earth and Plan. Sci. Let., 159-167.
- Halpern, M.; Linares, E. y Latorre, C. O., 1970. *Estudio preliminar por el método estroncio-rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 3, 293-302.
- Kulp, J. L., 1961. *Geological time-Scale*. Science, V., 133, N° 3459.
- McMullen, C. C.; Fritze, K. and Tomlinson, R. H., 1966. *The half-life of Rubidium-87*. Can Journ. of Phys., 44, 3033-3038.
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1969. *Edades radimétricas determinadas para la Argentina y su significado geológico*. Bol. Acad. Nac. Cs. Rep. Arg., T. XLVII, ent. la., Córdoba.

Recibido el 16 de marzo de 1971.

MICROPALAEONTOLOGIA Y SEDIMENTOLOGIA
DE LA PERFORACION SC-1
PROVINCIA SANTA CRUZ, REPUBLICA ARGENTINA
SU IMPORTANCIA Y CORRELACIONES

POR NORBERTO MALUMIAN¹, VLADIMIR MASIUK² Y JUAN C. RIGGI³

RESUMEN

La perforación SC.1, de la Cuenca Austral, Argentina, ha sido estudiada desde el punto de vista micro-macropaleontológico y sedimentológico.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

a) Se comprueba la presencia de sedimentos cretácicos de edades: Aptiano-Albiano, Campaniano Superior-Maestrichtiano Inferior? y Maestrichtiano; y sedimentos del Daniano, Eoceno Medio-Superior y Oligoceno en el Terciario.

b) El Cretácico está caracterizado por una litología monótona, que consiste de: pelitas y areniscas depositadas principalmente en un ambiente de aguas quietas, la presencia de una microfauna pobre y de algunos megafósiles, permiten su división en dos secciones:

Inferior (Aptiano-Albiano): con *Belemnites*, "*Crioceras*" y *Maccoyella bonarellii* (Leanza), asociados con "*Neocythere*" sp. nov. (Ostracoda) y pocos foraminíferos (*Lenticulinidos*).

Superior (Campaniano Superior-Maestrichtiano Inferior?): el cual contiene *Hoplioplacenticerias plasticum* Paulcke, típicamente asociados con foraminíferos arenáceos (*Textularia* sp. y/o *Spiroplectamina* sp.).

c) El límite Cretácico-Terciario se presenta sin cambios litológicos sustanciales, excepto la presencia en los sedimentos danianos de elementos piroclásticos. Paleontológicamente, el Maestrichtiano se halla caracterizado por la presencia de "Trigonias" y *Bolivina incrassata* (Reuss); por otro lado, el Daniano contiene una microfauna bien desarrollada compuesta principalmente de: *Lenticulina klagshamnensis* Brotzen, *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.) y *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer).

d) En general, el Terciario está definido por una asociación litológica heterogénea: areniscas, areniscas tobáceas, tobas, conglomerados y pelitas subordinadas, depositadas en un ambiente de alta energía, con una profundidad de plataforma media. Ambos la microfauna y la litología indican una temperatura baja, especialmente a partir del Eoceno.

Los sedimentos del Daniano y del Eoceno están caracterizados por pequeños espesores. Los últimos sedimentos están integrados por calizas biogénicas con abundantes briozoarios y areniscas, ambos con alto contenido de glauconita madura y granos de cuarzo bien redondeados. Su microfauna es una asociación bien desarrollada, relacionada con las del Eoceno de Nueva Zelandia. Está principalmente compuesta por: *Cibicides pseudoconvexus* Parr., *Anomalinoides* sp. cf. *A. orbiculus*

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

² División Geología, Departamento Investigación y Desarrollo, Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

³ Miembro de la Carrera del Investigador, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Dirección Nacional de Geología y Minería.

Stache, *Globigerapsis index* (Finlay), *Subbotina* sp. cf. *S. linaperta* (Finlay), *Truncorotaloides collactea* (Finlay).

El Oligoceno está determinado por la aparición del género *Buccella*, y se caracteriza por la frecuente presencia de asterigerinidos.

A partir de esta edad faltan en el registro paleontológico elementos de juicio cronológicos diagnósticos. La depositación del "Patagoniense", sobre el techo de los conglomerados, tiene lugar con sus microfósiles característicos.

- e) Se registró una discordancia bien definida entre el Jurásico (Serie Tobífera) y los sedimentos aptianos-albianos. Se presente un hiatus paleontológico entre estos últimos sedimentos y los del Campaniano Superior. Entre el Daniano y el Eoceno Medio-Superior existe una discordancia definida.
- f) Se realizó la correlación de las distintas secciones del pozo con las formaciones equivalentes: Río Mayer y/o San Martín (Apt.-Alb.), Rocallosas (Maestricht.), Tres Brazos y Leña Dura Inferior (Eoc.), Leña Dura Superior (Olig.) y con secciones de los pozos (SC.3, SC.EM.1 y SC.CB.1) y otras mencionadas en la literatura de la Cuenca Austral. Estas correlaciones en el perfil de la perforación.

Los foraminíferos planctónicos del Eoceno son ilustrados y descriptos sistemáticamente.

ABSTRACT

The SC.1 well, Austral Basin, Argentine, is studied from the micro-macro paleontological and sedimentological point of view. The following result were obtained:

- a) The occurrence of marine Cretaceous sediments of Aptian-Albian, Upper Campanian-Lower Maestrichtian?, and Maestrichtian age; and Danian Middle Upper Eocene and Oligocene of the Tertiary is verified.
- b) The Cretaceous is characterized by a monotonous lithology, consisting of: pelites and sandstones deposited mainly in an environment of quiet waters, bearing a poor microfauna and some megafossils, which permit a division into two sections:
Lower (Aptian-Albian): with *Belemnites*, "*Crioceras*" and *Maccoyella bonarelli* (Leanza), associated with "*Neocythere*" sp. nov. (Ostracoda) and few foraminifers (*Lenticulinids*)
Upper (Upper Campanian-Lower Maestrichtian?): which contains *Hoplitoplacenti-ceras plasticum* Paulcke, typically associated with arenaceous foraminifers (*Textularia* sp. and/or *Spiroplectamina* sp.).
- c) The Cretaceous-Tertiary boundary occurs, without substantial lithological changes, except that pyroclastics elements appear in the Danian sediments. Paleontologically, the Maestrichtian is characterized by the occurrence of *Trigonids* and *Bolivina incrassata* (Reuss); and on the other hand, the Danian contains a well developed microfauna mainly composed of: *Lenticulina klagshamaensis* Brotzen, *Subbotina trilenticulinoides* (Plummer), *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.) and *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer).
- d) In general, the Tertiary is defined by a heterogeneous lithological assemblage: sandstones, tuffaceous sandstones, tuffs, conglomerates and subordinate pelites, deposited in an environment of high energy, with a lesser depth than that of middle shelf. Both, the microfauna and the lithology indicate a lowering temperature, especially from the Eocene onwards.

The Danian as well as Eocene sediments are characterized by small thicknesses. The latter sediments, are conformed by biogenic limestones with frequent bryozoos, and sandstones, both with high content of mature glauconite and well rounded grains of quartz. Its microfauna is a well developed assemblage, related with that of the Eocene of New Zealand. It is mainly composed of: *Cibicides pseudoconvexus* Parr, *Anomalinoidea* sp. cf. *A. orbiculus* Stache, *Globigerapsis index* (Finlay), *Subbotina* sp. cf. *S. linaperta* (Finlay), *Truncorotaloides collactea* (Finlay).

The Oligocene is determined by the appearances of the Genus *Buccella*, and is characterized by the frequent occurrences of asterigerinids form.

From this age onwards, the paleontological content lacks diagnostics chronological elements. The deposition of the "Patagoniense", on top of conglomerates, take place with its characteristics megafossils.

- e) A well developed nonconformity, between the Jurassic (Serie Tobífera) and the Aptian-Albian sediments was registred. Between the latter sediments and the Upper Campanian ones occurs a paleontological hiatus. There is a defined unconformity between the Danian and Middle-Upper Eocene.
- f) Correlation are made. The sections of the well are identificated with their equivalent formations: Rio Mayer and/or San Martin (Apt.-Alb.), Rocallosas (Maestricht.), Tres Brazos and Leña Dura Inferior (Eoc.), Leña Dura Superior (Olig.) and with sections of wells (SC.3, SC.EM1 and SC.CB.1) or strata mentioned in the literature of the Austral Basin. A correlation chart is also given.

The Eocene planktonic foraminifers are illustrated and treated sistematically.

1. INTRODUCCION

La posibilidad de encarar el estudio completo de la perforación SC. 1, y su enorme importancia para el conocimiento estratigráfico de la Cuenca Austral, fueron las causas fundamentales que llevaron a la integración de un equipo de trabajo, que abarcara aspectos paleontológicos y sedimentológicos. Los resultados positivos logrados, evidencian una vez más, la conveniencia del enfoque de problemas estratigráficos a la luz de la conjunción de estas disciplinas. Así es, como en el presente trabajo, realizado con criterio práctico e interpretativo, J. C. Riggi encaró el análisis sedimentológico, mientras que Malumian y Masiuk el micropaleontológico.

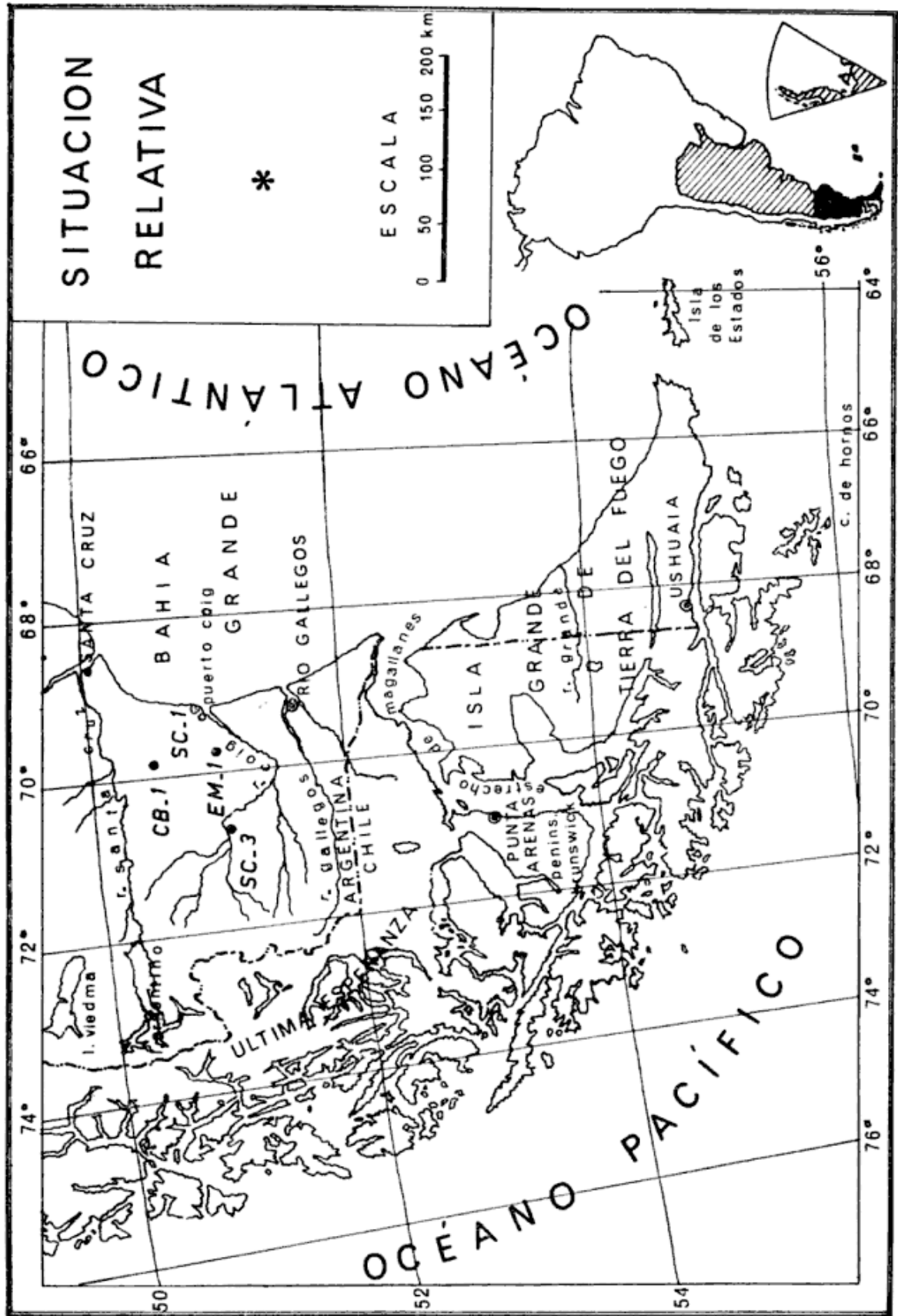
Por otra parte, este sondeo, histórico, por ser una de las primeras perforaciones practicadas en la Cuenca y utilizada por Feruglio para la correlación, reúne un conjunto de condiciones ventajosas que se detallan a continuación:

- Todas sus muestras son testigos, es decir, no se presentan los inconvenientes de contaminación comunes de las muestras de inyección;
- permite establecer la íntima relación entre las asociaciones microfaunísticas que caracterizan cada nivel, los frecuentes megafósiles que contiene y su litología;
- se halla situado en uno de los bordes de cuenca, donde las características sedimentológicas y faunísticas, resultan de importancia para el registro de las condiciones ambientales y su vinculación con los movimientos tectónicos que afectaron la región.

En consecuencia, el conocimiento de las distintas secciones atravesadas, permitirá que las futuras investigaciones lleguen a lograr identificarlas mediante análisis de naturaleza micropaleontológica y litológico-sedimentológico, realizar tareas de correlación e interpretar, en gran parte, el relleno sedimentario de esta cuenca.

Material estudiado: Se dispuso de 178 muestras. Para el desarrollo del trabajo sedimentológico se examinaron 56 cortes delgados seleccionados entre los diferentes tipos litológicos, tratando de disponer de todas las variedades existentes. En la parte micropaleontológica se efectuaron 93 desagregaciones correspondientes en promedio a una muestra cada 10 metros. Es de hacer notar que, dada la antigüedad de la perforación, las muestras archivadas en el Departamento de Investigación y Desarrollo (Y.P.F.), resultaron en muchos casos insuficientes, tanto en frecuencia como en cantidad, motivo por el cual no se pudo intensificar el estudio de determinados tramos de interés como era de desear.

Ubicación: El SC. 1, ha sido realizado en la Cuenca Austral o Magallánica, y se halla ubicado en las cercanías de la costa atlántica, a 8 km al norte de Puerto Coig o Coyle. Sus coordenadas geográficas aproximadas son: 50° 54' de latitud sur y 69° 10' de longitud oeste y la boca de pozo se encuentra a 12 m sobre el nivel del mar (Fig. 1). Las profundidades son dadas sobre boca de pozo.



AGRADECIMIENTOS

Los autores desean dejar expresa constancia de su reconocimiento a las autoridades de Yacimientos Petrolíferos Fiscales por el apoyo brindado y el consentimiento para la publicación del presente trabajo.

Al Dr. N. de B. Hornibrook, Jefe de Micropaleontología del Servicio Geológico de Nueva Zelandia, por sus opiniones y material de comparación puesto a disposición de los autores.

Al Dr. Federico R. Roellig, de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad de La Plata, por su entusiasta colaboración en la preparación e interpretación de los diagramas de Rayos X.

A la Dra. Elsa Rossi de García por su colaboración en la determinación de los ostrácodos del Aptiano-Albiano.

ANTECEDENTES

El primer antecedente directo sobre las características físicas y el contenido paleontológico del SC.1, se deben a Feruglio (1938), autor que subdividió la columna sedimentaria marina en tres secciones teniendo en cuenta los caracteres litológicos y el contenido megapaleontológico, a saber:

- La primera, desde la boca del pozo hasta 275 m, constituida por tobas cineríticas en parte tobíferas con fósiles característicos del "Patagoniense";
- La segunda, desde 275 m hasta 710 m con predominio arenoso de grano variable, fragmentos de lignito y abundantes restos de moluscos entre los que cita:

368 m « *Malletia ornata* (Sow.) »

322-423 m « *Pholadomya* aff. *pholadoides* Wilck. »

424 m valvas de *Mytilus* parecido a « *M. pseudochorus* Doello Jurado »
« *Turritella breantiana* Phil. »
« *Dosinia laeviuscula* (Phil.) »

« *Maetra* cf. *lenos* Phil. (= *M. nordenskjöldi* Steinmann y Wilck.) »

450 m Capa con *Balanus*

689 m « *Trigonia cazadoriana* Wilck. »

— Finalmente, la tercera sección desde 710 m hasta 1063 m, formada por arcillo - esquistos gris negruzcos, conteniendo los siguientes fósiles:

836 m « *Hoplitoplacenticeras plasticum* Paulcke »

910- 918 m « *Tubulustium* sp. »

1004-1038 m « *Gryphaea* cf. *corbiensis* Moore »

Para el primer tramo Feruglio indica que los fósiles son típicos del Patagoniense; en el segundo, que las formas halladas ya habían sido registradas previamente en el "Patagoniense", Patagoniense Inferior y Magallanense; en tanto, "*Trigonia cazadoriana* Wilck." es especie característica del Senoniano Superior de las capas con *Lahillia luisa*. Para el tercer tramo señala que tanto "*Tubulustium*" como la "*Gryphaea*" son idénticos a los del Albiano del lago San Martín, para concluir manifestando que:

“ un prolijo estudio de la serie completa
“ de los núcleos de sonda comprueba to-
“ do un pase gradual de una a otra sec-
“ ción, o por lo menos no me ha permiti-
“ tido descubrir superficie de discordan-
“ cia alguna. Pero mientras el Tercia-
“ rio marino tiene un desarrollo vertical
“ más o menos próximo al de Río Tur-
“ bio el complejo con *Lahillia luisa* pre-
“ senta un espesor de 400 a 450 m, mu-
“ cho menor que el de cerro Cazador y
“ del lago Argentino. Caben entonces
“ dos suposiciones, o bien los estratos
“ con *L. luisa* están cortados por una
“ superficie de erosión, que no apareció
“ en los testigos del pozo, o bien la se-
“ dimentación fue, en la parte costane-
“ ra actual menos intensa que en la in-
“ mediata a la Cordillera, posiblemente
“ por encontrarse cerca del borde de la

“cuenca de sedimentación y lejos de las regiones de más activa denudación.”

Refiriéndose al pozo de los Palos o del Palo Seco, cercano al aquí estudiado y ubicado 15 km al norte del cabo Buentempo, menciona que la sonda atravesó una sección casi idéntica al SC.1, siendo interesante notar que entre 1071 y 1260 m se registraron restos de *Belemnites* y en 1029 m se halló un fragmento de “*Crioceras*” del grupo de “*C. sarasini* Fabre” del Barremiano de la región andina.

La tercera y última referencia directa sobre el SC.1 se debe a Riggi (1969), quien valiéndose de los parámetros texturales y composicionales aplicados a la sección inferior de los sondeos SC.1, SC. EM.1 (El Molino) y SC. CB.1 (Campo Bola) — con preferencia referidos a la Formación Springhill — analiza las condiciones sedimentológicas, paleogeográficas y paleoclimáticas que probablemente prevalecían en esta región de la Cuenca.

En lo que respecta a los antecedentes microfaunísticos, en particular, la perforación carece de ellos, mientras que los de la Cuenca Austral, ya han sido enumerados en su mayor parte por uno de los autores (Malumián, 1968), por lo que no se insistirá al respecto, restando solamente el producido con posterioridad. Charrier y Lahsen (1969 a) estudiaron la secuencia de terrenos que abarca desde el Maestrichtiano hasta el Eoceno — con particular énfasis en el límite Cretácico-Terciario — en la región del Seno de Ekyring, Provincia de Magallanes, Chile, analizando las características sedimentológicas y paleontológicas.

Desde el punto de vista microfaunístico demuestran que la parte superior de la Formación Fuentes, junto con la totalidad de la Formación Rocallosa, es atribuible al Maestrichtiano Superior sobre la base del contenido de *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) y *Guembelina ultimatumida* Cushman non White, comunes a ambas formaciones. En tan-

to, el Paleoceno está representado por la parte inferior de la Formación Agua Fresca, cuya fauna planctónica está integrada por las siguientes especies:

- Globigerina triloculinoides* Plummer
- Globigerina aquiensis* Loeblich y Tappan
- Globigerina spiralis* Bolli
- Globorotalia compressa* (Plummer)
- Globorotalia membranacea* (Ehrenberg)
- Globanomalina pseudoiota* Hornibrook
- Acarinina triplex* Subbotina,

conjunto asignado al Paleoceno Superior - Eoceno Inferior.

Sobre las mismas muestras, R. Martínez (en Charrier y Lahsen, *op. cit.*) registra varios elementos de nannoplankton calcáreo, de entre los cuales el de mayor importancia — *Discoaster tribrachiatus* — indica una edad más joven que la obtenida por los foraminíferos, tal como lo señalan los autores. De cualquier manera, estos investigadores, no descartan la posibilidad que la formación Agua Fresca en sus términos superiores pueda ser de edad Eoceno Superior según habían concluido Todd y Kniker (1952).

Posteriormente los autores mencionados ilustran algunas de estas formas (1969 b).

MÉTODOS DE TRABAJO

En la parte micropaleontológica, los métodos empleados para el procesamiento de las muestras fueron los normales, siendo el de la “gasolina” el más rápido y de mayor efectividad, a excepción de aquellas correspondientes al Eoceno, que presentaron dificultades, por lo que fueron tratadas con ultrasonido.

El contenido microfaunístico de la perforación: nannoplankton calcáreo, ostrácodos y fundamentalmente los foraminíferos, ha sido estudiado exhaustivamente dentro de las limitaciones lógicas. En las determinaciones de estos últimos

se ha seguido, en líneas generales, la clasificación sistemática propuesta por Loeblich y Tappan (1964).

Las ilustraciones de los foraminíferos fueron efectuadas por los autores mediante cámara clara adaptada en una lupa binocular Leitz.

En el análisis sedimentológico, se tuvieron en cuenta los espesores de las distintas clases litológicas, a fin de calcular la razón clástica y, además, el color de las muestras empleando la tabla de Rock-Color Chart. Geol. Soc. Amer., N. York, 1953.

La granometría, selección (Compton, 1962) y redondez (Powers, 1953) han sido determinadas mediante tablas de comparación visual, apropiadas para la obtención rápida de resultados.

Con respecto a la clasificación de las areniscas ha sido adoptada la terminología propuesta por Marchese y Garrasino (1969), valorando la cantidad de los tres constituyentes principales por estimación del predominio relativo.

En la evaluación de los minerales pesados, fueron considerados sólo aquellos identificados, en las secciones delgadas, como los más abundantes y cuyas variaciones denotaron otro elemento auxiliar en la caracterización de los diferentes tramos de la columna.

Finalmente, se han seleccionado 17 muestras de pelitas correspondientes a distintas edades, que fueron sometidas al análisis de rayos X. Para la obtención de los diagramas de difracción, se separó la fracción menor de 4 micrones en la cual se realizaron tres preparaciones orientadas sobre portaobjetos de vidrio:

- 1) de la normal o sin tratamiento;
- 2) de la muestra glicolada, y
- 3) de la muestra calcinada a 550° C durante 2 horas.

Sobre estos diagramas se procedió a:

- la identificación de los minerales de arcilla y,
- la estimación cuantitativa de los distintos minerales presentes considerando la intensidad de sus reflexiones según el método de Johns, Grim y Bradley (1954).

Los difractogramas se efectuaron con un equipo Phillips, en la cátedra de Mineralogía de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, empleando radiación de Cu K α ($\lambda = 1,54 \text{ \AA}$) con una velocidad de registro de 2 grados por minuto.

2. DISTRIBUCION DE LA MICROFAUNA Y DESCRIPCION LITOLOGICA

Las profundidades están referidas a la boca de pozo que, como se aclaró anteriormente, se encuentra a 12 m sobre el nivel del mar. Esto debe aplicarse a todas las menciones que se realizan a lo largo del trabajo.

Las especies de foraminíferos están ordenadas por sus porcentajes de frecuencia relativa, obtenida sobre el total de los ejemplares de la muestra, no figurando los valores menores al 2 por ciento. Asimismo, no se mencionan los megafósiles que han sido citados por Ferruglio (1939, 1949).

- 0.00-263 Predominio de areniscas líticas, areniscas líticas tobáceas y tobas vitrocristalinas. Generalmente finas, algo glauconíticas, con porcentajes reducidos de arcillas tobáceas que suelen contener abundantes diatomeas y espículas de esponjas.
- (234-35) *Quinqueloculina* sp.
- 263-441 Asociación litológica similar a la cual se suma en su tramo inferior escasos y delgados niveles conglomerádicos constituidos por guija muy fina (2-4 mm) a fina (4-8 mm), de naturaleza primordialmente andesítica. A los 434 m se encuentra un depósito esparítico.

(381-83)	Escasos miliólidos y ostrácodos indeterminables.	
(263-64)	<i>Glandulina</i> sp. cf. <i>G. symmetrica</i> Stache	29
	<i>Buccella frigida</i> (Cushman)	23
	<i>Nonion affine</i> (Reuss)	17,5
	<i>Pullenia subcarinata</i> d'Orbigny	17,5
	<i>Nonionella atlantica</i> Cushman	3
	<i>Lagena</i> spp.	
	<i>Lenticulina rotulata</i> Lamarck	
	<i>Cibicides pseudoungerianus</i> (Cushman)	
	<i>Nodosaria</i> sp.	
	<i>Pyrgo</i> sp.	
	<i>Globigerina</i> ex gr. <i>praebulloides</i> Blow	
(381-83)	Frecuentes diatomeas (<i>Cosinodiscus</i> sp.)	
441-590	Aumenta la frecuencia de las intercalaciones conglomerádicas como asimismo sus espesores y el tamaño de los componentes que alcanzan a guija gruesa (16-32 mm), asociados a areniscas líticas finas a gruesas y limos arcillosos subordinados, con escasa glauconita.	
(552-55)	<i>Bulimina</i> sp. (observados en cortes delgados)	
(562-74)	« <i>Asterigerina</i> » sp. (observados en cortes delgados)	
(583-90)	« <i>Asterigerina</i> » sp. nov.	51
	<i>Quinqueloculina</i> sp.	51
	<i>Cibicides aknerianus</i> (d'Orbigny)	3
	<i>Nonionella pulchella</i> Hada	
	<i>Fursenkoina</i> sp.	
590-642	Predominan las areniscas principalmente feldespáticas, con arcillas limosas y limos arcillosos muy subordinados. Glauconita escasa.	
(642)	« <i>Asterigerina</i> » sp. nov.	48
	<i>Nonionella</i> cf. <i>F. grapteloupi punctulatum</i> Boltovskoy	23
	<i>Gyroidinoides soldanii</i> (d'Orbigny)	7
	<i>Astrononion</i> cf. <i>A. pusillum</i> Hornibrook	5
	<i>Lagena striata</i> (d'Orbigny)	
	<i>Lagena hexagona</i> (Williamson)	
	<i>Buccella</i> cf. <i>B. iota</i> Hornibrook	
	<i>Quinqueloculina</i> sp.	
	<i>Anomalinoides pinguilabra</i> (Finlay)	
	<i>Cassidulina subglobosa</i> Brady	
	<i>Caucasina</i> sp.	
	<i>Cibicides</i> cf. <i>C. pseudoconvexus</i> (Parr)	
657-670	Siguen dominando las areniscas anteriormente mencionadas sobre los sedimentos pelíticos, aunque aumentando la frecuencia de los últimos. Glauconita abundante a muy abundante.	
(657-58)	Microfauna escasa: ostrácodos mal conservados, rotólidos indeterminables.	

(660-70)	<i>Cibicides pseudoconvexus</i> Parr	28
	<i>Cibicides</i> sp. 1	22
	<i>Gyroidinoides</i> sp. 1	15
	<i>Cibicides</i> sp. 2	13
	<i>Lenticulina</i> sp. 1	4
	<i>Textularia</i> sp.	
	<i>Textularia magallanica</i> Todd y Kniker	
	<i>Anomalinoides</i> cf. <i>A. orbiculus</i> Stache	
	<i>Lagena</i> sp.	
	<i>Globigerapsis index</i> (Finlay)	
	Contenido total de planctónicos	6
670-677	Comienza con areniscas feldespáticas y cuarzosas muy glauconíticas, pasando a calizas bioclásticas muy glauconíticas con cemento micrítico. Este tramo contiene granos de cuarzo bien redondeados.	
(670 71)	<i>Cibicides</i> sp. 1	36
	<i>Cibicides pseudoconvexus</i> Parr	23
	<i>Anomalinoides</i> sp. cf. <i>A. orbiculus</i> Stache	10
	<i>Anomalinoides</i> sp. cf. <i>A. macraglabra</i> Finlay	5,5
	<i>Gyroidinoides</i> sp. 1	4,5
	<i>Bulimina</i> sp.	4,5
	<i>Textularia magallanica</i> Todd y Kniker	3
	<i>Glandulina</i> cf. <i>G. laevigata</i> d'Orbigny	2,5
	<i>Guttulina</i> sp.	2,5
	<i>Lenticulina</i> sp. 1	
	<i>Lagena hexagona</i> (Williamson)	
	<i>Florilus</i> sp. cf. <i>F. deceptrix</i> (Hornibrook)	
	<i>Signomorphina</i> sp. cf. <i>S. trinitatensis</i> Cushman y Ozawa	
	<i>Fissurina</i> sp.	
	<i>Textularia</i> sp.	
	<i>Alabamina atlantisae</i> (Cushman)	
	<i>Truncorotalloides collactea</i> (Finlay)	
	<i>Subbotina</i> sp. cf. <i>S. linaperta</i> (Finlay)	
	Frecuentes briozoarios, entre ellos <i>Spiropora</i> sp. es el más frecuente.	
(674-75)	<i>Anomalinoides</i> sp. cf. <i>A. orbiculus</i> Stache	19
	<i>Cibicides pseudoconvexus</i> Parr	16
	<i>Gyroidinoides</i> sp. 1	12
	<i>Cibicides</i> sp. 1	8
	<i>Cibicides</i> sp. 2	8
	<i>Alabamina atlantisae</i> (Cushman)	8
	<i>Oolina</i> sp. cf. <i>O. acuticosta</i> (Reuss)	
	<i>Cibicides</i> spp. (formas en general juveniles y en un deficiente estado de conservación).	35
(676-77)	Escasa microfauna :	
	<i>Lagena hexagona</i> (Williamson)	
	<i>Cibicides pseudoconvexus</i> Parr	
	<i>Anomalinoides</i> sp. cf. <i>A. orbiculus</i> Stache	

682-687	Se encuentra exclusivamente constituido por arcilitas tobáceas y glauconíticas.	
(682-83)	<i>Nonionella</i> sp.	37
	<i>Lenticulina klagshamnensis</i> Brotzen	18
	<i>Lenticulina</i> sp. 2	13
	<i>Marginulina</i> sp. nov.	12
	<i>Nodosaria</i> sp.	3
	<i>Anomalinoides acuta</i> (Plummer)	3
	<i>Alabamina midwayensis</i> Brotzen	3
	<i>Pullenia</i> sp.	3
	<i>Nodosaria</i> sp. cf. <i>N. latejugata</i> (Gumbe?)	2
	<i>Frondicularia</i> sp. cf. <i>F. jarvisi</i> Cushman	2
	<i>Quadriformina allomorphinoides</i> Reuss	2
	<i>Valvulineria</i> sp.	
	<i>Siphogenerinoides elegantus</i> (Plummer)	
	<i>Gyroidinoides patagonicus</i> (Camacho)	
	<i>Lenticulina</i> sp. nov.	
	<i>Nodosaria affinis</i> Reuss (fragmentos muy frecuentes)	
	<i>Globorotalia pseudobulloides</i> (Plummer)	
	<i>Subbotina triloculinoides</i> (Plummer)	
	<i>Globoconusa daubjergensis</i> (Brönnimann)	
(684-85)	Escasos foraminíferos :	
	<i>Marginulina</i> sp. nov.	77
	<i>Lenticulina klagshamnensis</i> Brotzen	11
	<i>Marginulina</i> sp. 1	
	<i>Cibicides vulgaris</i> (Plumer)	
	<i>Lenticulina</i> sp. 2	
	<i>Marginulina</i> sp. 2	
	<i>Nodosaria affinis</i> Reuss (fragmentos muy frecuentes)	
(686)	<i>Lenticulina</i> sp. 3	
	<i>Marginulina</i> sp. nov.	
	<i>Nodosaria</i> sp.	
	<i>Lenticulina</i> sp. 4	
	<i>Lenticulina</i> sp. 5	
	<i>Nodosaria affinis</i> Reuss (fragmentos muy frecuentes)	
	<i>Cibicides</i> ? sp.	
687-710	Predominan las areniscas líticas o feldespáticas cuarzosas muy glauconíticas, con limolitas arcillosas y escasas micritas arenosas, también ricas en glauconita.	
(687)	Escasos foraminíferos.	
	<i>Bolivina incrassata</i> Reuss	
(708,80-709,20)	<i>Anomalinoides</i> sp. cf. <i>A. piripana</i> (Finlay)	
	<i>Gyroidinoides</i> sp. 2	

- 715-853 Vuelven a dominar los sedimentos pelíticos — arcillas limosas — con areniscas similares subordinadas. La glauconita, que es frecuente en los primeros 30 m, pasa a ser escasa en el resto del tramo. Además, los restos carbonosos comienzan a presentarse en porcentajes abundantes.
- (723-30) Escasa microfauna, mal conservada.
Haplophragmoides ? sp.
- (729-30) Delgadísimas intercalaciones de grava muy fina
- (753-54) Muy frecuentes *Textularia* sp. y/o *Spiroplectammina* ? sp.
- (765) Escasa microfauna
Haplophragmoides ? sp., y otras formas arenaceas enroscadas
- (754-85) *Textularia* ? sp. y/o *Spiroplectammina* ? sp.
- (828-29) Microfauna semejante a la anterior, pero escasa
- 853-854 Este tramo se encuentra compuesto por arcillitas limosas, con muy escasa glauconita.
- 854-871 Siguen predominando los sedimentos pelíticos — arcillitas limosas y limolitas arcillosas — sobre las areniscas. La glauconita es muy escasa y los restos carbonosos se presentan en cantidades significativas.
- (871) *Neocythere* sp. nov. (única forma)
- 871-1061 Se mantiene el predominio de las arcillitas y limolitas aumentando gradualmente el contenido de glauconita, alcanzando a ser muy abundante.
- (885) *Vaginulina kochii* Reuss
Restos de megafósiles, principalmente de Gastrópodos
- (903-18) *Neocythere* sp. nov.
Lenticulina gaultina (Berthelin)
- (953-1018) Escasa microfauna, pero bien conservada
Palmula sp. cf. *P. asiasica* Subbotina
Lenticulina gaultina ? (Berthelin)
- (1021-27) Dientes de peces
- 1075 Comienzan las areniscas de la Formación Springhill, que se apoyan en sedimentos pelíticos altamente carbonosos, suprayacentes a la « Serie Tobífera ».

ANÁLISIS MICRO Y MACROPALEONTOLOGICO, EDADES

El contenido micropaleontológico es pobre tanto en el número de muestras, menos del treinta por ciento, como por la cantidad de microfósiles que se obtuvieron en cada una de ellas, acentuándose este hecho en el tramo cretácico de la perforación.

Además, la exigua cantidad de material disponible, sumado al escaso conocimiento de las microfaunas de la Cuenca Austral, llevan a determinaciones que abundan en inevitables comparaciones pues en muchos casos se trata de especies representadas por dos o tres ejemplares de regular conservación.

Pero pese a esto, se pueden precisar 7 agrupaciones micropaleontológicas, re-

lacionadas algunas de ellas con los megafósiles, registrados previamente. Tres corresponden al Cretácico, y las restantes al Terciario. Las que se analizan a continuación:

1) 1018-871 m. Este tramo contiene una escasísima microfauna, pero perfectamente conservada, que está caracterizada por un ostrácodo "*Neocythere*" sp. nov., forma que difiere un tanto de las características genéricas de *Neocythere* Mertens, 1965, por presentar el doble de canales de poros y carecer de tubérculo central y ocular. *Neocythere*, se conoce desde el Aptiano hasta el Albiano de Europa y Asia (Morkhoven, 1963).

Asimismo, el resto de los escasos microfósiles, foraminíferos, pertenecen o son muy afines a especies de igual o similar edad que la del crustáceo mencionado.

La edad que se obtiene a partir de los megafósiles mencionados por Feruglio: *Griphaea* cf. *corbiensis*, *Belemnites* y "*Crioceras*" del grupo "*C. sarasini*" es concordante con la de los microfósiles. La primera forma es identificada por este autor con aquellas que se encuentran en lago San Martín. De cumplirse esta identidad, lo que es muy probable, pues se trata de formas muy distintivas, correspondería a *Mimetostreon bonarellii* (Leanza) que según Leanza (1963, 1967) es de edad Albiano; o de edad Aptiano, correspondiendo al género *Maccoyella* según Riccardi (M. S.). Recientemente Leanza (1970), asignó edad Albiano, y tentativamente superior, a una asociación ammonitifera de la Estancia La Vega que contiene *Mimetostreon bonarellii*, acotando que *M. bonarellii* 1921 emend. Leanza 1963, probablemente sea sinónimo de *Maccoyella* Etheridge 1821, señalando por otra parte, diferencias en la dentición entre *Mimetostreon* y *Maccoyella*.*

* Estando en prensa el presente trabajo, Waterhouse y Riccardi (1971) consideran la forma en cuestión como *Maccoyella bonarelli*, determinando su edad como probablemente

Además, los "*Crioceras*" citados para el presente tramo pueden pertenecer al género *Tropaeum*, tal como parece suceder en otras regiones de la Cuenca (ver Leanza, 1963); en tal caso, se verificaría la presencia de Aptiano en la parte inferior del mismo.

Por todas estas razones, el conjunto se considera de edad aptiano-albiana.

2) 836-723 m. Esta agrupación microfaunística, que comienza a desarrollarse en los niveles de *Hoplitoplacentice-ras plasticum* Paulcke, contiene frecuentes foraminíferos arenáceos con exclusividad, siendo absolutamente predominantes: *Textularia* ? sp. y/o *Spiroplectammina* ? sp., en un estado de conservación que no permite su identificación genérica segura. Esta fáunula peculiar, con tal predominio de formas aglutinadas, se debe a factores ecológicos, en especial: turbidez ambiental y baja salinidad.

La edad del tramo surge de la presencia del citado ammonite, considerado actualmente como del Campaniano Superior; probablemente, la parte superior del tramo se encuentre en el Maestrichtiano Inferior.

3) 702-689 m. Se separa este tramo del anterior por su diferente contenido paleontológico. La presencia de "*Trigonia cazadoriana* Wilck" —que debe interpretarse como una *Acanthotrigonia* (Levy 1967) — fue mencionada por Feruglio en 689 m, e indica la continuación del Cretácico, lo que se ve corroborado por la presencia de *Bolivina incrassata* (Reuss), especie citada para el Maestrichtiano de Patagonia Septentrional, y la parte inferior de la "Zona Glauconítica" de la Región de Magallanes oriental (Herm, 1966).

La microfauna obtenida es escasa, pero fácilmente diferenciable de la anterior, pues no reveló formas aglutinadas.

La edad Maestrichtiano, asignada a este tramo se basa en gran parte en la

Aptiana, sin descartar la posibilidad que alcance el Albiano.

posición estratigráfica relativa de la misma.

4) 686-683 m. Este intervalo contiene una microfauna de ambiente somero compuesta principalmente por nodosariáceos, entre los cuales son frecuentes: *Lenticulina klagshamnensis* Brotzen, y *Nodosaria affinis* Reuss, junto al *Alabama midwayensis* Brotzen, *Cibicides vulgaris* (Plummer), *Siphogenerinoides elegantus* (Plummer), etc., que son ampliamente conocidos en el Daniano de la Argentina. Particularmente en la muestra correspondiente a 682-683 m, la presencia de *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer) y *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.) indican una edad daniana, posiblemente superior, ya que la primera especie planctónica muestra un fuerte reticulado y la segunda cámaras abortadas tipo "catapsidrax"; elementos que son considerados de cierta evolución y se dan en el Daniano Superior.

5) 676-660 m. Pese al escaso espesor del intervalo, el conjunto microfaunístico comprendido es el más desarrollado tanto en la frecuencia como en la diversidad de sus elementos. Su característica más conspicua, es la evidente relación que muestra con las faunas del Eoceno de Nueva Zelandia y Australia Sur. Esta edad, que es la asignada al tramo, se verifica desde los niveles inferiores por el género *Cassidulina* (674-675 m).

En 670-671 m se encuentran asociados *Truncorotaloides collactea* (Finlay) y *Subbotina* sp. cf. *S. linaperta* (Finlay).

En Nueva Zelandia (Jenkins, 1967) el rango de la primera especie, se extiende desde la Zona de *Globorotalia crater crater* (Eoceno Inferior) a la Zona de *Globorotalia inconspicua inconspicua* (Eoceno Medio), y *Subbotina linaperta* (Finlay), se conoce desde la parte superior de la Zona de *Globigerapsis index* (Eoceno Medio-Superior) hasta la zona que da su nombre (Eoceno Superior).

En Australia (Ludbrook y Lindsay, 1967), *T. collactea* alcanza la parte in-

ferior de la Zona de *Turborotalia aculeata* (Eoceno Superior bajo), presentando *S. linaperta*, la misma distribución que en Nueva Zelandia.

En 660-670 m, se encuentran asociados *Globigerapsis index* (Finlay) junto con *T. collactea*. El primero, es uno de los fósiles guías más comunes en aguas templadas, y en Nueva Zelandia se registra desde la zona a la cual da su nombre hasta la parte inferior de la Zona de *Globigerina brevis* (Eoceno Medio-Superior a Oligoceno basal) según Jenkins (*op. cit.*), mientras que en el sur de Australia no supera la zona de *T. aculeata* (Ludbrook y Lindsay, *op. cit.*).

De esta manera, el tramo 660-671, debe encontrarse dentro del Eoceno Medio-Superior-Eoceno Superior bajo, siendo equivalente a las zonas de *Globigerapsis index index* y *Globorotalia inconspicua inconspicua* de los Pisos Bortoniano y Kaiatiano de Nueva Zelandia (Jenkins, 1965).

Por otra parte, no sólo las formas planctónicas, sino también las bentónicas, muestran afinidades e incluso identidades con las especies de Eoceno de las regiones mencionadas. Uno de los ejemplos más ilustrativos, *Cibicides pseudoconvexas* Parr la especie bentónica más frecuente y representativa de la faunula eocena, se registra desde el Eoceno Superior hasta cerca del Oligoceno Medio de Nueva Zelandia (Hornbrook, 1961 y comunicación epistolar). La subsiguiente especie en frecuencia resulta *Anomalinoidea aff. A. orbiculus* (Stache). *Anomalinoidea orbiculus* es una especie común desde el Eoceno Inferior al Oligoceno Medio de Nueva Zelandia.

Estas evidencias, sumadas a las que se encuentran en el Oligoceno de la presente perforación, y a los estudios realizados previamente sobre el Oligoceno Superior - Mioceno Inferior en otras regiones del país, indican que, por lo menos a partir del Eoceno, se estableció algún tipo de relación microfaunística estrecha entre estas regiones meridionales.

Dichas vinculaciones deben tenerse muy presentes, dado que las distribuciones cronológicas de las especies comunes serán de gran utilidad en el control estratigráfico de nuestro Terciario, en especial, el de la Cuenca Austral. Indicios de este tipo de relación ya fueron mencionados por Hornibrook (1958), a raíz de los estudios realizados por Todd y Kniker (1952), para la Formación Agua Fresca. Sin embargo, estas afinidades son mucho más estrechas al punto que géneros considerados endémicos en Nueva Zelanda presentan un excelente desarrollo en nuestro Terciario.

6º) 642-583 m. Este tramo está determinado por la aparición de un género frecuente, posiblemente nuevo, perteneciente a la familia *Asterigerinidae*, y cuyas características fundamentales son las siguientes: Cónchula trocoespiral cónica, lado dorsal fuertemente elevado. Lado ventral levemente cóncavo con cámaras suplementarias, imperforado. Estas formas presentan grandes semejanzas con "*Heminwayina*" *zealandica* Hornibrook, cuyo rango comprende al Eoceno Superior y Oligoceno Inferior.

La fáunula de este tramo incluye al género *Buccella*, que según Loeblich y Tappan (1964) posee un rango no mayor al Oligoceno. Asimismo en Nueva Zelanda las mayores edades para este género, son coincidentes con el mencionado biocrón. Por otra parte, la presencia de *Anomalinoidea pinguilabra* (Finlay), con grandes ejemplares y de diez cámaras, corrobora la edad Oligoceno que se obtiene de los datos anteriores.

7º) Por último, queda el conjunto que caracteriza al denominado "Patagoniense", pero dado los escasos avances realizados en el conocimiento de su megafauna, desde los tiempos de Feruglio, poco puede agregarse sobre estos elementos que lo definen en este caso, ya que la escasa microfauna contenida en el nivel 263-264 m, es bentónica en casi su totalidad, teniendo todas sus especies representantes actuales, salvo *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow, de amplio ran-

go estratigráfico y *Glandulina* sp. cf. *G. symmetrica* Stache, forma bentónica muy común en el "Patagoniense" y "Enterriense" de las cuencas del Salado y Colorado.

Por lo que la edad de esta parte de la pila sedimentaria debe inferirse mediante la edad radimétrica que se obtuvo para el Santacrucense suprayacente en la zona —21,7 millones de años— que acota la menor edad mientras que la mayor, resulta de consideraciones previas para el conjunto "Patagoniense - Superpatagoniense". Dentro de la Cuenca (Malumián, 1968), consideró que esta ingresión debió comenzar por lo menos en el Aquitaniano.

Por otra parte, en sedimentos homologables de la Formación Barranca Final en la Cuenca del Colorado, el mismo autor (1969 M.S.; 1970), en la parte inferior de la Formación registró la presencia de *Globorotalia opima opima* Bolli, asociados con *Globigerina ouachitensis ciperensis* Bolli y la máxima frecuencia de *Globigerina woodi woodi*, Jenkins, considerando al conjunto de edad Oligoceno Superior.

Posteriormente Bertels (1970), encuentra en los sedimentos del "Patagoniense" de la costa atlántica, conocidos como "Juliense" y "Leonense", tres zonas: 1) *Globigerina ampliapertura*, 2) *Globigerina ciperensis* - *Globorotalia opima* y *Globigerina angulisuturalis*, confirmando así que la base de esta ingresión del Terciario Medio se ha iniciado ya en el Oligoceno Superior.

4. ANALISIS SEDIMENTOLOGICO

A. LITOLÓGÍA

La secuencia se halla integrada por diferentes grupos litológicos, interviniendo principalmente sedimentos epiclásticos gruesos y finos, con piroclásticos subordinados y muy escasos carbonáticos.

Del análisis de la columna surge que la constitución y frecuencia de las mencionadas clases litológicas, permiten es-

tablecer variaciones y asociaciones que en cierta forma coinciden con las edades establecidas por la investigación micropaleontológica.

Como fuera establecido mediante el estudio de los foraminíferos, el límite Cretácico-Terciario se encuentra a los 686 m de profundidad. Al analizar en conjunto los tipos litológicos que definen a ambas edades, resultan claras diferencias de valor para su identificación. El Cretácico, que en esa localidad alcanza un espesor algo menor a los 400 metros, está representado fundamentalmente por sedimentos pelíticos asociados con areniscas muy subordinadas y ocasionales calizas. En tanto, los 685 m del Terciario se encuentran integrados por una litología más heterogénea, constituida por areniscas, areniscas tobáceas, tobas, conglomerados con pelitas, pelitas tobáceas y calizas muy subordinadas.

Con respecto a la coloración de los sedimentos, desde la base del Aptiano-Albiano hasta el Oligoceno inclusive, varía dentro de las tonalidades puras del gris e impuras del mismo color. A partir del techo del Oligoceno y hasta la boca de pozo, la coloración presenta mayores variaciones, comprendiendo a tonos impuros del verde, gris, castaño y amarillo.

En la evaluación de la existencia de posibles disparidades en cuanto al grado de consolidación de los sedimentos en general, sólo fueron considerados aquellos pelíticos que por sus caracteres intrínsecos pudieran revelar variaciones entre la secuencia cretácica y terciaria. Como es justificable, han sido descartados los otros tipos litológicos puesto que ciertos procesos diagenéticos, como sería la introducción de materiales cementantes, inciden en el grado de dureza de las rocas, pero a la vez independientemente de su edad, como acontece en ciertas areniscas y tobas de la columna. En otras palabras, a los fines mencionados sólo son considerados los sedimentos pelíticos, puesto que constituyen el tipo litológico menos propenso a admitir la penetración de soluciones cementan-

tes y a la vez el más sensible a la compactación, que aumenta en relación directa con la antigüedad. Aclarado este punto, existen ciertas diferencias de consolidación entre las pelitas del Cretácico y Terciario. Las primeras pueden ser calificadas de medianamente compactas y en algunos casos fragmentosas, mientras que las segundas son en todos los casos fragmentosas.

La existencia de asociaciones litológicas menores a lo largo de toda la extensión de la columna, como así también los valores obtenidos de la relación clástica y las cualidades colorimétricas, permiten establecer subdivisiones de utilidad práctica para efectuar estudios de correlación expeditiva con otros sondeos de la Cuenca Austral.

El tramo más antiguo extendido desde los 1080 m (techo de la denominada "Serie Tobífera") hasta 871 m, corresponde a los primeros sedimentos cretácicos del Aptiano-Albiano, donde predominan los depósitos pelíticos con areniscas muy subordinadas ubicadas en su parte basal y media.

Razón clástica = 0,39.

Colores: gris claro n° 7, gris moderado n° 5 y gris oscuro moderado n° 4. Gris oscuro n° 3, gris verdoso 5GY 6/1 y gris verdoso oscuro 5GY 4/1, subordinados.

Entre los 871 y 854 m, siguen siendo muy abundantes los sedimentos pelíticos.

Razón clástica = 0,23.

Colores: Gris oliva 5Y 4/1 y gris castaño 5YR 4/1.

Continúa hacia arriba un brevísimo tramo, desde 854 hasta 853 m definido como Campaniano Superior, compuesto exclusivamente por pelitas.

Razón clástica = 0.

Color: Gris oliva 5Y 4/1.

Entre los 853 y 710 m, persiste el dominio de las pelitas, con areniscas y dos delgadísimas intercalaciones conglomerádicas ubicadas a 721 y 738 m (de la

descripción litológica realizada por Ferruglio y Roll. Informe inédito Y.P.F.).

Razón clástica = 0,60.

Colores: Gris oliva claro 5Y 6/1, gris oliva 5Y 4/1 y gris moderado n° 5.

El tramo superior del Cretácico (Maestrichtiano), abarca desde los 710 hasta 687 m, está integrado por areniscas con pelitas y calizas muy subordinadas.

Razón clástica = 10,60.

Colores: Gris oliva claro 5Y 6/1, gris oliva 5Y 4/1 y gris verdoso 5GY 6/1, subordinados.

La sección inferior del Terciario, representado por el Daniano entre los 686 y 682 m, está constituido exclusivamente por pelitas.

Razón clástica = 0.

Colores: Gris verdoso 5GY 6/1 y gris oliva claro 5Y 6/1.

Sigue un corto tramo desde los 677 hasta 670 m formado por calizas bioclásticas y areniscas correspondientes al Eoceno Superior.

Razón clástica = ∞

Colores: Gris verdoso 6/1. Gris oliva claro 5Y 4/1 y gris muy claro n° 8, subordinados.

Continúa hacia arriba otro tramo entre 670 y 642 m, donde las areniscas se encuentran acompañadas por pelitas en porcentaje subordinados.

Razón clástica = 3,30.

Colores: Gris oliva claro 5Y 4/1 y gris verdoso 5GY 6/1.

En el Oligoceno, tramo siguiente desarrollado entre 642 y 590 m, aumenta el predominio de las areniscas sobre las pelitas.

Razón clástica = 16.

Colores: Gris oliva claro 5Y 4/1 y gris verdoso 5GY 6/1.

Entre 590 y 441 m, a las areniscas y pelitas subordinadas, se suman los primeros niveles conglomerádicos de significación cuantitativa.

Razón clástica = 8,30.

Colores: Gris oliva claro 5Y 4/1. Castaño oliva claro 5Y 5/6 y castaño amarillo pálido 10YR 6/2, subordinados.

A continuación y hasta los 263 m, sigue una asociación de areniscas, areniscas tobáceas, tobas y pelitas tobáceas subordinadas, con muy escasos niveles conglomerádicos y carbonáticos, correspondientes al "Patagoniense".

Razón clástica = 3.

Colores: Gris oliva claro 5Y 4/1 y gris amarillento 5Y 8/1. Verde amarillento grisáceo 5GY 7/2, castaño amarillento pálido 10YR 6/2, amarillo castaño 5Y 6/4 y castaño oliva claro 5Y 4/4, subordinados.

Los 263 m iniciales, están caracterizados por areniscas, areniscas tobáceas, tobas y escasas pelitas tobáceas.

Razón clástica = 7.

Colores: Gris claro n° 7, gris oliva claro 5Y 4/1. Verde amarillento grisáceo 5GY 7/2, subordinados.

B. ARENISCAS

Considerando los rasgos texturales y composicionales de las areniscas, ha sido posible establecer la existencia de dos categorías. Las parareniscas (matriz entre 15 % y 75 %) que predominan en la secuencia cretácica y las ortoareniscas (matriz < 15 %) en la terciaria. Por otra parte, el parámetro composicional, en función del sistema ternario integrado por los componentes fundamentales, cuarzo-feldespatolíticos, permite identificar distintas variedades que sumado a las propiedades intrínsecas de dichos elementos, serán sin duda de utilidad práctica en los futuros ensayos de correlación.

Las areniscas del Cretácico, se encuentran generalmente caracterizadas por la clase modal muy fina, salvo hacia la base del Aptiano-Albiano, donde aumentan de tamaño pasando a gruesa, para constituir los cuerpos arenosos de la Formación Springhill. Con respecto a la

selección varían entre bien seleccionadas (1-3) * y moderadamente seleccionadas (3-5), correspondiendo las primeras al Maestrichtiano y a la Formación Springhill, mientras que las últimas al tramo comprendido entre la sección superior del Aptiano-Albiano y el Campaniano Superior. En todo el Cretácico los granos presentan contornos entre subangulosos y angulosos.

En cuanto a su composición mineralógica predominan los líticos o feldespatos, con cuarzo subordinado, a excepción de las areniscas de la Formación Springhill, donde surge el cuarzo como el constituyente de dominio casi absoluto, acompañado de bajísimos porcentajes de líticos. En este último caso, de acuerdo a la gran abundancia de cuarzo y la marcada angulosidad de sus granos, que configuran una llamativa convergencia de madurez composicional e inmadurez textural, pueden ser consideradas como ortocuarzitas de primer ciclo, es decir un producto residual originado por una meteorización completa de los minerales primarios de los sedimentos piroclásticos infrayacentes ("Serie Tobífera").

En lo que resta del Cretácico, se encuentran las variedades para-lititas cuarzosas, para-sublititas cuarzosas, para-feldespatitas cuarzosas y para-subfeldespatitas cuarzosas.

Pasando a la secuencia terciaria, los sedimentos areniscosos muestran tamaños de grano más gruesos que aquellos correspondientes al Cretácico. Predominan los granos de tamaño fino, siendo subordinados los muy finos y medianos. Sin embargo, el tamaño aumenta aún más, alcanzando el rango de grueso y muy grueso en el tramo desarrollado entre 535 y 401 m, que comprende a parte del tramo no datado, donde las areniscas se encuentran asociadas a niveles conglomerádicos. Son comunes las areniscas moderadamente seleccionadas (3-5), siendo menos frecuentes aquellas pobremente seleccionadas (5-7) y bien

seleccionadas (1-3). En cuanto al grado de redondez, se repiten en general las características definidas en el Cretácico, salvo una excepción localizada en el Eoceno, donde una cantidad elevada de granos con tamaños entre mediano y grueso presentan formas muy redondeadas, redondeadas, subredondeadas y de superficies pulidas. Es evidente que esta propiedad localizada sólo en un tramo muy restringido de la columna sedimentaria, tiene una significativa importancia estratigráfica y de valor a los efectos de correlación.

Considerando el aspecto composicional, en el Eoceno se aprecia el cambio textural mencionado anteriormente y a la vez cierta modificación en los porcentajes de sus constituyentes. Las variedades corresponden a las ortofeldespatitas cuarzosas, orto-subfeldespatitas líticas y orto-subcuarcitas líticas.

A partir del Eoceno tiene lugar una marcada disminución cuantitativa de feldespato y mucho mayor de cuarzo. En consecuencia resulta muy manifiesto el predominio de líticos, con feldespatos muy subordinados y finamente escaso cuarzo; cuando la granometría de las areniscas es muy gruesa, estos dos últimos minerales suelen faltar. O sea, que en el sistema ternario se hallan ubicadas dentro de las variedades de las orto-lititas feldespáticas y orto-sublititas feldespáticas.

Además de las variaciones porcentuales anotadas precedentemente, existen otras propiedades mineralógicas de importancia que serán consideradas a continuación.

1. *Líticos*: Los elementos líticos de la base del Cretácico (Formación Springhill), son extremadamente escasos y corresponden a clastos compuestos por sílice y clorita asociada, que derivan de materiales piroclásticos reemplazados, provenientes de la "Serie Tobífera" infrayacente. En el resto de la secuencia cretácica, aumenta considerablemente el porcentaje de dichos clastos, que además se encuentran acompañados por granos con textura intersertal e hialopilitica.

* Los números indican el número de tamaños de clases que intervienen en la distribución de frecuencias.

Entrando en los terrenos terciarios, en el Eoceno pasan a dominar líticos de rocas cuarcíticas, cuarcíticas-cloríticas y escasas filitas, pero aún se mantiene la presencia de líticos con las características mencionadas anteriormente. A partir del techo del Oligoceno, se produce una nueva y sensible modificación composicional. Resulta muy grande el dominio de fragmentos procedentes de rocas extrusivas, representadas fundamentalmente por pastas intersertales a hialopiliticas, cuyas microlitas muestran desde una orientación poco marcada hasta fluidal; en contadas ocasiones se encuentran pastas intergranulares. Otro rasgo distintivo, resulta la existencia de individuos con microamígdalas rellenas por material clorítico. Como constituyente muy subordinados acompañan pelitas, areniscas cuarzosas muy finas y escasas tobas.

2. *Feldespatos*: El Cretácico, con excepción de la Formación Springhill que carece de todo vestigio feldespático, contiene únicamente plagioclasas, con predominio de andesina y oligoclasa muy subordinada, composición que se mantiene en el Eoceno, en donde aparecen por primera vez muy escasos granos de feldespatos alcalinos. En las primeras areniscas depositadas sobre el Oligoceno persiste la andesina, vuelven a faltar los feldespatos alcalinos y aparentemente desaparece la oligoclasa: en cambio hacen su aparición granos de labradorita que aumentan progresivamente hacia los niveles superiores del Terciario, hasta alcanzar altos porcentajes, a las vez que se observa una disminución simultánea de la andesina.

3. *Cuarzo*: En el Cretácico, el número de granos con extinción normal es mayor que aquellos con extinción moderadamente ondulada, mientras que en el Terciario, se invierten las relaciones. Además, existen clastos de naturaleza policristalina y cataclástico, estos últimos preferentemente localizados en el Eoceno.

4. *Minerales pesados*: En la estimación grosera de los pesados sólo han sido elegidos los de mayor representatividad y posible valor estratigráfico, a excepción de la glauconita —abundante en algunos tramos— que será considerada en tema aparte.

La biotita, apatita y hornblenda, componen una asociación común en las areniscas correspondientes al Cretácico. En el Daniano disminuyen marcadamente los dos primeros, pasando a predominar el tercero. A partir de las areniscas superiores al Oligoceno, disminuye gradualmente la hornblenda apareciendo un clinopiroxeno acompañado saltuariamente por lamprobolita, siendo llamativa la gran abundancia de aquél en el tramo superior del "Patagoniense".

5. *Material aglutinante*: Como fuera establecido anteriormente, las areniscas del Cretácico se encuentran por regla general aglutinadas por una matriz arcillosa y como casos menos comunes aparecen simultáneamente arcilla y carbonato, determinando microáreas irregulares. Sobre el techo del Aptiano-Albiano (862 m), el material aglutinante es carbonático en su totalidad, pero de naturaleza dolomítica.

En el Terciario se invierte esta relación, o sea, que predominan minerales autigénicos. Los espacios intersticiales están ocupados por una asociación de clorita y zeolita anisótropa (heulandita ?), la primera recubriendo en forma de una delgada película verde pálida y de textura generalmente fibrosa, sobre la cual ha cristalizado un mosaico zeolítico en cristales prismáticos que ocupan la totalidad de los espacios centrales. Excepcionalmente, algunos poros muestran un relleno calcítico. Menos frecuentes resultan aquellas areniscas donde predominan un cemento calcítico, desarrollando texturas variables entre micríticas y poiquisparíticas.

Procedencia: El Cretácico inicia su ciclo sedimentario con un depósito pelítico y carbonoso, cuyo significado ha sido interpretado por Riggi (1969), so-

bre el cual yacen areniscas muy ricas en cuarzo, originadas por la meteorización de la "Serie Tobífera" infrayacente, conocida en la literatura geológica como Formación Springhill. En el resto de la columna cretácica, el contenido de cuarzo disminuye bruscamente y en su lugar, pasan a primer término de abundancia, clastos líticos micro y criptocristalinos silíceos cloríticos, que muy probablemente derivan de tobas y vulcanitas asociadas de la "Serie Tobífera". Además, la existencia de pastas constituidas por microlitas plagioclásticas en una mesostasis clorítica o vítrea, indica asimismo, una procedencia vulcanítica mesosilícica, avalado por la presencia simultánea de andesina con desarrollo de zonalidad. Este tipo de aporte a los sedimentos cretácicos, es relegado a segundo término durante la depositación del Eoceno Superior, donde tiene lugar la aparición de elementos líticos cuarcíticos, cuarcíticos-cloríticos y algunos granos de cuarzo cataclástico, significando una nueva contribución derivada de rocas metamórficas expuestas a la erosión.

A partir del Eoceno Superior, disminuyen ostensiblemente el número de clastos cuarcíticos y pasan a dominar en cantidades considerables, fragmentos líticos volcánicos de textura intersertal y hialopilitica, acompañados principalmente por andesina zonal y anfíbol, asociación que revela una fuente esencialmente vulcanítica mesosilícica muy probablemente representada por la "Serie Andesítica".

En el "Patagoniense", al aporte mencionado en último término, se suman porcentajes considerables de labradorita, piroxeno, lamprobolita y pastas de textura intergranular muy subordinadas, lo que indica una procedencia de rocas vulcaníticas básicas.

Sobre algunas de las características del cuarzo, se ha observado, por ejemplo, en el Cretácico, que el número de individuos con extinción normal y muy escasas inclusiones, es mayor que aquellos con extinción ondulada moderada e inclusiones relativamente abundantes;

en tanto, en el Terciario, estas relaciones son inversas. Como consecuencia, el primer caso parece sugerir una procedencia más manifiesta de rocas piroclásticas y/o vulcaníticas, mientras que en el segundo, una procedencia —si bien escasa— predominantemente plutónica.

C. CONGLOMERADOS

Aparecen recién con evidente significación en el Terciario Medio (535 m), repitiéndose en sucesivos niveles que alternan con areniscas, hasta alcanzar el nivel más joven (401 m), ubicado en la sección inferior del "Patagoniense". Los depósitos más bajos se encuentran principalmente integrados por guija gruesa (16-32 mm) y mediana (8-16 mm); luego el tamaño disminuye a partir de los 424 m, variando entre guija fina (4-8 mm) y muy fina (2-4 mm).

Los conglomerados generalmente desarrollan espesores mayores de 1 m, decreciendo con la granometría hacia los niveles superiores. Son pobres a muy pobremente seleccionados (5-5, 7 <), y sus clastos poseen formas subredondeadas; la matriz es arenosa, con baja proporción arcillosa.

Sus principales constituyentes proceden de rocas volcánicas, texturalmente similares a los descritos en las areniscas. La gran mayoría es de naturaleza intersertal con microlitas englobadas en una mesostasis clorítica o ferrosa-férrica en casos menos frecuentes. Asimismo, se presentan individuos con base clorítica-vítrea en transición a hialopilitica. En cuanto a la orientación, las texturas varían desde aquellas que carecen de ella, hasta las decididamente fluidales. También fueron reconocidas texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, plagioclasa-piroxeno y plagioclasa piroxeno-olivina totalmente alterada, con pastas intersertales e intergranulares. Por otra parte, en los clastos carentes de fenocristales, resulta común la existencia de abundantes microamígdalas rellenas con clorita y/o zeolita. Como caso poco frecuente, se presentan in-

dividuos de indudable origen volcánico, cuya textura ha sido obliterada por silificación, pero que aún conservan intactas sus microamígdalas con su relleno clorítico-zeolítico primitivo. Las características señaladas indican que los depósitos conglomerádicos, a semejanza de las areniscas asociadas, proceden fundamentalmente de rocas andesíticas y basálticas.

D. SEDIMENTOS PIROCLÁSTICOS

Las manifestaciones piroclásticas más antiguas se remontan al Daniano, donde los elementos vítreos fueron sedimentados conjuntamente con los materiales arcillosos que predominan y caracterizan a los depósitos marinos de esa edad. Este aporte de cenizas, no ha sido suficientemente abundante como para dominar sobre los referidos materiales finos, y en consecuencia, a estos sedimentos le corresponde la adjetivación de tobáceos. Cabe señalar que las trizas presentan un reemplazo de naturaleza zeolítico (heulandita?).

Luego de una prolongada interrupción de la actividad volcánica, que se extiende hasta los primeros depósitos del Mioceno (445 m), se reinicia nuevamente el aporte de cenizas, aunque como en el caso anterior, nunca fue intenso, produciendo de esta manera, la formación de areniscas tobáceas y pelitas tobáceas en un medio marino.

La mayor contribución comienza en la parte superior del "Patagoniense" a los 264 m, originando tobas asociadas a areniscas y pelitas, con frecuencia contaminadas de trizas vítreas. Son tobas vitrocrystalinas, constituidas por trizas y fragmentos pumíceos dispersos, con plagioclasa, cuarzo y escasos líticos volcánicos, aglutinados por una matriz arcillo-clorítica. El material vítreo suele presentar reemplazo zeolítico, que como en los casos citados, posee características anisótropas. Significativamente, algunos niveles están asociados con abundante frústulos de diatomeas.

E. SEDIMENTOS PELÍTICOS

Como ya fuera adelantado en la descripción litológica, los sedimentos pelíticos se repiten con mayor frecuencia en el Cretácico que en el Terciario.

Con el comienzo de los primeros depósitos marinos del Cretácico y hasta la base del Maestrichtiano, las arcilitas predominan netamente sobre las limolitas; y exceptuando algunos niveles superiores, el tramo se caracteriza por contener partículas y filamentos carbonosos en cantidades considerables, asociados con pirita. Esta concentración es mayor aún en los niveles ubicados entre los 1080 y 1061 m (base del Aptiano-Albiano).

A partir del Maestrichtiano y hasta el comienzo de los tiempos terciarios, los sedimentos finos están representados por limolitas arcillosas, con una disminución brusca y simultánea del material carbonoso y la pirita.

En los terrenos danianos, reaparecen las arcilitas, aunque en este caso son de naturaleza tobácea, por contener trizas vítreas dispersas en su masa. Tanto las trizas como la microfauna incluida muestran efectos de zeolitización.

Entre el Eoceno y Oligoceno, se reiteran los niveles de arcilitas, pero en esta ocasión, con variables cantidades de limo. Asimismo, se nota un evidente aumento de restos carbonosos y pirita, si bien en menor medida que la observada para el Aptiano-Albiano. Las arcilitas inferiores de este tramo muestran un desarrollo micronodular zeolítico.

En el Oligoceno alternan arcilitas limosas con limolitas arcillosas y, salvo variaciones de escasa significación, se mantiene la abundancia de material carbonoso.

Tanto en el Cretácico como en el Paleoceno, los sedimentos pelíticos, en especial las arcilitas, presentan una orientación de las partículas arcillosas, que determina una extinción en "masa".

En el tramo superior subsiguiente, siguen predominando las limolitas arcillosas y a los 471 m vuelve a manifestarse

una sensible disminución del contenido orgánico carbonizado.

En los 100 m finales del sondeo, se presentan los últimos sedimentos pelíticos, fundamentalmente arcillosos, con abundante contaminación piroclástica, elevado contenido de diatomeas, espículas de esponjas y foraminíferos. Estos elementos fueron afectados por procesos de zeolitización, reemplazando las trizas y rellenando las cavidades de los microorganismos.

Mineralogía de las arcillas: Con el propósito de caracterizar la secuencia sedimentaria y al mismo tiempo obtener otro elemento más de correlación, fueron realizados una serie de análisis mediante rayos X sobre muestras correspondientes a distintos tramos atravesados.

Los resultados obtenidos, incluyendo las profundidades y edades, figuran en el siguiente cuadro:

Profundidad	Montmorillonita	Illita	Caolinita	Edad	
36 - 40 *					
234 - 235	95	—	5	« Patagónica »	
263 - 264	90	—	10		
381 - 383	100	—	—		
430 - 431	100	—	—		
434 - 435	95	—	5		
441	100	—	—		
471 - 472	100	—	—		
583 - 590	100	(prob. cristalizada)			
621 - 622	95	—	5		Oligoceno
682 - 683	95	—	5		Daniano
686 - 687	95	—	5		
708 - 709	95	—	5	Maestrichtiano	
723 - 730	90	10	—	↓ ? ↑	
784 - 785	80	5	10		
853 - 854	100	—	—	Campaniano	
868	100	—	—	Aptiano-Albiano	

* No se dan porcentajes por su pobre cristalinidad.

Como se desprende del cuadro, no existen diferencias significativas que puedan ser de utilidad para identificar a las distintas secciones de la columna sedimentaria, con excepción del tramo ubicado entre el Campaniano y el Maestrichtiano, donde se suman a la montmorillonita y caolinita, porcentajes pequeños de illita.

F. CALIZAS

Las calizas constituyen el tipo litológico de menor representatividad en la secuencia del SC.1, como así también en este sector de la Cuenca Austral. El nivel más antiguo se encuentra ubicado a los 709 m, con un desarrollo de 0,50 m e integrando la parte inferior del tramo asignado al Maestrichtiano. La caliza

—una micrita— está formada por componentes ortoquímicos, acompañados por porcentajes menores al 25 % de arena muy fina y de granos glauconíticos pequeños. Se trata de un *micrita arenosa glauconítica*.

Entre los 677 y 670 m vuelven a aparecer calizas, asociadas a areniscas glauconíticas, caracterizando a gran parte del tramo correspondiente al Eoceno Superior. En este caso, los componentes de naturaleza aloquímica, fueron originados por precipitación bioquímica, transportados hasta su depositación definitiva y finalmente cementados por carbonato micrítico. Son calizas altamente fosilíferas, compuestas principalmente por restos de briozoarios de muy variados tamaños, foraminíferos y ostrácodos, con elevado porcentaje de glauconita y arena subordinada. Lo llamativo de este último material, es el alto grado de redondez del cuarzo en los tamaños mayores, pues es el único caso observado durante el desarrollo de toda la secuencia sedimentaria, resultando de esta manera un rasgo de significancia ambiental y de valor para correlaciones estratigráficas. En términos generalizados, estas calizas pueden ser clasificadas como *Biomicritas glauconíticas arenosas*.

La tercera y última manufactación carbonática se encuentra entre los 434 y 435 metros, correspondiente a la parte inferior del "Patagoniense". Los componentes son de naturaleza ortoquímica y conforman un mozaico de cristales menores de 0,062 mm y en consecuencia corresponde calificarla como una *subesparita*. Además, suele presentar muy delgadas intercalaciones de areniscas finas, algo tobáceas, con cemento también subesparítico.

G. GLAUCONITA

La frecuente presencia de este particular mineral en la secuencia sedimentaria, debe ser considerada con especial interés por sus importantes implicancias.

La glauconita, es un indicador ambiental y además, sus rasgos texturales, color y grado de concentración, constituyen elementos de gran valor estratigráfico y son aplicables en el reconocimiento de discordancias.

La contaminación glauconítica en los sedimentos de esta zona de la Cuenca Austral, es casi continua y en determinados tramos, muy abundante, de tal modo, que su presencia, concentración o simple ausencia, resulta de gran utilidad práctica para los ensayos de correlación con otros sondeos de la Cuenca.

Se definen con claridad 3 zonas de concentración glauconítica entre las siguientes profundidades: 1.077 - 912 m (Aptiano-Albiano), 710 - 660 m (Maastrichtiano hasta el Eoceno Superior inclusive) y alrededor de los 300 m (Mioceno). Los tramos intermedios contienen glauconita en cantidades que fluctúan entre frecuente y escasa.

De estas zonas, los tramos próximos a la base del Aptiano-Albiano (1.077-1.066 m) y al Eoceno Superior (677-660 m), se destacan claramente por sus características particulares, es decir, mayor es la concentración, mayor el tamaño de grano (en algunos casos puede alcanzar el milímetro), predominio del color verde oscuro sobre el verde claro, formas lobuladas, superficie semimate a brillante.

Estas peculiaridades conducen a la comprensión e interpretación de determinadas condiciones de sedimentación. Como la glauconitización es el resultado de un proceso gradual y progresivo, requiere un lapso relativamente considerable para su total consumación, dependiendo de la velocidad de sedimentación del medio. Además, la textura y el color se hallan íntimamente relacionados con el grado de glauconitización. Los granos, más altamente glauconitizados, alcanzan los tamaños mayores y las formas más redondeadas; el proceso es acompañado por un cambio de color que varía de verde claro a oscuro. Cuando la glauconita presenta estas características, se la denomina "madura", por la sencilla ra-

zón de haber alcanzado el estado final del proceso. La concentración de glauconita, especialmente la del tipo "madura" es indicativa de períodos de deposición lenta, vinculada a transgresiones marinas o tranquilidad tectónica, fenómenos que generalmente dan lugar al desarrollo de discordancias.

Las dos zonas anteriormente mencionadas corresponden a las transgresiones marinas de la base del Cretácico y del Eoceno.

5. PALEOECOLOGIA Y AMBIENTE DE SEDIMENTACION

La casi ininterrumpida presencia de glauconita, relacionada en tramos con microfósiles, indica que la mayor parte de la pila sedimentaria comprende a depósitos marinos, desarrollándose un ambiente que es considerado mixto correspondiente a la sección conglomerádica del Terciario, en donde tanto la aparición de glauconita como de microfauna resulta esporádica.

De una rápida e integral revisión litológica, surge que las aguas de los mares cretácicos fueron menos agitadas (razón clástica < 1), que los correspondientes a los ambientes terciarios (razón clástica > 1).

En el Cretácico, el dominio de sedimentos pelíticos sobre los de tipo arenoso es muy marcado, y asimismo, faltan depósitos conglomerádicos de significación. Con excepción de delgadísimas intercalaciones de grava muy fina, que sólo alcanzan a unos pocos centímetros de espesor, a los 721 y 740 m, y de la parte basal que comprende a la Formación Springhill, la sedimentación se llevó a cabo mediante el concurso de aguas tranquilas, interrumpida ocasionalmente por pulsaciones de aguas agitadas que originaron delgadas intercalaciones arenosas. Una variación se encuentra localizada en el tramo central del Aptiano-Albiano, entre los 912 y 955 m, donde la interstratificación de pelitas y areniscas señala una intermitencia de aguas tran-

quilas y agitadas. Coincidentemente, en este tramo se encuentran la mayoría de los escasos microfósiles hallados para esa edad.

A lo largo de la columna cretácica, la gran abundancia de depósitos finos y la naturaleza pelítica del relleno intersticial de las areniscas, sugiere la efectivización de los procesos sedimentarios en un medio de turbidez, condiciones que muy probablemente han determinado un habitat desfavorable para el desarrollo de la microfauna, en especial foraminíferos. Tal circunstancia está avallada, al menos en la parte superior del Cretácico, por el dominio absoluto de formas arenáceas sobre las calcáreas.

Los indicios ambientales que puede aportar la microfauna mesozoica resultan limitados por las siguientes razones: la primera, es la merma del valor de las interpretaciones paleoecológicas a medida que se alejan en el tiempo de la ecología reciente; y la segunda, motivada por los escasos elementos registrados. Poco es lo que puede decirse sobre la segunda causa, pero es indudable que condiciones desfavorables como la turbidez, el pH reductor y posiblemente una salinidad algo anormal, han imperado en la mayor parte del Cretácico.

Un elemento de juicio que sostiene las condiciones reductoras mencionadas, se apoya en la presencia de abundantes partículas carbonosas y pirita, ya sea reemplazando al material orgánico o incluida en las cámaras de los foraminíferos. Una de las dos zonas definidas con mayor contenido en dichos componentes, abarca desde los primeros niveles del Aptiano-Albiano hasta la base del Maestrichtiano. Además, la ausencia de elementos planctónicos, tanto de foraminíferos como de nannoplancton calcáreo, indicaría cierta desconexión con el mar abierto y consecuentemente de aguas con salinidad algo anormal.

Por otra parte, en el Aptiano-Albiano, la existencia de una especie de ostrácode, con ejemplares en excelente estado de conservación, descarta la posibilidad en este tramo, de la acción de fenóme-

nos secundarios de disolución como la causa de la inexistencia de microfósiles. En el tramo de 912-955 m, anteriormente mencionados, la depositación ha tenido lugar en un ambiente de energía discontinua, y la mayoría de los escasos microfósiles registrados se hallan relacionados con tal evento, lo que indica que ni bien desaparecen estas causales, al menos parcialmente, reaparece una fauna pauperizada.

A través del Terciario, las condiciones marinas para el área de influencia de la perforación, fueron más dinámicas. Así, la agitación y turbulencia predominaron marcadamente durante el Mioceno Inferior - Oligoceno Superior, reflejándose en los caracteres texturales de sus depósitos areniscosos y conglomerádicos; en tanto, la sección terciaria restante formada por tramos pelíticos y areniscosos, denota condiciones de baja a moderada energía, es decir, representan ambientes de aguas tranquilas y agitadas.

Sobre la naturaleza de sus aguas, puede decirse que continuaron imperando condiciones de reducción, mejor manifiestas en una zona inferior entre el Maestrichtiano y el Eoceno, en donde se presenta abundante glauconita, restos carbonosos y pirita; estos dos últimos disminuyen hacia los niveles superiores.

En cuanto a los elementos microfau-nísticos, revelan que las condiciones batimétricas de la Cuenca para dicha época, no sobrepasan un ambiente de plataforma media. En efecto, la microfauna daniana, caracterizados por las escasas formas planctónicas y abundantes "nodosariáceos", denota el carácter somero de sus aguas, cuya máxima profundidad fue alcanzada en el tramo 683-682 m.

La mayor profundidad alcanzada en el Eoceno se registra a los 670 m, donde se encuentran las escasas formas planctónicas y la mayor diversidad faunística. Por otra parte, la relativa frecuencia de géneros como *Gyroidinoides*, sugiere cierta profundidad, que de cualquier manera no sobrepasa un ambiente de plataforma media, dominando en el res-

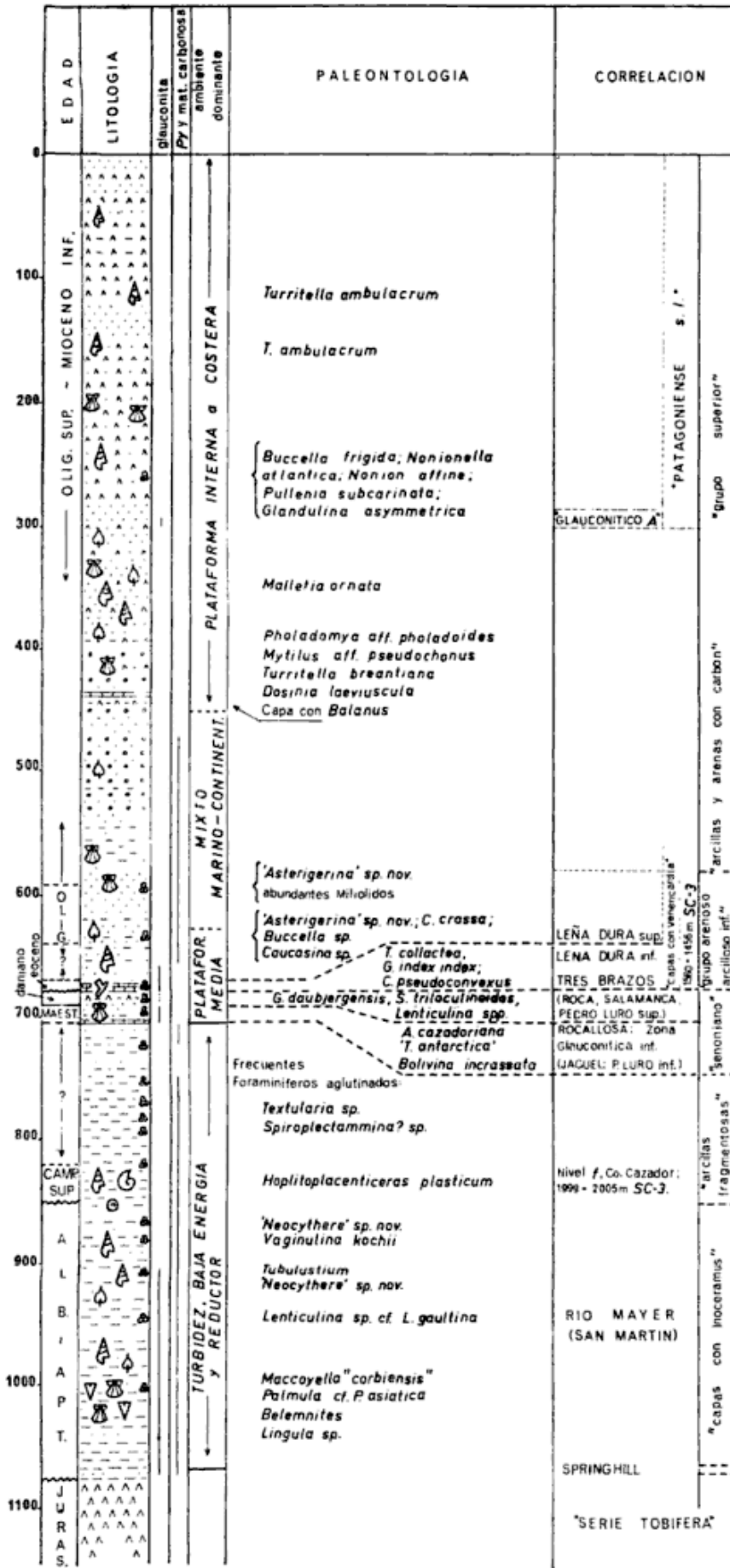
to del tramo eoceno un ambiente de plataforma interna.

Las condiciones térmicas del mar eoceno están dadas tanto por el abundante contenido calcáreo orgánico y su naturaleza, como así también por el desarrollo, diversidad y calcificación de la macro y microfauna, quedando indicado uno de los registros de las mayores temperaturas del Terciario. Sin embargo, dicha temperatura no alcanzó valores comunes a las zonas ecuatoriales de la época, pues *Truncorotaloides collectea* es considerada la especie vicariante en aguas templadas de *T. rohi*, característica de aguas más cálidas; además *G. index* es típicamente frecuente fuera de las aguas tropicales.

Mientras que la glauconita, si bien escasa y con una interrupción en la sección conglomerádica (401-535 m), continúa hasta los primeros metros de la pila sedimentaria, indicando obvias condiciones ambientales.

Microfaunísticamente, el Oligoceno es sumamente particular, pues el 50 % de las formas pertenecen a la Familia *Asterigerinidae* indicativa de ambientes cálidos; el resto de la asociación, ya sea por su escaso desarrollo, como por la presencia de miliólidos, — que aumenta su frecuencia hacia los niveles superiores, llegando a superar el 40 % de los especímenes — hace evidente la escasa profundidad del ambiente, revelando además, una merma de la profundidad, que dio lugar a un ambiente mixto de mayor dinámica, representado por la sección conglomerádica referida anteriormente.

En el "Patagoniense" se halló una sola asociación representativa en los 263-264 metros, la que indica un ambiente de aguas someras, por la existencia y frecuencia de *Nonionella atlantica*, *Buccella frigida*, *Nonion affine* y *Glandulina* sp. Las tres primeras especies, conocidas en ambientes marinos actuales, cercanos a la perforación en estudio, indicarían una temperatura y salinidad semejante a las presentes para esa latitud; por



SC.1

- REFERENCIAS**
- Litología**
- areniscas
 - areniscas tobaceas
 - arcillas tobaceas
 - tobas
 - conglomerados
 - fangos
 - arcillas
 - calizas
- paleontología**
- briozos
 - gastropodos
 - bivalvos
 - belemnites
 - amonitas
 - frecuentes foraminiferos
 - escasos foraminiferos
 - restos vegetales
 - escamas de peces

otra parte, no se observan formas típicas de aguas cálidas.

Por comparación con microfaunas actuales, la profundidad puede estimarse con seguridad en no mayor a los 80 m, y muy probablemente se encuentre en los 20 y 30 m.

En general, la presencia y frecuencia de microfósiles silíceos, está relacionada con el aporte piroclástico, y a su vez este aporte explicaría la causa de la escasez de formas calcáreas —ostrácodos y foraminíferos— de la sección.

Las conclusiones acerca de las condiciones térmicas que regían en las aguas del Terciario, en especial durante el Paleoceno, concuerdan con las características paleoclimáticas deducidas por Volkheimer (1971) para la región austral del país.

6. CORRELACIONES

Las correlaciones que se establecen deben interpretarse como intentos preliminares, debido al escaso conocimiento microfaunístico y sedimentológico detallado de la Cuenca Austral.

En particular, la secuencia cretácica contiene algunos elementos micropaleontológicos aparentemente característicos; oportunamente cuando los conocimientos en esta disciplina se vean acrecentados, serán de utilidad en la correlación, pero momentáneamente surge, principalmente, de las formas megapaleontológicas citadas por Feruglio (1938).

Los niveles con *Belemnites* y *Maccoyella "corbiensis"* (Moore) pueden equipararse con los estratos que portan estos mismos fósiles en el lago San Martín (Formación Río Mayer y/o Formación San Martín, ver Riccardi M.S.). De igual manera, las capas con *Hoplitoplacenticas*, son homologables con aquellas de la perforación SC.3 (1999-2005 m) que contiene *Eubaculites?* sp. (García y Camacho, 1965) y con la asociación de foraminíferos asignada al Campaniano Superior - Maestrichtiano Inferior por Malumián (1968). A la luz de los conocimientos micropaleontológicos logrados

para el Maestrichtiano de Patagonia Septentrional, se revela una cierta semejanza entre esta microfauna y la descrita para la perforación SC.3. Esta diferencia justificaría, al menos en parte, considerar el nivel 1999-2005 m más como Campaniano Superior, que como Maestrichtiano Inferior. De esta manera, no sólo existiría una concordancia en la edad de los niveles comparados, sino que también se explicarían las similitudes que acusan algunos de los *Baculites* provenientes de niveles cercanos al nivel *f* de Hautal — que contienen *Hoplitoplacenticas*— con las formas halladas en la perforación SC.3 (Malumián, M.S.).

Por sus características fosilíferas y litológicas, el tramo con *Bolivina incrassata* (Reuss), puede homologarse dentro de la Cuenca Austral con la parte inferior de la Zona Glauconítica de Magallanes Este (Herm, 1967), que contiene, en el Cretácico Superior, el mismo foraminífero guía, y de igual manera, es equiparable, por lo menos en parte, con los estratos de la Formación Rocallosa de la Provincia de Magallanes. Asimismo, *B. incrassata*, ha sido mencionada para los sedimentos maestrichtianos de Patagonia Septentrional (Bertels, 1970).

Un factor potencial de correlación, al menos para este sector de la Cuenca, se halla representado por el mineral arcilloso *illita*, únicamente presente en el intervalo comprendido entre el Campaniano y el Maestrichtiano.

El intervalo sedimentario que comprende al Maestrichtiano y al Daniano, conforman el denominado "Senoniano" de los perforistas, siendo equiparable en su totalidad a la sección 1859-1760 m de la perforación SC.3 (Malumián, 1968).

Micropaleontológicamente, el tramo daniano no encuentra un estricto equivalente en el sector oeste de la Cuenca, no pudiendo determinarse, momentáneamente, si este hecho es debido a causa de una ausencia real, o simplemente, que aún no se han registrado los elementos que lo confirman; pero sí se conoce, la existencia de un Paleoceno Me-

dio-Superior a Eoceno Inferior, que no se ha encontrado en la presente perforación.

Desde el punto de vista litológico, Charrier y Lahsen (*op. cit.*), mencionan que la formación Chorrillo Chico (Paleoceno) está compuesta principalmente por argilitas limosas de apariencia tobácea. Si esta apariencia corresponde realmente a un contenido piroclástico, podría correlacionarse perfectamente con las arcilitas tobáceas correspondientes al Daniano del SC. 1.

Fuera de los límites de la Cuenca, es correlacionable con los sedimentos de las siguientes localidades de la Patagonia Septentrional: Fortín General Roca, Coli Toro, El Caín y el Gran Bajo del Gualicho (Prov. de Río Negro); Barranca del Jagüel, Huantrai-có, C^o Caracol, C^o Los Gemelos y Sierra Blanca (Prov. del Nuequén); Río Chico y Punta Peligro (Prov. del Chubut); y en el subsuelo de las perforaciones de Pedro Luro y Puerto Belgrano 20 en la Prov. de Buenos Aires. En ellos se registra la presencia, significativamente constante, de las especies planctónicas asociadas: *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.) y *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), acompañadas o no de *Subbotina triloculinoides* (Plummer) y *Globorotalia compressa* (Plummer). Estas formas identifican el Terciario Inferior (Daniano), y a la vez caracterizan al SC.1, demostrando, de esta manera, que la transgresión marina daniana abarcó en realidad un área muy amplia.

La sección asignada al Eoceno Medio-Oligoceno Inferior, es equiparable con la "Serie Margosa Inferior" de Tierra del Fuego, que según Yrigoyen (1962), contiene una microfauna Eocena Superior-Oligocena, similar a la Formación Discordia del sector chileno. Posteriormente, este autor (1970), incluye a la citada Formación en el Eoceno y considera como Oligoceno Inferior a la Formación Santa Clara (= Glauconítico B). Por otra parte, Cañón M. (1968) incluye a esta última dentro del Oligoceno Superior. Además, esta sección

puede correlacionarse con el tramo asignado por Malumián (1968) al Eoceno Superior en la perforación SC.3, puesto que allí no existen elementos definitivos como para desechar la presencia de Oligoceno Inferior.

Particularmente, el intervalo asignado al Eoceno Medio-Superior, es equivalente, con la Formación Tres Brazos y Leña Dura Inferior, correspondientes a los Pisos Bautismiano, zona inferior y al Clarenciano de Cañón (1968), incluidos dentro del Eoceno Superior por contener, según este autor, *Globigerinoides*, género que debe de interpretarse como *Globigerapsis*, pues el primero, hace su aparición en el límite Oligoceno-Mioceno o un poco más arriba, según sea considerado por diferentes autores.

Fuera de la Cuenca, estos sedimentos pueden paralelizarse, tanto por similitudes cronológicas como litológicas, con aquellos portadores de *Venericardia*, aflorantes saltuariamente a lo largo de la costa atlántica (Camacho y Fernández, 1956; Camacho, 1967).

Otro carácter llamativo, que podría ser utilizado como elemento para futuras correlaciones, son las formas micronodulares zeolíticas contenidas en las arcilitas inferiores de la sección, ubicada entre el Eoceno y el Oligoceno. Asimismo, es de destacar, la importancia que revisten la concentración de glauconita "madura" y la existencia de granos de cuarzo bien redondeados y pulidos contenidos en los sedimentos del Eoceno. Esta última particularidad, anteriormente comprobada por Riggi (1969), permitió correlacionar el pozo SC.1 con el SC.EM.1 (El Molino) y el SC.CB.1 (Campo Bola), ubicados a 40 km al SW y 55 km al W, respectivamente. La profundidad e intervalo en que este nivel es localizado en la perforación SC.CB.1 se verifica entre 1065 y 1120 m y no entre 1140 y 1156 m como se ha publicado. No hay duda, que dicha característica, es un valioso elemento textural, al menos para esta zona de la Cuenca Austral.

El tramo asignado al Oligoceno, es

equiparable a la sección superior de la Formación Leña Dura, por registrar la primera aparición de "*Asterigerina*" (Herm, 1967). Debido a la posición estratigráfica, el nivel glauconítico ubicado en la parte inferior del "Patagoniense", puede vincularse con el *Glauconitico A* (Irigoyen, 1952 y 1970).

7. DISCORDANCIAS

Si bien la ubicación geológica en un borde de cuenca, hace de la presente perforación un excelente registro de los movimientos que se produjeron en el Cretácico y Terciario, la interpretación de las manifestaciones de los mismos, en base al conocido esquema de Groeber, tropieza con algunos inconvenientes, especialmente en el Terciario, por dos razones: la primera, es que cuando se postuló la existencia de dichos movimientos se establecieron fundamentalmente en relación a sedimentos continentales de dudosa edad y equivalencia con los aquí estudiados; y la segunda, es la vaguedad con que posteriormente han sido empleados.

Teniendo presente estas salvedades, se intenta la interpretación y correlación de las evidencias tectónicas que se observan a lo largo del sondeo.

La discordancia más antigua registrada en la columna se encuentra entre los depósitos piroclásticos de la "Serie Tobífera" y los sedimentos marinos del Cretácico Medio.

El marcado cambio litológico, y los caracteres composicionales que se observan, avalan este indiscutido hiatus (Riggi, 1969). En primer término, sobre la "Serie Tobífera", fueron depositados sedimentos pelíticos grises muy oscuros y de alto contenido carbonoso. Tales depósitos se acumularon en zonas continentales bajas con pobre drenaje. Su existencia en la situación descripta, resulta un criterio utilizado en la exploración del subsuelo, para la interpretación de discordancias, cuando mares transgresivos avanzan sobre superficies

donde se forman sedimentos ricos en materiales orgánicos, pudiendo ser incorporados sin modificaciones sustanciales como una capa basal. Además, las areniscas suprayacentes muestran un contenido en cuarzo tan alto y diametralmente opuesto al existente en las mencionadas tobas, que es indudable que éstas estuvieron sometidas a procesos meteorizantes relativamente prolongados como para permitir una concentración de cuarzo, justificando así el período erosivo determinante de la discordancia, producto de la orogenia Nevádica.

Dentro del Cretácico, el siguiente movimiento, que se ha mencionado previamente para la cuenca, se ubicaría entre el Aptiano-Albiano y el Campaniano Superior, y ha sido indicado por primera vez, mediante argumentos paleontológicos por Leanza (1963) en la Región de Última Esperanza, quien ubica además, una equiparable discordancia erosiva en la región del lago Argentino y Viedma (Leanza, 1967). Por otro lado, en el subsuelo de la Cuenca, en la perforación SC.3, se observó el pasaje del Cenoniano Medio al Campaniano Superior en sólo 283 m (Malumián, 1968).

En la perforación SC.1, algunos elementos paleontológicos se podrían considerar como indicadores de este hiatus. La existencia de Albiano-Aptiano está indicada hasta los 910 m por la mención de *Tubulustium cf. discoidium* Stol., y se han hallado en el presente trabajo ostrácodos asociados a este megafósil, pertenecientes a una misma especie, "*Neocythere*" sp. nov., (cuyas formas relacionadas son conocidas hasta el Albiano), que continúa presentándose hasta los 871 m de profundidad. Por otra parte, la mención de *Hoplitoplacenteras*, revela la presencia de Campaniano Superior en 836 m. Por lo expresado puede interpretarse que el pase Aptiano-Albiano a Campaniano Superior, se produce en sólo 35 m. En este reducido intervalo, lamentablemente pudieron analizarse sólo 3 muestras, las únicas disponibles, que resultaron estériles; pe-

ro, es conveniente aclarar que este resultado negativo, por razones obvias, es frecuente en las cercanías de discordancias.

Por otra parte, no se observaron elementos composicionales y/o texturales dentro de los sedimentos que apoyan la presencia de una discordancia.

De haber existido una discordancia, sin manifestaciones de tipo litológico, es de esperar que las condiciones paleogeográficas y ambientales no hayan sufrido modificaciones substanciales en el transcurso de la misma. Este hiatus puede corresponder a los movimientos Austriacos.

La existencia de delgadas intercalaciones de conglomerados muy finos, desarrollados entre los 740 y 720 m, podría reflejar la discordancia ubicada según Yrigoyen (1952) por debajo del "Senoniano". Asimismo, debe puntualizarse que estos niveles marcan el término de la zona de foraminíferos arenáceos, que se inicia en el Campaniano Superior.

En cuanto a la discordancia ubicada por Camacho (1967) y Herm (1966) en el límite Cretácico-Terciario, si bien este límite queda claramente establecido en base a la microfauna, ésta no ofrece —posiblemente a causa del escaso material con que se contó— ninguna información que apoye o descarte dicha discordancia. Sin embargo, desde el punto de vista sedimentológico, se aprecia, en el Daniano, el primer aporte de material piroclástico. Además, existe también un cambio mineralógico. En el Cretácico predominan en orden decreciente de abundancia, biotita, apatita y hornblenda, mientras que en el Daniano, disminuyen marcadamente los dos primeros, pasando a prevalecer la hornblenda, que se mantiene persistentemente en todo el Terciario.

Tanto este aporte piroclástico como el cambio mineralógico pueden corresponder a la Prefase del Primer Movimiento (Larámica).

La siguiente discordancia se ubica, según Criado Roque *et al.* (1969) entre

el "Senoniano" y el "Grupo Arenoso Arcilloso Inferior", según sea en Santa Cruz Sur o Tierra del Fuego. Tal discordancia se refleja claramente en la ausencia de elementos micropaleontológicos del Paleoceno Medio-Superior y Eoceno Inferior.

Desde el punto de vista sedimentológico, la aparición de calizas altamente organógenas, y la existencia de abundante glauconita "madura", junto con granos de cuarzo bien redondeados, cuyo significado ha sido expuesto anteriormente, indica una prolongada estabilidad que ha permitido el desarrollo de esta discordancia.

Así es que la amplia repercusión de la Primera Fase del Primer Movimiento (Pirenaica) se extendió hasta la Cuenca Austral y comenzó a actuar ni bien transcurrió el Daniano. El brusco aumento de elementos de procedencia plutónica y metamórfica, registrado a partir del Eoceno, debe ser interpretado como el resultado de este movimiento, que expuso mayores áreas de estos tipos litológicos a los agentes erosivos.

El escaso espesor del Eoceno (menos de 15 m), la aparente ausencia de su parte más alta, y el brusco cambio faunístico registrado en el pase Eoceno-Oligoceno, sugiere la relación de estos hechos con perturbaciones tectónicas vinculados a la Segunda Fase del Primer Movimiento.

Por otra parte, el desarrollo de la sección conglomerádica está relacionada con la ingresión del "Patagoniense". Resulta evidente que la existencia de estos sedimentos gruesos y la transgresión del "Patagoniense", se deben a nuevos y distintos movimientos tectónicos de importante significación.

Si bien Yrigoyen (1969) opina que: "la acción de la Primera Fase del Segundo Movimiento, en el sentido de "Groeber, produce en el Sur un descenso que permite la ingresión del "Patagoniano", el Segundo Movimiento debe descartarse pues Groeber (1918, 1929 y 1951) consideró a la Segunda Fase del

Primer Movimiento, como la causante de la Cordillera Patagónica, y reconoció la edad del Segundo Movimiento a partir de la regresión del mar patagoniano, ubicándola cronológicamente por encima de los sedimentos conocidos como "Santacruzense", los que, como es sabido, se apoyan en concordancia sobre el "Patagoniense".

El origen de los elementos líticos de naturaleza andesítica, el abundante anfíbol y andesina, a partir del Eoceno, y el piroxeno, lamprobolita junto con pastas basálticas en los sedimentos del "Patagoniense", revelan una vinculación directa con la "Serie Andesítica" y los basaltos asociados.

APENDICE

FORAMINIFEROS PLANCTONICOS DEL EOCENO

SISTEMÁTICA.

Género: **GLOBIGERAPSIS**
Bolli, Loeblich & Tappan, 1957

Globigerapsis index (Finlay)
Lám. 1, fig. 3

- 1939. *Globigerinoides index* Finlay; p. 125, lám. 14, figs. 85-88.
- 1957. *Globigerapsis index* (Finlay). BOLLI; p. 165, lám. 36, figs. 14a-18b.
- 1961. *Globigerapsis index* (Finlay). HORNIBROOK; p. 152.
- 1967. *Globigerapsis index* (Finlay). BLOW; p. 330, lám. 27, figs. 1-2.

Observaciones: Esta especie, típica de aguas más bien templadas, es la especie planctónica más común y característica en el Eoceno de la perforación SC.1. Sus rasgos relevantes: suturas profundamente deprimidas, pared espesa y ornada con típicos mamelones, la hacen fácilmente identificable, tanto en los ejemplares juveniles que presentan una sola abertura, como en las formas de mayor tamaño, a pesar de exhibir éstos, ciertas deformaciones de la cóncula y pre-

sentar además, adherido a la pared, el componente cementante de sedimento.

Dimensiones (en mm): Alto: 0,50.

Distribución: 660-670 m.

Repositorio: Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Laboratorio de Micropaleontología, Catálogo n° 6321.

Género: **SUBBOTINA**

Brotzen y Pozaryska, 1961

Subbotina sp. cf. **Subbotina linaperta** (Finlay)
Lám. 1, fig. 2

- 1939. *Globigerina linaperta* Finlay; p. 125, lám. 13, figs. 54-57.
- 1957. *Globigerina linaperta* Finlay. BOLLI; p. 163, lám. 36, fig. 5a-b, y p. 70, lám. 15, figs. 15-17.
- 1958. *Globigerina linaperta* Finlay. HORNIBROOK; p. 26, 29, 33, lám. 1, figs. 18-21.

Observaciones: Los ejemplares hallados —por lo general pequeños— parecen no haber alcanzado el estado adulto, lo que sumado a las notables semejanzas que presentan *Subbotina linaperta* y *Globigerina angiporoides* Hornibrook, cuando los especímenes son juveniles, determina que la identidad del ejemplar aquí figurado, pese a la previa comparación con los topotipos de las especies mencionadas, no se pueda asegurar con el margen de certeza deseable.

S. linaperta es considerada por varios autores, como una forma derivada de *S. triloculinoidea* (Plummer), pero en la Cuenca Austral, es muy probable que *Subbotina* cf. *S. linaperta*, se halle vinculada evolutivamente de manera más directa a "*Globigerina*" *patagonica* Todd y Kniker, de la que difiere por sus cámaras subcuadradas y la abertura más baja.

Dimensiones (en mm): Alto: 0,25; ancho: 0,21; espesor: 0,18.

Distribución: 670-671 m.

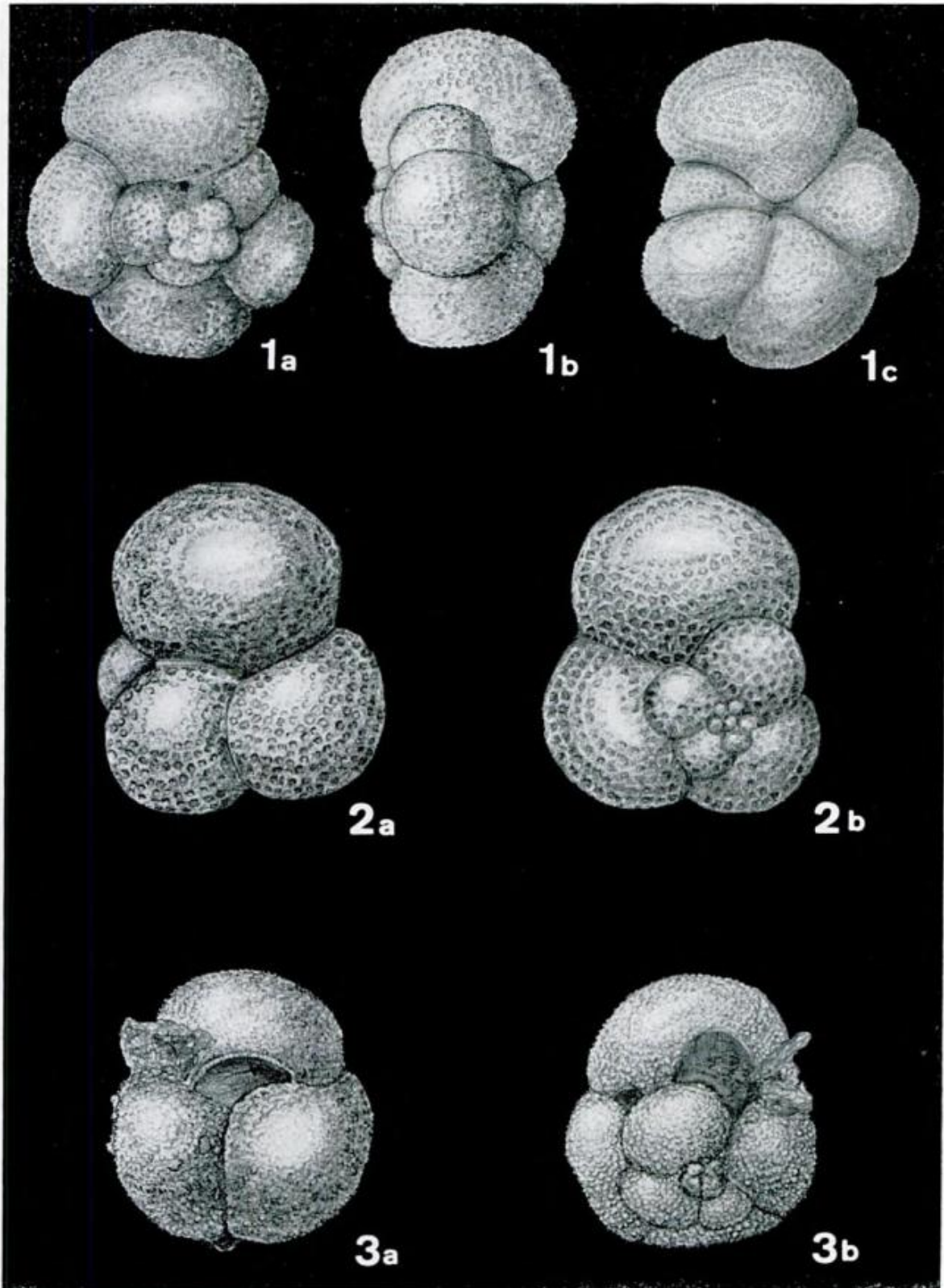


Lámina I. — 1, *Truncorotaloides collectea* (Finlay): *a*, vista dorsal; *b*, vista periférica; *c*, vista ventral; SC. 1: 670-671 m; $\times 165$; 2, *Subbotina* cf. *S. linaperta* (Finlay): *a*, vista dorsal; *b*, vista ventral; SC. 1: 670-671 m; $\times 175$; 3, *Globigerapsis index* (Finlay): *a*, vista mostrando la abertura principal; *b*, vista parcialmente dorsal, mostrando las aberturas secundarias; SC. 1: 660-670 m; $\times 72$.

Repositorio: Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Laboratorio de Micropaleontología, Catálogo n° 6323.

Género: **TRUNCOROTALOIDES**
Brönnimann & Bermúdez, 1953

Truncorotaloides collactea (Finlay)

Lám. 1, fig. 1

1939. *Globorotalia collactea* Finlay; p. 327, lám. 29, figs. 164-165.
1957. *Globigerina collactea* (Finlay). BOLLI; p. 162, lám. 35, fig. 18a-b.
1961. *Globorotalia collactea* Finlay. HORNIBROOK; p. 149.
1965. *Truncorotaloides collactea* (Finlay). JENKINS; p. 343-348, figs. 1-27.

Observaciones: Los escasos ejemplares estudiados concuerdan perfectamente con las formas neocelandesas: poseen el lado espiral de levemente convexo a plano, el ombligo profundo y las suturas deprimidas, pero debido al tipo de conservación, las pequeñas aberturas del lado espiral, se observan con cierta dificultad, incluso aún, por inmersión en líquidos característicos.

Esta especie, que se la localiza generalmente en altas latitudes se distingue por su enroscamiento dextrógiro, rasgo éste, presente en todos los ejemplares del sondeo.

T. rohri (Bolli) forma típica de zonas tropicales, se halla estrechamente relacionada con *T. collactea*, tal como lo puntualizara con todo acierto Jenkins (*op. cit.*) en el análisis completo que realizó de la especie. En efecto, el citado autor, al estudiar las diferencias: menor tamaño, espinosidad, compacidad de la cónchula, aberturas suturales más pequeñas y el enroscamiento preferentemente dextrógiro de *T. collactea*, le hicieron sugerir una posible diferencia específica entre ambos; sin embargo, el similar rango estratigráfico conjuntamente con las semejanzas morfológicas que presentan, mantienen, en cierto aspecto, la posibilidad de que sean coespecíficas, y que las diferencias sean el re-

sultado de condiciones relacionadas con la latitud. Si se lograra conocer mejor el comportamiento de estas formas en las latitudes intermedias, especialmente, el sentido de enroscamiento, se obtendría una idea clara, no solamente sobre dicha relación, sino también la de confirmar, o descartar, la individualidad específica de ambas formas.

Dimensiones (en mm): Alto: 0,25; ancho: 0,21; espesor: 0,19.

Distribución: 660-670; 670-671 m.

Repositorio: Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Laboratorio de Micropaleontología. Catálogo n° 6322.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bertels, A., 1969. *Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 24(1): 41-54, 2 fig.
— 1970. *Sobre el Piso Patagoniano y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral (Rep. Argentina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 25 (4): 495-501.
Blow, W. H., 1967. *Late Middle Eocene to Recent Planktonic foraminiferal biostratigraphy*. First Int. Conference Planktonic Microfossils., Proc.: 199-421, 54 lám.
Bolli, H. M., 1957. *The Genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Springs Formation of Trinidad*, B. W. I. U.S. Nat. Mus., Bull. 215: 61-81.
— 1957. *Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formation of Trinidad*, B. W. I. U.S. Nat. Mus., Bull. 215: 155-172.
Camacho, H. H., 1967. *Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 12 (4): 253-279, 7 fig.
Camacho, H. H. y J. A. Fernández, 1956. *La transgresión patagoniense en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del Río Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 11 (1): 23-45.
Cañon, A. M., 1968. *Cronoestratigrafía de los sedimentos terciarios de Tierra del Fuego, provincia de Magallanes*. III Jornadas Geol. Arg., Actas 1: 91-110, 2 fig.
Compton, Robert R., 1962. *Manual of Field Geology*. John Wiley y Sons, Inc. New York.

- Criado Roque, P., de Ferrariis, C., Mingramm, A., Roller, E., Simonato, I., Suero, T., 1960. *Cuencas Sedimentarias de la Argentina*. Bol. Inf. Petrol. 320: 3-21.
- Charrier G., R. y A. Lahsen, A., 1968. *Contribution a l'étude de la limite Crétacé-Tertiaire de la Province de Magellan, extrême sud du Chili*. Rev. Micropaléontologie 11 (2): 111-120, 1 lám., 1 text-fig.
- 1969. *Stratigraphy of Late Cretaceous Early Eocene, Seno Skyring-Strait of Magellan Area, Magallanes province, Chile*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 53 (3):
- Feruglio, E., 1938. *El Cretáceo superior del Lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes*. Physis 12: 325-327.
- 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Dir. Gen. Y.P.F. 1.
- Finlay, H. J., 1939. *New Zealand Foraminifera. Key Species in Stratigraphy, n° 3*. Trans. Roy. Soc. N. Z. 69 (3): 309-329.
- Groeber, P., 1918. *Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi*. Physis 4: 208-240.
- 1929. *Lineas fundamentales de la geología de Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Ministerio Agric., Ann. Geol. Min. Min. Public. 58: 110, 9 lám.
- 1951. *La Alta Cordillera, entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Museo Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia", Rev., Geol. 1 (5): 235-351, 20 lám., 1 mapa.
- García, E. Rossi de y H. H. Camacho, 1965. *Descripción de fósiles procedentes de una perforación efectuada en la provincia de Santa Cruz (Argentina)*. Ameghiniana 4 (3): 71-73, 1 lám.
- Herm. D., 1966. *Micropaleontological aspects of the Magallanese Geosyncline, Southernmost Chile, South America*. Second West African Micropal. Coll., Proc. 72-86. Ibadan (1965, junio 18-julio 1).
- Hornibrook, N. de B., 1958. *New Zealand Upper Cretaceous and Tertiary foraminiferal zones and some overseas correlations*. Micropal. 4 (1): 25-38, 1 lám., 2 tablas.
- 1961. *Tertiary Foraminifera from Oamaru District (N. Z.). Pt. 1. Systematics and Distribution*. N. Z. Geol. Surv., Bull. 34 (1): 192, 28 lám.
- Jenkins, D. G., 1965. *Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to Lower Miocene of New Zealand*. N. Z. J. Geol. Geophys. 8 (6): 1088-1126, 15 fig.
- 1965. *A re-examination of Globorotalia collactea Finlay, 1939*. N. Z. Geol. Surv., Bull. 8 (5): 843-48, 27 fig.
- Johns, W. D., Grim, R. E. y Bradley, W. F., 1954. *Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods*. Journ. Sedim. Petrol., 24 (4): 242-51.
- Leanza, A. F., 1963. *Patagoniceras gen. nov. (Binneyitidae) y otros ammonites del Cretácico Superior de Chile meridional con notas acerca de su posición estratigráfica*. Acad. Nac. Cienc., Bol. 43 (2-4): 204-225, 4 lám., 1 text-fig.
- 1967. *Descripción de la Fauna de Placentíceras del Cretácico Superior de Patagonia Austral con consideraciones acerca de su posición estratigráfica*. Acad. Nac. Cienc., Bol. 46 (1): 5-28, 10 lám.
- 1970. *Ammonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes con notas acerca de su posición estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 25 (2): 197-260, 28 fig.
- Levy, R., 1967. *Revisión de las Trigonias de Argentina. Parte III. Los Pterotrigoniinae de Argentina*. Ameghiniana 5 (3): 101-107, 1 lám.
- Loeblich, A. R. y H. Tappan, 1964. *Protista. En Treat. Invert. Paleont. 2, parte C. (Ed. R. C. Moore)*. Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas.
- Malumián, N., 1968. *Foraminíferos del Cretácico Superior y Terciario del Subsuelo de la Provincia de Santa Cruz, Argentina*. Ameghiniana 5 (6): 191-227, 8 lám., 1 fig.
- (M. S.). *Informe sobre la bioestratigrafía del Cretácico Superior del Cerro Cazador, Prov. de Santa Cruz*. Informe inédito. Instituto Nacional de Geología y Minería, 1967.
- (M. S.). *Micropaleontología y Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la provincia de Buenos Aires*. Tesis de Doctorado, Fac. Cs. Exactas y Naturales, U.B.A., 1969.
- 1970. *Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires (Argentina)*. Ameghiniana 7 (2): 173-203, 3 cuadros.
- Marchese, H. G. y C. A. Fernández Garrasino, 1969. *Clasificación descriptiva de areniscas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 24 (3): 281-86.
- Powers, M. C., 1953. *Roundness of sedimentary particles*. Journ. Sed. Petrol. 23: 117-119.
- Riccardi, A. C. (M. S.). *Estratigrafía de la Región Oriental de Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz*. Tesis Doctoral, Univ. de La Plata. 1968.
- Riggi, J. C., 1969. *Rasgos sedimentológicos, paleogeográficos y paleoclimáticos de la Sección Inferior de la Cuenca Austral, en la zona comprendida entre los pozos SC.1-SC., EM.1-SC. CB.1 (Santa Cruz)*. IV Jornadas Geol. Arg., Actas 1: 509-517.
- Todd, R. y R. Kniker, 1952. *An Eocene Foraminiferal Fauna from the Agua Fresca Shale of Magallanes Province, Southernmost Chile*. Cushman Found. Forum. Res. Spec. Publ. n° 1: 23, 4 lám., 1 fig.

- Van Morkhoven, F. P. C. M., 1963. *Post-Palaezoic Ostracoda*. Elsevier Publ. C. Amsterdam.
- Waterhouse, J. B. y A. Riccardi, 1970. The lower Cretaceous bivalve *Maccoyella* in Patagonia and its paleogeographic significance for continental drift. *Ameghiniana* 7 (3): 281-296, 1 lám., 3 fig.

- Yrigoyen, M. R., 1962. *Evolución de la explotación petrolera en Tierra del Fuego*. *Petrotecnia* 4: 32-38.
- 1969. *Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina (Relato)*. *Ameghiniana* 6 (4): 315-326.

Recibido el 4 de enero de 1971.

ESTRUCTURA GEOLOGICA DEL EXTREMO AUSTRAL
DE LAS SIERRAS SUBANDINAS
PROV. DE SALTA Y TUCUMAN, REPUBLICA ARGENTINA

POR RICARDO MON

RESUMEN

Sobre un basamento precámbrico (Formación Medina), levemente metamorfizado, se apoyan las entidades estratigráficas siguientes:

Acarreos	Cuartario
Formación Río Salí	Terciario
Grupo Salta	Cretácico
Formación Orcomato	Ordovícico
Formación Candelaria	Cámbrico

La estructura está dada por la orogenia Andica.

El ascenso en bloques del basamento fallado, originó pliegues amplios en la cubierta sedimentaria. El fallamiento del basamento fue acompañado por una cierta medida de plegamiento. El basamento dúctil es responsable principal del estilo tectónico de las Sierras Subandinas y muestra un comportamiento totalmente diferente al del basamento rígido altamente metamorfizado de las Sierras Pampeanas.

ABSTRACT

Over a slightly metamorphosed Precambrian basement (Medina Formation), the following stratigraphical unities were recognized:

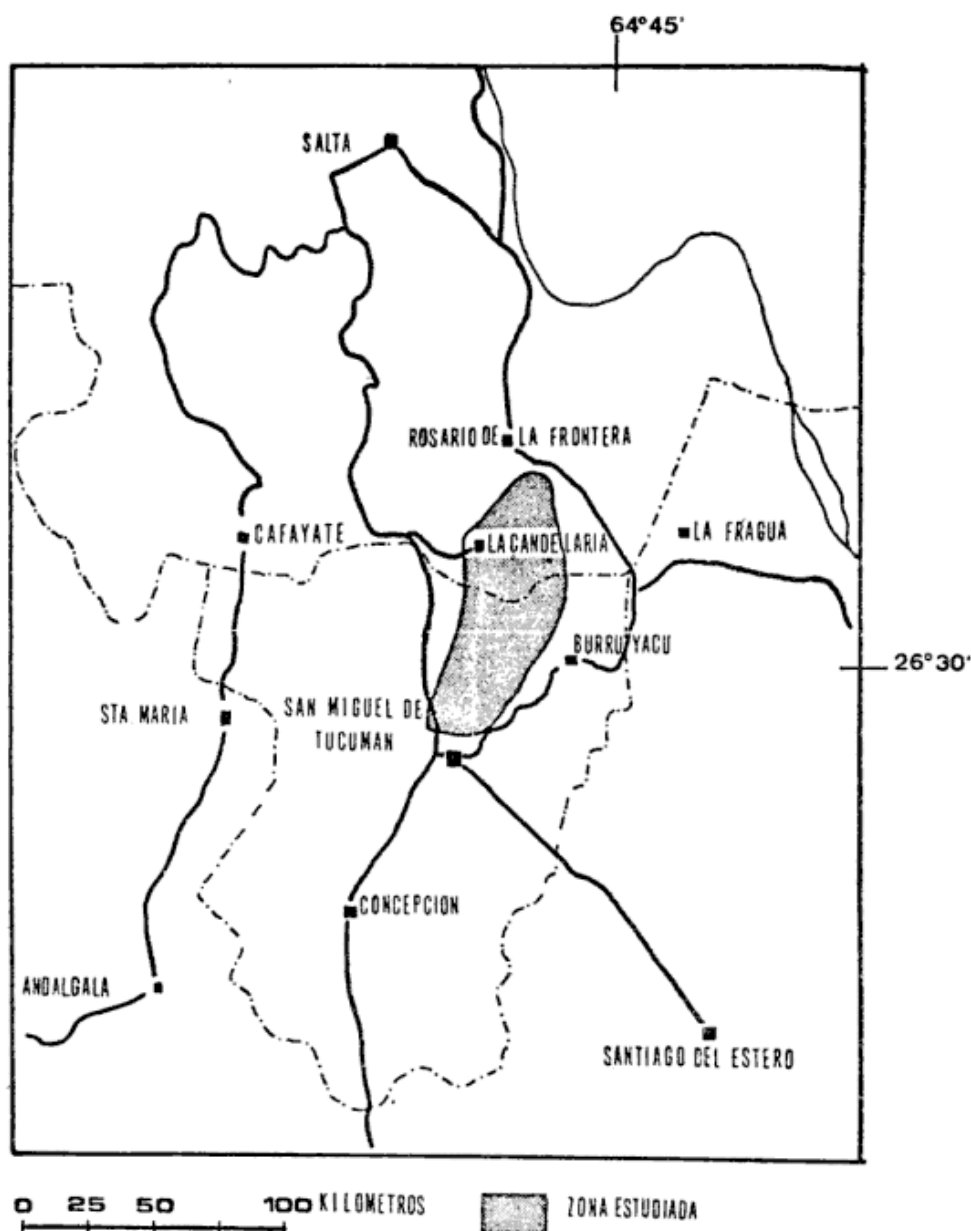
Quaternary sediments	
Río Salí Formation	Tertiary
Salta Group	Cretaceous
Orcomato Formation	Ordovician
Candelaria Formation	Cambrian

The actual structure was given by the Andean orogeny. Big folds resulted in the cover rocks from faulted basement block uplift. The basement faulting was accompanied by a certain amount of folding. This ductil basement is the main responsible for the tectonic style of the Subandean Ranges and it shows a completely different behaviour to the rigid highly metamorphosed basement of the Pampean Ranges.

INTRODUCCION

La zona estudiada comprende la Sierra de La Candelaria (Prov. de Salta) y las sierras del noreste de la provincia de Tucumán (Sierras de Medina, Noga-lito del Campo y La Ramada).

La estratigrafía de esta región ha sido estudiada por varios autores que han establecido los caracteres principales de la misma; mientras tanto sus rasgos estructurales permanecían poco menos que desconocidos; es por ello que este



trabajo se orienta principalmente al estudio de los mismos.

Se ha levantado un mapa geológico a escala aproximada 1 : 70.000, que posteriormente ha sido reducido a 1 : 280.000 para su publicación. Se ha empleado como base topográfica un mosaico fotográfico confeccionado con fotografías del Instituto Geográfico Militar. Una parte de este mapa fue dada a conocer anteriormente (Mon, Urdaneta, Suayter, 1970 b).

La espesa vegetación que cubre la región limita en gran medida las observaciones, en general éstas se restringen a los cauces de ríos y arroyos.

El faldeo oriental de la Sierra de La Candelaria ha sido estudiado someramente en relación al resto del área; las investigaciones en curso de realización por parte de geólogos del Instituto Miguel Lillo aportarán, sin duda, mayores detalles sobre este sector.

Expreso mi reconocimiento a los licenciados A. Urdaneta y L. Suayter por su valiosa colaboración en el estudio de una parte de esta región, como asimismo al señor J. C. Dinkel que me acompañó durante gran parte de los trabajos de campo. Los recursos materiales para la ejecución de este trabajo fueron proporcionados por la Fundación-Instituto

Miguel Lillo y la Dirección Provincial de Minas de Tucumán, instituciones a las que manifiesto mi agradecimiento.

ESTRATIGRAFIA

Como señalamos más arriba ésta ya había sido objeto de estudio por parte de otros autores, que en general, a causa de la falta de bases topográficas, se limitaron a levantar perfiles o mapas de áreas reducidas. De manera que actualmente nos encontramos con una serie de observaciones dispersas, frecuentemente desconectadas entre sí. En este trabajo intentaremos reunir las y correlacionarlas para llegar a un cuadro estratigráfico de esta región.

En líneas generales, la estratigrafía está dada por un basamento precámbrico, débilmente metamorfozido, sobre el que se encuentran restos del Paleozoico inferior marino y una serie sedimentaria atribuible al Grupo Salta (Cretácico) a la que se superponen sedimentos terciarios y cuaternarios.

PRECAMBRICO

FORMACIÓN MEDINA

Está constituida por filitas de bajo grado de metamorfismo, de color gris azulado y verdoso; intensamente fracturadas y plegadas; atravesadas por abundantes venas de cuarzo y a veces de calcita (Sierra de La Ramada). Presentan una laminación en capas de 1 a 2 cm de espesor, único testimonio de los rasgos sedimentarios primitivos que han sobrevivido a la deformación.

Esta unidad es la más antigua y también la más extensamente representada; constituye la mayor parte de las sierras. Dentro de la misma, a causa de su carácter monótono, es imposible hacer subdivisiones. A pesar de que sus afloramientos se extienden a lo largo de decenas de kilómetros en dirección norte-sur, no se ha observado ningún

cambio en el grado de metamorfismo, tampoco se notan variaciones en sentido este-oeste.

Bossi (1969) fue quien le otorgó el nombre de Formación Medina y la asignó al Precámbrico de acuerdo con Keidel (1947).

PALEOZOICO

FORMACIÓN CANDELARIA

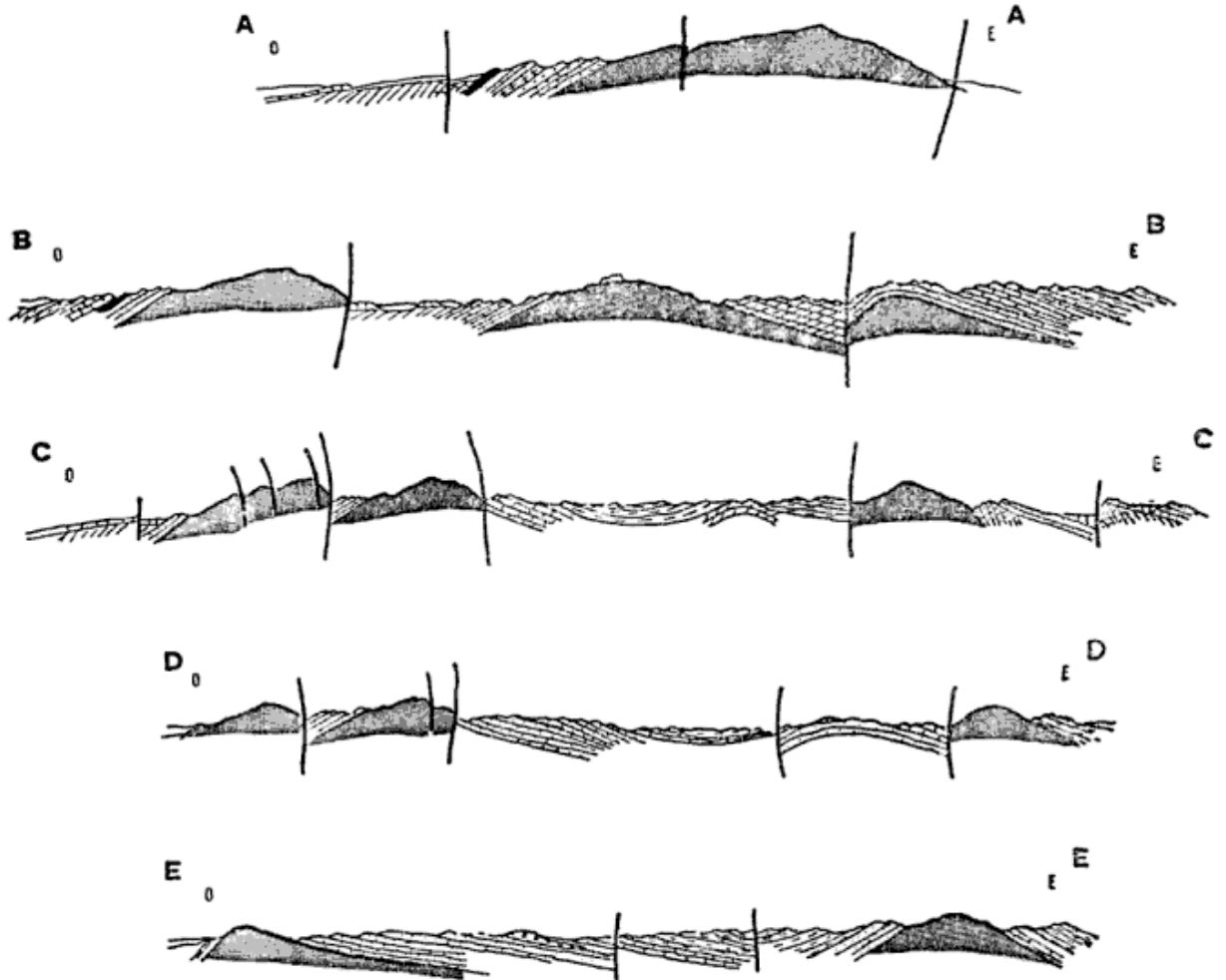
Representa una sucesión de ortocuarcitas rosadas, de origen marino, que aparecen en discordancia angular sobre la Formación Medina; están fuertemente diaclasadas y plegadas. En la base se encuentra un conglomerado (tres metros de espesor) constituido por una matriz arenosa rosada y rodados de cuarzo y filitas grises que no superan los 3 cm de diámetro; hacia arriba pasa gradualmente a areniscas gruesas, conglomerádicas. Intercalados dentro de las ortocuarcitas rosadas, aparecen algunos banquitos lutíticos de color "beige". El espesor de los bancos de cuarcitas oscila entre los 20 y los 60 cm; dentro de los mismos es posible distinguir una laminación entrecruzada bien marcada.

Esta unidad está escasamente representada por afloramientos aislados en el faldeo occidental de la Sierra de La Candelaria y en el oriental de la del Campo; en la primera alcanza un espesor de 725 m (Ricci y Villanueva, 1969), en la segunda se ha medido un espesor mínimo de 105 m (Mon, Urdaneta, Suayter, 1970 a).












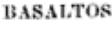
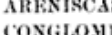
FORMACIÓN ORCOMATO

Ricci y Villanueva (1969) adoptaron este nombre para un paquete de aproximadamente 40 m de espesor de lutitas y limolitas verdosas, que se encuentran en concordancia sobre las cuarcitas de la Formación Candelaria. Presentan estratificación bien marcada en banquitos de pocos centímetros de espesor, en los que se encuentran algunas concreciones ferruginosas. Estas pelitas han propor-

PERFILES GEOLOGICOS DEL EXTREMO AUSTRAL DE LAS SIERRAS SUBANDINAS
(PROVINCIAS DE SALTA Y TUCUMAN)



REFERENCIAS

	CUARTARIO SUP.		FORMACION YACORAITE
	CUARTARIO INF.		FORMACION PIRGUA
	FORMACION RIO SALI		
	GRUPO SALTA NO DIFERENCIADO		FORMACION ORCOMATO
	FORMACION SANTA BARBARA		FORMACION CANDELARIA
			FORMACION MEDINA
			BASALTOS
			ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

0. 1400 7000 METROS

cionados restos de trilobites que han permitido su datación.

La Formación Orcomato está representada solamente por un afloramiento reducido en el faldeo occidental de la Sierra de la Candelaria; ésta particularmente bien expuesta en la quebrada de Orcomato al nordeste del pueblo de La Candelaria.

El hallazgo de *Parabolina argentina* por parte de Ricci y Villanueva (1969) dentro de las lutitas de la Formación Orcomato ha permitido asignarlas al Tremadociano inferior. A las cuarcitas infrayacentes, pertenecientes a la Formación Candelaria, cabría atribuirles una edad más antigua, probablemente cámbrica, lo que también estaría apoyado por la similitud litológica que presentan con el Cámbrico de la Cordillera Oriental (Prov. de Jujuy). No obstante, introduce ciertas dudas el hecho de que el contacto cámbrico - ordovícico es aparentemente concordante, contrariamente a lo que ocurre en otros lugares, donde se observa entre ambos una discordancia angular (Turner, 1964).

MESOZOICO

La estratigrafía del Mesozoico es uno de los puntos más delicados, y también más discutidos, que plantea el estudio de esta región.

El problema consiste en determinar si el Grupo Salta, muy bien representado en la provincia del mismo nombre, continúa o no en el extremo austral de las Sierras Subandinas (Prov. de Tucumán). A nuestro parecer la continuidad es evidente, al menos para una parte del mismo, como ya lo indicaron Ruiz Huidobro (1960) y Danieli y Porto (1968). Sin embargo cabe agregar que el Grupo Salta en Tucumán presenta características especiales dadas por el acañamiento de la Formación Yacoraite y de parte de la Formación Santa Bárbara. Este criterio no es compartido por Bossi (1969), que en su estudio del extremo austral de la Sierra de Medina y

zonas adyacentes, crea una nomenclatura estratigráfica diferente (Grupo Tucumán), considerando que las unidades presentes en ese lugar no se corresponden con las que afloran más al norte. En los párrafos siguientes discutiremos esos puntos.

FORMACIÓN PIRGUA

Representa la base del Grupo Salta, se apoya en discordancia angular sobre el basamento precámbrico (Formación Medina) y sobre el Paleozoico. Sin embargo en los afloramientos situados en el faldeo occidental de la Sierra de La Candelaria, entre la Formación Orcomato (Ordovícico) y la Formación Pirgua no se nota la existencia de discordancia angular.

En la base de esta unidad se encuentra un conglomerado brechoso compuesto por una matriz arenosa de color rojo y clastos angulosos de filitas y cuarzo. En el extremo austral de las Sierras de La Ramada y Medina, la Formación Pirgua adquiere una gran participación volcánica; en la brecha ésta se manifiesta con abundantes rodados de basalto y de vulcanitas ácidas y mesosilícicas muy alteradas. Además se encuentran intercalados numerosos mantos de basalto y algunos cuerpos traquíticos (Bossi, 1969).

El espesor de la brecha de base, que no siempre está presente, va desde dos a tres metros hasta los 320 m que cita Bossi (1969) en la zona de El Cadillal, donde decidió considerarla como una unidad independiente (Formación El Cadillal).

Hacia arriba se va perdiendo el carácter brechoso para pasar a un conglomerado rojo con matriz arenosa y rodados bien redondeados de cuarzo además de rodados de filitas y cuarcitas rosadas, estos últimos son particularmente abundantes en el extremo norte de la Sierra de Medina y en la Sierra de la Candelaria; provienen, sin duda, de la erosión de las cuarcitas atribuidas al Cámbrico.

La participación conglomerádica se

atenúa hacia arriba y se pasa a areniscas conglomerádicas rojas algo friables con cemento calcáreo. Estas presentan estratificación poco marcada en bancos que superan un metro de espesor, presentan además laminación entrecruzada bien visible. Son frecuentes las intercalaciones conglomerádicas, con rodados redondeados de cuarzo. Además se encuentran algunas intercalaciones de areniscas cuarcíticas rosadas altamente consolidadas y tenaces.

Los afloramientos de esta Formación están extensamente distribuidos en toda el área estudiada. En general se encuentran rodeando a los núcleos del basamento cristalino de cada sierra. Presenta un espesor variable que va desde los pocos metros, como en parte del faldeo oriental de la Sierra del Campo, hasta los 750 m medidos por Ruiz Huidobro (1960) en la quebrada de Cañizares.

FORMACIÓN YACORAITE

Esta se encuentra en concordancia sobre la anterior; está constituida por areniscas blanquecinas, con intercalaciones de areniscas y limolitas pardorrojizas además de banquitos calcáreos de color gris amarillento. Bonaparte y Bossi (1967) efectuaron un estudio detallado de estos afloramientos de los cuales levantaron dos perfiles al este del pueblo de La Candelaria (Aguas Calientes y quebrada del Morterito). En esta área la Formación presenta un espesor visible de 150 metros.

En el extremo norte de la Sierra de Medina, Ruiz Huidobro (1960) pudo localizar a la Formación Yacoraite a pesar de que se encuentra representada por facies diferentes a las típicas. Está constituida por areniscas pardo-rojizas con intercalaciones de banquitos calcáreos de color blanco que contienen restos de gasterópodos que son los que permitieron individualizarla en la quebrada de Cañizares. Este mismo autor señala, con reserva, la presencia de la Formación Yacoraite en el sector austral de la Sierra de Medina, donde además de

estar representada por facies atípicas tendría un espesor muy reducido, por ello no la hemos marcado en el mapa.

FORMACIÓN SANTA BÁRBARA

Representa a los términos superiores del Grupo Salta; sigue en concordancia a la Formación Yacoraite o se ubica directamente sobre la Formación Pirgua en los lugares en que la primera no está presente.

En la quebrada de Cañizares se observa que, en la base de esta unidad, aparecen areniscas grisáceas y blanquecinas, friables, con participación tobácea importante y restos vegetales (en mal estado de conservación). Siguen hacia arriba bancos de areniscas blanquecinas cuarzosas muy puras. Este conjunto arenoso no supera los 40 m de espesor. Encima del mismo se encuentran margas y lutitas verdosas muy bien estratificadas con intercalaciones finas de calizas amarillentas y de banquitos de yeso.

En el faldeo oriental de la Sierra del Campo está representada por areniscas friables grises, rosadas y moradas, con estratificación poco visible, abundante material carbonoso y restos vegetales. Sobre esta secuencia arenosa se encuentran lutitas y margas verdosas, amarillentas, bien estratificadas; con intercalaciones de bancos de yeso, areniscas gruesas de color gris y banquitos de lutitas moradas con fractura concoidea.

En la depresión topográfica situada entre la Sierra de Medina, al oeste, y las da La Ramada y el Campo, al este, hay numerosos afloramientos de la Formación Santa Bárbara, constituida en su parte inferior por areniscas blancas cuarzosas muy puras, que afloran en los alrededores de la localidad del Nio y del río Chorrillos; a éstas se superpone el conjunto pelítico descrito más arriba (margas y lutitas verdosas y amarillentas), en el techo de la formación aparecen lutitas bituminosas negras.

El espesor de la misma disminuye de norte a sur; en el extremo austral de la

zona estudiada está representada solamente por lutitas y margas verdosas con intercalaciones de yeso (río Loro). En el valle del río Urueña le hemos medido un espesor de 300 metros.

CORRELACIONES Y EDAD DE LAS FORMACIONES DEL GRUPO SALTA

En el extremo sur de la Sierra de Medina, Bossi (1969) ha llamado Formación Río Loro a las areniscas y conglomerados rojos que se encuentran encima de un conjunto brechoso, que se superpone directamente al basamento. Dada la continuidad cartográfica y la similitud litológica que presenta con la Formación Pirgua, presente en el sector norte de la Sierra Medina, consideramos que se trata de la misma unidad litológica. A las brechas que se encuentran por debajo, Bossi (1969) las ha denominado Formación El Cadillal; en principio nos parece que ellas son equivalentes a las brechas de base de la Formación Pirgua, criterio que hemos usado para la confección del mapa que acompaña este trabajo. Pero de cualquier modo no deja de llamar la atención el espesor anormal elevado que adquieren las brechas en ese lugar (extremo sur de la Sierra de Medina), lo que en cierta medida justifica la creación del término Formación El Cadillal, que tiene valor local solamente.

De acuerdo con los datos acumulados en los últimos años se ha confirmado la edad cretácica superior de gran parte del Grupo Salta. Uno de los argumentos más firmes para acordarle esta edad es el hallazgo de restos de dinosaurios (*Antarctosaurus*) por parte de Bonaparte y Bossi (1967), dentro de capas de la Formación Pirgua. Según Moreno (1970) la Formación Santa Bárbara podría prolongarse hasta el Daniano.

Un dato interesante es el proporcionado por Bossi y Wampler (1969), que en base a mediciones de edad absoluta realizadas en vulcanitas que intruyen a la Formación El Cadillal, le atribuyen a ésta edad cretácica inferior a media.

CENOZOICO

FORMACIÓN RÍO SALÍ

Se apoya en concordancia sobre la Formación Santa Bárbara. En los lugares en que ésta desaparece por acuñaamiento, se encuentra directamente sobre la Formación Pirgua. En una parte del faldeo oriental de la Sierra del Campo se halla en contacto con el basamento precámbrico (Formación Medina), probablemente debido a una discordancia de carácter local.

Esta unidad está compuesta principalmente por limolitas y arcilitas de color pardo-rojizo con numerosas intercalaciones de yeso que alcanzan hasta 60 cm de espesor. Se encuentran además bancos de calizas oolíticas de color gris amarillento cuyo espesor varía entre pocos centímetros y medio metro. Estos son objeto de explotación en gran parte de la región.

En los lugares en que se encuentra a la Formación Río Salí sobre la Formación Santa Bárbara, se observa un pasaje gradual entre ambas dado por una disminución de las lutitas y margas verdes y un aumento de las limolitas y arcilitas pardo-rojizas.

Cuando la Formación Río Salí se apoya sobre la Formación Pirgua, como ocurre al sudeste de la Sierra del Campo y la Sierra de La Ramada, el pasaje está dado por una paquete de 4 a 6 m de areniscas rosadas y grisáceas, friables, tobáceas, que probablemente podrían representar a la Formación Santa Bárbara sumamente condensada.

Los afloramientos de la Formación Río Salí, que alcanza 800 m de espesor, están extensamente distribuidos en la región estudiada; los mejor expuestos se hallan en el faldeo occidental de la Sierra de Medina.

Ruiz Huidobro (1960) la atribuye al Terciario y la correlaciona con la Formación Carahuasi que se extiende más al norte (Prov. de Salta).

CUARTARIO INFERIOR

Está representado por depósitos que cubren extensas superficies de pedimentación que rodean a las sierras. En la base de los mismos se encuentra un conglomerado brechoso grueso cuyos clastos son principalmente de filitas; siguen hacia arriba conglomerados más finos con estratificación pobre, sus clastos presentan cierta selección por tamaño y redondeamiento incipiente, además frecuentemente presentan disposición imbricada dada por la corriente. En general, estos conglomerados son de color gris.

CUARTARIO SUPERIOR

Los sedimentos de esta edad son gravas y arenas de colores predominantemente rojizos con intercalaciones de cenizas volcánicas. Además hay brechas de pendiente que no presentan ninguna consolidación ni selección; sus clastos son casi totalmente de filitas del basamento, en algunos casos presentan un color de alteración rojizo. Estos depósitos cubren también a formaciones más jóvenes que el basamento, de donde provienen sus clastos.

CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA

La presencia de algunos restos de Paleozoico inferior marino, respetados por la erosión, indica que la cuenca de deposición del mismo se extendía considerablemente más al sur de lo que se suponía anteriormente, especialmente para el Cámbrico. Por otra parte las facies presentes no indican de ninguna manera la proximidad del borde de cuenca, lo que hace pensar que ésta podría ser aún más extensa.

El Grupo Salta presenta características marcadamente continentales, su parte inferior (Formación Pírgua) ha sido depositada bajo régimen fluvial en una cuenca de hundimiento relativamente rápido. La litología de las Formaciones Yacoraite y Santa Bárbara indica condiciones predominantemente lacustres.

Este Grupo se encuentra bien desarrollado en la parte septentrional de la región estudiada, donde está representado por todas sus Formaciones. Hacia el sur acuña, en primer lugar la Formación Yacoraite, compuesta por facies distintas de las que le son típicas más al norte, éstas indican un enarenamiento de la cuenca (Schlagintweit, 1937; Moreno, 1970); más al sur se produce el acuñamiento de la Formación Santa Bárbara.

La Formación Río Salí representa también una unidad con fuertes afinidades continentales; se ha depositado en un ambiente lacustre donde predominan condiciones de oxidación.

En la actualidad se nota la falta de estudios estratigráficos detallados, especialmente dentro de las Formaciones Santa Bárbara y Río Salí; el sitio más adecuado para hacerlos parece ser el faldeo occidental de la Sierra de Medina, donde la cubierta vegetal permite ver afloramientos más extensos y además presenta una estructura simple.

ESTRUCTURA

Los principales rasgos estructurales de esta región se encuentran orientados en dirección NNE - SSO.

Cada una de las sierras representa un gran anticlinal en cuyo núcleo aflora el basamento precámbrico (Formación Medina). Estos muestran terminaciones periclinales en sus extremos causadas por el buzamiento de sus ejes tanto hacia el norte como hacia el sur. Los flancos presentan inclinaciones suaves que no superan los 25°.

El mecanismo responsable de la formación de estos pliegues, de la cobertura sedimentaria, ha sido el movimiento de bloques de basamento mediante fracturas de alto ángulo, que no siempre se manifiestan en superficie.

El anticlinal de la Sierra de La Candelaria representa un pliegue de gran magnitud, cuyo eje se extiende a lo largo de más de cincuenta kilómetros y se encuentra suavemente encorvado, de ma-

nera que su parte cóncava mira hacia el oeste. El bloque que ha provocado la formación de este pliegue ha ascendido mediante una falla que se encuentra al este del mismo y que puede observarse a lo largo de una parte del cauce del río Urueña; su continuación hacia el norte está cubierta por depósitos cuarternarios. Este bloque ha actuado en forma casi monolítica, ya que dentro del mismo no se observan fracturas importantes que lo dividan en partes independientes.

La Sierra de Medina ofrece una estructura algo más compleja, allí, adosado al bloque principal, se encuentra otro de menor magnitud desprendido del primero (Sierra de Nogalito). El bloque principal está afectado además por varias fallas de segundo orden que lo han desmembrado parcialmente. Las fracturas que han producido su levantamiento y basculamiento hacia el oeste, se encuentran en el borde oriental de la sierra.

El bloque de la Sierra del Nogalito se halla separado del de Medina por dos fallas principales: una de rumbo NE-SO y otro prácticamente norte-sur, que está asociada a un grupo de fallas que presentan disposición escalonada, donde cada una de ellas tiene el labio occidental elevado con respecto al oriental. Este juego, del cual forma parte también la falla que marca el borde nor-oriental de la Sierra de Medina, corta a la fractura anterior (NE-SO), que es más antigua, en varios segmentos. Este sistema de fallas se atenúa y desaparece hacia el sur.

La interpretación tectónica del extremo sur de la Sierra de Medina resulta algo más difícil, ya que allí se observa que el anticlinal principal es asimétrico, con su flanco empinado hacia el oeste, lo que indicaría un basculamiento hacia el este del bloque infrayacente, contrariamente a lo observado más al norte. Es probable que este basculamiento hacia el este sea más antiguo y que se haya producido en toda la sierra mediante una falla que no se manifiesta en

superficie, situada al oeste de la misma. Este movimiento, que no ha tenido gran magnitud, habría sido enmascarado, en la parte central y norte, por el fracturamiento posterior, pero sus efectos persisten donde este último no se manifiesta, vale decir en el extremo austral de la sierra. Otro hecho que llama la atención en este sector, es que la sierra forma un arco bastante marcado con su lado cóncavo hacia el oeste; este encorvamiento similar al observado en la Sierra de La Candelaria, se debe probablemente a movimientos posteriores a los principales que deformaron parcialmente a los bloques ya levantados.

Como señalamos más arriba, la Sierra del Nogalito está constituida por un bloque adosado al de la Sierra de Medina; basculado hacia el oeste por una gran fractura que se encuentra en su borde oriental. Hacia el sur ambos bloques se sueldan al desaparecer las fallas que los separan.

Las Sierras del Campo y La Ramada constituyen dos bloques independientes divididos por una falla de rumbo NO-SE que corre por el río Tajamar. Estos han sido levantados e inclinados hacia el este por un sistema de fallas que se encuentra en el borde occidental de estas sierras.

Las fallas, de acuerdo con su dirección, pueden agruparse en tres sistemas principales. El más conspicuo presenta rumbo aproximadamente N-S, dentro de éste se encuentran las fallas con disposición escalonada de la Sierra de Medina; la del borde oriental de la Sierra del Nogalito y la del occidental de la Sierra del Campo, además de otras de menor importancia que están distribuidas en toda la región. Hay otro sistema, no tan notable como el anterior, de dirección NNE-SSO, que incluye a la falla que acompaña parcialmente al río Urueña y a una de las que separa el bloque del Nogalito del de Medina. En cuanto a la edad relativa de ambos sistemas no puede decidirse de manera definitiva, ya que las fallas de ambos se cortan mutuamente de manera que, en

algunos casos, aparecen como más jóvenes las del primero y en otros ocurre lo contrario. Probablemente estas fracturas tienen aproximadamente la misma edad, pero han sufrido reactivaciones posteriores, localizadas en determinados lugares, que no han afectado a todo el conjunto en general.

Dentro del tercer sistema hemos agrupado a las fallas de posición fuertemente oblicua con respecto a los rumbos predominantes de la estructura regional. Las dos más importantes son: la que corre por el río Tajamar, de rumbo NO-SE, y la que corta el borde occidental de la Sierra de La Candelaria (NE-SO), al SE del pueblo del mismo nombre. Estas fallas corresponden probablemente a lineaciones antiguas reactivadas por los movimientos ándicos, ya que su rumbo coincide con el de algunos elementos estructurales de reconocida antigüedad.

Es llamativo el hecho de que el basculamiento de los bloques no ha tenido en todos los casos el mismo sentido: los bloques de La Candelaria, Medina y Nogalito están inclinados predominantemente hacia el oeste, mientras que los del Campo y La Ramada hacia el este. Cabe preguntarse, de acuerdo con lo observado en la Sierra de Medina, si los bloques basculados hacia el este no son más antiguos que los inclinados hacia el oeste. Esta sospecha está reforzada por el hecho de que la falla responsable del levantamiento de la Sierra de La Candelaria es más joven que las que provocaron el levantamiento de las sierras del Campo y La Ramada (véase mapa).

La zona deprimida marginada al oeste por la Sierra de Medina y al este por las del Campo y La Ramada, está ocupada por un sinclinal muy amplio, con sus flancos suavemente inclinados y afectado por varias fracturas. Sin duda esta zona corresponde a un bloque de basamento hundido con respecto a los que lo marginan y que puede representar la continuación austral del de la Sierra de La Candelaria.

La estructura actual de plegamiento originada por el ascenso de bloques, se

debe a una fase de deformación relacionada con los movimientos ándicos, que se han hecho sentir después de la deposición de la Formación Río Salí, vale decir que se los puede ubicar entre el Terciario Superior y el Cuartario Inferior.

En esta región hay algunos fenómenos neo-tectónicos notables. Se encuentran fallas que han experimentado reactivaciones sumamente recientes y que cortan a depósitos del Cuartario y a superficies de pedimentación de esa misma edad. El ejemplo más espectacular es la que corre paraleamente al borde occidental de la Sierra de La Candelaria, que ha producido un escalón, que en algunos lugares alcanza 40 m de altura, en la superficie de pedimentación cubierta por depósitos cuartarios, que margina la sierra. Otra falla similar pero de rechazo menor se observa al oeste de la Sierra de Medina. Ambas fracturas se siguen a lo largo de decenas de kilómetros.

Antes de los movimientos ándicos se manifestaron otros ciclos diastróficos más antiguos. Las filitas del basamento, intensamente deformadas y con un metamorfismo débil, han sido profundamente afectadas por fases de deformación que no se registran en las rocas más jóvenes.

Dentro de las filitas, cuya esquistosidad es en la mayor parte de los casos paralela a la estratificación primitiva, es posible distinguir al menos dos órdenes de plegamiento; el primero está dado por pliegues cerrados con longitudes de onda del orden de las decenas de metros; superpuesto a éste se encuentra un microplegamiento estrechamente vinculado a un clivaje de fractura, que corta a la laminación primaria como así también a la esquistosidad. De acuerdo con las mediciones que hemos realizado en las Sierras del Campo y La Ramada, la mayor parte de los elementos estructurales propios del basamento (estratificación, esquistosidad, micropliegues, lineaciones de distinta índole, etc.) presentan un rumbo que varía entre N 30° O

y N 60° O (Mon, Urdaneta, Suayter, 1970 b).

Todos los fenómenos de metamorfismo y la inyección de las venas de cuarzo, que atraviesan profusamente a las filitas siguiendo distintos planos de fractura y la esquistosidad, son anteriores a la deposición de las cuarcitas cámbricas.

El Paleozoico inferior se encuentra entre dos discordancias angulares: la que lo separa del Precámbrico y la que lo hace del Grupo Salta, que se le superpone; posee además un estilo de deformación propio que se observa principalmente en el faldeo oriental de la Sierra del Campo, donde aparecen las cuarcitas cámbricas fuertemente plegadas y diaclasadas; los flancos de los pliegues presentan inclinaciones entre 60° y 70°. Los movimientos responsables de esta deformación son probablemente paleozoicos, equivalentes a los que han sido reconocidos más al norte, en la provincia de Jujuy (Turner, 1964).

CONCLUSIONES

Bonarelli (1946) reconocía que estas sierras presentan características intermedias entre las Sierras Subandinas y las Pampeanas. Si bien es cierto que éstas exhiben algunas diferencias con las Sierras Subandinas típicas (poseen, por ejemplo, un Paleozoico mucho menos desarrollado), consideramos que estructuralmente tienen afinidades marcadamente "subandinas".

Ante el diastrofismo ándico, el basamento ha adquirido la estructura de bloques que ya conocemos. Sin embargo el comportamiento de éstos no ha sido totalmente rígido, sino, en cierta medida dúctil, lo que ha permitido la existencia de deformación por plegamiento previa y/o sincrónica a la individualización de los mismos.

Consideramos que este basamento constituido por facies de bajo metamorfismo y dotado de cierta ductilidad, es una de las características distintivas de

las Sierras Subandinas y en gran parte el responsable del estilo tectónico que poseen. Este contrasta notablemente con el de las Sierras Pampeanas (Cumbres Calchaquíes, Sierra del Aconquija, etc), constituidas por bloques de magnitud mucho mayor de rocas cristalinas intensamente metamorizadas, que han tenido un comportamiento totalmente rígido.

Resulta llamativo observar que al pasar del basamento de bajo grado de metamorfismo al de alto se produce, al mismo tiempo, un cambio en el estilo de deformación.

Por ejemplo, en las sierras situadas al oeste de la ciudad de Tucumán, se observa que donde se presentan las facies de bajo grado de metamorfismo tenemos un estilo tectónico "subandino", representado por la Sierra de San Javier. A medida que nos alejamos hacia el oeste aumenta la intensidad del metamorfismo y aparecen los grandes bloques rígidos de las Sierras Pampeanas (Cumbres Calchaquíes). En el extremo nororiental de éstas se puede observar algo similar.

Las características del basamento, que tienen una influencia importante en el comportamiento tectónico, constituyen un criterio para dividir a las Sierras Subandinas de las Pampeanas.

Esto complica, en cierta medida, el esquema propuesto por González Bonorino (1959) que indicaba que el pasaje de las Sierras Subandinas a las Pampeanas se efectúa simplemente por elevación del basamento y eliminación de la cubierta.

Las sierras del noreste de la provincia de Tucumán terminan hacia el sur, donde todos sus componentes se hunden debajo de los depósitos cuaternarios de la llanura circundante. En la prolongación austral de éstas, a 120 km aproximadamente, aparece la Sierra de Guasayán (Sierras Pampeanas), sin que pueda verse la relación que existe entre ellas.

Si intentamos ubicar a esta región dentro de un marco tectónico más amplio, podemos decir que, para los mo-

vimientos ándicos, se ha comportado como borde cratónico dotado de cierta movilidad pero sin ninguna afinidad geosinclinal.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Bonaparte, J. y Bossi, G. E., 1967. *Sobre la presencia de dinosaurios en la Formación Pirgua del Grupo Salta y su significado cronológico*. Acta Geol. Lill. 9: 25-44.
- Bonarelli, G., 1945. *Geología Tucumana*. Última Miscellanea 2, 1. Gubio.
- Bossi, G. E., 1969. *Geología y estratigrafía del sector sur del valle de Choromoro*. Acta Geol. Lill. 10: 17-64.
- Bossi, G. E. y Wampler, M., 1969. *Edad del complejo Alto de las Salinas y Formación el Cadillal según el método K-Ar*. Acta Geol. Lill. 10: 141-160.
- Danieli, C. A. y Porto, J. C., 1968. *Sobre la extensión austral de las formaciones mesozoico-terciarias de la provincia de Salta, límite con Tucumán*. Terc. Jorn. Geol. Argent. 1: 77.
- González Bonorino, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 5: 81.
- Keidel, J., 1947. *El Precámbrico. Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, 1.
- Mon, R., Urdaneta, A. y Suayter, L., 1970 a. *Sobre la presencia del Paleozoico inferior en la Provincia de Tucumán*. Acta Geol. Lill. En prensa.
- 1970 b. *Estudio geológico de las sierras del Campo y La Ramada*. Acta Geol. Lill. En prensa.
- Moreno, J. L., 1970. *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención a los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 25: 41.
- Ricci, H. I. y Villanueva, G. A., 1969. *La presencia de Paleozoico inferior en la Sierra de Candelaria (Pcia. de Salta)*. Acta Geol. Lill. 10: 1-16.
- Ruiz Huidobro, O., 1960. *El Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Provincia de Tucumán*. Acta Geol. Lill. 3: 147-171.
- Schlagintweit, O., 1937. *Observaciones estratigráficas en el Noroeste Argentino*. Bol. Inf. Petrol. 156: 1-49.
- Turner, J. C. M., 1960. *Descripción geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria (Prov. de Salta y Jujuy)*. Inst. Nac. Geol. Min. Bol. 103.

ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA PROVINCIA DE CORRIENTES, REPUBLICA ARGENTINA

Por RAFAEL HERBST^{1, 2}

Dedicado a la memoria de los eminentes naturalistas:

ALCIDES D'ORBIGNY

GUIDO BONARELLI

JOAQUIN FRENGUELLI

ABSTRACT

An account of the stratigraphical succession that outcrops in province of Corrientes (Argentina) is offered. Previous nomenclature is unified to fit modern concepts, and data concerning lithology, distribution, relations to other areas, fossils and age of the different Formations is given. The complete succession is shown in fig. 1. A generalized geological sketch of the province is also included.

PROPOSITO

El propósito del presente trabajo es presentar a la consideración de los colegas, un esquema, más o menos completo de la sucesión estratigráfica cuyos sedimentos y otras rocas afloran en el ámbito de la provincia de Corrientes y en algunos casos con extensión a provincias vecinas. Al mismo tiempo he intentado poner un poco de orden en la ya muy complicada nomenclatura que existía para denominar las distintas Formaciones, no siempre reconocidas como tales, y señalar los nuevos conceptos e ideas sobre la edad de las mismas en base al hallazgo de fósiles y a la moderna literatura relacionada.

El resultado no es, ni con mucho, completo: faltan, por ejemplo, consideracio-

nes tectónicas, faltan estudios detallados sobre la litología de las distintas unidades, etc., pero creí necesario dar un primer paso con la sistematización de lo ya conocido, y quizás de esa manera, atraer la atención de los otros especialistas sobre estos temas.

INTRODUCCION

Desde el punto de vista histórico, la región del país donde primeramente se hicieron observaciones geológicas, fue la de la Mesopotamia, principalmente a lo largo de las barrancas de la margen oriental del río Paraná. En esto naturalmente está incluido parte de la actual provincia de Corrientes. El hecho tuvo su oportunidad por un doble motivo: la entrada de los primeros conquistadores se produjo casualmente por el Paraná, y la región guaraníca fue la primera donde se asentaron poblaciones estables que podrían servir como bases. El río Paraná continuó siendo la vía natural de acceso a esta región (y especialmente al Paraguay) y era muy lógico enton-

¹ Profesor Titular de Paleontología de la Fac. de Cs. Ex. y Naturales y Agrimensura de la Univ. Nacional del Nordeste (Corrientes) y Miembro de la Carrera del Investigador del Consejo Nac. de Invest. Cient. y Técnicas (Buenos Aires).

² Trabajo financiado en gran medida por el C.N.I.C.T., que no se hace responsable por las ideas vertidas en el mismo.

ces que hubiera comentarios sobre la fisonomía de las costas en los relatos de los numerosos viajeros y naturalistas que comenzaron a llegar a estos parajes.

Si bien de todos los siglos anteriores al actual no tenemos un legado geológico coherente, hay una numerosa cantidad de observaciones valiosas, que se encuentran diseminadas en las obras de estos naturalistas. Entre los más destacados merece mencionarse a Felix de Azara y a Martín Dobrizhofer. Pero un capítulo especial merece la obra de Alcides D'Orbigny (1846). No obstante que su "Voyage..." no tiene ninguna sección dedicada a la geología es importantísimo el aporte que nos brindara este naturalista. Sus descripciones son excelentes para la época; su nomenclatura era tan bien elaborada que fue adoptada y utilizada hasta hace no muchos años, y aún hoy se utiliza a veces para fines de comparación o claridad. Sus observaciones las realizó alrededor de 1826-27 y los primeros volúmenes de su monumental obra comenzaron a publicarse desde 1829, en los albores de la geología en Europa. El tomo dedicado a esta región aparece en 1846.

Posteriormente numerosos autores hicieron alusión a Corrientes (muchos de ellos por simple referencia) y entre los más importantes puede mencionarse a Burmeister y a Florentino Ameghino. En esencia, siguieron las ideas de D'Orbigny.

No quiero reiterar la lista de los estudiosos que en las postrimerías del siglo pasado y principios del actual se han referido a problemas geológicos y/o paleontológicos de esta región, hasta la aparición del conocido "Mapa Geo-Agrológico..." de Bonarelli & Longobardi, en 1929. Estos autores ya lo hicieron en forma de una "bibliografía comentada". De allí mismo se desprende que hasta su propio trabajo, poco y nada era lo que se había avanzado desde D'Orbigny. El "Mapa..." es entonces la primera obra de síntesis, con criterios más o menos modernos, sobre la región correntina. Es un trabajo ex-

celentemente elaborado, a pesar que los autores no siempre dispusieron de todas las facilidades necesarias para sus investigaciones. Su descripción, nomenclatura y dataciones, estas últimas basadas principalmente en un trabajo previo del mismo Bonarelli con Nágera de 1913, reemplazan parcialmente a las de D'Orbigny y fueron utilizadas prácticamente hasta hoy por la mayoría de los autores. La claridad de visión de los problemas y el convencimiento de las posibles modificaciones a sus esquemas, y el posible progreso de las ideas allí expuestas, están claramente expresadas en el siguiente párrafo (pág. 306): "En cuanto a la terminología adoptada, aunque difiere en parte de las utilizadas por otros, con anterioridad, no figura en ella algún término nuevo y sobre todo le atribuimos un carácter provisorio, a la espera de que, con el progreso de los estudios y más todavía a raíz de futuros hallazgos paleontológicos, sea posible tener mayor seguridad en lo referente a la edad precisa de cada horizonte".

Algo se ha progresado desde la época de Bonarelli, pero estos avances no guardan relación con los realizados modernamente en otras regiones del país. Se trata, por lo general, de reajustes aquí y allá, nuevas ideas o postulaciones sobre la edad de las distintas unidades conocidas (que casi nunca fueron formalmente descritas) en la mayoría de los casos sin bases firmes, es decir sin aval de criterios paleontológicos u otros igualmente objetivos. Entre los trabajos de mayor significación, pero de desparejo valor merecen citarse los de De Alba (1953), Martínez (1950), Castellanos (1965) y notas cortas de Orlando (1949), Battaglia (1964) y Gentili (1967) entre otros. Groeber publicó en 1961 un interesante bosquejo geológico de esta región, pero en escala pequeña. En este trabajo no se comparten sus opiniones. Un trabajo sumamente extenso dedicado a la cuenca Chaco-Paranense es el de Padula & Mingramm (1968); en él se describen las formaciones de subsuelo

y se hace alguna referencia formal a Corrientes. Lógicamente todos los mapas y bosquejos incluyen esta área.

Existen además, algunos informes de geología de superficie en Y.P.F. y de algunas empresas consultoras (como Edison Consult S.A., 1961), pero en ellos se reiteran conceptos de autores anteriores.

Una mención aparte y muy especial, merece el trabajo geológico realizado por el Dpto. de Geología del Comando de Ingenieros del Ejército (en adelante se mencionará como C.I.E.), que desde 1947 aproximadamente viene llevando a cabo relevamientos a escala 1:100.000 de gran parte de la Mesopotamia. A Corrientes le corresponden más de 25 hojas relevadas, de toda la mitad oriental y austral, y buena parte del sector norte y noroeste. Gran parte de estas hojas ya han sido publicadas (aunque en ediciones limitadas) por este Organismo oficial. En estos informes puede criticarse fundamentalmente el uso incorrecto de la nomenclatura geológica, y la falta de concreta definición de la mayoría de las unidades que allí se describen.

GEOGRAFIA

La provincia de Corrientes se encuentra ubicada aproximadamente entre los 27° 15' y 30° 20' de latitud Sur y los 55° 40' y 59° 40' de longitud Oeste (son sus límites más anchos). Forma parte de la llamada Mesopotamia Argentina, región que tiene numerosas características propias; la provincia se encuentra limitada al N y W por el río Paraná, al E por el río Uruguay; al S está separada de Entre Ríos por los ríos Guayquiraró y Mocoretá y A° Basualdo. Solamente su límite NE, con la provincia de Misiones, no está constituido por cursos de agua importantes.

Se trata básicamente de una provincia llana, con muy pocos desniveles: su promedio de altura es de alrededor de 60 m. s.n.m., y su mayor altura la constituyen los Tres Cerros (en el E) con una máxima de 190 m s.n.m.

En cuanto a modernas descripciones, Romero Fonseca (1962) publicó un mapa señalando cinco regiones geomorfológicas que coinciden, al parecer, con las estructuras geológicas (se basó principalmente en los materiales de aplicación para caminos, que existían en cada área); sin embargo no ofrece más que una somera descripción. Posteriormente Bruniard (1966) realizó una sintética pero buena descripción fisiográfica general de la provincia. Dividió a ésta en 6 zonas diferentes que son bastante coincidentes con las de Romero Fonseca, a pesar de haber utilizado otros criterios.

METODOS

El relevamiento geológico de una zona como la abarcada por la provincia de Corrientes (y también Entre Ríos y Misiones) ofrece una cantidad de inconvenientes técnicos, sin citar aquellos derivados de su riguroso clima, falta de caminos, insectos y reptiles, etc. Su chatura y el hecho de estar cubierta casi totalmente por sedimentos muy modernos o por una continua, y a veces gruesa capa de suelo, aparte de las grandes superficies cubiertas por agua (lagunas, esteros, bañados) no permiten en general el afloramiento de rocas. Solamente a lo largo de los ríos y arroyos, o en canteras, se forman barrancas que permiten la examinación directa de los perfiles. La única excepción sería la zona central (planicie del Paiubre) donde con frecuencia asoman aislados y superficiales afloramientos de areniscas y basaltos, pero que siempre tienen poco espesor visible. Aún así, no es mucho lo que se puede ver en forma directa, ya que las barrancas más altas (en la zona de Bella Vista) no tienen más de 20 m de altura.

Los datos publicados de perforaciones, son también bastante magros. El pozo Gauviraví (DNGM) no alcanza los 600 m de profundidad y es el único de profundidad media con datos confiables. Otras perforaciones, realizadas por OSN, por servicios provinciales (como Agua y

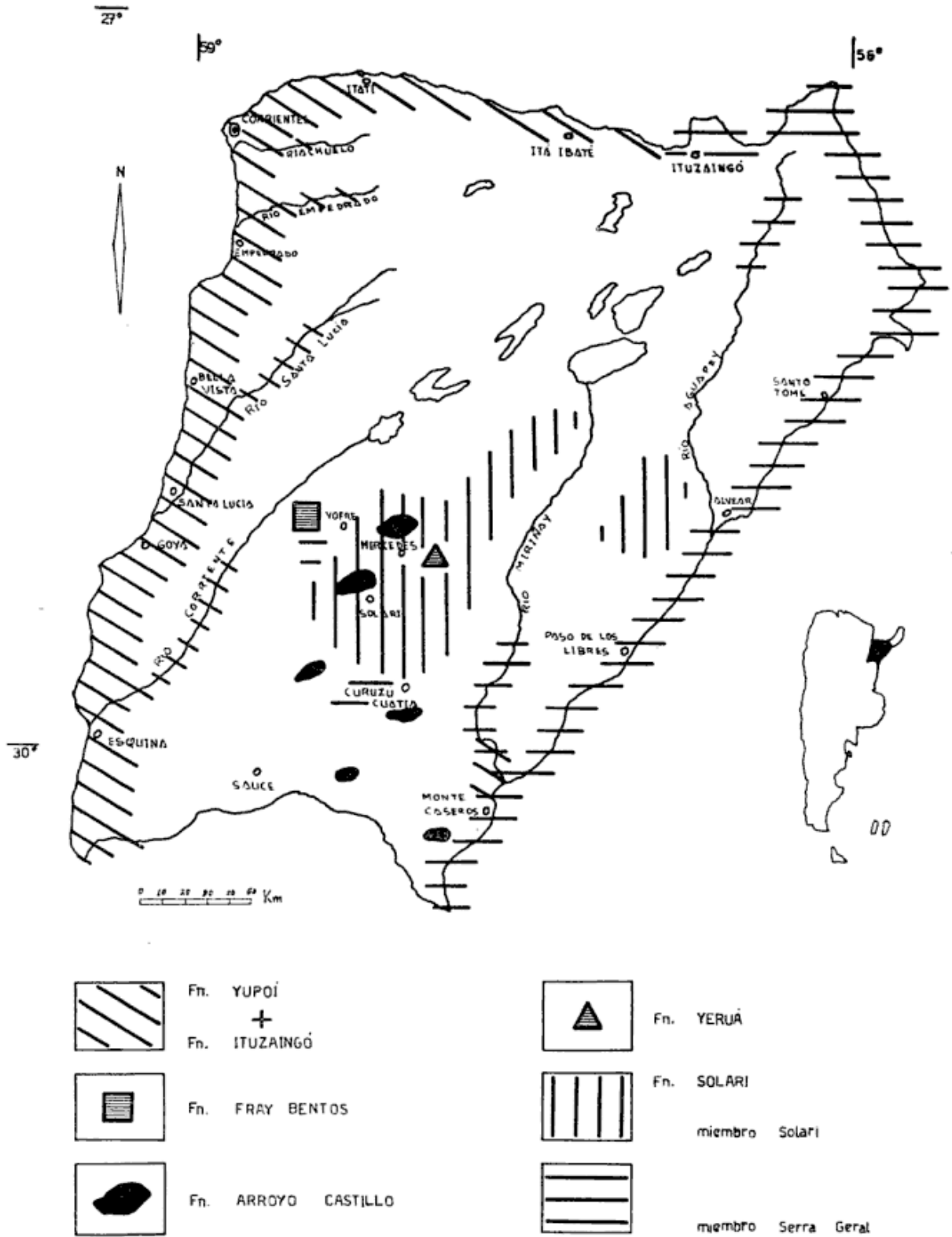


Fig. 1. — Bosquejo geológico de la provincia de Corrientes, Argentina

Energía de la Provincia) o por particulares, no alcanzan por lo general profundidades mayores a los 90-100 m; por otra parte, los datos litológicos que se pueden conseguir de estos pozos son muy escuetos y de poca confiabilidad.

El análisis más o menos exhaustivo de toda la bibliografía que pude conseguir, los perfiles de los pozos y una buena cantidad de viajes por distintas zonas de la provincia y provincias vecinas (Entre Ríos y Misiones), éstas últimas con el fin principal de confirmar *in situ* algunas observaciones de autores anteriores, completar datos litológicos y buscar fósiles, han permitido preparar esta compilación estratigráfica de las unidades aflorantes.

En este lugar, deseo hacer mias las palabras de la segunda parte del párrafo de Bonarelli citado más arriba.

DESCRIPCION DE LAS UNIDADES

En el ámbito de la provincia de Corrientes están representadas por afloramientos, las siguientes unidades (véase también cuadro fig. 1):

- 8) Reciente.
- 7) Formaciones post-Yupoí (por lo menos más de 6 "unidades"): Cuartario Superior.
- 6) Formación Yupoí: Cuartario Medio-Superior.
- 5) Formación Ituzaingó: Plioceno (s. l).
- 4) Formación Fray Bentos: Mioceño (s. l).
- 3) Formación Arroyo Castillo: Oligoceno Medio.
- 2) Formación Yeruá: Cretácico Superior.
- 1) Formación Solari:
 - a) Miembro Solari (sedimentario): Cretácico Inferior.
 - b) Miembro Serra Geral (eruptivo).

1) FORMACIÓN SOLARI

En esta formación distingo dos miembros: a) M. Solari y b) M. Serra Geral. Para el caso de existir un conjunto de rocas estrechamente ligadas, en parte efusivas y en partes sedimentarias, hay la posibilidad de seguir uno de los criterios: dar nombre formacional a ambas, o incluirlas en una misma formación separándolas como Miembros. Aparentemente, el hecho no es de fundamental importancia y el Código de nomenclatura estratigráfica deja libertad al respecto. En este caso particular y dada la estrecha relación que se admite para ambas unidades, creo que es preferible seguir el segundo criterio. Cuando solamente hablamos de "efusivas" o "basaltos de Geral" no damos *status* a la unidad. Por otra parte, las relaciones entre ambos Miembros no son claramente detectables en territorio argentino: no existe la alternancia entre basaltos y areniscas que se cita con tanta frecuencia en Brasil y Uruguay, si bien hay algunos sitios donde se observa el contacto entre rocas de ambas unidades. Hasta tanto no tengamos una mayor cantidad de datos que permitan aclarar estas relaciones en forma convincente, prefiero darles el carácter de Miembros de una misma Formación. Describiré primero los basaltos.

a) Miembro Serra Geral.

*Sinonimia*¹: Horizonte medio de la "Serie Saobentina" (Bonarelli 1929), "efusivas de Serra Geral" y/o "basaltos de Serra Geral" (distintos autores); "basaltos de Arapey" (autores uruguayos).

Descripción: Está constituido por una cantidad no bien determinada de coladas de basaltos toleíticos y de sus diabasas asociadas. Estas coladas se distribuyen en la denominada "cuenca del

¹ En las sinonimias se citarán con preferencia los términos utilizados en la Argentina y sólo ocasionalmente, para más claridad, los de otros países.

Formaciones	CARACTERES LITOLÓGICOS	MAXIMO Afluente	ESPESOR conocido	CONTENIDO FOSILIFERO	EDAD
YUPOI	Areniscas limosas, arcillosas, grises y verdosas; cuarzosas, duras (con típicos « tubos de órgano »)	10-12 m	10-12 m	VERTEBRADOS: <i>Tosodon</i> sp., <i>Delichotis</i> sp., <i>Morenaphus</i> ? <i>Hoplophorus</i> sp., <i>Panochius</i> sp., etc. (ver pág. 21)	LUJANENSE inferior o ENSENADESE superior
ITUZAINGO	Arenas/areniscas cuarzosas, amarillentas a rojo y pardo, p. p. conglomerádicas, con óxidos e hidróxidos de hierro	18-20 m	aprox. 100 m	PELECIPODOS: <i>Diptodon</i> spp., <i>Anodontites</i> ? sp. TRONCOS SILICIFICADOS. POLEN (1)	PLIOCENO sensu lato
FRAY BENTOS	Limos y areniscas limosas, en parte silicificadas, rosadas a verdosas	3-4 m	8-10 m	—	MIOCENO sensu lato
ARROYO CASTILLO ...	Areniscas calcáreas y calcarenitas, en parte brechosas (con rodados de basalto y arenisca) duras, blanquecinas a rosadas	9-10 m	aprox. 16 m	VERTEBRADOS: <i>Ameghinotherium curruzuencuctien-</i> <i>se</i> Podestá	OLIGOCENO medio
YERUA	Areniscas gruesas a conglomerádicas, cuarzosas, rojo intenso y rosado, en parte silicificadas	2-3 m	15-18 m	VERTEBRADOS: <i>Argyrosaurus</i> <i>superbus</i> Lydd (2)	CRETACICO superior
Miembro SOLARI	Areniscas cuarzosas y ortocuarcitas rosadas, rosadas y amarillentas, con estratificación eólica marcada	32-35 m	aprox. 400 m?	—	CRETACICO inferior
Miembro SERRA GERAL	Basaltos toleíticos, compactos y/o alveolares, oscuros o rojizos	35 m	aprox. 600 m (3)	—	CRETACICO inferior (4)

(1) Todo sin valor diagnóstico. (2) Encontrado en Calera Barquín (entre Concordia y Colón), prov. Entre Ríos.
 (3) En el pozo Nogoyá (prov. Entre Ríos). (4) Mediciones de Brasil y del pozo Nogoyá, método del K/Ar.

Paraná" que abarca una enorme extensión (para algunos autores de más de 1 millón de km²), que se extiende en superficie y subsuelo a través de varios estados del Brasil (Rio Grande, Santa Catarina, Paraná, etc.), parte del Paraguay, Uruguay y Argentina. En nuestro país se los encuentra en forma amplia, aflorando en superficie, en las provincias de Misiones, en forma más fragmentaria en la mitad oriental de Corrientes y en el ángulo NE de Entre Ríos. Por el subsuelo se extienden hasta las provincias de Santiago del Estero y Santa Fe en el W, por Entre Ríos en el S, y finalmente ha sido localizado en Formosa en el NW (Padula & Mingramm, 1968).

Existen numerosos estudios y descripciones petrográficas de los basaltos en general, pero casi ninguno realizado sobre muestras de la prov. de Corrientes. Pero como es posible aceptar el punto de vista de la mayoría de los autores en el sentido que los basaltos mencionados pertenecen a una misma "provincia petrográfica" (que más adelante podrá ser subdividida o no, con estudios regionales de detalle), las descripciones sobre muestras obtenidas en áreas vecinas tienen una validez general. Buenas descripciones se encuentran en Bonarelli (1929), Rimoldi (1962), De Alba (1953), Hausen (1919), Riggi & Riggi (1964), Cortelezzi & Gómez (1964), Coira *et al.* (1969) y Teruggi (1955). En este último trabajo están dados los principales caracteres generales de estas eruptivas, tomando como base muestras de Misiones, pero el autor señala que "... al parecer el magma originario ha sufrido escasa diferenciación, por lo que se mantiene la uniformidad en toda la provincia. Esto no justifica la erección de una subprovincia argentina, por lo menos hasta que no se cuente con mayores datos" (*op. cit.* pág. 275). Que la uniformidad composicional es bastante manifiesta, lo confirma, por ejemplo, que Gordillo & Lencinas (citado en Stipanovic (1967) pág. 123) a pesar de haber constatado que los basaltos de Córdoba que tienen la misma edad que "Serra

Geral", y que clásicamente se tenían por idénticos a éstos, demostraron mediante estudios petrográficos que son bastante distintos; en cambio, comparten caracteres con los que se intercalan en el Grupo Salta, en el NW argentino, que son diferentes a Serra Geral.

Distribución: En Corrientes los basaltos afloran en forma discontinua en toda la mitad oriental de la provincia, al E de una línea que arranca en la zona de Ituzaingó y baja hacia SW por la franja de los esteros y bañados del Iberá y luego por su continuación, el río Corriente. A lo largo del río Uruguay sus afloramientos son casi constantes, extendiéndose hasta un poco más al S de Concordia (E. R.); también afloran en los cauces de los ríos Aguapey y Miriñay; en el resto de toda esta parte de la provincia y salvo en las áreas ocupadas por areniscas y ortocuarcitas, los basaltos están prácticamente a flor de tierra o a profundidades de apenas 3 a 15 m debajo de la superficie, tal como lo señalan numerosísimas perforaciones.

Un poco groseramente se pueden distinguir dos "franjas" en que los basaltos parecerían diferir: una más central, con predominio de basaltos compactos, más oscuros, inyectados con venas de cuarzo (típicos son los de la cantera La Cautiva en Curuzú Cuatiá), y otra "franja", más oriental, con basaltos generalmente alveolares, más rojizos y más variables en su aspecto (típicos son los de Monte Caseros, Miriñay, etc.). Seguramente se trata de por lo menos dos diferentes coladas.

Hay pocos datos sobre el espesor de los basaltos en Corrientes. En el pozo Guaviraví hay apenas unos 120 m en la parte superior. Martínez (1950) cita una perforación en Curuzú Cuatiá que horadó 334 m de basalto sin haberlo atravesado. En regiones vecinas se conocen espesores mucho mayores; en el pozo Salto 1 (Uruguay) se atravesó un espesor de 995 m, y en el de Nogoyá (E. Ríos) 647 m. El mayor espesor total conocido sería el del pozo Epitacio Pessoa

(Brasil) donde existen 1531 m (citado por Padula & Mingramm (1968), de Putzer, 1964).

Relaciones y edad: Los basaltos de Serra Geral han sido clásicamente considerados, por sus relaciones con areniscas rojas asociadas, como pertenecientes al Triásico superior, Rético y aún al Jurásico inferior. Modernamente se ha podido demostrar, por medio de numerosas mediciones radimétricas, principalmente aplicando el método del potasio-argón, realizados sobre muestras del Brasil y en parte de Argentina, que hubo dos importantes "etapas" o fases ígneas; la primera con una edad de alrededor 147×10^6 años (medida sobre las llamadas diabasas) o sea que corresponde aproximadamente al Jurásico superior, y una segunda, más amplia e importante que se habría producido aproximadamente entre 125 y 115×10^6 años, es decir que correspondería con mucha aproximación al Eocretácico alto; estos datos fueron obtenidos muchas veces en forma coincidente y publicados entre otros por Amaral, Cordani, Kawasita y Reynolds en 1966 y por McDougall y Ruerigg en 1966. Es imposible definir por ahora a cuál de esas dos etapas corresponden los basaltos que afloran en Corrientes, por lo que su edad debería quedar como Jurásico superior-Eocretácico alto; sin embargo, por su posición más o menos superficial, comparada con los espesores que se observan en pozos de áreas vecinas, es más probable que se trate de la o las coladas superiores, es decir que las que pertenecen al Eocretácico. Veremos en seguida que esto es importante por la edad de las areniscas asociadas.

b) *Miembro Solari.*

Sinonimia: Horizontes inferior y superior de la "Serie Saobentina" Bonarelli, (1929), "areniscas rojas de Botucatu" Castellanos (1965) y otros; "Formación San Cristobal y/o F. Tacuarembó" Padula y Mingramm (1968); "arenis-

cas de Solari" y "areniscas de Mercedes" (auctorum); quizá: "Formación San Cosme" (De Alba & Vera M., 1964).

Descripción: Este Miembro está constituido principalmente por areniscas cuarzosas, a veces muy silicificadas (ortocuarzitas), si bien la silicificación es irregular, generalmente lenticular. Su color es variado predominando el rojo en varias tonalidades, rosado, violáceo, amarillento y aún blanquecino. En general estas areniscas son duras, compactas, bien estratificadas, con frecuencia con estratificación diagonal o entrecruzada (de origen eólico?), raramente sin estratificar. Su granulometría es variada, desde muy fina (a veces se intercalan capas de limos arcillosos) hasta mediana, muy raramente arenisca gruesa, pero en todos los casos siempre homogénea. Solamente en la zona de Tres Cerros he podido observar una única vez, una capita de 2-5 cm de espesor constituida por una arenisca conglomerádica, de rodados silíceos de no más de 1-2 cm de diámetro, intercalada en la secuencia. Los componentes de las arenas son: cuarzo hialino, blanquecino o rojizo, en granos muy bien redondeados (raramente subangulosos); en menor proporción aparecen feldespatos (cálcicos?), ocasionalmente plaquitas de mica blanca, y en menor proporción aún, gránulos de máficos no determinados (posiblemente, en su mayor parte, piroxenos). Las areniscas están cementadas, en general, por sílice o por óxidos de hierro. No existen hasta ahora estudios detallados de estas areniscas en la Argentina; algunos autores, como Castellanos (1965) ofrecen someras descripciones de algunas muestras. En Brasil y en Uruguay los estudios son más completos, pero aquí no se puede extrapolar las descripciones como en el caso de los basaltos.

Distribución: Al igual que los basaltos, las areniscas afloran solamente en la mitad oriental de la provincia. Igualmente también, sus afloramientos son

más o menos discontinuos, pero se pueden señalar "áreas". Una, central, al W del río Miriñay limitada al S cerca de Curuzú Cuatiá, al W cerca de Yofre y se extiende, enangostándose, hacia Colonia Pellegrini (Iberá). Entre los ríos Miriñay y Aguapey hay afloramientos de areniscas y ortocuarcitas en la zona de Alvear, La Cruz y Tres Cerros. Las áreas de afloramiento de estas rocas son entonces más reducidos y más localizados que las de los basaltos.

Los espesores visibles en superficie son siempre muy reducidos: es posible observar en algunas lomas hasta 35 m continuos y en Tres Cerros los sedimentos tienen hasta 80 m de espesor aflorante. El pozo Guaviraví atraviesa por debajo de los 120 m de basalto, un espesor de 450 m de areniscas de variados colores y granulometría; Padula & Mingramm (*op. cit.*) consideran que éstas pertenecen a su Formación San Cristóbal. Esta misma Formación tendría en el pozo Alhuampa (Sgo. del Estero) un espesor de 715 m, y en los pozos de Calchaquí y Tostado (Santa Fe) 470 y 450 metros. En los pozos profundos de la República del Uruguay generalmente hay una alternancia de basaltos y areniscas; las areniscas pueden llegar a adquirir espesores de hasta 400 m. (*vide* Padula & Mingramm).

Relaciones y edad: Las areniscas y ortocuarcitas del Miembro Solari estarían en estrecha relación con los basaltos del miembro Serra Geral, tal como ocurre en Brasil (Hausmann (1962) y Uruguay. En superficie solo muy ocasionalmente se ven contactos directos: Apipé es uno de los pocos. Tampoco se puede comprobar en Corrientes (ni siquiera en los pozos) la alternancia de basaltos y areniscas, aunque en muchos de éstos (perforados por DNGM) en la zona de Curuzú Cuatiá, Mercedes y Yofre se comprueba que los basaltos apoyan sobre las areniscas y que muy ocasionalmente aparece algún espesor de areniscas entre dos espesores de basalto (pozos 2 y 4, obras 157 y 470 de Curuzú Cuatiá (DNGM)). No obstante ésta más

bien endeble evidencia, es admisible que las areniscas y ortocuarcitas ocupen la misma posición y comparten relaciones con las "areniscas de Botucatu" de Brasil y quizás la "areniscas de Misiones" de Harrington (1950) citadas como "arenisca de Caivá (o Cayuá)" por Maack (1959) en Paraguay. Por ahora no es posible entrar en la discusión sobre la distinción entre Botucatu y Caiuá, discusión que se centra en considerar o no esta última unidad como parte de la primera. Una breve cita del tema y una copiosa bibliografía puede encontrarse en Bigarella & Salamuni (1967).

Por todo ello, y de la misma manera que en Brasil, comparten también la edad de los basaltos que las albergan, es decir entre el Jurásico superior y Eocretácico alto. Pero aquí valen los argumentos utilizados para datar los basaltos, es decir que muy probablemente estas areniscas correspondan más bien al Eocretácico alto y no al Jurásico. Hasta el momento no se han encontrado en estas areniscas, en Corrientes, fósiles ni ningún otro tipo de evidencia que permita confirmar la edad que se les ha asignado, pero búsquedas sistemáticas e intensas deberán dar sus frutos en el futuro.

2) FORMACIÓN YERUÁ.

Sinonimia: "Conglomerado brechoso y areniscas bastas" (Coco, 1951); "areniscas de Colón" y "areniscas de Yeruá" (auctorum); "Formación Guichón y/o Ascencio" (Miembro del Palacio), de geólogos uruguayos.

Descripción: En 1951 Coco en su informe de la hoja Itá-Caabo (hoy San Salvador) presentada en el C.I.E., cita del Pto. Las Ruinas en E³ La Emilia, a unas 4 leguas al E de Mercedes, la presencia de "...un conglomerado brechoso que en partes pasa a ser una arenisca basta. Todo el conjunto está cementado por material hematítico bastante consistente y el color es rojo oscuro a morado". El lugar fue revisitado recientemente comprobándose efectivamente la

presencia de sedimentos que son similares a los que citaré en seguida de arroyo Yeruá, etc. El "conglomerado brechoso" representa sólo una porción menor, mientras que las areniscas gruesas, en parte con rodados, son predominantes. El espesor total visible apenas alcanza los 2-3 m y el área de afloramientos apenas llega a las dos hectáreas.

En el NE de la prov. de Entre Ríos, sobre la margen izquierda del arroyo Yeruá, a unos 3 km de su desembocadura, aflora una sucesión de 20 m visibles, de sedimentos que consisten en una sucesión, de alternancia irregular, de areniscas gruesas y medianas y areniscas conglomerádicas, con algunas lentes irregulares también, de arcilitas (o limo-arcilitas); a veces están fuertemente impregnadas de carbonato de calcio y su color es predominantemente rosado, rojizo, rojo intenso y blanquecino en ese orden. En general no son muy duras, pero hay sectores en que la arenisca está fuertemente silicificada; la estratificación no es regular, acunándose muchas de las capas. Los mismos sedimentos con alguna variación de color y dureza, aparecen en las barrancas del río Uruguay, bien representadas aunque en forma discontinua entre otros en los siguientes lugares: Puerto Yeruá, Arroyo Grande (campo La Palma), E^a Humaitá, La Calera (antiguamente Calera Barquín), hoy Ea. Los Monigotes y campamento n^o 1 de Salvia S.A.) y presumiblemente pasando la ciudad de Colón al sur.

En rigor hasta ahora no se han hecho descripciones detalladas de esta Formación. Incluso son pocos los autores que la mencionan especialmente en la Argentina. Citamos entre ellos a Cordini (1949). Groeber (1961) no señala estas rocas en su bosquejo geológico de Entre Ríos, e incluso cita en forma oscura, refiriéndose al umbral que acompaña al Río Uruguay por el W: "En él afloran el meláfiro y areniscas gris-violetas y rojas nóricas del Gondwana y, sobre ellos, un conjunto de estratos terciarios entre los cuales se destacan areniscas rojas y

pardas claras a oscuras e.p. brechosas de consistencia de cuarcita por infiltración de sílice, acompañados por calcáreos que se ubican en el Plioceno por consenso general" (pág. 29) (el subrayado es mio). Groeber se refiere en la página 27 del mismo trabajo a "...areniscas e.p. cuarcitas con dinosaurios del Senoniano" pero no las incluye en el párrafo citado arriba.

Relaciones y edad: Es inútil señalar que sobre la base del pequeño afloramiento del Pto. Las Ruinas no puede establecerse como definitivamente probada la existencia de la Formación Yeruá en Corrientes. Pero es preciso puntualizar que realmente estas areniscas, al menos megascópicamente, son lo suficientemente distintas de las del Miembro Solari, como para impactar al observador, como ocurrió en el caso de Coco y en el mío. Es por ello que, aunque sea en forma provisoria y parezca prematuro, aceptaré su existencia como tal en la provincia.

Con respecto a su posición estratigráfica, Coco (1951) ya había señalado que estas areniscas se asientan sobre basaltos (relación que no es directamente visible sino inferible arealmente y que están por debajo de los "...calcáreos de Fray Bentos" (aquí llamados Formación Arroyo Castillo), relación que es visible y ha sido comprobada *in situ*.

En 1929 von Huene describió un número de *Argyrosaurus superbis* Lydd. hallado por De Carles en sedimentos de la costa del Río Uruguay, en las cercanías de la Calera Barquín (hoy La Calera), entre Colón y Meseta Artigas (Uruguay). La edad conferida a los sedimentos merced a este hallazgo fue Cretácico superior, a similitud de sedimentos portadores de restos del mismo dinosaurio en Neuquén y Río Negro donde abunda. No me ha sido posible, naturalmente, confirmar el lugar preciso del hallazgo, pero las condiciones del perfil local en La Calera, no permiten dudar que procede de los sedimentos que llamamos Formación Yeruá.

Por otra parte, los sedimentos de la Formación Guichón del Uruguay, aflorantes en la Meseta de Artigas (Lambert, 1939) que está prácticamente frente a la desembocadura del A° Yerúa, se consideran también del Cretácico superior por haber brindado restos de cocodrilos (2 especies de *Uruguaysuchus* Rusc.) y otros dinosaurios titanosáuridos. La edad de esta Formación no deja, entonces, ningún lugar a dudas. Por extensión, si los sedimentos de Corrientes se asimilan a la misma, tendrán su edad, es decir Cretácico superior.

3) FORMACIÓN ARROYO CASTILLO.

Sinonimia: Horizonte Castellense, PoDESTÁ (1901); "calcáreos brechosos de Curuzú Cuatiá" (auctorum); Calcáreos de Curuzú Cuatiá", Martínez (1956); "Serie de Fray Bentos", geólogos del C.I.E.; "Entrerriense" p.p. (Castellanos, 1965, pág. 43); Santaluciense *sensu* Kraglievich (1932).

Descripción: Consiste en un conjunto de areniscas muy calcáreas, que en partes se convierten casi en brechas. La arenisca en sí está compuesta principalmente por granos de cuarzo, redondeados a subangulosos, cementados por abundante CO_3Ca . En los sectores más brechosos ¹ la arenisca incluye abundantes clastos de basalto, de tamaño variable, muchas veces acomodados en capas o camadas, y de clastos más o menos redondeados de areniscas rosadas y de areniscas silicificadas y aún de trozos de sílice pura. En general hay una estratificación visible, que no es regular. El color general de estos sedimentos es claro: blanquecino a rosado, siendo de aspecto más oscuro donde abundan los clastos de

¹ El nombre *calcáreo brechoso* le fue aplicado por Kittl en 1934. Cordini (1949) sostiene que en realidad no se trata de tal cosa, ya que en verdad es "...material tobáceo con fragmentos de arenisca, muy cementada por calcáreo". Su determinación naturalmente vale para Entre Ríos, pero aún así comparto la opinión de que no es un "calcáreo brechoso" sino una *arenisca calcárea*.

basalto. En algunos casos, en este sedimento en vez de predominar el cemento calcáreo, también hay silicificación, Martínez (1950) piensa que evidentemente se trata de sobresilicificación que ha reemplazado parcial o totalmente al calcáreo. Este autor cita una localidad, La Blanqueada, a unas 6 leguas al W de Curuzú Cuatiá, donde este proceso se observa muy claramente; Torres (1950) cita el mismo fenómeno en el A° Charrúa, en el ángulo SE de la hoja Mercedes. En el Pto. Las Ruinas citado arriba, el fenómeno es también observable, como lo es en las canteras de cal, ubicadas en las cercanías de la ciudad de Mercedes. Existen algunas descripciones petrográficas someras de estas areniscas calcáreas, así como análisis químicos de su contenido de carbonato: Martínez (1950) y Aspilcueta (1960) para las rocas de Corrientes y Cordini (1949) para Entre Ríos.

Distribución: Si bien sus afloramientos son arealmente bastante restringidos, su distribución total es bastante amplia. Nuevamente aquí, la formación está restringida al ámbito limitado al W por la franja Ituzaingó - Iberá - Río Corriente, en la zona oriental de la provincia. Desde el norte, a la altura de la calera Díaz y del Pto. Las Ruinas, ambos en las cercanías de Mercedes, se extiende hacia el sur, con buenos afloramientos el arroyo Itá (Ea. La Encarnación), arroyo María Grande, calera de Curuzú Cuatiá y en varias localidades de las hojas Juan Pujol, Monte Caseros, Sauce, Acuña, etc. Sus afloramientos más occidentales aparecen en la hoja Perrugorria. Saliendo de Corrientes los sedimentos calcáreos continúan con similares caracteres en Entre Ríos, cuyos afloramientos están restringidos casi siempre a la zona inmediata al río Uruguay; zona Chajarí (Cueva del Tigre), Federación, Concordia y, según Cordini (1949), incluso hasta la zona de Colón. Su espesor, en cambio, parece ser en general muy reducido. En la cantera Curuzú Cuatiá hay un espesor visible del orden de los 8 m pero algunas

perforaciones lo harían llegar hasta los 16 m. En Entre Ríos los espesores tampoco sobrepasan los pocos metros.

Relaciones y edad: En casi todos los casos en que se ha podido observar el yacimiento, los calcáreos apoyan los basaltos de Serra Geral. Sin embargo Torres (1950) cita que en arroyo Casitas (afluente del Pay Ubre) estos sedimentos se asientan directamente sobre areniscas en vez de basaltos. El contacto es irregular, ya que el "calcáreo" engloba rodados de basaltos y en algunos sitios se lo ve llenando fisuras de un basalto algo alterado (meteorizado) "...consolidando así, aquellas apartes del meláfiro que se presentan agrietadas y sueltas, y que no habían sufrido ninguna clase de transporte" (Martínez, 1950, pág. 48). Vale decir que no existen dudas sobre la relación discordante entre las areniscas calcáreas y la Formación Solari. Cabe agregar que en Entre Ríos, en varios sitios, pero especialmente en Salto Grande, se reproduce esta situación de arenisca calcárea llenando fisuras del basalto.

Por otra parte, la edad de esta Formación está perfectamente definida merced al hallazgo de un Tipotérido que realizara Podestá en 1899 y que describió como *Ameghinotherium curuzucua-tiense* en 1901. Este fósil fue primero reexaminado por Carlos Ameghino, quien lo pasó al género *Trachytherus*, pero últimamente, a pedido de C. Martínez, mereció el estudio de Bryan Patterson, quien confirmó su asignación al nuevo género y especie creados por Podestá. Patterson también dictaminó que este mamífero, por sus estrechas afinidades con *Trachytherus* debía pertenecer a la fauna Deseadoana. Kraglievich (1932) ya reconoció que *Ameghinotherium* era algo más avanzado que *Trachytherus* y le asignó una edad intermedia entre el Deseadense (Oligoceno inferior) y el Colhuehuapiense (Oligoceno superior), vale decir, que lo ubica en el Oligoceno medio. Pascual (1960) cuando comenta estos hechos, parece

estar plenamente de acuerdo con esta opinión.

Vale la pena recordar que Martínez (1950, pág. 49) al referirse a las calizas silicificadas del Pto. La Blanqueada, las relaciona de alguna manera con las calizas silicificadas del Queguay (Uruguay) que serían los sedimentos más antiguos del Terciario del vecino país. Incluso piensa que es posible que estos calcáreos silicificados de La Blanqueada, correspondan a un término anterior al de los restantes de la zona. Por ahora no comparto esta opinión de Martínez y pienso que todos los afloramientos de areniscas calcáreas (incluso las silicificadas) pertenecen a la misma formación, y que su edad es Oligoceno medio.

Para los geólogos del C.I.E. la "serie de Fray Bentos" o los llamados "sedimentos Terciarios Antiguos" incluyen tanto a las areniscas calcáreas "brechas calcáreas") como a los limos que le están superpuestos; en seguida veremos mediante qué argumentos postulo la separación de ambas unidades.

4) FORMACIÓN FRAY BENTOS.

Sinonimia: "serie de Fray Bentos" autores argentinos; "Capas Fray Bentos" (Lambert, 1939); "Estratos de Punta Gorda", Walther, 1919); "Pal mirensis" (*sensu* Kraglievich, 1932).

Descripción: En la provincia de Corrientes, los sedimentos atribuidos a esta formación consisten en "...limos de aspecto terroso, color preferentemente rosado o pardo rosado, generalmente en estado de endurecimiento avanzado. En algunos casos presenta niveles que han sido invadidos por soluciones silíceas presentándose el sedimento surcado por delgadas capas de sílice de posición horizontal o subhorizontal que le confieren un aspecto vagamente estratificado" (Martínez (1950, pág. 52). No obstante señalar Martínez que el contenido de arena es escaso, en un perfil abierto por la nueva ruta de Chavarría a Mercedes, en la margen izquierda del río Corrien-

te se observa un espesor de 5-6 b de estos sedimentos; allí no son silicificados, sino más bien arenosos, están claramente estratificados y tienen bastante dureza. En algunos niveles de este pequeño perfil son algo calcáreas. Salvo estas muy superficiales descripciones petrográficas, no existen otras, ni siquiera para la provincia de Entre Ríos. Hasta ahora sólo los geólogos del C.I.E. han reconocido sistemáticamente esta formación en ambas provincias.

Si bien, al igual que la Formación Arroyo Castillo, los afloramientos de la Formación Fray Benutos son muy esporádicos, su distribución areal es bastante grande. Los geólogos del C.I.E. las citan en sus informes de numerosas hojas para todo el S y SE de la provincia, ya sea como afloramientos de escasa significación o en pozos y perforaciones de poca profundidad, en que aparecen muy cerca de la superficie. También en la provincia de Entre Ríos es posible encontrarlos a lo largo de las barrancas del río Uruguay y en algunos casos en interesantes perfiles como el de la Cueva del Tigre (Chajarí), El Brete (Concordia) y Puerto Salduna (al S de Concordia).

Relaciones y edad: En muy pocos lugares es visible la relación de esta formación con su yacente. Según Martínez (*op. cit.*) "... se apoyan sobre los calcáreos de Curuzú Cuatiá, y cuando éstos faltan directamente sobre los mantos efusivos de Serra Geral...". En la República del Uruguay, además de descansar sobre las efusivas de Arapey, puede estar directamente sobre el "Cristalino".

Un sitio donde se puede observar muy bien la posición de los limos sobre los calcáreos, es el del arroyo Yuquerí Grande, en el llamado "Puente Negro" un poco al S de Concordia. Salvo el hecho de que existe una neta diferencia litológica, sin transición alguna, no es posible hablar de una discordancia visible; no obstante, y como no siempre se encuentran estas dos unidades superpuestas, pienso que debe existir una relación de

este tipo (discordancia), o por lo menos un hiato entre una y otra. Martínez (*op. cit.*) ya sostuvo la existencia de una discordancia erosiva entre ambas unidades.

El suprayacente en cambio, que puede estar constituido por diversas unidades, muestra siempre una evidente relación de discordancia.

En territorio argentino no se han encontrado fósiles hasta el momento en la Formación Fray Bentos. Las citas de autores uruguayos señalan siempre en forma vaga la presencia de "escasos fósiles". Merece señalarse el hallazgo de restos del género *Propachyrucos* en los limos rojizos del río Santa Lucía (Uruguay) indicado por Kraglievich (1932). Este autor estima que estos sedimentos, llamados por él Santaluciense, son del Oligoceno superior y serían contemporáneos con las "capas de Fray Bentos" de más al S. Esta idea sin embargo no parece tener aceptación general en el vecino país.

Su permanente posición por debajo de sedimentos atribuidos al Plioceno en la Argentina, cuando no directamente por debajo del Cuartario, y por debajo de las capas marinas de la ingresión "Entrerriense" en Uruguay (que a su vez están consideradas por algunos como Mioceno alto) permiten suponer, un poco ampliamente, que estos sedimentos pueden corresponder al Mioceno y así lo han entendido la mayoría de los autores. Hasta tanto no tengamos evidencias más concretas, me limitaré a considerar la Formación Fray Bentos como de esa antigüedad.

Por todos los argumentos señalados, y aún sin conocer adecuadamente la edad de los limos, creo que corresponde separar en dos unidades formacionales los calcáreos y los limos (agrupados por muchos autores en una sola unidad), criterio que ya fuera sustentado por Coco (1951) hace algún tiempo.

5) FORMACIÓN ITUZAINGÓ.

Sinonimia: "horizonte A del Tertiare Guaranien", o "gres Ferrugineaux" (D'

Orbigny, 1846); "asperón guaraní" o "asperón de Corrientes" (auctorum), "rionegrense terrestre, N° 5", (Frenguelli, 1920); "Serie Mesopotámica" (Bonarelli, 1929); "Mesopotamiense", (Castellanos, 1965); "Formación Entre Ríos" (Reig 1957); "Puelchense" (Groeber, 1961); "Formación Salto Chico", (Rimoldi, 1962); "Estratos araucano" p.p. (auctorum).

Descripción: Esta unidad estratigráfica está integrada fundamentalmente por arenas y areniscas; tienen diverso grado de compactación, desde totalmente sueltas, a medianamente friables, hasta sumamente duras debido a infiltraciones o cementación con óxidos e hidróxidos de hierro y también sílice. Su granulometría también es sumamente variada: desde arenas y areniscas de grano fino, mediano hasta bastante gruesas, en parte conglomerádicas, y en partes conglomerados bien definidos. En varias localidades, especialmente a lo largo de los afloramientos del río Paraná, se intercalan cierta cantidad de lentes de material más fino: limolitas y limo-arcilitas; en general éstas no son muy extensas (hasta 500-800 m largo) y de muy poco espesor (hasta 2-3 m). El color de las arenas/areniscas es variable: desde los tonos amarillentos-ocre, hasta los rojizos, rojo y pardo oscuro, inclusive a veces muy blanquecinos, hay toda una gama de variaciones en muy poca distancia. Las lentes intercaladas, son generalmente grises, verdoso claro y aún negras.

En general estos sedimentos están bien estratificados, con amplia difusión de la estratificación diagonal o cruzada de neto origen fluvial. En las arenas más sueltas, la estratificación es más difícil de ver.

A pesar de tratarse de la formación que tiene mayor distribución areal a lo largo del Paraná, y que es la más típica, no se disponen en la literatura de estudios petrográficos, sino solamente someras descripciones.

Se trata de areniscas cuarzosas, ge-

neralmente de cuarzo hialino blanquecino o amarillo caramelo, en clastos siempre bien redondeados, raramente subangulosos; le acompañan escasos granos de feldespatos, mica, magnetita y otros máficos más.

El contenido de arcilla es en general muy pequeño, los rodados de las porciones conglomerádicas son generalmente de sílice (calcedonia y ágata bandeada) y en mucho menor proporción de limo-arcillas endurecidas. Un carácter típico en muchas localidades es la presencia de las llamadas "geodas ferruginosas" por De Carles (las "rogons ferrugineux" de D'Orbigny) que consisten en rodados de arcilla revestidos por una cubierta de arenisca endurecida. Al reducir su volumen por contracción, los núcleos de arcilla quedan sueltos dentro de su cubierta o "costra" protectora.

Distribución: La distribución areal de los sedimentos atribuidos a esta formación con relativamente pocos cambios litológicos, es bastante extensa. En Corrientes los afloramientos se extienden a lo largo del Paraná y de la mayoría de sus afluentes desde unos 30 km al E de Ituzaingó (isla Mborebí) hasta el río Guayquiraró, y se los encuentra también en casi todos los lugares (arroyos) en que la erosión los ha descubierto, en lo mitad NW de Entre Ríos. A lo largo de la costa del río Uruguay, por lo menos desde la zona de Alvear al sur, pasando el Mocoretá, hasta el sur de esa provincia (Colón). En el ámbito del territorio correntino, conserva sus caracteres litológicos inalterados (el ejemplo de la Ea. Cambay, en el Codo del Miriñay es excelente) pero en Entre Ríos aparecen en forma irregular, sectores de estas areniscas que son sumamente silicificadas, de color amarillento. Su estrecha relación con los demás sedimentos de la formación es bien evidente en algunos perfiles. Estas areniscas silicificadas han sido someramente descritas entre otros por Cordini (1949). Son muy típicas en el ángulo NE de dicha

provincia, especialmente la zona entre Concordia y Ubajay, donde afloran, debido a su resistencia a la erosión, en numerosos lugares. En varios sitios estas areniscas duras son portadoras de troncos silicificados. Merece agregarse que, en general, parece que en la mitad oriental de la provincia de Corrientes, predominan los materiales más gruesos, notándose un incremento en la cantidad de niveles conglomerádicos.

La continuación de estos sedimentos hacia Entre Ríos por el W parece ser evidente. Las arenas/areniscas que afloran constantemente a lo largo de las barrancas del río Paraná tienen exactamente los mismos caracteres hasta llegar a la zona de Paraná y alrededores donde parecen desmembrarse en las dos unidades conocidas: "Mesopotamiense" y "Rionegrense", que a su vez son litológicamente indistinguibles entre sí. En seguida volveré sobre esto.

El espesor real de esta formación no es bien conocido. Los espesores máximos vistos en superficie no tiene más de 12 a 15 m (en Bella Vista por ejemplo); pero datos de numerosas perforaciones realizadas sobre todo en el área al NW del río Corriente señalan la presencia de arenas y areniscas de este tipo (con sus lentes de material más fino intercaladas inclusive) hasta profundidades de 85-90 m. Para la zona oriental de la provincia los espesores conocidos son sensiblemente menores alcanzando el orden de pocos metros.

Relaciones y edad: En la provincia de Corrientes no me ha sido posible observar el yacimiento de la Formación Ituzaingó. Es probable que en diferentes lugares se asiente sobre distintas unidades: los basaltos de Serra Geral, o los limos de Fray Bentos como parece ser el caso de Entre Ríos, pero no existen datos seguros al respecto. En cuanto a su techo, prácticamente siempre está constituido por los sedimentos asignados a la Formación Yupoí, cuya edad, como veremos en seguida, es Enseñadense más superior o Lujanense inferior.

La antigüedad de la Formación Ituzaingó es un punto sumamente crítico, ya que hasta el momento no se han logrado evidencias que permitan una asignación segura. Según los distintos autores, y en forma más o menos arbitraria, su edad fluctúa entre el Mioceno y el Eocuartario. Vale la pena historiar brevemente las más importantes opiniones.

D'Orbigny realiza un primer intento de datación adjudicando la secuencia aflorante en Corrientes a su "Tertiaire Guaranien" que sería más antiguo que el "Tertiaire Patagonien" aflorante más al sur, en Entre Ríos (y Patagonia). Recién en 1913 Bonarelli y Nágera y luego Bonarelli y Longobardi en 1929 introducen una nueva correlación para ésta (y otras) unidades de Corrientes: las arenas/areniscas que hoy llamamos Formación Ituzaingó entran en el Mesopotamiense inferior, que es asignado, sin muchos fundamentos como el mismo Bonarelli lo señala, en el Mioceno. Frenquelli (1920) piensa que el conjunto n° 5 de su columna estratigráfica de Paraná y alrededores corresponde al "gres ferrugineux" de D'Orbigny (aquí F. Ituzaingó) y la ubica como "Rionegrense terrestre" incluyéndola en el Plioceno. En 1924 este autor concreta aún más la Edad señalando que el "Rionegrense terrestre" corresponde al Plioceno medio (*vide* también Orlando 1949). Opiniones similares en cuanto a edad son las que posteriormente sustenta De Alba (1953) cuando designa formalmente a la Formación Ituzaingó, Battaglia (1964) que hizo observaciones en el SE de la provincia, y Rimoldi (1962) que señala la existencia de estos sedimentos en el NE de Entre Ríos denominándolos Formación Salto Chico.

Reig (1957) en cambio, previo un análisis de la estratigrafía de la región norte de Paraná, concluye que "...las arenas interpuestas entre el "Paranense" y el depósito limolítico verdoso, representan una única unidad formacional. Dos depósitos marinos "entrerrienses", las arenas fluviales y conglomerados osíferos "mesopotamienses" y otros

niveles diferenciales entre ambas formaciones delimitantes, no constituyen otra cosa que facies particulares o miembros de valor local de una misma unidad formacional". Esta unidad, según Reig, debería llamarse Formación Entre Ríos (por razones de prioridad) y a ella le asimila totalmente la Formación Ituzaingó de De Alba. Finalmente, en mérito a argumentos paleontológicos por una parte (presencia de un complejo de faunas en las que los elementos más jóvenes son Eocuartarios), y por la posición estratigráfica por otra parte, concluye que esta formación es equivalente al Puelchense de la provincia de Buenos Aires, y por lo tanto que su edad es Cuaternario inferior. Pascual & Bondesio (1961) discuten esta aseveración de Reig, señalando que la Formación Entre Ríos (*sensu* Reig) y el "Mesopotamiense" no pueden ser sincronizados con el Puelchense de Buenos Aires (médula de la afirmación de Reig); la datación de la unidad por medio de los elementos de la fauna es, o puede ser, equívoca, por cuanto la mayoría de los fósiles conocidos no fueron coleccionados en horizontes estratigráficos bien definidos. En cuanto a la edad del "Mesopotamiense" como complejo, estos autores no abren juicio indicando solamente que es pre-Cuartario.

En 1961 Grober todavía insiste en paralelizar todos los sedimentos conocidos como: Entrerriense = Mesopotamiense = Ituzaingóense = Puelchense = Asperón de Corrientes, y los asigna en conjunto al Eocuartario; en su mapa geológico (*op. cit.*, fig. 9) casi dos terceras partes de la provincia de Corrientes estarían cubiertas por estos sedimentos.

Castellanos, en varios trabajos, pero especialmente en 1965, adhiere a la vieja idea de considerar al "asperón de Corrientes" como Mesopotamiense inferior (colocándolo en la parte media del Mioceno superior) y correlacionándolo con los "sedimentos en los que Scalabrini encontró una rica fauna estudiada por Ameghino" (*op. cit.*, pág. 22).

En mis anteriores notas sobre la re-

gión correntina (1969, 1970), pero también sin base fundada, había considerado que la Formación Ituzaingó es de edad Pliocena (*s. l.*). La evidencia fósil encontrada hasta ahora es realmente magra; a) troncos silicificados, en general con escasa estructura preservada (cuya clasificación no fue realizada todavía), que en general también, poco nos sirven como indicadores de edad; b) una microflora de polen incluida en una lente arcillosa, en Punta del Rubio, cerca de Santa Lucía, que fue estudiada preliminarmente y que por falta de patrón de comparación no nos sirve para dataciones (lo único que se puede decir, un poco subjetivamente, es que no tiene aspecto de "muy moderna"), y c) una faunula de pelecípodos dulceacuícolas estudiados por Camacho (1970) que tampoco nos sirven como indicadores.

El único recurso que queda es intentar las correlaciones a larga distancia y en este caso con los sedimentos aflorantes en Entre Ríos. Ahora bien, ¿con qué parte de la columna entrerriana se puede relacionar la Formación Ituzaingó? ¿qué datación aceptar para ésta? Es muy difícil decidirlo con exactitud.

1) Si se admite como verdadero el hecho que los horizontes calcáreos con fósiles marinos (Nº 4 y 6-7) de Frenguella (1920) = Entrerriense y Rionegrense terrestre-araucanense más bajo) son meramente depósitos, más o menos "lenticulares" dejados por un avance (y/o regresión?) de mar, que se ubican dentro de un complejo representado regionalmente por el conjunto de arenas/areniscas, que en la zona de Paraná se inician con el conocido "conglomerado osífero", debemos admitir también que los datos en cuanto a su edad no son nada claros y más bien contradictorios (opiniones de Bonarelli, Frenguelli, Reig, etc.). Por una parte es evidente que todo este complejo (areniscas y calcáreos) se asienta mediando discordancia angular sobre las llamadas "arcillas verdes" del "Paranense", que a estar con la mayoría de los autores sería Mioceno. Pero por otra parte, Rossi de Gar-

cía (1966) señala que los ostrácodos extraídos de los bancos de coquina de Victoria, que están asentados sobre arenas ocráceas con troncos silicificados, y que contienen la misma megafauna que el “enterriense” (nº 4 Frenguelli, 1920) de Paraná, resultan también ser Miocenos. En esta opinión, como se ve, disiente con la mayoría de los autores anteriores que consideraron los calcáreos como Pliocenos, en base a su fauna malacológica. Es indudable que esta fauna merece ser revisada con otros criterios.

Tomado de esta manera, los sedimentos que atribuimos a la Formación Ituzaingó tendrían que ser también miocenos, por cuanto representan la continuidad hacia el norte del complejo “Mesopotamiense - Enterriense - Rionegrense” de Paraná.

II) Pero también se puede interpretar que realmente existen *dos* grupos de arenas/areniscas, de diferente edad: *a*) el “mesopotamiense + enterriense y *b*) el “rionegrense” (ambos *sensu* Frenguelli); solamente en la zona de Paraná, es decir donde existen los calcáreos fosilíferos, estarían separados y diferenciados adecuadamente; en las restantes localidades son indivisibles por cuanto estarían superpuestos y no se pueden diferenciar litológicamente. Debo agregar aquí, sin embargo, que en varias oportunidades los geólogos del C.I.E. (véase también Orlando, 1949) han separado dos grupos de areniscas en los afloramientos del río Paraná, en base a algunos caracteres locales; pero es posible que hayan estado influenciados en sus ideas por la presencia de los dos grupos en Paraná.

Ninguna de las dos “unidades” de esta separación está bien datada; pero en este caso no habría problema en postular, en principio, que la parte inferior (“mesopotamiense + enterriense”) pertenezca al Mioceno (en acuerdo a la edad asignada por la microfauna de Victoria), y que la superior pudiera corresponder al Plioceno.

Sin perder de vista que los sedimentos de la Formación Ituzaingó de Corrientes pueden ser sincrónicos a cualquiera de ambas “unidades”, personalmente me atrae más la idea de considerarla como Plioceno.

6) FORMACIÓN YUPOÍ (Herbst 1969)

Sinonimia: “Horizonte C, argille gypseuse” de D’Orbigny (1846); “serie gredosa” u “horizonte superior de la serie Mesopotámica (Araucano)” Bonarelli y Longobardi, 1929); “Enterriense superior (lacustre)”, (Castellanos, 1965, pág. 44); “horizonte medio de Mesopotamiense”, (Castellanos 1965, pág. 55); “estratos” o “serie gredosa”, geólogos del C.I.E.; “greda araucana”, (auctorum).

Descripción: Está constituida por arenas arcillosas, limas arenosas y arcillas arenosas, en proporciones variables. La porción arena es fundamentalmente cuarzosa, con escasa participación de algunos granos de minerales oscuros, y ocasionalmente mica blanca. Las arcillas, que a veces predominan localmente, son sumamente plásticas y adhesivas (de allí el término “greda”). Su color es variable generalmente gris de diversos tonos, con alguna frecuencia verdoso, rosado y aún rojizo, dependiendo esto último de la calidad y cantidad de óxidos de hierro que contenga. En algunos lugares hay una concentración de nódulos de mineral de manganeso, en niveles e impregnando fuertemente la arenisca, y en general, soluciones de este mineral impregnan con frecuencia la roca. Muy ocasionalmente contiene algo de yeso, y cuando así ocurre este mineral aparece formando pequeños nidos (de no más de 1-2 cm) pero no aparece diseminado en la roca. A veces también puede ser levemente calcáreo, presentándose este mineral en forma de nódulos o “muñecos”. El origen de este calcáreo es seguramente secundario, es decir infiltración a partir de unidades supraestantes. En general, y cuando secos, estos sedimentos suelen ser bastan-

te duros; con mucha frecuencia reaccionan de una manera particular ante la erosión pluvial, formando típicos “tubos de órgano”, y constituyendo barrancas generalmente muy verticales. Estas características morfológicas, bastante constantes, permiten muchas veces su fácil individualización en el campo.

Actualmente es posible dividir esta Formación en dos secciones: inferior y superior. Si bien no existen diferencias litológicas megascópicas apreciables, la división está basada en las siguientes consideraciones: la sección inferior se caracteriza generalmente por su color gris-amarillento y/o verdoso, es más dura, más arenosa, se presenta en forma de bancos mejor definidos, a veces con estratificación visible, y no suele presentar los “tubos de órgano”. Casi siempre está separada de la sección superior por una capa de igual litología pero muy endurecida (una especie de “costra”) no calcárea. Los afloramientos de la sección inferior no suelen ser continuos por grandes distancias, ya que lateralmente suelen acuñarse insensiblemente, pasando a adquirir los caracteres de la sección superior, desapareciendo la “costra” de separación.

La sección superior es más blanda, con mayor variedad de colores y éstos en general más claros (incluyendo los rosados y rojizos), sin estratificación visible, con litología más variada, de más espesor, y con los ya mencionados típicos “tubos de órgano”. En ciertas localidades parecería como si a su vez esta sección fuese divisible en dos partes; la de abajo con los caracteres mencionados y una porción superficial, de color más oscuro, más limosa, que suele pasar en transición al suelo (o está influida por éste?).

Distribución: La Formación Yupoí tiene una amplia distribución en la provincia. Aparte de los excelentes afloramientos a lo largo de toda la costa del río Paraná, es posible reconocerla en la mayor parte del territorio, en las costas de los ríos y arroyos interiores, si bien

su espesor varía bastante. Es así por ejemplo, que el máximo espesor visto lo adquiere en la zona de Bella Vista con aproximadamente 10-12 m. En los afloramientos del interior, en la zona alta del Paiubre, por ejemplo, éste se reduce a apenas algo más de 1 m. En la zona del litoral del río Uruguay, vuelve a alcanzar espesores de 4-5 metros.

Muy similarmente a lo que ocurre con la Formación Ituzaingó, Yupoí conserva sus caracteres litológicos y morfológicos muy constantes a través de su amplia área de distribución. Hacia el S, en la provincia de Entre Ríos, los geólogos del C.I.E. han registrado su presencia como “serie gredosa” en la mayor parte de la mitad septentrional de la misma. Más hacia el S, al parecer, sus caracteres se enmascaran algo con formaciones más modernas, de aspecto similar (la “serie limosa” y otras).

Relaciones y edad: La Formación Yupoí se asienta, en todos los lugares en que su base es visible, directamente sobre las arenas/areniscas de la Formación Ituzaingó. Entre ambas media una evidente discordancia erosiva que es netamente visible en casi todas las localidades. El techo de esta Formación es difícil de definir, ya que en diferentes localidades son distintas las entidades que la cubren. Se puede afirmar, en general, que casi siempre entre estas entidades media discordancia erosiva. A lo largo del río Paraná, donde se encuentran los mejores afloramientos, sucede una de dos: está inmediatamente debajo del suelo actual (en transición con la parte superior de la sección superior recién mencionada), o está debajo de una arenisca limosa poco consolidada, que en seguida trataremos como “pampeano” (*sensu* geólogos del C.I.E.). En otras localidades la relación con el suelo está un poco enmascarada por cuanto en la zona límite hubo alguna remoción de su material *in situ*.

Merced al hallazgo de una buena cantidad de restos fósiles en varias localidades distintas, es posible ahora certifi-

car la edad de esta formación con bastante certeza. En tres localidades principales se han encontrado estos restos (desde el extremo norte al extremo sur de la provincia); a) desembocadura del arroyo Riachuelo, a unos 10 km al S de Corrientes; b) arroyo Toropí, a unos 10 km al S de Bella Vista, y c) arroyo Vega, a unos 12 km al S de Esquina. El mejor yacimiento resultó ser el de arroyo Toropí, que brindó el grueso de la fauna que en la actualidad está siendo estudiada en detalle, pero de la que podemos adelantar la presencia de los siguientes taxones:

Toxodon sp. (por lo menos 2 tipos diferentes).

Dolichotis sp.

Morenelaphus sp.

Sclerocalyptus sp.

Panoctus sp.

cf. *Stegomastodon* sp.

cf. *Brasiliochoerus?* sp.

Scelidodon sp.

cf. *Lestodon?* sp.

Equidae (género no determinado)

Este conjunto faunístico sugiere fuertemente que estos sedimentos pertenecen o bien al Ensenadense superior o bien al Lujanense inferior. Cuando ellos estén bien determinados se podrá delimitar aún más la edad.

No es posible relacionar todavía exactamente estos sedimentos con los afloramientos en la provincia de Entre Ríos, pero es muy probable que puedan pertenecer al mismo ciclo que depositó en aquella provincia el conocido "calcaire cloissonne" de D'Orbigny, es decir las arcillas fuertemente impregnadas de carbonato de calcio, y en muchos lugares con gran concentración de yeso, que corresponde a la parte superior del Araucano y a la inferior del Pampeano de Frenguelli (1920). Cabe recordar que la relación estratigráfica de estos sedimentos con las arenas/areniscas infrayacentes, es exactamente la misma que en Corrientes.

FORMACIONES CUATERNARIAS POST-YUPOI

Bajo este título agruparé una serie de unidades estratigráficas que aparecen en distintos lugares de la provincia y cuyo conocimiento es incompleto. Como se comprenderá, resulta sumamente difícil correlacionar unidades, que en general tienen muy poco espesor, cuya litología es a veces distinta pero, solo localmente y no generalizada, trabajando en regiones como Corrientes donde, como ya lo señalé antes, por su condición de estar cubierta en su mayor parte, por suelo y/o por agua no resulta fácil seguirlas lateralmente.

Por otra parte, el carácter realmente expeditivo con que se hicieron la mayoría de las observaciones, no permite este control. No me es posible tampoco, citar aquí en forma exhaustiva a la gran cantidad de autores que se refieren a estas unidades, ya sea concreta, ya sea vagamente. Por lo tanto, me limitaré a señalar la presencia de aquellas unidades que, a mi juicio, son las más importantes y que por la amplitud de su extensión podrán ser mejor determinadas en el futuro. Por la misma razón no utilizaré todavía nombres formacionales.

El orden que sigo en la descripción no implica necesariamente secuencia estratigráfica ordenada.

a) "Pampeano" y/o "serie limosa" de los geólogos del C.I.E.: se trata de arenas limosas, o limos, a veces arcillosos, de color generalmente gris a gris oscuro, rosado y pardo rosado, en espesores que no sobrepasan casi nunca el metro y medio. En muchos lugares contienen una buena cantidad de la llamada "tosquilla calcárea" en forma de "muñecos" de CO_3Ca , a veces con gran concentración local. En varios sitios se la encuentra reposando mediante discordancia erosiva sobre la Formación Yupoi. No he encontrado fósiles hasta el momento, si bien los mencionados geólogos del C.I.E. señalan algunos elementos, típicamente del Cuartario su-

perior, de estos sedimentos en Entre Ríos (Gracia, 1952). Se pueden reconocer a lo largo de los afloramientos del Paraná, en forma discontinua, por lo menos hasta el S de la provincia.

Corresponden probablemente a los sedimentos que Castellanos (1965) denomina "Lujanense", por lo menos en parte.

b) "arenas de lomadas" o "lomerías del NW": se trata del material que constituye una serie de lomadas bajas, de dirección predominante NE-SW que acompañan y marginan los principales ríos y arroyos interiores de esta zona: Riachuelo, Sombrero, Empedrado, San Lorenzo, Ambrosio, Santa Lucía, etc. Son arenas fundamentalmente cuarzosas, sueltas, de color claro, grisáceo amarillento, muy raramente rojizo, sin estratificación visible. Su espesor puede llegar hasta cerca de los 10 m.

Bonarelli nos brinda una amplia información sobre estas "lomadas", que es reiterada posteriormente por Castellanos (1965). Ambos autores las consideran siempre como "lomadas Puelchenses" considerándolas del Cuaternario inferior. En su descripción Castellanos posteriormente asocia a estas arenas a lo que aquí se describe como Formación Yupoí (op. cit. págs. 51-55). En ninguna parte he visto el yacimiento de estas arenas, pero es fácil inferir, en varias localidades, que ellas deben asentarse sobre la Formación Yupoí.

c) "sedimentos cineríticos": han sido citados en diversos lugares de la provincia por diferentes autores. En algunos casos, como en las cercanías de Santo Tomé (costa del Uruguay) se trata de un verdadero "bolsón" de ceniza (o cinerita) y regionalmente este material se conoce como "tabatinga". Resulta muy fácil encontrarlos y reconocerlos a lo largo del curso medio del río Santa Lucía (cerca de 9 de Julio), donde constituye una capa de un limo grisáceo, muy liviano, de unos 20 cm de espesor promedio, muy cerca de la superficie.

Bonarelli (1929) consideró que estos sedimentos son Cuaternarios: Lujanense; Castellanos (1965) en cambio los incluye en su Bonaerense superior, o sea Pleistoceno medio; Battaglia (1964) a su vez, considera los depósitos del río Uruguay como redepósitos durante el Holoceno.

Merece mencionarse que Frenguelli (1920) en su perfil de Paraná, cita una capa de cenizas volcánicas blancas (Nº 16 del perfil) que adjudica al Bonaerense, dentro de su Pampeano superior.

d) "arenas y conglomerados rojos": probablemente comprenda más de una unidad estratigráfica, pero no estoy aun en condiciones de decirlo. Se trata de los diferentes niveles de arenas, gravillas y conglomerados, fundamentalmente silíceos, citados por numerosos autores desde Bonarelli en adelante, que margina, con extensión variable que puede extenderse hasta 20-25 Km desde la actual costa, al río Uruguay, y que continúan en la provincia de Entre Ríos. No forman un grupo de sedimentos continuos, ni están siempre ubicados al mismo nivel topográfico. Constituyen sin embargo uno de los más característicos elementos del paisaje de esa parte de la provincia, sobre todo la coloración rojiza. Fueron descriptos someramente por Battaglia (1964) y algo más extensamente por Cordini (1949). Constituyen la materia prima de las principales explotaciones de gravas, sobre todo en Entre Ríos.

Este grupo incluye con seguridad aquellas unidades que los geólogos del C.I.E. denominaron repetidamente "Estratos de Misiones" y preferentemente "Estratos de Yapeyú", citados en numerosos informes inéditos. Battaglia (1964) cita dos unidades distintas: "conglomerados del Uruguay" incluido por él en el Plioceno, y "Rodados del Uruguay" constituyendo parte del Cuaternario.

e) "limos oscuros" y "arcillas verdosas": los primeros están siempre conec-

tados con algunos cursos de agua de la mitad occidental de la provincia. Son limos terrosos, oscuros, que con frecuencia contienen restos de gasterópodos de especies vivientes y que en algunos casos llevan incluidos cierto contenido de carbonato de calcio.

Las "arcillas verdosas" son sedimentos que generalmente se encuentran como depósitos de fondo de las lagunas, muy numerosas, que existen en toda la región occidental. Su espesor generalmente no supera los 2 m.

f) "arenas y arcillas modernas": se trata de los sedimentos arenosos, con intercalaciones de capas de arcilla, depositados en las playas del Paraná, y a veces dentro de las cárcavas de erosión que desembocan en éste. Probablemente corresponde también incluir aquí los materiales que han formado algunas de las islas más nuevas del río. Son principalmente arenas cuarzosas, totalmente sueltas, con estratificación fluvial marcada, con intercalaciones de capas de limos y principalmente arcillas, éstas generalmente oscuras. Su espesor total puede llegar a los 8-10 m, sobre todo en las islas.

Con este listado no queda agotada la descripción de las posibles unidades presentes, pero su exacta definición, distribución, descripción y datación no se pueden realizar por ahora.

AGRADECIMIENTOS

Se me hace un deber expresar mi gratitud a las numerosas personas que de una u otra manera colaboraron para el mejor éxito de este trabajo, pero en forma especial deseo agradecer a los colegas Dres. R. Pascual, C. A. Gentili, H. Camacho y R. Gracia por discutir conmigo algunos aspectos del mismo y por sus interesantes sugerencias; al Sr. Angel S. Castro, técnico del Laboratorio de Paleontología de la Fac. de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura de la UNNE, que me acompañara en los numerosos viajes realizados prestando

toda su colaboración; al Dr. L. Rosenzwaig por poner a nuestra disposición las instalaciones de la Estación Hidrobiológica del Min. de Agric. de la Nación que dirige en Bella Vista, para los trabajos de extracción de fósiles en arroyo Toropí; a los técnicos y Directorio del Mapa de Suelos de Corrientes por su colaboración económica, a la Facultad mencionada por poner íntegramente a mi disposición sus recursos naturales y propios, y finalmente al C.N.I.C.T. por acordarme un subsidio que hizo posible lo fundamental del trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, C., 1914. *Le Pyrotherium, l'etage Pyrotheen et les couches a Notostylops, une réponse a Mr. Loomis*. Physis I, n° 7: 450, Bs. Aires.
- Aspilcueta, J., 1960. *Principales manifestaciones calcáreas en la prov. de Corrientes*. Inf. Técnico D.N.G.M. n° 8, Bs. Aires.
- Banchero, J. C., 1951. *Informe hoja Concordia*. Inf. inédito del Comando de Ings. del Ejército, Bs. Aires.
- Battaglia, A., 1964. *Reconocimiento geológico general del río Uruguay, entre el A° Moco-retá y Apóstoles (Misiones)*. Inf. Técnico del D.N.G.M. n° 23, Bs. Aires.
- Bigarella, J. J. & Salamuni, R., 1967. *A review of South American Gondwana geology*. Rew. prep. for 1st Symp. Gond. Geol., Ed. I.U.G.S.
- Bonarelli, G. & Nágera, J. J., 1913. *Informe preliminar sobre un viaje de investigación geológica a las provs. de Entre Ríos y Corrientes*. Bol. n° 5 (serie B) Dir. Nac. Geol. e Hidrol., Bs. Aires.
- Bonarelli, G. & Longobardi, E., 1929. *Memoria explicativa del mapa geo-agrológico y minero de Corrientes*. Imprenta del Estado, Corrientes, I y II.
- Bruniard, E. D., 1966. *Bases fisiográficas para una división regional de la prov. de Corrientes*. Nordeste (Rev. Fac. Hum. UNNE) VIII: 7-79, Resistencia, Chaco.
- Castellanos, A., 1965. *Estudio fisiográfico de la provincia de Corrientes*. Publ. n° 49 Ins. Fisiol. y Geol. Univ. Nac. Litoral: 1-122, Rosario.
- Coco, A., 1951. *Informe hoja Itá-Caabó*. Inf. inédito del Comando de Ings. del Ejército, Bs. Aires.
- Coira, B., et al., 1969. *Los basaltos de Monte Caseros: petrología desfavorable para la presencia de mineralización cuprífera*. Re-

- vista Minera XXIX: 22-24, Castelar (Bs. Aires).
- Cordini, R., 1949. *Contribución al conocimiento de la geología económica de Entre Ríos*. Anales Dir. Gral. Ind. Minera (Min. Ind. y Com.) II n° 87, Bs. Aires.
- Cortelezzi, C. F., & Gómez, W., 1965. *Los basaltos toleíticos de la perforación Nogoyá (Entre Ríos)*. Acta Geol. Lilloana VI: 87-98, Tucumán.
- De Alba, E., 1953. *Geología del Alto Paraná, en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas*. Rev. Asoc. Geol. Arg. VIII n° 3, Bs. Aires.
- De Alba, E. & Vera Morinigo, G., 1964. *Aprovechamiento del río Paraná en la zona de las islas Apipé y Yaciretá, Informe sobre las condiciones y características geológicas*. Com. Mixta Arg.-Paraguaya del Apipé.
- D'Orbigny, A., 1846. *Voyage dans l'Amerique Meridional*. Tomo III (traducción española de Editorial Futuro, Bs. Aires).
- Edison Consult, S. A., 1965. *Estudio plan de de promoción agropecuaria. 1ª parte. Prov. de Corrientes. Aspectos hídricos y climáticos*. Publicado por el Consejo Federal de Inversiones, Bs. Aires.
- Frenguelli, J., 1920. *Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos*. Bol. Acad. Nac. Cs. de Córdoba, XXIV entregas 1ª y 2ª; Córdoba.
- Frenguelli, J., 1924. *Apuntes geomorfológicos sobre el interior de la prov. de Corrientes*. Publ. Inst. Invest. Geográficas (Univ. Nac. Bs. Aires) n° 7.
- Gentili, C. A., 1967. *Outcrop distribution of the Serra Geral Formation in the province Entre Ríos*. Abstract 1st Symp. Gond. Stratigr., Mar del Plata.
- Gracia, R., 1952. *Informe hoja Hernandarias*. Informe inédito del Comando de Ings. del Ejército, Bs. Aires.
- Groeber, P., 1961. *Contribuciones al conocimiento geológico del Delta del Paraná y alrededores*. Anales Com. Invest. Cient. prov. Bs. Aires, II: 9-54.
- Harrington, H., 1950. *Geología del Paraguay Oriental*. Contrib. Cient. Univ. Nac. Bs. As., serie E Geol. n° 1: 1-82, Bs. Aires.
- Hansen, J., 1919. *Contribución al estudio de la petrografía del territorio de Misiones*. Bol. n° 21, Ser. B. Geol., Div. Nac. Geol., Min., e Hidrol., Buenos Aires.
- Hausman, A., 1962. *Aspectos hidrogeológicos dos áreas basálticos do Rio Grande do Sul*. Actas I^{as} Jorn. Geol. Arg. II: 103-136, Buenos Aires.
- Herbst, R., 1969. *Nota sobre la estratigrafía de Corrientes, Argentina*. Resumen IV^{as} Jorn. Geol. Arg. (Mendoza).
- Herbst, R. & Camacho, H. H., 1970. *Sobre el hallazgo de bivalvos dulceacuícolas (Unionidae y Mycetopodidae) en el Terciario Superior de Empedrado, Corrientes*. Ameghiniana (en prensa).
- Herbst, R. & Alvarez, B. B., 1971. *Sobre los Toxodontes (Toxodontidae, Notungulata) del Cuartario de Corrientes*. Manuscrito.
- von Huene, F., 1929. *Los saurisquios y ornitisquios del cretáceo argentino*. Anales Mus. La Plata III (2ª serie), con Atlas. La Plata.
- Kraglievich, L., 1932. *Nuevos apuntes para la geología y paleontología uruguayas*. Anales Mus. Hist. Nat. Montevideo III: 257-321.
- Lambert, R., 1939. *Memoria explicativa del mapa geológico de reconocimiento del Dpto. Paysandú y de los alrededores de Salto*. Publ. Inst. Geol. del Uruguay, XXVII B, Montevideo.
- Maack, R., 1959. *Arenito Caiuá do Paraguay*. Not. Prelim. e Est. (ser. Geol. Min.) Inst. Biol. e Pesquisas Tec., Curitiba, n° 2, parte 1: 1-14.
- Martínez, C. G., 1950. *Observaciones geológicas en Curuzú Cuatiá (Corrientes) y alrededores*. Tesis inédita, Univ. Nac. de Córdoba.
- Orlando, H., 1949. *Nota preliminar sobre la geología de las barrancas del Río Paraná, en los Dptos. Goya y Lavalle (prov. Corrientes)*. Notas Mus. La Plata XIV, Geol. n° 53: 45-50, La Plata.
- Padula, E. & Mingramm, C. A., 1968. *Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Santafecina*. Actas III^{as} Jorn. Geol. Arg., I: 291-331.
- Pascual, R., (con Linares, E. y Timonieri, A.), 1960. *La edad de los sedimentos Terciarios del valle de Punilla, prov. Córdoba y la presencia de Eohyrax rusticus Amegh. en los mismos*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XV n° 3-4, Bs. Aires.
- Pascual, R. & Bondesio, P., 1961. *Un nuevo Cardiotheriinae (Rodentia, Hydrochoerinae) de la Formación Monte Hermoso (Plioc. Sup.) en la prov. Buenos Aires*. Ameghiniana II n° 6: 95, Bs. Aires.
- Podestá, F., 1901. *Un nuevo fósil: el Ameghinotherium curuzucuatense*, en Guía de la prov. de Corrientes, de Benjamín Serrano. Corrientes.
- Reig, O. A., 1957. *Sobre la posición sistemática de "Zygolestes..." ...con una reconsideración de la edad y correlación del "Mesopotamiense"*. Holmbergia (Rev. Asoc. de Cs. Naturales Fac. Cs. Exactas, Bs. Aires) V n° 12-13.
- Riggi, J. C. & Riggi, F. de, 1964. *Meteorización en los basaltos de Misiones*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIX n° 1: 57-70, Bs. Aires.
- Rimoldi, H. V., 1962. *Aprovechamiento del río Uruguay en la zona de Salto Grande. Estudio geotectónico-geológico para la presa de compensación proyectada en Paso Hervidero (prov. Entre Ríos)*. Anales I^{as} Jorn. Geol. Arg., II: 287-310, Bs. Aires.

- Romero Fonseca, J. L., 1962. *El asfalto en la red vial de Corrientes*. Com. Permanen. del Asfalto, XII Reunión, (Mar del Plata): 437-454.
- Rossi de García, E., 1966. *Contribución al conocimiento de los Ostrácodos de la Argentina. I. Formación Entre Ríos de Victoria, prov. Entre Ríos*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXI n° 3: 194-208, Bs. Aires.
- Stipanovic, P. N., 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXII n° 2: 101-134, Bs. Aires.
- Teruggi, M., 1955. *Los basaltos tholeiíticos de Misiones*. Notas Mus. La Plata XVIII n° 70: 259-278, La Plata.
- Torres, F. J., 1950. *Informe hoja Mercedes (Ctes.)*. Informe inédito del Comando de Ings. de IEjército, Bs. Aires.
- Walther, K., 1919. *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la Rep. O. del Uruguay*. Rev. Inst. Nac. de Agron. Montevideo, 2ª serie n° 3.

Recibido, en setiembre de 1970.

DOS NUEVAS PUBLICACIONES GEOLOGICAS

Recientemente han aparecido dos nuevas publicaciones dedicadas a la difusión de trabajos de investigación geológica y ciencias conexas, en el ámbito nacional.

Nacen ambas al influjo de los nobles propósitos de jóvenes geólogos dedicados a la investigación de las Ciencias de la Tierra que tendrán amplio ascenso en nuestro territorio para aplicar las disciplinas adquiridas en las Universidades de nuestro país, al cual procuran servir, contribuyendo al progreso cultural y científico. Las impulsan dos entidades geológicas, la Asociación Argentina de Minerología, Petrografía y Sedimentología de Buenos Aires y la Asociación Geológica de Córdoba.

La Asociación Geológica Argentina, saluda entusiastamente la aparición de estas publicaciones que constituyen una eficiente demostración de la capacidad y entusiasmo por la investigación científica y su aplicación al progreso argentino.

Argentina AMPS es el título de la Revista trimestral publicada por la Asociación Argentina de Minerología, Petrografía y Sedimentología que ha puesto en circulación entre sus asociados y otros, el número 1 del tomo I correspondiente al año 1970.

La Comisión Directiva de la Asociación, expresa en su Editorial de presentación que ante el marcado progreso de la investigación geológica al servicio del país, es su propósito servirlo mediante sus aportes al engrandecimiento nacional, por una positiva contribución que une los trabajos de campo a las investigaciones y comprobaciones del laboratorio.

Contiene un importante trabajo sobre "Geología de los Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio", del doctor Eduardo Jorge Llambias; la "Génesis del Yacimiento de Caolín", "Mina Equivocada" del doctor Kitaro Hayase y una "Síntesis de Mansfieldita", de la doctora Dora Bedilvy y J. Astarloa, incluyendo comentarios bibliográficos y normas, instrucciones y reglamentación para presentación y publicación de trabajos.

Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba.

La nueva entidad creada hace muy poco tiempo por los geólogos que actúan en Córdoba, amplio y fecundo ambiente para la investigación geológica, ha decidido editar el Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba.

Tan preclaro centro de investigación científica, que cuenta con el privilegio de la centenaria iniciación de los estudios geológicos en nuestro país, al crearse la muy ilustre Academia Nacional de Ciencias en 1869, es ahora la sede de actuación de la mencionada Asociación que en las páginas de su Boletín número 1 del tomo I, año 1970, presenta un nutrido programa constituido por enjundiosos trabajos de investigación científica, seguidos de otros de carácter técnico-económico que son prueba de los propósitos que animan a las autoridades de la Asociación en el sentido de servir a la ciencia y apoyar al progreso del país.

Contiene en su prefacio referencias a los primeros investigadores que estudiaron distintas regiones de nuestro país y como es lógico se refiere también a la existencia de la Academia Nacional y a la creación de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, a lo que sigue un meduloso estudio sobre la "Geología de Córdoba" por los doctores Carlos E. Gordillo y Andrés N. Lencinas, trabajo en el cual realizan una reseña general de la geología de la provincia que comprende distintos capítulos; figura asimismo un artículo sobre "Aspectos geoquímicos de los sistemas fluviales" por el doctor Pedro J. Depetris y a continuación la doctora Hetty Bertoldi de Pomar desarrolla su trabajo "Fitolitos y Zoolitos", completándose el número con "Mármoles de Córdoba" del que es autor el señor Antonio Di Fini.

Contiene entre otros anuncios las reuniones científicas y conferencias a realizarse y homenajes, figurando además la lista de los asociados y la dirección postal que es Casilla de Correo 595.

Al formular los comentarios que preceden sobre las dos nuevas publicaciones que han puesto en circulación las nombradas asociaciones geológicas, nuestra entidad formula los mejores votos por la prosperidad de ambas instituciones y la amplia difusión de sus publicaciones. — *La Dirección.*

LAS FASES DE DEFORMACION Y METAMORFISMO
EN LA SIERRA DE MAZ, PROVINCIA DE LA RIOJA,
REPUBLICA ARGENTINA

POR JORGE O. KILMURRAY¹ Y LUIS DALLA SALDA²

RESUMEN

En la región de la Sierra de Maz se han hallado tres fases principales de deformación dentro del complejo metamórfico-migmatítico, cuya edad se atribuye según diversos autores al Precámbrico. En este estudio se analizan las evidencias estructurales, texturales y mineralógicas con el objeto de determinar la secuencia de los fenómenos de deformación y metamorfismo en el área de referencia.

Se han reconocido variedades litológicas metasedimentarias de tipo esquistos, gneises, mármol y cuarcitas, como así también ortoamfibolitas formadas en tres etapas de metamorfismos; se reconocieron así mismo intrusiones de rocas ultrabásicas pertenecientes a la fase F1. Los fenómenos de migmatización se atribuyen a las fases M1 y M2 de metamorfismo y se relacionan con las facies de amfibolitas almandínicas a epidóticas (Eskola). Se postula además un tercer episodio M3 en el que se produjeron intrusiones tardío orogénicas de granitos de anatexis y con un grado metamórfico compatible con las facies de esquistos verdes.

ABSTRACT

Sierra de Maz area is located in the southern part of the Province of La Rioja, Argentina. It is mainly composed of metamorphic rocks that have been assigned to Precambrian age by various authors. Four classes of rocks have been recognized in the area, one of them is derived from pelites, psamites and limestones; the second one is derived from basic rocks and the other classes are classified as migmatites and granites, and ultrabasic rocks.

Basic derivations are called ortho-amphibolites and occur as interbedded layers throughout the surveyed area. Two main episodes of deformation and metamorphism were investigated in the area and three zones of dynamothermal regional metamorphism were also recognized. They are called (I) muscovite and chlorite zone (lower and upper schists), (II) gneisses zone and (III) zone of lower gneisses and migmatites.

The first episode F1 is related to amphibolite facies and developed staurolite, kyanite and sillimanite in gneisses. The second one named F2, is related to the epidote amphibolite facies (according to Eskola); during this episode mainly garnet G2 developed in the gneisses zone meanwhile muscovite and chlorite grew in the schists zone.

Migmatization took place during F1 and F2 episodes and acid intrusions (granites) during post-F2 times. The latter produced local thermal metamorphism with the development of sillimanite in pelites and pyroxene in basic rocks.

Mineralogical, structural and textural evidence is set up in this paper to compare the main episodes in the studied rocks.

¹ Cátedra de Petrología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

² Cátedra de Petrología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Instituto de Limnología.

I. INTRODUCCION

Las formaciones metamórficas de la Sierra de Maz forman parte de un complejo asignado a una edad precámbrica por diversos autores, entre otros Hausen (1921) y De Alba (1954). Las primeras observaciones sobre la naturaleza compleja de este basamento se deben a Hausen (1921), quien puso de relieve la existencia de rocas metasedimentarias deformadas, rocas básicas intrusivas, rocas ultrabásicas y granitos. Los estudios preliminares realizados por uno de los autores, Kilmurray (1968, 1969, 1970), permitieron establecer la naturaleza compleja de la deformación y metamorfismo que han ocurrido en distintos episodios y que configuran en conjunto un gran evento en la vida de este cinturón orogénico.

Dentro del complejo metasedimentario compuesto por derivados de rocas psamíticas, pelíticas y calcáreas se produjeron manifestaciones magmáticas básicas, ultrabásicas y procesos de migmatización. Los estudios en particular sobre las rocas básicas mostraron el origen de las anfibolitas como derivadas de materiales de filón de tipo diabasa y fueron clasificadas por esta razón como ortoanfibolitas.

II. CARACTERES ESTRUCTURALES DE LAS FORMACIONES METAMORFICAS

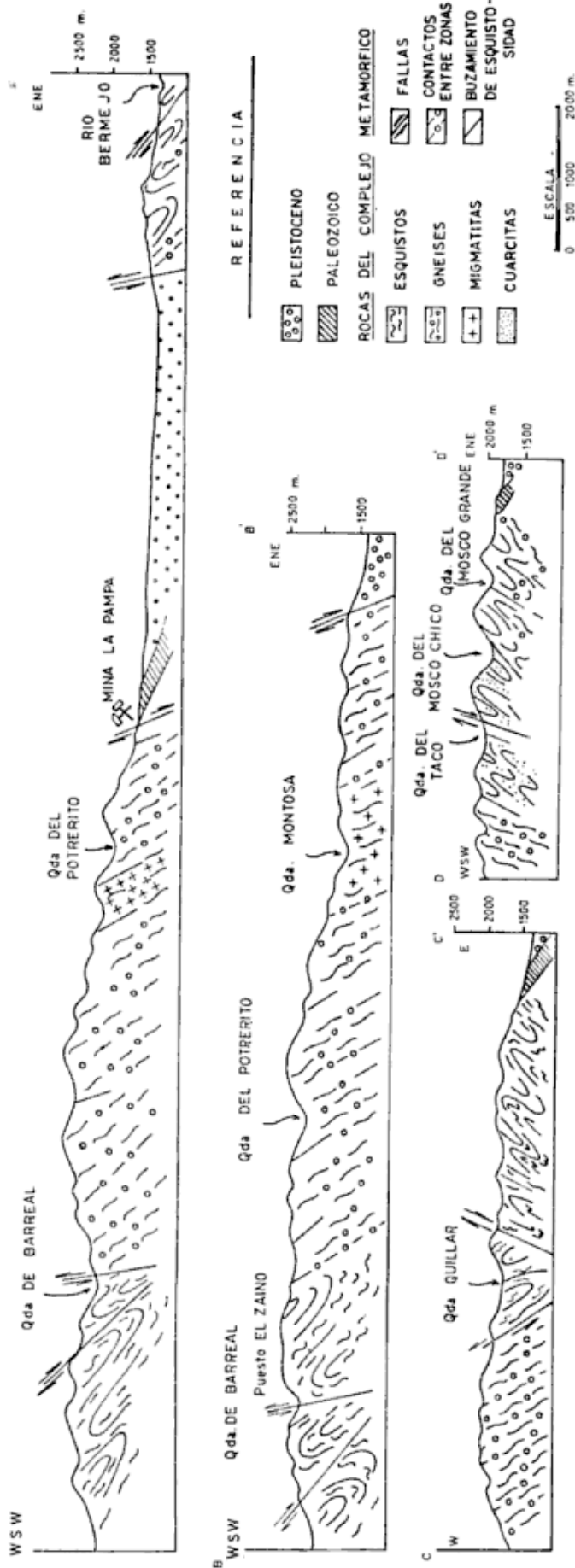
A. LAS FASES DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA

Las investigaciones anteriores realizadas en la región que nos ocupa, Kilmurray (1968, 1969, 1970), pusieron en evidencia la existencia de planos y líneas estructurales relacionadas con una acción tectónica de deformación en varios episodios dentro de un evento mayor. Para su comprobación se realizaron análisis más detallados de las estructuras, pudiéndose determinar entonces que la primitiva pila sedimentaria había sido deformada por una fase tectónica que se denominó F1. Esta deformación

dio lugar a la formación de una esquistosidad marcada ya que fue acompañada por un efecto metamórfico intenso (M1). En la misma etapa se postuló la introducción de cuerpos ultrabásicos (perknitas) a lo largo de superficies de fractura. Con posterioridad a este episodio, sucede la fase F2 con plegamiento menos intenso, menor grado de deformación y un metamorfismo M2 de mediano rango que dio lugar en la casi totalidad de los casos a una recrystalización mimética y estática según superficies S1 deformadas. Durante este mismo episodio continuó un proceso de migmatización iniciado en la fase F1. Finalmente, se postuló la etapa F3 cuya acción tectónica está restringida a porciones de movimientos locales, generalmente a lo largo de superficies de fallas y con el desarrollo de un metamorfismo de bajo grado M3.

Las estructuras F1 (fase de plegamiento intenso). Su observación está restringida a las superficies de foliación o esquistosidad de rocas medianamente competentes a poco competentes, ya que en las derivadas de rocas pelíticas (esquistos micáceos) las estructuras han sido obliteradas totalmente. Se han reconocido pliegues menores isoclinales acostados, aplanados de eje vertical y plano axial variable según su posición dentro de los planos de las estructuras F2 (fig. 4d).

Las estructuras F2 (fase de plegamiento menos intenso, formación de la estructura mayor sinforme). La estructura principal constituye un gran pliegue sinforme que presenta hundimiento de eje hacia el norte, la parte central de la estructura presenta rocas de bajo grado metamórfico y hacia los flancos se observan gneises con migmatitas (fig. 1). Las estructuras de pliegues menores son las más visibles en toda la región investigada y están dadas por una serie de pliegues anticlinales y sinclinales de longitud de onda variable, hundimiento de eje hacia el norte y planos axiales con inclinación hacia el este y al oeste. En



esta fase se observa a menudo combinación de pliegue con falla del tipo ilustrado en la figura 4 f.

De particular interés son las estructuras de columna y rodillos de boudinage que resultan de la deformación de capas competentes, filones de cuarzo y filones pegmatíticos descriptos en un trabajo anterior, Kilmurray (1969) (fig. 5 h-i).

Las estructuras F3 (tectónica de fallas y plegamiento suave). Son las menos importantes en el cuadro tectónico local, pero de singular importancia en cuanto a la configuración del sistema montañoso y la distribución de las zonas metamórficas. En el diagrama (fig. 1 d) se han indicado tres direcciones preferenciales de movimiento a lo largo de fallas. La dirección f1 responde a la tectónica F2 que es de plegamiento con falla, la f2 es una dirección transversal a la dirección principal f1, mientras que la f3 es inclinada con respecto a la dirección de referencia F1 y aproximadamente paralela a los planos axiales de los pliegues mayores. La edad relativa de esta falla es sin lugar a dudas posterior al metamorfismo M2. Las direcciones f1 y f2 han sido desplazadas hasta épocas relativamente recientes como prueba el hecho de hallar venas de baritina rellenando dichas fracturas; líneas éstas que también se manifiestan en la serie sedimentaria terciaria. Las fallas f3 son las que quizá afectaron en mayor grado las rocas metamórficas, ya que produjeron algunas estructuras de tipo acodadas (kink planes) y pliegues conjugados como los ilustrados en las figuras 4 b, 5 l, 5 m. Las superficies acodadas afectaron rocas migmatíticas y los conjugados a esquistos muscovíticos que poseían, en el caso ilustrado, intercalaciones de

Fig. 2. — Perfiles transversales a las distintas zonas metamórficas y estructuras principales. AA', quebrada de Barreal-Río Bermejo; BB', quebrada de Barreal-quebra La Montosa; CC', sur de la quebrada de Panul; DD', quebrada del Taco.

cuarzo de filón en forma concordante con la esquistosidad (venas Post-F2).

B. LAS ESTRUCTURAS MESOSCÓPICAS DE LAS METAMORFITAS.

Dentro de esta categoría se distinguen principalmente las estructuras de tipo laminar que son las que imparten a las rocas su carácter más saliente (fig. 4 a, c, e, y g) Dentro de las mismas se observan esquistosidad y foliación; la primera está dada por la disposición de paquetes de micas en forma paralela a subparalela y caracteriza a los esquistos y filitas. La segunda caracteriza a los gneises y está dada por la alternancia de bandas claras y oscuras; las oscuras poseen un alto contenido de minerales

micáceos, anfíboles o piroxenos y algunos porfiroblastos de granate, las claras poseen feldespatos, cuarzo y calcita. Otra estructura notable en el grupo de las rocas estudiadas es la lineación de minerales o de agregados minerales. La primera se presenta en rocas de naturaleza anfibólica, en las mismas se observan prismas de hornblenda con sus ejes mayores orientados en una dirección preferencial. Entre las estructuras dadas por agregados minerales se citan los rodillos y columnas de pliegue (figs. 4f, y 5h, i).

Otro tipo de estructura presente en las metamorfitas está dada por el carácter macizo de algunas rocas de naturaleza básica o calcárea (anfíbolitas y mármoles).

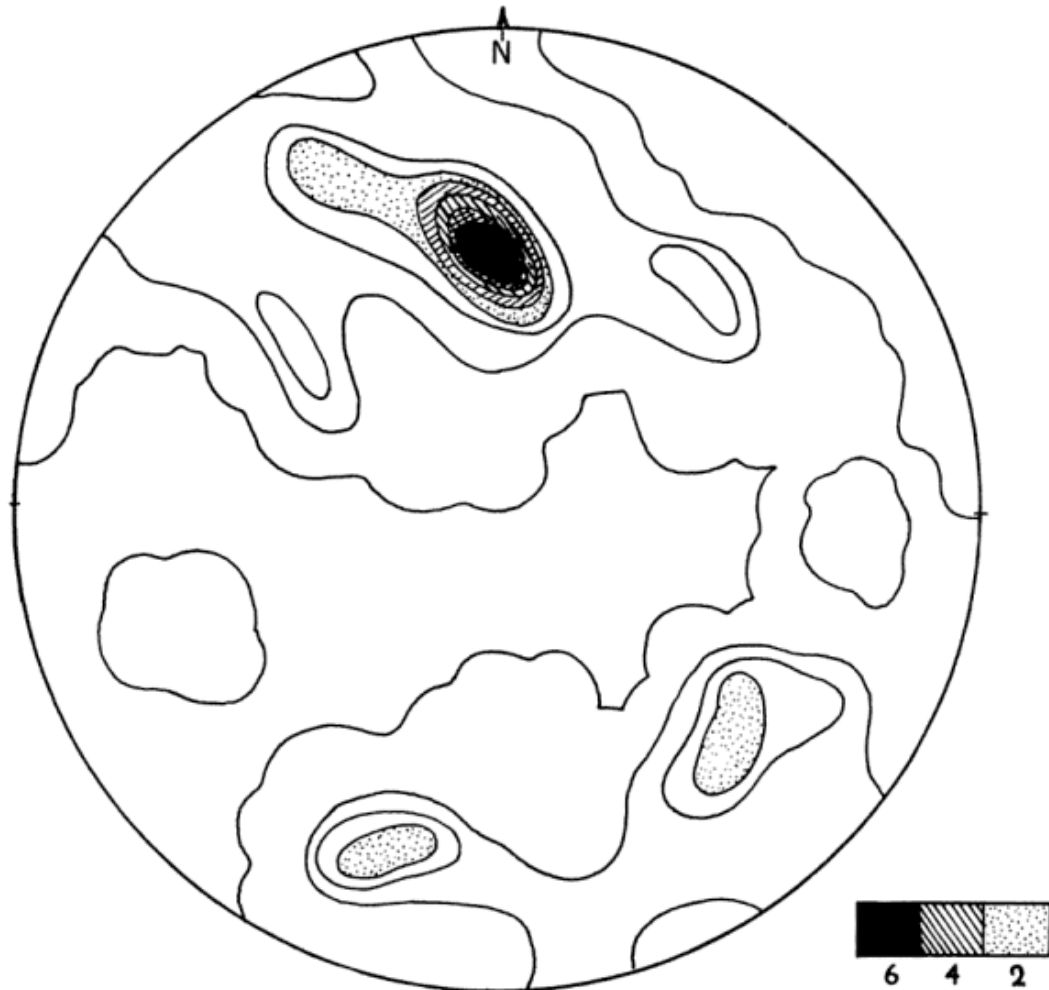


Fig. 3. — Diagrama petrofábrico compuesto de lineación mineral y de agregados minerales y estructuras de pliegues menores, de los distintos sectores considerados

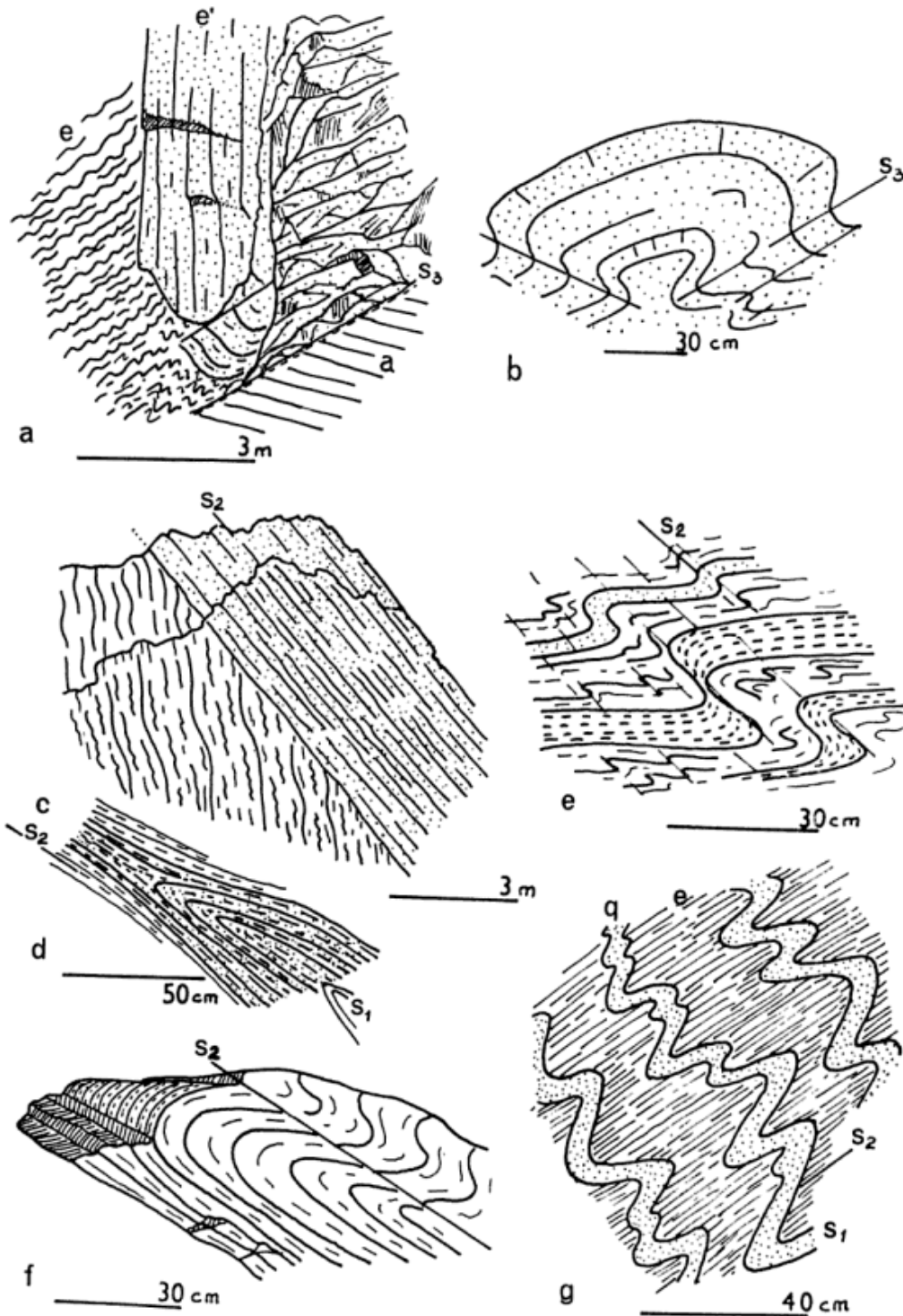


Fig. 4. — *a*, Punto 6 mapa de referencia. Pliegue F2 combinado con falla. *e* : esquistos granatíferos, *e'* : esquistos cuarzo-muscovíticos y *a* : anfibolita laminar ; *b*, punto 7. Pliegue conjugado de la fase F3 en esquistos cuarzo-micáceos con venas concordantes de cuarzo. S3 : plano S de la fase F3 ; *c*, punto 8, Puesto El Zaino. Falla de rumbo noreste-sudeste con inclinación al este (fl). 1 : esquistos muscovíticos calcáreos, 2 : esquistos muscovíticos granatíferos con corrugaciones ; *d*, Detalle del dibujo anterior. Pliegue menor isoclinal fuertemente apretado y de plano axial paralelo a la esquistocidad de la roca, hundimiento de eje casi vertical ; *e*, punto 9. Quebrada de Barreal. Intercalaciones calcosilicáticas fuertemente plegadas y fracturadas en esquistos muscovíticos granatíferos corrugados según S2 ; *f*, punto 10. Pliegue menor de tipo similar acostado con fractura S2 en su flanco derecho. En esquistos cuarzo muscovíticos ; *g*, punto 12. Pliegues menores en filones de cuarzo (*q*) en esquistos cuarzo micáceos (*e*). S1 : superficie de la fase F1. S2 : esquistocidad de la fase F2.

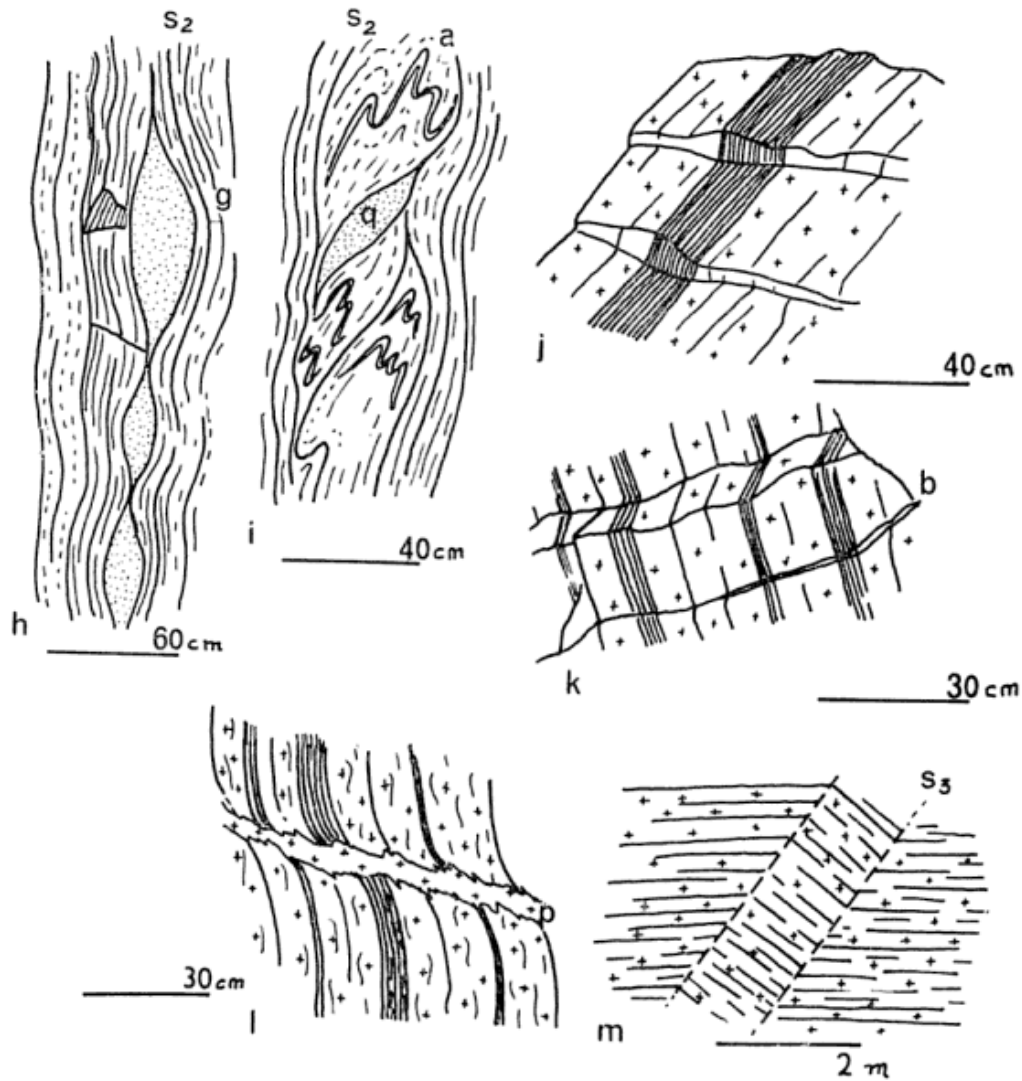


Fig. 5. — *h*, punto 12. Gneises biotíticos (*g*) con intercalaciones deformadas tipo boudinage de venas de cuarzo; *i*, idem. Venas de cuarzo (*q*) fuertemente deformadas formando rodillos y pliegues menores en anfibolitas replegadas (*a*); *j*, punto 20. Quebrada La Montosa. Migmatita con intercalaciones concordantes de anfibolitas laminares; *k*, punto 19. Migmatita (anatexita) con intercalaciones de anfibolita y atravezados ambos por un filón de baritina (*b*); *l*, punto 20. Pegmatita de reemplazo (*p*) atravesando discordantemente según el plano axial de un pliegue monoclinally menor en rocas migmatíticas; *m*, punto 15. Pegmatita de reemplazo según superficies S_2 deformadas por planos acodados S_3 .

El análisis de los diagramas petrofabrics revela una orientación preferencial de los polos de planos S (esquistosidad y foliación, y planos axiales de pliegues), en máximos situados en la dirección este-oeste a sudoeste-nordeste; se observa asimismo una disposición de los polos formando una faja este-oeste a noroeste-sudeste. Los diagramas com-

puestos (fig. 1 *c*) muestran con mayor precisión la formación de dicha faja y la presencia de máximos secundarios. El diagrama compuesto de lineación (fig. 3) muestra asimismo una faja noroeste-sudeste y un máximo principal en el cuadrante noroeste, este máximo coincide con el eje de la faja del diagrama compuesto de orientación de plano S .

Nomenclatura usada para designar las fases de deformación, estructuras y metamorfismo en los distintos episodios.

F1 - F2 - F3: fases de deformación.

S1 - S2 - S3: estructuras planares.

M1 - M2 - M3: episodios de metamorfismo.

L1 - L2: estructuras lineales.

PF: episodio postectónico en la fase correspondiente.

III. LOS GRUPOS LITOLÓGICOS Y LAS ZONAS DEL METAMORFISMO

De las observaciones de campo se desprende que las metamorfitas que afloran en el área estudiada constituyen un conjunto de rocas de composición variada y que pueden agruparse en unidades o grupos litológicos de acuerdo con su composición petrográfica y su composición originaria. Las variedades más difundidas en este ambiente pueden llamarse *metasedimentarias* para diferenciarlas de las metaintrusivas básicas (anfíbolitas); estas últimas se repiten en intercalaciones de espesor variable y se asocian a cualquier grupo metasedimentario.

GRUPOS METASEDIMENTARIOS.

a) *Grupo del Taco.* Se distribuye en la parte austral de la Sierra y se caracteriza por la abundancia de mármoles, cuarcitas, gneises micáceos y calcosilicáticos. Dentro de este grupo se incluyen los afloramientos del sector de Las Ramaditas al NE de la Sierra. En este último afloramiento se encuentran gneises micáceos con algunas intercalaciones delgadas de mármoles y gneises calcosilicáticos. Este grupo litológico derivaría probablemente de calizas, margas y areniscas sucias.

b) *Grupo de Maz.* Comprende la porción oriental de la Sierra y las asocia-

ciones típicas halladas afloran en el sector de la Finca de Maz y a lo largo de la quebrada de Barreal. Se caracteriza por la abundancia de gneises micáceos granatíferos, gneises grafiticos y migmatitas en elevada proporción. Este grupo litológico correspondería a un conjunto de areniscas sucias y pelitas metamorfosadas.

c) *Grupo del Zaino.* Comprende la parte central de la Sierra y está integrado principalmente por esquistos micáceos granatíferos, calcáreos, grafiticos y cloríticos. Los perfiles principales se exponen en la quebrada de La Víbora, El Zaino y parte de la quebrada de Barreal. Las metamorfitas de este Grupo derivarían de pelitas, areniscas sucias e intercalaciones calcáreas.

ZONAS DE METAMORFISMO.

De acuerdo con el grado metamórfico alcanzado se han dividido tres zonas metamórficas con características particulares. La zona de esquistos (I) posee dos subzonas: I a. esquistos superiores y I b. esquistos inferiores. La zona de gneises (II) se denomina de gneises superiores para diferenciarla de la zona de gneises (III) llamada zona de gneises y migmatitas o gneises inferiores.

Dentro de la zona I se encuentran esquistos muscovítico-granatíferos, esquistos cloríticos, esquistos grafiticos y calcosilicáticos e intercalaciones de anfíbolitas y esquistos anfíbolíticos.

Dentro de la segunda zona se distinguen gneises granatíferos y calcosilicáticos, mármoles, cuarcitas e intercalaciones de anfíbolitas.

En la zona tercera se hallan gneises estaurólítico-cianíticos, granatíferos, anfíbolitas, anatexitas y embrequitas, pegmatitas e intercalaciones de anfíbolitas.

Los contactos entre zonas están limitados por planos de falla que poseen direcciones preferenciales como se desprende de la figura 1.

IV. PETROGRAFIA

Las rocas metamórficas analizadas pueden ser agrupadas en las siguientes clases fundamentales dentro del cuadro que a continuación se expone:

- (A) Metamorfitas derivadas de rocas sedimentarias (rocas metasedimentarias).
- (B) Metamorfitas derivadas de rocas intrusivas básicas (rocas metaintrusivas básicas).
- (C) Migmatitas y granitos.
- (D) Rocas ultrabásicas.

En la clase (A) se distinguen los siguientes grupos:

- a) filitas y esquistos
- b) gneises
- c) mármoles
- d) cuarcitas

En la clase (B) se establecen:

- e) esquistos anfibólicos
- f) anfibolitas

En la clase (C) se reconocen:

- g) gneises híbridos y epibolitas
- h) embrequitas y anatexitas
- i) granodioritas y anatexitas

En la clase (D) se observan:

- j) perknitas.

a) *Los esquistos y filitas.* Filitas cuarzo-sericíticas o calcáreas, esquistos cloríticos diaforíticos y esquistos muscovítico-granatíferos a calcáreos.

Dentro de este grupo se destacan variedades de rocas con estructura esquistosa con folias de material micáceo fino compuestas además por cuarzo granular en proporción subordinada. Presentan texturas lepidoblásticas. En las primeras se observan porfiroblastos de granate rodeado por una matriz micácea. Teniendo en cuenta la relación porfiroblastos y matriz se observan evidencias de rotación en los cristales mayores

puesto que la matriz tiene invariablemente el carácter de envolvente.

Los cristales mayores están formados por granate almandino y se refieren a la fase F1 de deformación y metamorfismo M1 distinguiéndose como granates G1. En algunas muestras se observan inclusiones de minerales opacos formando trenes de inclusiones en la parte central y presentan además una parte periférica ya sea sin inclusiones o con inclusiones de cuarzo de tamaño mayor que los granos observados en la matriz. El cristal en conjunto se halla rodeado por una base formada por folias replegadas de muscovita, clorita y cuarzo. En otras muestras el material envolvente es solamente muscovita en proporción elevada, cuarzo y escasas láminas de biotita como mineral relicto. Dentro de este grupo de rocas se distinguen variedades calcáreas que están compuestas por muscovita, clorita, calcita y cuarzo. En otras muestras se observa un predominio de calcita, epidoto, clorita, cuarzo y plagioclasa. Existen además variedades más cuarcíferas con menor contenido en material micáceo y que pueden ser comparadas con las llamadas "semipelitas" de los petrólogos de habla inglesa; estas muestras se clasifican en el presente trabajo como esquistos cuarzo-micáceos. Las paragénesis minerales analizadas en este grupo se pueden generalizar de la siguiente manera:

- a₁) muscovita-cuarzo-granate-plagioclasa.
- a₂) clorita-granate-cuarzo-albita-muscovita.
- a₃) muscovita-cuarzo-epidoto-clorita-plagioclasa-(titanita-calcita).
- a₄) calcita-epidoto-muscovita-cuarzo.

Dentro de este grupo de rocas se reconocen algunas variedades anfibólicas que se encuentran como intercalaciones delgadas en esquistos muscovíticos; la paragénesis hallada corresponde al tipo:

- a₅) tremolita-epidoto-biotita-granate-plagioclasa-clorita.

b) *Los gneises* (gneises biotítico-granatíferos, gneises estaurolíticos-cioníticos y grafíticos y gneises calcosilicáticos).

Son rocas de naturaleza foliada y presentan una alternancia de bandas de material claro y oscuro, dada por la concentración de minerales máficos especialmente biotita y bandas de material cuarzo feldespático. Estas rocas pueden ser consideradas como derivadas de rocas pelíticas y areniscas sucias. En este grupo se encuentran variedades con estaurolita, cianita y grafito; en mayor proporción se encuentran variedades granatíferas con porfiroblastos de almandino que presentan características diferentes. En algunos tipos se observan cristales de granate rodeados por la matriz y que poseen inclusiones de cuarzo; este tipo puede ser correlacionado con el granate G1 de los esquistos descritos anteriormente. En otras muestras en cambio se observan cristales xenoblásticos de granate que han crecido en una base cuarzo feldespática siguiendo los límites intercrystalinos; este tipo de granate puede ser clasificado como G2. En ambos casos la cristalización de los porfiroblastos es de tipo estática, es decir sobre la superficie S anterior.

En los afloramientos de gneises del sector de la quebrada del Taco se han observado porfiroblastos de granate que evidencian el desarrollo en dos etapas, Kilmurray (1969) (fig. 6.1).

Las muestras con estaurolita y cianita del sector de la Finca de Maz muestran un crecimiento de minerales sobre una matriz S1 y están rotados posteriormente por deformaciones F2, los cristales presentan asimismo, inclusiones de matriz biotítica y cuarzosa según S1 (figs. 6.2 y 6.4). En el sector del puesto del Vallecito se observaron gneises grafíticos con estaurolita nucleada sobre una matriz cuarzosa y no presentan inclusiones en forma de trenes como los hallados en Finca de Maz. Para la formación de estos cristales se invoca un metamorfismo correspondiente a la fase M2.

Las variedades calcosilicáticas se presentan en capas delgadas intercaladas en

mármoles y abundan principalmente en el sector de Las Ramaditas y en la quebrada del Taco. Estas rocas han sido tratadas en particular por Kilmurray e Iñiguez (1968), y se caracterizan por su estructura foliada y variada composición mineralógica. Las partes oscuras están formadas por hornblenda y piroxeno monoclinico con granate, epidoto y abundante titanita. Las partes claras son de cuarzo, escapolita, calcita y plagioclasa; la escapolita fue determinada como mizzonita, el piroxeno como ferrosalita y el granate es de tipo grossularita y en algunas muestras de tipo espessartina. Uno de los fenómenos más notables hallados en estas rocas ha sido la presencia de anillos de reacción formados por epidoto alrededor de escapolita (fig. 6.3) y reemplazo de piroxeno por hornblenda. El segundo se vincula a la fase F2 de metamorfismo y el primero a la fase F3.

Las paragénesis minerales de este grupo se pueden generalizar del siguiente modo:

- b₁) biotita-cuarzo-plagioclasa-granate
- b₂) biotita-cuarzo-plagioclasa-estaurolita-cianita.
- b₃) biotita-cuarzo-grafito-granate-estaurolita.
- b₄) escapolita-calcita-piroxeno-hornblenda-granate (epidoto-clorita-titanita)-cuarzo.
- b₅) hornblenda-granate-piroxeno-plagioclasa cuarzo-biotita-calcita.

c) *Mármoles.*

Forman capas de potencia considerable en el sector sur de la Sierra de Maz, quebrada del Taco, o en capas de poco espesor nunca mayor de cinco metros en el sector de Las Ramaditas. En la quebrada del Taco se hallan asociados a gneises y presentan un bandeo de tipo composicional y una estructura en general maciza. En Las Ramaditas presentan una estructura más bandeada e intercalaciones abundantes de gneises calcosilicáticos. El color de las rocas es en general gris amarillento a gris rosado o ver-

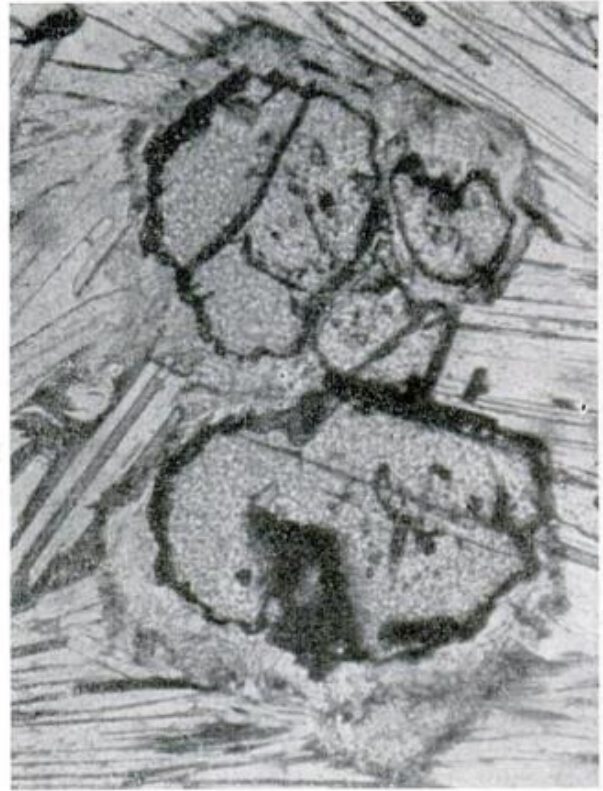
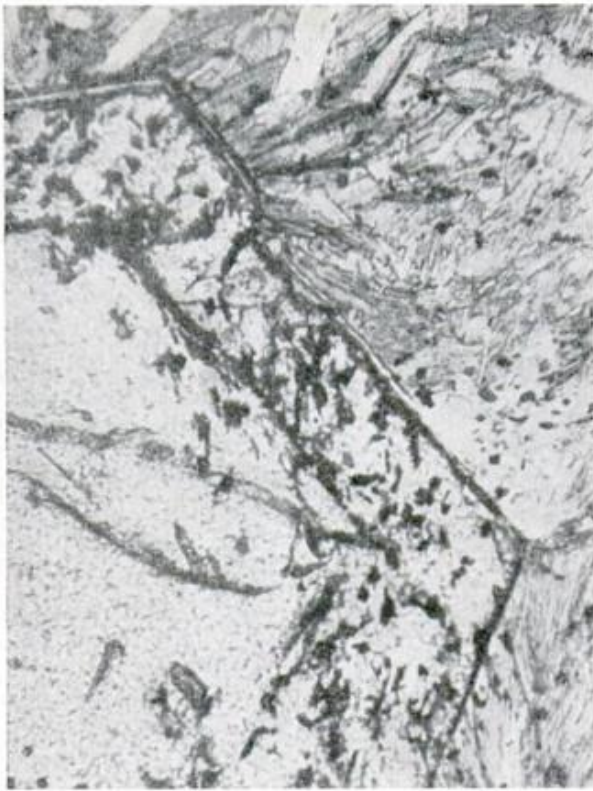


Fig. 6. — 1, Sector qda. del Taco. (Gneis biotítico granatífero). Porfiroblásto de granate en dos estadios de crecimiento (G1) y (G2), en la parte inferior de la foto se destaca una lámina de biotita incluida en la parte central; en la parte periférica se observa granate ideoblástico con inclusiones de minerales opacos. El cristal de granate (G1) y (G2), está rodeado por una matriz fina de biotita; 2, Sector Finca de Maz. (Gneis estaurolítico). Cristales de estaurolita en una matriz (S2) compuesta por biotita y muscovita, rodeados por un anillo de alteración sericítico-clorítico; 3, Sector de Las Ramaditas. (Gneis calcosilicático). Cristal de escapolita, rodeado por un anillo de reacción de epidoto; 4, Sector Finca de Maz. (Gneis estaurolítico). Porfiroblasto de estaurolita con inclusiones según S1 rodeado por una matriz S2 y un anillo de reacción sericítico-clorítico.

doso. Microscópicamente presentan textura granoblástica y una composición uniforme; la calcita es el mineral más abundante y le siguen en proporción otros componentes que en el caso de las muestras bandeadas como las halladas en la quebrada del Taco presentan un alto contenido de serpentina en forma de agregados redondeados con escasos relictos de olivina; además de este mineral se comprobó la existencia de una mica incolora identificada como flogopita. Para una mejor identificación de los componentes oscuros de las muestras se procedió al ataque de las mismas con ácido clorhídrico y sobre el residuo insoluble se identificaron por difracción de Rayos X los siguientes componentes por orden de abundancia: antigorita, flogopita, clorita, fayalita. Las paragénesis características de este sector se generaliza como sigue:

- c₁) calcita-flogopita-cuarzo.
- c₂) calcita-antigorita-flogopita-clorita fayalita.

Las del sector de Las Ramaditas se caracterizan por:

- c₃) calcita-cuarzo-piroxeno-escapolita.
- c₄) calcita-cuarzo-flogopita.

Existen variedades de rocas calcáreas como las expuestas en la quebrada de Barreal que se caracterizan por su color gris oscuro, presentan esquistosidad poco marcada y el tamaño de los granos varía de fino a mediano; se observan además segregaciones de calcita en forma paralela a la esquistosidad de la roca. Al microscopio se destaca una textura granoblástica formada por un agregado de cristales de calcita que presentan formas estiradas en la dirección de la esquistosidad; asociados a estos cristales se observan agregados de cuarzo con el mismo hábito. Se observa mica incolora a levemente coloreada (verde pálido) que se distribuye en forma de concentraciones en folias delgadas paralelas o en forma irregular subparalelas. La asociación mineralógica generalizada co-

rrespondiente a este tipo de roca es la siguiente:

- c₅) calcita-flogopita-clorita-cuarzo.

f) *Anfibolitas*. Este grupo de metamorfitas se presenta en capas de espesor variable, entre 0.5 y 15 m de potencia. Se observan tres tipos de estructuras principales: macizas, lineales y foliadas. El color de las rocas varía entre gris oscuro y verdoso oscuro; el tamaño de los granos es mediano a grueso y en general se advierte que las rocas con estructura maciza presentan un tamaño de grano mayor.

f1) *Foliadas*. Presentan planos de foliación poco marcados con segregaciones de minerales claros de tipo plagioclasa. La textura es en general de tipo granoblástica a nematoblástica, esta última dada por una ligera orientación preferida de prismas de anfíbol que se dispone en folias poco marcadas que producen una alternancia de capas oscuras y claras. En estas rocas se encuentran representadas las siguientes paragénesis:

- f1,1) hornblenda-granate-biotita-epidoto-plagioclasa-cuarzo-(titanita).
- f1,2) hornblenda-plagioclasa-calcita-clorita-(titanita).
- f1,3) hornblenda-biotita-plagioclasa-epidoto-cuarzo.

En las secciones delgadas es común observar hornblenda verde orientada en folias aunque es de destacar que algunas muestras presentan folias con individuos dispuestos al azar. Acompañan al anfíbol proporciones variables de epidoto con formas xenoblásticas; la pistacita es la variedad dominante en estas rocas destacándose además escasos prismas de zoisita y clinozoisita. En algunas muestras se asocia biotita parda a los minerales antes mencionados en forma de láminas dispuestas en forma subparalela. En las paragénesis del tipo f11 es común hallar cristales subidioblásticos de almandino con inclusiones de cuarzo y

hornblenda, fracturados y en algunos casos con inclusiones de biotita en los mismos. En otras hay cloritas en forma de venas reemplazando parcialmente al anfíbol y asociado con minerales opacos de tipo magnetita.

En general, la matriz está compuesta por un mosaico granoblástico algunas veces en forma de folias leucocráticas de composición cuarzo-feldespática. El feldespato es andesina y se presenta en individuos xenoblásticos maclados según las leyes de Carlsbad-Albita, Albita y Albita-Periclino; estos cristales se encuentran preferentemente alterados en material sericítico. El cuarzo en formas xenoblásticas presenta extinción ondulante y con bordes de unión aserrados, formando agregados de hábito alargado. Asimismo asociados a los minerales descritos se encuentran cantidades menores de titanita y calcita intersticial y/o en venillas rellenando fracturas. Es de destacar que algunas muestras de anfíbolitas laminares poseen un ligero microplegamiento que provoca el desarrollo de un clivaje de fractura perpendicular a la foliación y lineación mineral de la roca (muestra nº 96, pto. 26).

f2) *Lineadas*. Estas metamorfitas se caracterizan por presentar prismas de hornblenda y escamas de mica con orientación preferida en una dirección; texturalmente se caracterizan por presentar una disposición nematoblástica a granoblástica. Se han diferenciado los siguientes tipos de paragénesis:

f2,1) hornblenda-plagioclasa-clorita-cuarzo.

f2,2) hornblenda-biotita-plagioclasa-clorita - cuarzo.

f2,3) hornblenda-plagioclasa-piroxeno.

El anfíbol se ha determinado como variedad hornblenda verde a castaña y predomina sobre los demás componentes llegando a constituir hasta el 90 % de la roca. Son muy frecuentes las secciones basales de hornblenda debido a su orientación lineal preferida cuya direc-

ción se refiere principalmente a L1. Se observan con escasa frecuencia laminitas de clorita en forma intersticial reemplazando al anfíbol cuyo origen se refiere a M3. Entre los individuos de hornblenda y agrupados en folias leucocráticas poco definidas se observan cristales de andesina básica en individuos xenoblásticos maclados, con sombras de zonación heredada y parcialmente alterados en sericita. En las paragénesis del tipo f2,2 se asocia biotita a los minerales descritos, de forma irregular o formando agregados de color pardo rojizo; hay algunos individuos de biotita que se hallan reemplazados por clorita M3.

En las variedades del tipo f23 se observan cristales de piroxeno de tipo diópsido en forma de individuos redondeados y prismas irregulares que presentan en algunos casos una disposición de tipo poiquiloblástico. La proporción de este material no excede en ningún caso el 5 %. La yacencia de este tipo de roca está restringida a los sectores de Las Ramaditas y parte oriental de la zona de gneises inferiores.

f3) *Macizas*. Estas rocas se caracterizan por la falta de orientación preferida de sus componentes. La textura es granoblástica y el tamaño de los cristales oscila entre 1 y 3 mm. Se han caracterizado las siguientes paragénesis:

f3,1) hornblenda-epidoto-plagioclasa-titanita-(calcita-clorita).

f3,2) hornblenda-plagioclasa-granate-epidoto.

Las secciones delgadas revelan un predominio del anfíbol pleocróico de tipo hornblenda verde en forma de porfiroblastos y granos menores regularmente distribuidos en la roca imprimiendo a las mismas una neta textura granoblástica. Hay individuos de hornblenda reemplazados por clorita M3 de tipo penninita en forma de venas y en manchas irregulares. La plagioclasa de tipo andesina básica se presenta en individuos xenoblásticos alterados en sericita y coa

reemplazos de epidoto de tipo pistacita y clinozoisita con formas idioblásticas a granulares irregulares. Se destacan gránulos de titanita distribuidos al azar en relación poiquiloblástica con el anfíbol y la plagioclasa.

Las variedades con granate presentan individuos de almandino en forma de bordes de reacción entre hornblenda y plagioclasa (Kilmurray, 1970); estos fenómenos de reemplazo han sido referidos a la fase post-M2 de metamorfismo.

g) *Gneises híbridos y epibolitas*. Son rocas altamente foliadas, con bandas oscuras compuestas por biotita, granate y epidoto; las plagioclasas se presentan en forma de cristales xenoblásticos en las porciones claras de la roca. El granate se halla en individuos algo redondeados y con frecuentes fenómenos de disolución mineral (Atherton, 1965); en algunos casos es de aspecto similar a los granates descritos por este autor y se pueden definir como pertenecientes al tipo atolón. En otros sectores de las muestras se encuentran individuos de granate con formas euhedrales y algo redondeados que difieren en su aspecto general de los descritos anteriormente.

El epidoto se halla en cristales redondeados, algo prismáticos a irregulares con dos etapas de crecimiento mineral, una interna de color castaño de tipo orbita y un anillo externo menos coloreado y de forma irregular de tipo clinozoisita.

Las partes claras de la roca están compuestas por cuarzo en individuos bien desarrollados con extinción ondulante. La plagioclasa se presenta en cristales anedrales y en asociaciones mirmequíticas. Microclino se presenta en individuos xenoblásticos e irregularmente distribuidos en las preparaciones. Se destacan cristales de cuarzo con formas regulares y equidimensionales distribuidos por sectores en las secciones delgadas. Se ha observado además muscovita en porfiroblastos y escamas menores irregulares dispuestas en forma aislada. Como minerales accesorios se encuentran circón, apatita y titanita; calcita

se halla en venas y manchas irregulares.

Las variedades de roca clasificadas como epibolitas presentan una mayor distribución de material claro en forma de capas compuestas por microclino y plagioclasa ya sea en individuos mayores como en cristales menores con intercrecimientos de cuarzo de tipo mirmequíticos.

h) *Anatexitas y embrequititas*. Son rocas foliadas a poco foliadas; se destaca un predominio de minerales félsicos dentro de las anatexitas formando las porciones del denominado leucosoma. Las porciones oscuras o melanosoma se reducen a restos de folias compuestas por biotita, óxidos de hierro y plagioclasa, estas últimas de formas redondeadas o subedrales y alteradas casi totalmente en material sericítico. En algunos sectores de los cristales se observan láminas de muscovita neoformada que se encuentran en concentraciones irregulares o en láminas a lo largo de las fracturas. La composición de las plagioclasas es en la mayoría de los casos Oligoclasa básica An28.

Los componentes del leucosoma son principalmente feldespato potásico de tipo microclino micropertítico y se halla en cristales bien desarrollados y con formas xenoblásticas; el tamaño de los granos oscila entre 500 y 1000 micrones. En proporción subordinada se observa plagioclasa y mirmequititas distribuidas por sectores dentro de las secciones delgadas. Como mineral secundario se halla calcita en forma de venas y en manchas reemplazando al cuarzo y en parte a la plagioclasa. El granate se halla en forma aislada dentro del leucosoma, con formas redondeadas, fracturado y pigmentado con óxidos de hierro a lo largo de las grietas.

En algunas variedades transicionales hacia las embrequititas se destacan porfiroblastos de plagioclasas y feldespato potásico en partes redondeados o formando ojos rodeados por cristales menores de plagioclasa y asociaciones mirmequíticas. En las mismas muestras se

advierde la presencia de abundante ortita en porfiroblastos de hasta 2 mm de largo y cristales de granate con formas bien desarrolladas. Un fenómeno frecuente es el efecto cataclástico observado en la mayoría de los granos de cuarzo que componen ambos tipos de rocas. Por su composición mineralógica estas rocas pueden clasificarse dentro de los tipos adamellíticos a graníticos calcoalcalinos.

i) *Granodioritas*. Las rocas de esta categoría presentan una textura granuda alotriomorfa y una estructura maciza. Están compuestas esencialmente por plagioclasa con alteración arcillosa en partes sericítica; el feldespato potásico se halla en forma subordinada reemplazando a la plagioclasa y rellenando intersticios. El cuarzo es el mineral félsico más abundante luego de la plagioclasa y se halla en cristales anedrales con penetraciones de plagioclasa en forma irregular, dentada o lobulada que indica una alta inestabilidad de contactos en lo que se refiere a su condición de equilibrio superficial. De igual modo, se destaca una marcada extinción ondulante en los mismos cristales. Los minerales máficos están representados únicamente por escasas escamillas de biotita y algunos cristales de muscovita, estimándose el porcentaje de ambos minerales en un 2 %. Por su composición y características texturales las rocas estudiadas se clasifican como granodioritas leucocráticas de tipo anatócticas.

j) *Perknitas*. Se presentan como cuerpos ovoidales y alargados en la dirección noroeste-sudeste con una longitud aproximada de 80 m. Estos cuerpos se observaron preferentemente agrupados en el sector del cerro Noques al este de Las Ramaditas y en la mina Puesto del Vallecito. En este último punto estos cuerpos se asocian con gneises biotíticos granatíferos y grafíticos, presentan una estructura maciza o algo foliada en los bordes y frecuentes penetraciones de materiales hidrotermales que han conducido a la formación de fajas de altera-

ción compuesta por un agregado de clorita, serpentina y actinolita, esta última en venas bien definidas. En el cerro Noques se destacan las mismas características estructurales y de alteración dentro del complejo intrusivo. La roca posee una textura granuda alotriomorfa y está compuesta por un anfíbol incoloro abundante determinado como cummingtonita, un piroxeno rómbico débilmente pleocroico del tipo broncita, serpentina en forma de lentes con islas irregulares de olivina de tipo crisolito (Kilmurray, 1969).

VI. ANALISIS DE LOS EPISODIOS TECTONICOS Y METAMORFICOS. EDAD RELATIVA DE LOS MISMOS

En base al análisis del cuadro estructural y de las paragénesis minerales, que evidencian signos de crecimiento en diversos episodios metamórficos, como así también de la información petrográfica y ambiental de las formaciones sedimentarias que se adosan al complejo metamórfico que nos ocupa, según Andreis *, se esboza a continuación la secuencia de eventos que se vinculan a la evolución del cinturón orogénico del cual esta región forma parte.

La primer división entre metamorfismo y magmatismo se debe a Hausen (1921), quien atribuyó a las formaciones metasedimentarias una edad "pregranítica", mientras que denomina período "granítico" aquel vinculado con la intrusión de las rocas graníticas del cordón del Famatina. En estudios posteriores (Kilmurray, 1969), se establecieron tres episodios principales de deformación y metamorfismo; uno de ellos se denominó F1 que es de carácter intenso en lo que a deformación se refiere. Desde el punto de vista del metamorfismo se asignó a dicho episodio un carácter de regional dinamotérmico y de alto rango con evidencias de crecimiento mineral de tipo estático de indicadores ta-

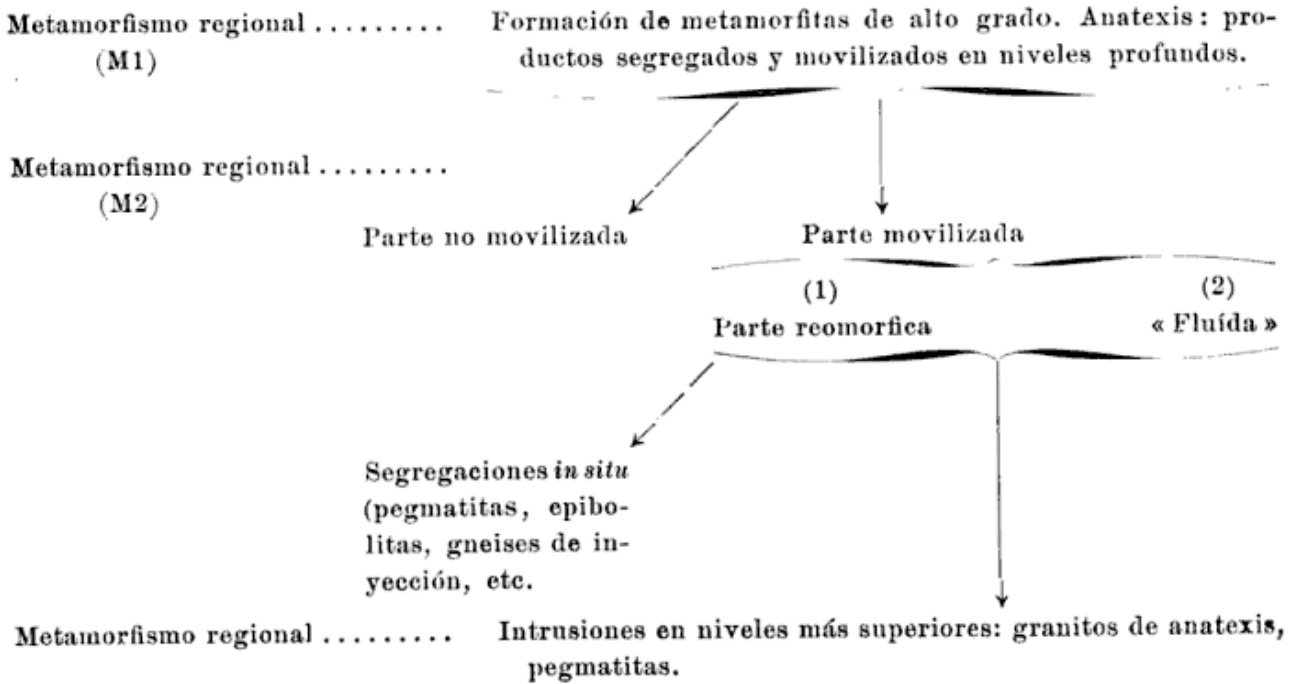
* Comunicación verbal.

les como cianita, estauroлита y granate. En el mismo episodio se produjo asimismo la intrusión de cuerpos básicos que fueron ulteriormente metamorfizados (anfíbolitas planares) y en una etapa posterior se estableció la intrusión de cuerpos ultrabásicos siguiendo líneas de debilidad estructural F1. La fase siguiente F2 se caracteriza por la formación de una estructura principal sinclinal y estructuras de pliegues menores que imparten a la región el estilo estructural dominante. Durante la fase F1 anterior se iniciaron las condiciones de migmatización como consecuencia de un pico de temperatura alcanzado en el complejo deformado, manteniéndose dicho proceso en la fase F2 como prueba el hecho de hallar porciones migmatíticas deformadas según estructuras S2. El grado de metamorfismo alcanzado en la segunda fase sería compatible con la facies de anfíbolitas epidóticas de Eskola, comprobándose la existencia de crecimiento mineral estático y principalmente mimético según superficies S1 deformadas. Los minerales indicadores principales hallados en el área son muscovita y clorita en la zona de esquistos, biotita, granate y estauroлита en la zona de gneises. En algunos casos se pudo comprobar la presencia de varios estadios de crecimiento de granate G2 nucleado sobre granate G1 y que se caracteriza por la presencia de núcleos con inclusiones en forma de trenes alineados de biotita o cuarzo y bordes de granate sin inclusiones o con inclusiones dispuestas con distinta orientación que la parte central. En una etapa sincrónica con la deformación de las superficies S1 se produjo la intrusión de materiales básicos que caracterizan un tipo de metamorfitas lineadas (anfíbolitas lineadas), mientras que en un período post-tectónico se introdujeron cuerpos básicos que fueron afectados por metamorfismo compatible con la facies anteriormente enunciada pero que conservan un carácter de macicidad heredada (anfíbolitas macizas). En una etapa inmediatamente posterior se intruyeron cuer-

pos ácidos de tipo granítico que afectaron en menor grado las rocas de caja y en condiciones de metamorfismo compatible con la facies de hornfels hornblendíferos a piroxénicos dando lugar a formación de sillimanita (fibrolita) en rocas pelíticas y piroxeno en rocas básicas (diópsido-hedembergita).

Las rocas migmatíticas ofrecen características particulares en el ambiente estudiado; las evidencias texturales, estructurales y mineralógicas indican que durante la fase F2 se produjo una penetración de material segregado o movilizado a través de líneas estructurales activas y en forma sincrónica con la deformación de la misma fase. El producto segregado tendría una composición originaria de tipo tonalítico y en una etapa posterior tardío cinemática el material deformado fue reemplazado en proporciones variables por minerales estables en condiciones de baja temperatura (microclino y muscovita), imprimiendo las características finales de mezcla a las rocas analizadas. Análogas observaciones realiza González Bonorino (1951) en la región de Aconquija, cuando se refiere a las penetraciones de material granítico en gran escala y en forma de venas difusas de composición netamente tonalítica a través de líneas estructurales de las formaciones metamórficas. En una etapa posterior este autor postula la introducción de materiales fluidos que penetraron el conjunto migmatizado y condujeron a la formación de rocas de grano fino y variedades porfiroideas ricas en microclino.

En la Sierra de Maz, el principal elemento móvil final, originado quizá en niveles inferiores del complejo migmatizado, ha sido el feldespato potásico que reemplazó en forma parcial al complejo deformado, dando lugar a la formación de migmatitas granodioríticas y cuerpos tardío cinemáticos intruídos en Las Ramaditas con fenómenos de contacto. De estas observaciones se deduce que la evolución que han sufrido las rocas hasta el producto de migmatización podría esquematizarse de la siguiente forma:

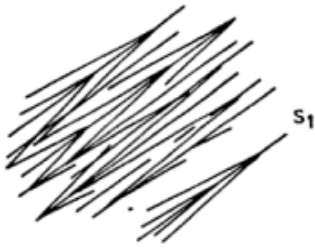
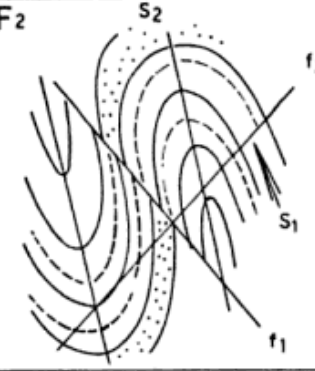



- (1) Parte reomórfica. Esta porción penetra y reemplaza parte de la roca de caja (gneis) cuando es obligada a migrar por deformación. Su composición es: plagioclasa (Oligoclasa básica a media), cuarzo y algunos elementos accesorios: granate, epidoto, etcétera.
- (2) Parte "fluida". La parte más móvil de los productos separados, recorre las líneas ya penetradas o segregadas reomórficamente y reemplaza metasomáticamente a diversos componentes rellenando incluso intersticios intercrystalinos. La composición del movilizado es de tipo potásico (microclino). La penetración de este material produjo asimismo salbandas y zonas de muscovita en los contactos de los cuerpos graníticos migmatíticos y aún dentro de los mismos. Este episodio se ubica en la fase F2 en la cual se observan venas de material pegmatítico que penetran gneises con superficies S1 deformadas por plegamiento. Las masas claras diferenciadas pueden ser productos segregados *in situ* o movilizadas de niveles más profundos.

En lo que respecta a la configuración general de la Sierra de Maz durante las fases tectónicas se puede deducir que, durante el Paleozoico Inferior el área de referencia se hallaba sepultada probablemente cubierta por una formación sedimentaria llamada formación pre-ordovícica, ordovícico metamorfoseado o formación pregranítica, según la nomenclatura de De Alba (1954). Esta formación se manifiesta en la actualidad en forma de asomos aislados en la parte occidental de la Sierra del Famatina. Esta época abarcaría la fase F2 de deformación mientras que la fase F1 podría ser incluida en épocas precámbricas.

Las edades radiométricas referidas por Stipanovic y Linares (1969) y Halpern, Linares y Latorre (1970), revelan que la mayoría de los eventos graníticos en las Sierras Pampeanas se ubican dentro del Cámbrico y el Ordovícico, como así también manifestaciones tardías graníticas de edades que llegan hasta el Carbónico (300-316 m.a.); estas últimas en muestras de uraninita, cuya génesis se vincula a la intrusión granítica del Famatina.

En el episodio correspondiente a la

EPISODIOS DE DEFORMACIÓN	EDAD PROBABLE	
<p>F₁</p>  <p>S₁</p>	PRECÁMBRICO	EVENTO PRE - GRANÍTICO
<p>F₂</p>  <p>S₂, f₂, S₁, f₁</p>	CAMBRO - ORDOVÍCICO	
<p>F₃</p>  <p>f₂, f₃, f₁</p>	ORDOVÍCICO	EVENTO GRANÍTICO

Fi. 7. — S₁: Clivaje de plano axial - Esquistosidad principal = S₁; S₂: Clivaje de fractura y recristalización mimética según S₁ deformada = S₂; f₁: Fallas de plegamiento; f₂: Fallas de plegamiento; f₃: Fallas a lo largo de planos axiales de estructuras F₂ y clivaje de fracturas = S₂.

fase F3 se produjo la elevación del cordón del Famatina y parte de la Sierra de Maz hasta el nivel de esquistos verdes como prueba el hecho de hallar abundante material granítico conjuntamente con fragmentos líticos de naturaleza metamórfica de bajo rango en los depósitos sedimentarios de edad carbónica. Según Teruggi *et al.* (1969) y Andreis (1969) *, en la cuenca sedimentaria paleozoica se produjo una deposición de material eminentemente arcósico, que continuó acumulándose hasta épocas terciarias por aporte de materia-

les de las mismas áreas de proveniencia hasta que se produjo la reactivación de viejas líneas estructurales para lograr el emplazamiento de la Sierra de Maz y una mayor elevación del cordón del Famatina hasta lograr la configuración morfológica actual.

En la figura 7, se ha representado la secuencia de episodios en forma gráfica con las estructuras resultantes y la edad relativa de los mismos.

A continuación se esboza un cuadro comparativo de los episodios de deformación y metamorfismo que afectaron el área en estudio:

* Comunicación verbal.

Periodos según Hausen	Episodios propuestos	Edad probable	Metamorfismo y Magmatismo
Pregranítico.....	Fase 1 (F1)	Precámbrico	Met. Reg. Dinamot. intenso (M1) tipo estático.
			Intrusión de cuerpos básicos (anfíbol. planares).
			Intrusión de cuerpos ultrabásicos. Comienzo de la migmatización (anatéxis).
Granítico	Fase 2 (F2)	Cambroordovícico	M1 : facies de anfíbolitas almandínicas.
			S1 y L1 superficies y lineaciones penetrativas.
			Met. Reg. Dinam. mediano (M2). Intrusión de cuerpos básicos (anfíbolitas lineales).
Granítico	Fase 3 (F3)	Ordovícico ⁴	Continuación de la migmatización.
			Post F2 : intrusión de cuerpos básicos (anfíbolitas macizas).
			M2 : facies de anfíbolitas epidóticas (Eskola).
Granítico	Fase 3 (F3)	Ordovícico ⁴	S2 y L2 superficies y lineaciones (S1 plegadas y ejes de estructuras. Lineación mineral).
			Met. Reg. Dinam. bajo (M3).
			Intrusión de cuerpos graníticos mayores y menores.
Granítico	Fase 3 (F3)	Ordovícico ⁴	Metamorfismo de contacto.
			Rocas de filón : aplitas y pegmatitas.
			M3 : facies de esquistos verdes.
Granítico	Fase 3 (F3)	Ordovícico ⁴	S3 : superficies no penetrativas.

⁴ Ordovícico hasta Carbónico en sus manifestaciones tardío-graníticas.

Agradecimientos. — Agradecemos al Dr. Mario E. Teruggi la lectura y corrección del manuscrito. Dejamos constancia de nuestro agradecimiento al Lic. Luis Gallino Rivero y al Dr. Mario A. Iñiguez por la colaboración en los trabajos de campaña y análisis por difracción de rayos X respectivamente. Finalmente se agradece asimismo a los señores Carlos A. y Carlos R. Tremouilles la confección de mapas y gráficos que ilustran este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R. R., 1969. *Los basaltos olivínicos del Cerro Guandacol (S^a. de Maz, Prov. de La Rioja y su posición estratigráfica)*. IV Jorn. Geol. Arg. Tomo I, pp. 15-33.
- Atherton, M. P., 1965. *The chemical significance of isograde. Controls of Metamorphism*. Pitcher ff Flinn, Ed.
- De Alba, E., 1954. *Descripción de la Hoja geológica 16c, Villa Unión (provincia de La Rioja)*. Direc. Nac. Min., Bol. 82. 81 pp.
- González Bonorino, F., 1951. *Descripción geológica de la hoja 12e, Aconquija, Catamar-*

- ca-Tucumán. Bol. 75, Direc. Nac. Min. pp. 1-49.
- Halpern, M., Linares, E. y Latorre, C., 1970. *Estudio preliminar por el método estroncio rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la Prov. de San Luis*. Rev. Asoc. Geol. Arg. Tomo XXV, 3, pp. 293-302.
- Hausen, H., 1921. *On the lithology and geological structure of the Sierra de Umango Area*. Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys. 1-4. Abo.
- Kilmurray, J. O. e Iñiguez, R. A. M., 1968. *Los gneises escapolíticos de Las Ramaditas, Villa Unión, Prov. de La Rioja*. Rev. Mus. de La Plata, tomo VII, pp. 13-29.
- Kilmurray, J. O., 1969. *Petrología de las rocas metamórficas del sector noreste de la Sierra de Maz. Villa Unión, Prov. de La Rioja*. IV Jorn. Geol. Arg. Tomo I, pp. 409-428.
- 1970. *Las ortoanfibolitas de la Sierra de Maz, Prov. de La Rioja*. (En prensa, Rev. Mus. La Plata).
- Mehnert, K. R., 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Pub. Co. Amsterdam.
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1969. *Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Bol. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba. Tomo XLVII.
- Teruggi, M. E., Andreis, R. R., Iñiguez, R. A. M., Mazzoni, M., Abait, P. y Spalletti, L. 1969. *Sedimentology of the Paganzo Beds at Cerro Guandacol, Province of La Rioja*. I Simp. Intern. Estratig. y Paleont. Gondwana, II, pp. 857-880.

Recibido el 4 de diciembre de 1970.

NOTAS AL DIRECTOR

En mi condición de Miembro Correspondiente de la Subcomisión de Estratigrafía del Precámbrico de I.U.G.S., tengo el agrado de hacerle llegar para su publicación en la Revista de la Asociación Geológica Argentina, las resoluciones sobre nomenclatura estratigráfica tomadas en la reunión celebrada en Estocolmo en 1969.

- 1) El término Precámbrico es recomendado.
- 2) El Precámbrico no es un sistema en el sentido de los Sistemas del Fanerozoico.
- 3) Los nombres Criptozoico y Arqueozoico no tienen significación y deben ser desechados.
- 4) El término "edad absoluta" es confuso y debe ser reemplazado por los términos "edad exacta" o "edad".
- 5) Los nombres "Eocámbrico", "Infracámbrico" y "Subcámbrico" son poco definitorios, confusos y sin significado. Deben ser desechados y usarse en su reemplazo el término "Precámbrico Superior", más una edad entre paréntesis.
- 6) El año debe usarse como unidad básica de tiempo.
- 7) Un grupo internacional de expertos se reuniría para estudiar la contemporaneidad de hechos geológicos para la subdivisión estratigráfica del Precámbrico.

Raúl A. Zardini.

Con referencia al comentario bibliográfico aparecido en el N° 1, Tomo XXVI, pág. 40, en el que el autor, con todo acierto, señala que... "De todos los métodos aplicados a la prospección geofísica este libro trata solamente el método de resistividad eléctrica", debo aclarar que el título original del capítulo es "Métodos eléctricos aplicados a la búsqueda de agua".

A pesar de haber sido corregida en este sentido la prueba de la portada, ésta salió publicada, erróneamente, con el título de "Métodos geofísicos...", induciendo a error sobre los alcances del capítulo. — *Mario Klein.*

GEOLOGIA REGIONAL Y DEPOSITOS MINERALES DE LA PROVINCIA DE SAN JUAN, REPUBLICA ARGENTINA

PARTE I. SIERRAS PAMPEANAS

Por RAUL A. ZARDINI¹

RESUMEN

Se discute la vinculación existente entre Geología Regional y Metalogénesis de edad Terciaria, concluyéndose que para las Sierras Pampeanas aquel ciclo se aloja en una faja NO y vinculada a la presencia de calizas. Para la Precordillera las fracturas que permitieron la implantación de vetas tomaron un rumbo Norte Sur coincidente con la estructura de las rocas de caja. Para la Cordillera Frontal, la posición de las fracturas es Este-Oeste, respondiendo así a la trama de fracturas originada por las tensiones y sisamiento de las fuerzas Este-Oeste.

Se ofrecen además nuevos datos sobre aspectos geológicos de las Sierras Pampeanas.

ABSTRACT

New geological data on the Sierras Pampeanas are given together with a discussion on the relationship between the regional geology and metalogenesis of Tertiary age.

For the Sierras Pampeanas (Valle Fértil) this cycle follows a NW direction from Marayes to El Morado related with limestones. For the Precordillera mineral veins closely follow the structure N-S of the country rocks and E-W for the Cordillera Frontal, following the structural pattern related to the theoretical fracture position.

PROPOSITO

Hace ya más de una década que el autor se encuentra vinculado con la exploración geológico-económica en la Provincia de San Juan. Así fue que un cúmulo considerable de observaciones, ya en depósitos minerales conocidos como en otros sin aparente importancia económica, permitió elaborar algunas *hipótesis de trabajo* que orientaran aquella exploración. Una de ellas, el control geológico regional es la que se discute en este trabajo.

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.

Los depósitos hidrotermales tabulares citados aquí tienen un origen similar y además contemporaneidad ya que están relacionados con el ampliamente probado ciclo metalogenético terciario, el cual está asociado en última instancia a la fracturación de dicha edad que dio la actual fisonomía geológica del país. Es por ello que los depósitos de esta edad distribuidos en todos los ambientes geológicos permiten contrastar el comportamiento de ellos, a un mismo factor de fracturación. Por lo tanto estas fracturas tendrán así rumbos preferenciales que varían de acuerdo a la geología regional. En ella se alojan las soluciones mineralizantes.

Los resultados obtenidos pueden extenderse a otros lugares del país, y en una rápida apreciación se puede adelantar que ella se repite con regularidad¹.

Parte de este trabajo fue expuesto en una sesión de las III^{as}. Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966). Agradezco aquí a los asistentes a esa reunión que ofrecieron al autor numerosos datos de su propia experiencia, y lo instaron a continuar con sus investigaciones. La hipótesis elaborada en este trabajo tiene como objetivo estimular estudios similares en otros ambientes geológicos y aún someter a control en el terreno ella misma.

RASGOS GEOLOGICOS ESTRUCTURALES DE SAN JUAN

En San Juan encuentran su desarrollo cuatro ambientes histórico-geológicos², Sierras Pampeanas, Precordillera, Cordillera Frontal y Cordillera Principal. A los tres primeros se les ha sobrepuesto la erupción terciaria. Ella participa como elemento de su definición en la última.

SIERRAS PAMPEANAS

Dos unidades montañosas componen las Sierras Pampeanas Sanjuanina, el sistema Valle Fértil - De La Huerta, y el de Pie de Palo con su cerrillada satélite (cerro Valdivia, Los Cerrillos). Las referencias bibliográficas regionales sobre los terrenos Precámbricos son escasísimas y hasta ausentes para la mayor parte de estas sierras: Alascio (1941) ofreció una detallada descripción de la metamorfita del cerro Val-

divia. Villar Fabre (1962) y Herrera (1958), tratan aspectos parciales.

El autor (Zardini, 1964) realizó la exploración geoquímica de campo combinada con observaciones geológicas del flanco oriental de Pie de Palo, y de Valle Fértil-De la Huerta en sus dos flancos. Este recorrido permitió ordenar un conjunto de observaciones que represento en la Fig. 2, la cual intenta ser un bosquejo geológico con el fin de presentar una contribución en una zona inexplorada geológicamente.

En cuanto a la edad de las rocas constituyentes del núcleo de estas Sierras, y a pesar del dato radimétrico reciente (Linares, 1968)³, prefiero mantener el clásico esquema general de rocas precámbricas, sobrepuestas por el Paganzo, terciario en fases continentales y volcánicas ambas y cuartario.

1. CERRO VALDIVIA Y FLANCO ORIENTAL DE PIE DE PALO.

a) Geología⁴

Para el cerro Valdivia Alascio (op. cit.) describe metamorfitas de la isograda biotita-almandino, anfibolitas e intrusiones pegmatíticas. El rumbo general de estas rocas es ENE con inclinación al SE. No se conoce ningún depósito mineral hidrotermal; únicamente algún cateo infructuoso en las pegmatitas⁵.

Para el flanco oriental de Pie de Palo, la descripción que sigue debe ser tomada como orientativa. Anima al autor el deseo de ofrecer datos sobre una unidad no descrita aún en la literatura geológica.

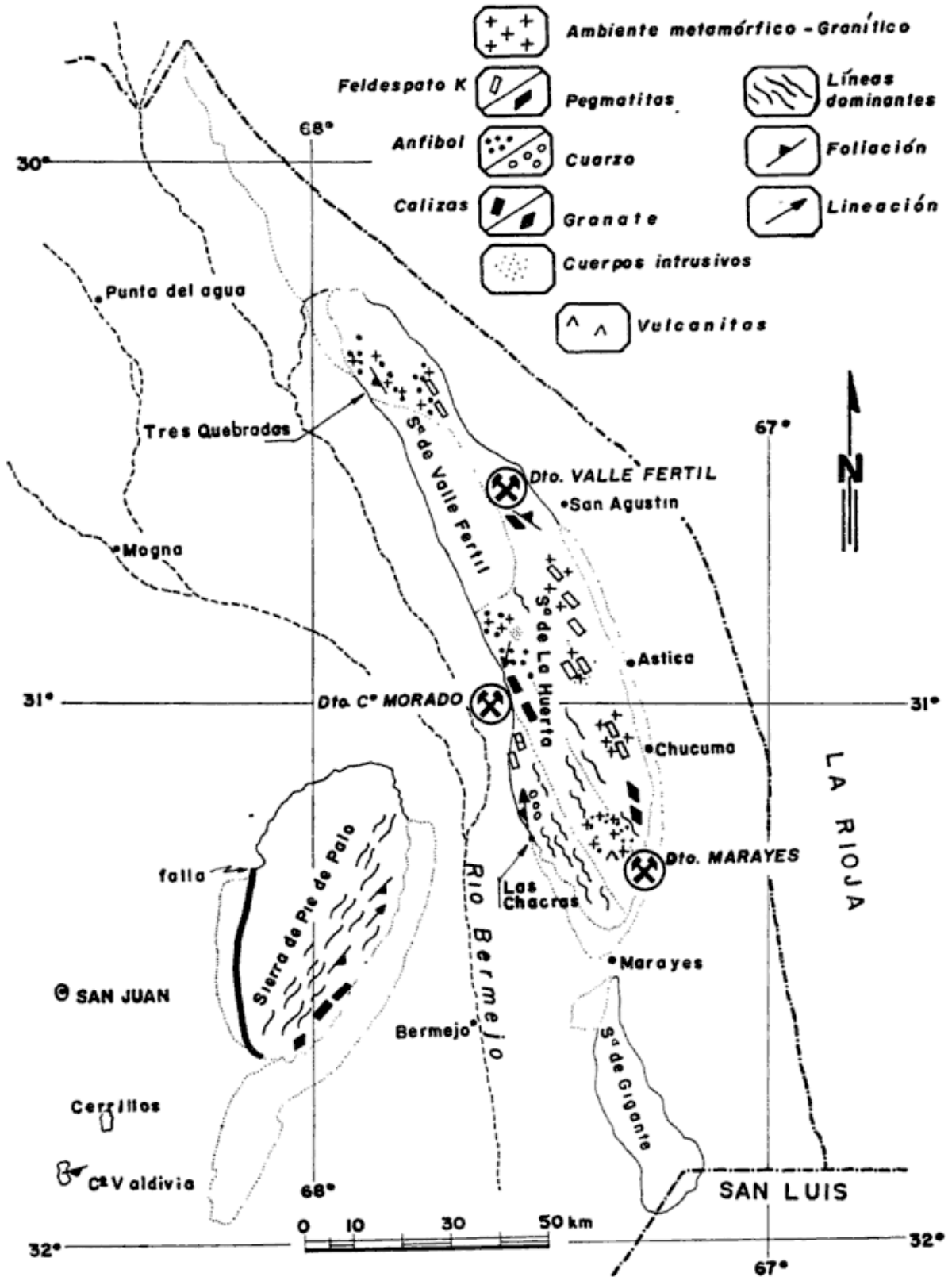
³ Este autor da para una monacita de Valle Fértil 203 (± 20) m.a y 221 (± 25) m.a.

⁴ Excluyo de esta discusión al occidente de Pie de Palo por cuanto él presenta un problema que escapa a la finalidad de este trabajo.

⁵ Actualmente se conoce una manifestación cuprífera. Inf. verbal Srta. Lema.

¹ Por otra parte se ofrecen datos nuevos sobre la composición y estructura de las Sierras Pampeanas Sanjuaninas.

² Exceptuamos aquí a las llanuras y depresiones rellenas con sedimentos aflorantes de Terciario y Cuartario.



Líneas dominantes en el Precámbrico de Sierras Pampeanas de San Juan

En general el rumbo de las rocas es en Pie de Palo, unos pocos grados (10°) al NE; el cuartario las abraza estableciendo entre estas dos unidades geológicas una línea de contacto con rumbo norte; por este límite se efectuó el recorrido (Zardini, 1964), de tal manera que se viseló la estructura y nunca se efectuó un perfil de la misma.

En Nikizanga (sur de la Sierra) aflora un esquístico cuarzo micáceo, replegado con inyección cuarzo-feldespática, los ejes de los micropliegues tienen una inclinación 70° al NE; en la quebrada del Indio ya afloran las calizas en un rasgo regional importante; ellas son blanquecinas y amarillentas, granulosas. Estas calizas que mantienen un rumbo general entre 20 a 25° al NE, e inclinan al naciente entre 40 y 45° . Es bien visible además como esta inclinación aumenta hacia el poniente, es decir hacia la cumbre de la Sierra, de tal manera que en el extremo NE de ella cuando el recorrido vuelve a cortar las mismas, allí las inclinaciones son altas. Ya en la quebrada del Quirquincho y La Colorada comienzan a predominar los esquistos inyectados típicos de las sierras pampeanas. Este rasgo se mantiene hasta el extremo norte de la Sierra, a veces con intercalaciones de calizas (quebrada de Vera y Los Ranchos).

Pocas estructuras tectónicas han podido ser observadas, entre ellas un pequeño graben en la localidad Los Ranchos (precisamente donde se ha desarrollado la población del mismo nombre).

Una errónea impresión de falla se tiene cuando se encuentran las altas inclinaciones de la caliza, con el cuartario subhorizontal. Esta impresión se acentúa por cuanto la erosión trabajó allí con más facilidad, provocando una zanja que forma una línea recta blanquecina que contrasta con el color gri-

sáceo dominante. En resumen, y si bien las observaciones son preliminares, *no existe ninguna falla regional en el borde oriental de Pie de Palo*, por el contrario, en los cortes profundos de las quebradas, cuando se puede ver a la calizas por debajo del relleno, se observa que ellas disminuyen de inclinación hacia el naciente. La falla oriental que levantó esta sierra, si es que existe, estará actualmente enmascarada por el relleno del Bermejo ⁶.

Si observamos la topografía 1:100:000 a la del INGEMI (Hoja Pie de Palo) se puede determinar que geomorfológicamente Pie de Palo es un domo, ahogado por los sedimentos subhorizontales cuartarios. No es la típica Sierra Pampeana con su falla meridional al E u O y con su peneplanicie terciaria.

También es frecuente ver por debajo del cuartario a sedimentos finos, grisáceos atribuibles al terciario. El cuartario alcanza su máxima altura en la mitad de la sierra; hacia el norte y al sur él termina por anastomosarse con la horizontal actual del Bermejo. En la parte media se pueden determinar quizás hasta cuatro terrazas ⁷. Además, y si bien es un método indirecto, no se observó en los rodaderos de las quebradas roca eruptiva alguna.

b) Depósitos minerales

En depósitos minerales hidrotermales Pie de Palo aparece estéril aunque se puede mencionar una manifestación cuprífera en calizas en Los Ranchos (Agua de Las Higueras) asociada con el graben mencionado por lo que bien puede ser ella atribuida al terciario.

⁶ Groeber (1948, mapa geológico) dibujó una falla en el faldeo occidental. No conozco ninguna descripción de la misma y su influencia en el levantamiento de la Sierra.

⁷ El autor no posee datos sobre las alturas relativas de ellas, por lo tanto es un dato provisorio.

2. SISTEMA VALLE FÉRTIL-DE LA HUERTA

a) Geología

El complejo metamórfico eruptivo de Valle Fértil presenta al observador una gran variedad de litologías, que sin el conocimiento de las relaciones de campo que guardan ellas entre sí el establecer el orden de los acontecimientos geológicos sugiere un esquema más que tentativo y por lo tanto no discutiremos. El propósito es suministrar datos.

Así en el faldeo oriental, de los Baldes del Rosario hacia el sur, el ambiente es predominantemente de un granito porfiroblástico migmatítico de grano muy grueso y biotítico con venillas aplíticas. En menor proporción se encuentran facies más grisáceas, quizás representando áreas de milonitización. También se encuentran anfibolitas de grano variable con el típico moteado de los cristales de plagioclasa. Hacia el Sur, ya los granitos son más pobres en biotita.

El granate almandino, como producto del metamorfismo regional tiene un franco desarrollo en una faja central que comienza a la altura de Chucuma y se extiende hacia el Sur. Asociada a ella aparecen tipos dioríticos o tonalitos, de grano grueso con xenolitos y con evidencias de invasión granítica (venas de cuarzo y feldespato). La invasión potásica que produjo los granitos porfiroblásticos del norte se transforma en algunos lugares (Quebrada de Astica) en invasión en listones; observación coincidente con que ocurre en el Puesto Santa Rosa del faldeo occidental.

Otro elemento importante lo constituyen las calizas que comienzan a tener importancia regional del Arroyo Chucuma al Sur. Las rocas eruptivas volcánicas ácidas están representadas por la riolita de la Quebrada Blanca (Stoll, 1958) y por la del Mogote Plateado en pleno ambiente del Paganzo. No se realizaron observaciones en la zona de Valle Fértil-Bloque de Usno.

En cuanto al aspecto estructural de este faldeo oriental, todas las estructuras del basamento, grano foliación, esquistosidad, tienen un rumbo preferente al Noroeste. Similar a otras sierras pampeanas, la planicie terciaria tiene una suave inclinación hacia el Naciente, estando las altas cumbres en el borde occidental⁸. En la quebrada de Las Escaleras en un corte de la barranca, es posible observar al terciario inclinado al poniente, lo que indicaría la presencia aquí de una falla inversa. El bloque de Usno es otro elemento destacado que debe merecer estudios más completos.

En cuanto al Faldeo Occidental de la quebrada de La Chilca (responsable de la formación de la Hoyada de Ischigualasto) hasta Caballo Anca, domina el ambiente del faldeo las sedimentistas continentales de la Cuenca de Ischigualasto. Una interrupción en este ambiente lo constituyen los afloramientos de esquistos granatíferos del basamento en las bocas de las quebradas del Potrero y Los Lagares. Además en la quebrada del Cardón afloran basaltos amigdaloides. En cuanto a la quebrada de Caballo Anca, allí afloran sedimentitas, areniscas de grano fino color verde apagado, a veces conglomerádicas, con lutitas finamente laminadas de color negro, con intercalaciones más masivas con ondulitas. El rumbo predominante es de N60°O con inclinación de 15° al NE. García⁹, describe este afloramiento y menciona la presencia de una flora fósil.

Desde Caballo Anca hasta Tres Quebradas, el autor no posee información. En esta última, el ambiente es típico de basamento con una influencia marcada

⁸ Ello explica el porqué el Faldeo Oriental tiene recursos superficiales de agua, ya que la cuenca imbrífera de los arroyos tiene una mayor superficie de captación. Por el contrario el faldeo occidental cae a pique a la llanura del Bermejo de tal manera que las aguas tienen poco recorrido y se pierden rápidamente.

⁹ Informe inédito Y.P.F.

de granitos color gris perla con xenolitos y con pegmatitas. La foliación cuando es posible verla tiene un rumbo variable pero dentro del cuadrante NO con inclinación preferente hacia el O o EO. Es además un ambiente de pegmatitas, aparentemente sin importancia económica, pero que determinaría con el área de Valle Fértil, en el faldeo oriental, una franja estructural de pegmatitas con un rumbo Noroeste.

Una nueva laguna de información se produce entre Tres Quebradas y la Cuesta de Chavez; en esta localidad se nota el ambiente de dioritas hornblendíferas formando verdaderos cuerpos homogéneos revelados por su distinto comportamiento a la erosión, ya que él forma lomadas más suaves. En la Agudita, al norte de la Cuesta de Chavez se notan cuerpos graníticos de grano fino color rosado. Más hacia el sur, en el faldeo occidental a la altura de la quebrada de Casibar, cambia el aspecto del basamento, así del cuerpo diorítico se pasa al ambiente de esquistos y cuarcitas inyectables con material granítico, pero en Agua de Saavedra reaparece con las anfibolitas, ya cerca de El Morado, donde las calizas cristalinas constituyen el rasgo destacado, ya descriptas por Stoll (1958).

Hacia el Sur, la quebrada de María Hortensia, sería el límite de la influencia del feldespato potásico como elemento destacado de este basamento hacia el norte. En la Quebrada de La Tarántula, bancos masivos de cuarzo-anfibol, con esquistos alternantes tienen una foliación casi Este-Oeste. En la quebrada del Maraicito, la inyección del feldespato potásico color rojo carne adquiere caracteres nodulares o en listones. A la entrada de la quebrada, se destaca una cerrillada blancuzca constituida por esquistos cuarzo-muscovíticos. El rumbo general es aquí, excepto complicaciones locales, Noreste, casi subhorizontales inclinando hacia el SE.

Este rasgo de invasión potásica se

mantiene en todo el frente que constituyen las quebradas de La Chilca (o Chilcas); Blanca, Yeso, Aguita y La Resina, a veces con franjas miloníticas. La foliación indica variaciones locales como ser rumbos ENE e inclinación 35° al SE (en la quebrada de La Chilca). Sin embargo el autor no posee información suficiente para evaluar la importancia y causas de estas variaciones en rumbo e inclinación de la foliación.

En cuanto a los rasgos estructurales dominantes internos de las Sierras de Valle Fértil-De La Huerta, grano, foliación, esquistosidad dominante, y seguramente estratificación original, se mantienen noroeste. En una de las escasas citas de este tipo, Borrello (1946, pág. 170) da para la Quebrada de Carrizar (Suroeste de la Sierra de la Ventana), la inclinación de la esquistosidad del Basamento $40^\circ/45^\circ$ ENE, lo cual significa el rumbo nornoreste. También Garecca y Luengas (citado por Borrello, 1956, p. 139) en el mapa geológico del sector Los Rastros-Ischigualasto, se nota en el área de las sedimentitas que la falla pierde expresión topográfica. (También ver croquis expeditivo de la zona El Carrizar, Borrello, 1956, pág. 144.) Aquí entre el Basamento y el grupo de esquina colorado no existe ninguna evidencia de falla.

Una extensa zona de falla de rumbo meridional levanta el bloque de Valle Fértil en el faldeo occidental, provocando la inclinación del mismo hacia el naciente. Esta gran línea estructural pierde expresión morfológica tanto al sur como al norte de la Sierra cuando se adosan al basamento y lo cubren como una pollera las sedimentitas del Paganzo, terciario y cuartario. No quiere decir esto que ellas, por lo menos hasta el terciario no sean afectadas por este rasgo, sino que esa falta de expresión topográfica sea ya por diferencias en el valor del rechazo que disminuiría hacia los extremos norte y sur, algo así como si la Sierra fuera combada, o sino

que por un distinto comportamiento (más plástico de las sedimentitas) el rechazo allí se hace menos evidente.

b) Depósitos Minerales

Stoll (1958) describió los dos únicos distritos mineros hidrotermales conocidos: el de Marayes y El Morado.

Los dos presentan una estrecha asociación de depósitos de rellenos de fisuras y reemplazo en calizas, asociado con la zona de sisa, y en cuya área aflora una toba ácida y una riolita, las dos atribuidas por Stoll al terciario. Un conjunto de manifestaciones satélites, sin aparente importancia económica, circunda el área. Planas (1967) y Balma-ceda (1967) han contribuido recientemente con estudios en detalle de las minas Bella Blenda y Yanzi.

Surge así de los trabajos mencionados que la asociación paragenética hi-

drotermal de Pirita-Blenda-Galena-Oro está íntimamente asociada a una zona de sisa, con rocas volcánicas terciarias, y con las calizas. Del conocimiento actual se puede correlacionar el distrito de El Morado con el de Marayes en una franja de rumbo NNO, donde las calizas constituyen el rasgo dominante del basamento, ofreciendo así una zona de "debilidad" en el ambiente metamórfico, zona que facilitaría la implantación de áreas volcánicas relacionadas con la mineralización. Recordemos a este respecto que la única manifestación hidrotermal conocida de Pie de Palo también está relacionada con la presencia de calizas (Agua de las Higueras).

NOTA: Con la finalidad de evitar repeticiones la lista de trabajos citados en el texto se dará con la parte II.

Recibido el 29 de abril de 1971.

NOTAS BREVES

ESTRATIGRAFIA, PRINCIPALMENTE DEL JURASICO, EN LA SIERRA DE ADNIA CHUBUT, REPUBLICA ARGENTINA

POR E. A. MUSACCHIO * Y A. C. RICCARDI *

Durante un viaje de estudios, efectuado recientemente a la sierra de Agnia, ha sido posible completar observaciones geológicas de campo iniciadas con anterioridad (E.A.M.) y efectuar colecciones en todas las localidades fosilíferas del Jurásico marino (A.C.R.) mencionadas previamente en la literatura por otros autores (Piatnitzky, 1936; Feruglio, 1949).

Hasta tanto no se publique el estudio correspondiente, el cual se halla en vías de ejecución en forma independiente por ambos autores, es oportuno dar a conocer algunas de las conclusiones a las que se ha arribado sobre la geología (E.A.M.) y las amonitas (A.C.R.).

En la sierra de Agnia, inmediaciones de Cajón de Ginebra Chico, sierra de Lonco Trapial y río Chubut medio, se observan afloramientos casi continuos de espesas capas psefíticas, caracterizadas por un aporte esencialmente andesítico que, aun cuando en el curso medio del río Chubut presentan mayor proporción de elementos estrictamente efusivos, no sufren variaciones fundamentales en su composición en las distintas localidades. Esta entidad litoestratigráfica corresponde a la parte inferior del "Complejo de la Sierra de Olte", tal como fuera definido por Feruglio (1949, pág. 74-84) en el curso medio del río Chubut. En consecuencia

se conserva aquí la denominación Formación Olte, restringida a la parte inferior del complejo homónimo, tal como fuera definida por Feruglio (1949) en la localidad tipo del río Chubut, y se reconoce su presencia en forma casi continua hasta la sierra de Agnia.

En la sierra de Agnia, por encima de la acumulación esencialmente psefítica ya señalada, se intercalan rocas de diversa litología (tobas amarillentas, tufitas, psamitas y pelitas), conjuntamente con psefitas volcánicas análogas a las anteriores, las que, por su composición y carácter sedimentario de primer ciclo evidencian corresponder al mismo ciclo efusivo-sedimentario que dio como resultado la Formación Olte.

Estas sedimentitas documentan un episodio sedimentario mixto, con características marinas, y corresponden a la Formación Osta Arena (*in* Herbst, 1968).

En esta formación se ha documentado la presencia de abundantes ejemplares de amonitas, mayormente Dactyloceratidae y Harpoceratidae, pertenecientes a los géneros *Dactyloceras* (*D.*), *D. (Zugodactylites)*, *Catacoeloceras*, *Peronoceras*, *Harpoceras* (*H.*), *?Pseudolioceras* y *Phylloceras*.

En todos los niveles fosilíferos con amonitas cercanos a la base como en otros próximos a su techo (tal como puede observarse en los cañadones Peulman y Chapingo) los géneros identificados se hallan comprendidos entre los señalados, sin que haya sido posible comprobar, en ninguna de las localida-

* Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad de La Plata.

des y niveles citados por otros autores (cf. Piatnitzky, 1936; Feruglio, 1949) la presencia de "*Harpoceras*" *maltarguense*, "*H.*" *hauthali*, "*H.*" *puchense*, "*Witchellia*" *argentina* Burckhardt spp. (Hammatoceratidae del Bajociano inferior), ni de géneros del Sinemuriano y/o Pliensbaquiano.

La presencia de formas referibles a los géneros mencionados más arriba permite asignar la Formación Osta Arena al Toarciano (inferior y medio).

Hacia arriba, en continuidad y en partes con engranaje lateral, se halla la Formación Carnerero (Suero, 1946, *in* Herbst, 1968). Entidad en la cual persiste el aporte andesítico señalado, aun cuando se verifica una sedimentación conjunta de niveles tobáceos varicolores, muy característicos, y rocas epiclásticas que por sus componentes evidencian la coexistencia de un magmatismo ácido. La entidad pierde espesor hacia el norte, pasando, aparentemente, en sentido lateral contemporáneo a niveles pefíticos de la parte superior de la Formación Olte (inmediación sur de Cajón de Ginebra Grande).

Así la intercalación de niveles de la Formación Osta Arena en la Formación Olte y las relaciones de concordancia indicadas entre estas formaciones y la Formación Carnerero, permite sostener, por lo menos en parte, una edad toarciana para las mismas. Posibles edades diferentes para partes de las mismas deben ser fundamentadas en nuevas evidencias.

En el cañadón Culero y en el cañadón de La Menta, la Formación Olte se apoya, en concordancia?, sobre tobas.

tufitas, ignimbritas e intercalaciones arcólicas, de espesor variable, que corresponden a la Formación Puntudo Alto (Suero, 1946, *in* Herbst, 1968), la cual es portadora de una flora que Herbst (1968) y Stipanovic y Bonetti (1970) asignaron al Liásico.

En el cañadón Culero, la Formación Puntudo Alto se apoya, a su vez, mediante un contacto no visible, sobre un reducido espesor de sedimentitas portadoras de elementos florísticos escasos y mal conservados, que pueden —provisoriamente— asignarse al Pérmico, según comunicación verbal de M. Bonetti (1971). Estas últimas suprayacen a sedimentitas pertenecientes al "Sistema de Tepuel", las que se disponen en discordancia sobre el Granito Catreleo, en la localidad homónima.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Feruglio, E., 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*, I: 1-334. Dir. Gral. Yac. Petr. Fisc. Buenos Aires.
- Herbst, R., 1968. Las floras liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas. *Actas Terc. Jorn. Geol. Arg.*, I: 145-162. Buenos Aires.
- Piatnitzky, A., 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua. *Bol. Inf. Petr.*, 137: 83-118, figs. 1-9. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y M. I. R. Bonetti, 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas, I-Floras liásicas. *Ameghiniana*, VII (1): 57-78.

Recibido el día 12 de mayo de 1971.

HALLAZGO DE GRAPTOLITES ORDOVICICOS EN EL SUPUESTO PRECAMBRICO DE LA PUNA DE CATAMARCA Y DE SALTA, REPUBLICA ARGENTINA

POR FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA Y ALEJANDRO TOSELLI *

La presente nota preliminar tiene por finalidad hacer conocer el hallazgo de una interesante fauna graptolítica de edad ordovícica recientemente encontradas dentro de sedimentitas ligeramente metamorfizadas que afloran en diferentes puntos de la Puna de Catamarca y Salta.

La importancia de este hallazgo radica fundamentalmente en el hecho de que las rocas fosilíferas hasta el presente eran consideradas como de edad precámbrica ("Esquistos cristalinos proterozoicos", Catalano, 1939; "Formación Copalayo", Turner 1964 y parcialmente el "Complejo metamórfico" de Vilela, 1969).

Las rocas en cuestión están afectadas por una tectónica no muy compleja, pudiéndose seguir normalmente desde la región de Cauchari, en la provincia de Salta, hasta la de Antofagasta de la Sierra, en Catamarca. Litológicamente, la sucesión está integrada por pizarras con grauvacas interestratificadas. El estudio petrográfico de algunas pizarras y grauvacas ha permitido definir que, en función al metaforfismo, estas rocas se encuadran dentro de las facies de "Esquistos Verdes".

Los graptolites se encuentran en buen estado de conservación, observándose que, en el caso de los mejor conservados, el principal mineral de reemplazo es biotita.

Hasta el presente los fósiles sólo han sido estudiados en forma preliminar y su asignación por localidades es la siguiente:

a) Restos recolectados en pizarras blanquecinas, amarillentas y verdosas que afloran en el extremo norte de la sierra de la quebrada Honda, Salta, a

unos 500 m al sur del camino que une Pocitos con Pastos Grandes.

cf. *Hallograptus* sp.

b) Falda de la Ciénaga, al sur del salar del Hombre Muerto, Catamarca, dentro de una secuencia integrada por pizarras verdosas y grises con abundantes intercalaciones grauváquicas y estructuras sedimentarias de flujo.

Didymograptus sp.

Glossograptus sp.

cf. *Hallograptus* sp.

cf. *Pleurograptus* sp.

c) Nacimientos, a unos 30 km al norte de Antofagasta de la Sierra, Catamarca, dentro de unas pizarras gris verdosas.

cf. *Didymograptus* sp. (fragmentos de estipa)

La distancia que media entre las localidades fosilíferas a y c es cercana a 200 kilómetros.

Edad de la fauna: Creemos que los elementos faunísticos precedentemente señalados pueden ser ubicados sin inconvenientes dentro de lo que Bulman (1958) define como integrantes de la subfauna Glypto - Anplexograptida a la que atribuye una edad ordovícica media (Llandeilo-Llanvirniano).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bulman, O. M. B., 1958. *The sequence of Graptolite Faunas*. Paleontology, 1: 3, 159-173. London.
- Catalano, L. R., 1930. *Puna de Atacama (Territorio de Los Andes)*. *Reseña geológica y geográfica*. Univ. Nac. Litoral. Dpto. Exten. Univ. Publ. 8. S. Fe.
- Turner, J. C. M., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 7c Nevado de Cachi*. Bol. Dir. Nac. Geol. Min. 99. Bs. Aires.
- Vilela, C. R., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres*. Bol. Dir. Nac. Geol. Min. 110. Bs. Aires.

Recibido el 5 de mayo de 1971.

* Del Instituto Miguel Lillo S. M. de Tucumán.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

PREMIO ANUAL

REGLAMENTO Y BASES

Artículo 1º – La Asociación Geológica Argentina instituye un premio para distinguir al autor de uno de los trabajos más sobresalientes publicados en su Revista en el transcurso de un año calendario.

Art. 2º – El trabajo podrá responder a cualquiera de las disciplinas de la Geología y Paleontología, con excepción de aquellas que se vinculan a la Geología de Yacimientos Minerales, las que se contemplan en otro premio.

Art. 3º – Teniendo en cuenta que los deseos y el espíritu del donante del fondo básico para soportar este premio era el de emular la actividad científica de los jóvenes investigadores, se establece que el mismo queda limitado a aquellos autores que no superen la edad de 35 (treinta y cinco) años, en el momento de la entrega del manuscrito a la Asociación. Cuando fueren dos o más los autores, ninguno de ellos podrá superar la edad de 35 años en las condiciones antes estipuladas. Si fueren dos o más los autores del trabajo premiado, éstos compartirán el premio.

Art. 4º – El premio consistirá en el otorgamiento de una medalla de oro y de un diploma. En principio, la medalla llevará la siguiente inscripción: “ASOCIACIÓN GEOLOGICA ARGENTINA” PREMIO ANUAL... En el envés, el nombre del autor que lo recibió.

Cuando el premio corresponda a una dama, la medalla llevará engarzada una chispa de brillante.

El texto y formato del diploma serán determinados por la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina.

Art. 5º – Cuando la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina lo considere oportuno, podrá conferirle en forma definitiva a este premio el nombre de una persona vinculada a la entidad, el que figurará en la medalla y en el diploma: “ASOCIACIÓN GEOLOGICA ARGENTINA” Premio... En el envés: año y nombre del autor premiado.

Art. 6º – La atención de los gastos que demande el otorgamiento del premio será costeadada con los intereses anuales y/o acumulativos que devengue el fondo de \$ 1.000 (*un mil pesos, ley 18.188*), donado a tales fines por el

Dr. CARLOS DAVID STORNI a la Asociación Geológica Argentina, en el mes de noviembre de 1969. El fondo básico y sus intereses sólo podrán ser afectados a solventar los gastos citados.

Art. 7º — El premio se otorgará anualmente a partir del mes de enero de 1970, siendo el correspondiente a ese año el primero de ellos.

Art. 8º — A los efectos de seleccionar el trabajo que será acreedor del premio, la Asociación Geológica Argentina designará un Jurado de 3 (tres) miembros, el que dictaminará cuál es la contribución anual aparecida en su Revista que cumple con los requisitos de los artículos 2º y 3º y que se destaca por su calidad, originalidad o valor científico.

Art. 9º — Los tres miembros del Jurado deberán ser integrantes de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina (titulares o suplentes) y durarán en sus mandatos el mismo período que aquella.

Art. 10º — Los tres miembros del Jurado elegirán entre ellos su Presidente.

Art. 11º — El premio no podrá ser otorgado más de una vez a la misma persona y tampoco podrá ser conferido a un miembro actuante de la Comisión Directiva, sea éste titular o suplente.

Art. 12º — Si el dictamen del Jurado se obtiene por unanimidad, el mismo deberá ser respetado por la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina.

Art. 13º — Si el Jurado no llegase a expedirse por unanimidad seleccionando un único trabajo, deberá elevar a la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, el nombre de las dos o tres contribuciones que se consideraron acreedoras del premio, correspondiéndole a ésta decidir cuál será la premiada.

Art. 14º — El premio será declarado desierto, si a juicio unánime del Jurado los trabajos que se publicaron en el año correspondiente no alcanzaron el suficiente nivel científico o no signifiquen una contribución original o positiva.

Art. 15º — Si el Jurado no se expidiese por unanimidad declarando desierto el premio, elevará a la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina el nombre del o los trabajos que se seleccionaron por mayoría simple, debiendo esta última resolver al respecto.

Art. 16º — Si los intereses del fondo acumulativo lo permitiesen, la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina podrá disponer, en el ejercicio que corresponda, que se otorgue más de un premio anual, en cuyo caso los trabajos distinguidos deberán pertenecer a diferentes disciplinas o especialidades de las Ciencias Geológicas.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

TICKELL, F. G., 1965. *The techniques of sedimentary mineralogy*. Elsevier, Amsterdam, 220 p.

Destinado a lograr una amplia difusión entre los geólogos, el libro del profesor Tickell se refiere a los siguientes tópicos: técnicas del análisis granométrico; estudio de la porosidad, permeabilidad y viscosidad; preparación de las muestras para el análisis, incluyendo la selección por densidad, susceptibilidad magnética, radiactividad, etc.; sigue a un largo capítulo dedicado a la identificación de los minerales, principalmente por medio de las propiedades ópticas, si bien se refiere brevemente al análisis por rayos X, al análisis térmico diferencial, a la fluorescencia, etc.; el último capítulo incluye la descripción de un centenar de minerales que se encuentran en las rocas sedimentarias. Se completa el volumen con algunos anexos que comprenden cuadros empleados para la identificación óptica de los minerales.

Su clara redacción, buena ilustración y su preocupación constante por ser, esencialmente práctico, lo convierten en una guía útil para los investigadores que desean aplicar en sus trabajos los métodos descritos, sobre todo para la determinación petrográfica de las formaciones detríticas, de tanta importancia para los estudios geomorfológicos. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels*.

LASFARGUES, P., 1966. *Magnétisme en géologie et prospection magnetique au sol*. Masson et Cie, París, 158 p.

De texto claro y simple, la presente obra comprende una exposición secuencial sobre el campo terrestre, las teorías que ensayan explicar este campo, las propiedades magnéticas de las rocas, los cuatro tipos de imantación permanente (termorremanencia e imantaciones isotérmica, anhisterética y química) y la imantación inducida. Al mismo tiempo, en ella se detallan los resultados seguros que se han obtenido sobre el paleomagnetismo (inversiones, coherencia regional) y se discuten los resultados que aun no han alcanzado su confirmación definitiva (desplazamiento de los polos y deriva continental).

Si se tiene en cuenta el interés creciente de los geólogos por estos dos últimos temas principalmente, puede descontarse la utilidad que proporcionará esta síntesis actualizada a los cultores de la Geología. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels*.

MATTHEWS, D. H., MORELLI, C., MARAOUR, P. et PUGH, D. T., 1970. *Géologie des aires océaniques. I. Eléments de géophysique marine*. París, Masson et Cie. Ed., XI-196 p., 92 figs.

Las investigaciones oceanográficas han tomado un desarrollo espectacular con motivo del Decenio Internacional de Exploración Oceánica, iniciado en 1970, sobre todo en lo referente al dominio de la geología, uno de cuyos métodos de investigación —la geofísica— está llamado a desempeñar una función preponderante en tal sentido.

El primer volumen de la colección "Geología de las áreas oceánicas", dirigida por P. Maraour, está destinado precisamente a la geofísica marina, y los autores han logrado exponer en él, de una manera sencilla, sus métodos clásicos con el fin de destacar sus posibilidades y límites y permitir que el lector comprende como, en el transcurso de la última década, se ha logrado llegar a los grandes descubrimientos sobre las estructuras geológicas de los fondos oceánicos.

Su temática abarca sucesivamente la *sísmica marina*, que últimamente ha adquirido un desarrollo tan rápido como avanzado, la *gravimetría*, que ha necesitado, a lo largo de las investigaciones en el mar, una adaptación particularmente delicada del material utilizado en este dominio, y el *magnetismo*, cuyo papel ha sido muchas veces determinante en el estudio de la evolución del subsuelo, todo lo cual constituye una técnica todavía joven, pero llena de promesas para el geólogo. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels*.

FRANKE, H. W., 1969. *Methoden der Geochronologie*. Springer-Verlag, 132 p., 73 ilustr. Berlín-Heidelberg-New York.

A pesar de que los métodos de investigación utilizados para el estudio de los períodos históricos son sencillos y de fácil comprensión, la mayoría de las técnicas geocronológicas se han mantenido bastante misteriosas. No obstante, es común oír hablar de "método del C_{14} " o "método del análisis polénico", técnicas de gran interés para los estudios geológicos, geomorfológicos, paleontológicos, climatológicos, geofísicos, biológicos, antropológicos y otros. El hecho que sean tan poco conocidas se debe, primeramente, a que hay una relativa falta de interés por los acontecimientos prehistóricos y, por otra parte, a la complejidad de que suelen estar revestidas las técnicas mismas. El libro de Franke nos parece estar bien concebido en tal aspecto, ya que es un intento de explicación de "la búsqueda de fechas en la historia de la Tierra" de una manera acabadamente comprensible. Tanto desde el punto de vista estilístico como por su contenido, puede considerárselo exitoso. Sin embargo, el éxito no ha sido logrado a expensas del detalle, sino más bien por haber presentado una información, razonablemente comprensiva, sobre la extensa gama de técnicas disponibles: análisis polénico, dendrocronología, geocronología glacial, curvas de radiación, radiometría, técnicas de radiocarbono, fósiles, desintegración del uranio, datación de meteoritos. En ningún momento el autor ha tenido intención de ocultar cuán insatisfactorios resultan algunos de estos métodos y las deficiencias que existen todavía en el campo de la investigación geocronológica.

El libro se encuentra dividido tanto cronológicamente como por grupos de métodos (biológicos, geomorfológicos, químicos, físicos) y sus principales capítulos son: 1) Entre la historia y la prehistoria; 2) Epocas glaciales y fin del período glacial; 3) La historia primitiva e intermedia de la Tierra; 4) La historia primitiva del universo. Contiene una descripción de los métodos individuales y una descripción de su aplicabilidad a los diferentes períodos de tiempo, todo lo cual lo vuelve de gran utilidad para todos aquellos que desean familiarizarse con dichas técnicas geocronológicas. — *Dr. Augusto P. Calmels y Lic. Celestino M. Esteban.*

YATSU, Eiju, 1966. *Rock control in geomorphology*. Sozsha, Tokyo, 135 p. 42 fig.

El conocimiento de los procesos que operan sobre la superficie de la Tierra, principalmente el de los mecanismos de comportamiento de los diversos tipos de rocas, constituye una urgente necesidad de la geomorfología. En esto estriba fundamentalmente la importancia que reviste esta obra para geólogos y geomorfólogos. Se inicia con la consideración del significado del control de las rocas en geomorfología, para continuarse con un estudio detallado de las arcillas que resultan de las alteraciones y de los tipos de arcillas que se encuentran en diversas formaciones inestables, principalmente del Japón. Los dos últimos capítulos están dedicados a las concepciones sobre mecánica de las rocas coherentes, inconsolidadas y fracturadas, aplicadas a las formaciones superficiales.

En conjunto, constituye una útil puesta al día sobre las nociones de mecánica de las rocas y de los suelos, con numerosos gráficos y fotografías. No obstante, y a pesar del título, las nociones teóricas, claramente expuestas, en muy pocas ocasiones son empleadas para dar cuenta de fenómenos geomorfológicos. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.*

LOUIS, Herbert, 1968. *Allgemeine Geomorphologie*. Lehrbuch der Allgemeine Geographie, Band I. Verlag Water de Gruyter, 3a. ed., XXVI + 522 p., 124 figs., un mapa, 140 fotogr. Berlín, 1968.

La tercera edición revisada y aumentada de la obra "Geomorfología General" del profesor de Geografía de la Universidad de Munich, ha sido incorporada como el primer volumen de una importante colección de textos sobre Geografía General. El plan integral de la obra no ha sido modificado con relación a la segunda edición, pero el autor ha incluido los valiosos resultados de su expedición a Tanzania, incorporando un nuevo capítulo sobre "asociaciones típicas de los rasgos superficiales". De la lectura de su texto se desprende que el profesor Louis ha asignado un gran valor a la geomorfología climática, orientación particular que ha producido resultados altamente fructíferos en el aspecto geomorfológico dentro de Alemania durante los últimos 20 años (Büdel, Louis, Mortensen, Wilhelmy) y principalmente en Francia, con el Centro de Geografía Aplicada de Strasbourg, que dirige el profesor J. Tricart.

En la obra se considera primeramente el alcance, lugar y metodología de la Geomorfología y se efectúa un breve análisis de la historia de la formulación de las cuestiones geomorfológicas. En un segundo capítulo se tratan las geoformas principales que se encuentran

sobre la superficie de la Tierra, discutiéndose los problemas relacionados con su origen. El capítulo principal del libro cubre detalladamente el análisis integral de las geoformas. Luego se realizan algunos análisis breves sobre los términos geomorfológicos básicos, que deben ser necesariamente de naturaleza descriptiva, y basándose en los fundamentos de la desintegración de las rocas y el transporte, el autor vuelve a su interés particular: la erosión de las corrientes, donde introduce un gran número de novedades e importantes hallazgos científicos. Es así como sus enseñanzas, algunas veces, se oponen fuertemente a los puntos de vista climatogeomorfológicos de Büdel. Efectivamente, Louis adscribe la mayor acción del modelado a la erosión fluvial, mientras que Büdel insiste en la preponderancia de la erosión laminar como agente geomorfológico en los trópicos. Por otra parte, proporciona un examen crítico y una discusión detallada de las teorías de Büdel sobre la doble peneplanización. La topografía cárstica, geoformas glaciales, acción morfogenética del viento, morfología litoral, geomorfología submarina y geomorfos volcánicas son tratadas a continuación. En cuanto al capítulo introducido en esta edición, suministra un sistema climatogeomorfológico e investiga las fuerzas del modelado que se desarrollan en las diversas regiones climáticas. De ese modo, Louis distingue las siguientes regiones sobre la base de las asociaciones de geoformas que son principalmente el resultado de factores climatogeomorfológicos: 1) regiones polares y subpolares; 2) latitudes medias húmedas; 3) subtropicos húmedos y semihúmedos; 4) regiones tropicales con lluvias estacionales; 5) trópicos húmedos y 6) regiones semiáridas y áridas.

Este esquema excluye el efecto del relieve representado por una cadena montañosa en las diversas zonas climáticas y todas las geoformas asociadas con las líneas de costa.

Una extensa bibliografía, agrupada al final de la obra, proporciona una rápida guía de la literatura geomorfológica más importante, teniendo en cuenta las publicaciones de diversos idiomas, hecho que merece ser subrayado y apreciado. Un índice de las localidades facilita el uso de este libro de texto que resulta un manual importante, especialmente para geógrafos y geólogos. A manera de apéndice, las fotografías, algunas notables, se agrupan en un fascículo acompañadas de sus comentarios científicos. Un mapa general, fuera de texto, muestra el relieve de la Tierra. Llama la atención que hayan sido dejadas de lado las fotografías aéreas, siendo tan conveniente habituar a los geomorfólogos en su observación desde los comienzos de su formación.

Aun cuando el texto puede resultar un tanto denso, por la rareza de esquemas y croquis simples, particularmente necesarios para los principiantes, la obra tiene sólidas cualidades que permiten compararla ventajosamente con otros manuales conocidos. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.*

CORRIGENDA

En el trabajo del señor Juan Carlos Mirré, *Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: La Sierra de Valle Fértil, Provincia de San Juan, República Argentina* (N° 1, Enero-marzo, 1971), se ha deslizado el siguiente error que se corrige.

En la foto 1, página 117, se invirtió la fotografía. Individuo grande de almandinopiro a la izquierda y cristal de sillimanita a la derecha.

ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 10 DE JUNIO DE 1971
EN LA IMPRENTA CONI S. A. C. I. F. I., PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

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

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente* (en uso de licencia): DR. CARLOS D. STORNI;
Vicepresidente (a cargo de la Presidencia): DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario*: DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero*: DR. J. C. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales*: DR. HORACIO H. CAMACHO, BERNABÉ J. QUARTINO, ENRIQUE LINARES; *Vocales Suplentes*: DR. JUVENAL ZAMBRANO, LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA, DR. JORGE SCALABRINI ORTIZ.

DIRECTOR DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI.

COMISION DE LA REVISTA: La integran todos los miembros de la C. D. y aun puede recurrirse a consocios por especialidad.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

1) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones:

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a, b, c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; título completo de la obra; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

Toda correspondencia para la Asociación Geologica Argentina, deberá ser dirigida a

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos. — C. D.

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con
aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro
DEVONICO por Dr. G. Furque
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda
JURASICO por Geól. O. C. Schauer
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y
C. I. C. de Ferrariis
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Posta.

Casilla de Correo 5047

Toda 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.