

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIII - Nº 1
Enero - Marzo
Buenos Aires 1978

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

(1977-79)

Presidente: DR. NORBERTO MALUMIÁN; *Vicepresidente:* DR. CARLOS L. AZCUY; *Secretaria:* DRA. MILKA K. de BRODTKORB; *Tesorero:* DR. VICENTE MÉNDEZ; *Vocales titulares:* DR. VICTOR A. RAMOS, DR. RICARDO VARELA y LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI; *Vocales suplentes:* LIC. MATEO A. TURIC, LIC. JUAN V. FLOSKIEWICZ y LIC. ROBERTO M. SARUDIANSKY.

REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. ROBERTO CAMINOS; *Coordinador:* LIC. FRANCISCO E. NULLO.

EDITORES RESPONSABLES

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. CARLOS GORDILLO, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. MARIO TERUGGI, DR. JUAN CARLOS M. TURNER y DR. MARCELO R. YRIGOYEN.

DELEGADOS EN EL INTERIOR

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

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

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

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Río de Janeiro
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492
Dr. Oscar Róster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo
Chile: Dr. Reynaldo Charrier, Departamento de Geología. Casilla 13518, Correo 21, Santiago de Chile
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morigo, Ministerio de Obras públicas y Comunicaciones, Oliva y Alberdi 5 piso, Casilla de Correo 1662. Asunción
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.
Bolivia: Dr. Arturo Castaño, Casilla Correo 96, La Paz.
Venezuela: Dr. Oscar Odreman R., Dirección de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Centro Simón Bolívar, Torre Norte, piso 19, Caracas.

LAS FORMACIONES DE EDAD SILURICA EN EL NOROESTE ARGENTINO, (PROVINCIAS DE JUJUY Y SALTA)

BELARMINO ANTELO °

° Sector Geotécnica, Agua y Energía Eléctrica, Buenos Aires.

Resumen

Se describen detalladamente localidades con afloramientos silúricos en el ámbito de las Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental en el noroeste argentino. Las Formaciones Zapla y Lipeón fueron estudiadas desde el punto de vista de su composición litológica, espesores, posición estratigráfica, extensión, correlación, origen y edad.

La Formación Zapla es una pefita mediana, polimíctica, con espesores variables entre 0,60 y 2.000 m, que se extiende desde el Perú hasta el norte argentino, por unos 2.000 km de norte a sur. Su edad es llandoveryana.

La Formación Lipeón está compuesta por psammitas finas y pelitas divididas en dos Miembros, Ferrífero y Pelítico; tiene un espesor total de hasta 1.600 m y se extiende desde Puesto Viejo en la Argentina hasta Tarija en Bolivia. Su edad es llandoveryana a wenlockiana.

Introducción

Las consideraciones que se expresan en el presente trabajo son el resumen de las conclusiones efectuadas por el autor en su trabajo de Tesis Doctoral, presentada en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

Las formaciones silúricas estudiadas se encuentran en las regiones morfoestructurales denominadas Sierras Subandinas y Cordillera Oriental, aflorando en las provincias de Jujuy y Salta, desde el límite internacional con Bolivia hasta unos 50 km al sur de la localidad de General Güemes. Dado que estas unidades se continúan en territorio boliviano, se ha de aportar aquí, información sobre las formaciones de esta edad en el sector sur de dicho país. La zona que abarca este trabajo está comprendida aproximadamente entre las coordenadas geográficas 22° y 25° de latitud sur y los 64° y 66° de longitud oeste de Greenwich.

En el ambiente de las Sierras Subandinas, las sedimentitas silúricas se hallan expuestas en los flancos de los braquianticlinales que componen esta provincia morfoestructural. Los mejores afloramientos de

Abstract

Every Silurian locality in the Subandean and Oriental basins of Northwestern Argentina are specifically described. In the same way, Zapla Formation and Lipeón Formation were described from the point of view of lithologic composition, thickness, stratigraphic position, extension, correlation, origin and age.

Zapla Formation is a polymictic medium pefite between 0,60 and 2.000 m thick, extending from Perú to Northwestern Argentina. The age is Llandovery.

Lipeón Formation consists of fine psammites and pelites, divided in two members: Ferriferous and Pelitic Members, with a total thickness of 1.600 m in Mecoyita. It spreads from Puesto Viejo in Argentina to Tarija in Bolivia. The age is Llandovery and Wenlockian.

las rocas mencionadas están casi siempre expuestas en las quebradas que disectan los flancos de la estructura indicada.

Los ejes de las estructuras de las Sierras Subandinas están orientados, generalmente, en dirección norte-sur, y delimitan valles longitudinales que, desde el punto de vista estructural coinciden con los sinclinales respectivos.

Para la ubicación de los lugares propicios, para efectuar los trabajos de campo, se utilizaron las cartas geográficas del I.G.M. La Quiaca, Tartagal, Salta y Monte Quemado, en escala 1:500.000; mapas y planos de la bibliografía conexas, algunos gentilmente cedidos por la Dirección de Fabricaciones Militares con asiento en Palpalá (Jujuy), y otros similares de la Dirección Provincial de Minería de Salta.

La compilación de los datos colectados en el campo, los obtenidos en el laboratorio y el análisis de los problemas planteados en la amplia bibliografía existente, ha permitido esta contribución al conocimiento geológico de las rocas de edad silúrica en este sector del país.

This One



N4F3-CLH-2EP9

Agradecimientos

En la realización de los trabajos de campo se contó con la colaboración de los Licenciados Rubén Moreno, Miguel Greco y Cayetano Fusari, con quienes se discutieron problemas de campo. En las descripciones y clasificaciones de las rocas y fósiles los Doctores M. de Mariñelarena, J. Scalabrini Ortíz, E. Musacchio y N. Sabattini.

Colaboraron también los técnicos de petrografía, imprenta y fotografía y los señores Osvaldo Gomba y Jorge Mennucci, técnicos de la división de Paleozoología Invertebrados, del Museo de La Plata. A todos ellos se hacen extensivos los agradecimientos.

En forma especial se agradece al Doctor Arturo J. Amos, Profesor Asesor de Tesis. A los Doctores Alfredo J. Cuerda, Peter E. Isaacson y Arthur J. Boucot, con quienes se realizaron viajes a Bolivia y al Doctor Alberto Riccardi, que colaboró en la planificación y crítica del manuscrito de Tesis.

Se agradece también a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, que facilitó sus laboratorios, instrumentos, personal, y permitió efectuar el trabajo como parte de las actividades del autor que a la sazón se desempeñaba como investigador. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la Nación, que hizo posible el financiamiento del trabajo con un subsidio (N 4694/70) otorgado para este efecto.

Antecedentes

Varias circunstancias han influido en el interés de estudiar el Paleozoico del noroeste argentino, pero una, la económica, ha incidido posiblemente en su desarrollo desde el siglo pasado.

Entre los primeros investigadores que recorrieron la zona citamos a Brackebusch (1883), Bodenbender (1906) y Bonarelli (1921), quienes bosquejaron la estratigrafía del área, luego de haber recorrido las principales serranías de la región, sobre todo las serranías de Zapla, Calilegua, Lipeón, Santa Bárbara, Centinela, Maíz Gordo, del Gallo, San Antonio, La Lumbera y parte sur del territorio boliviano.

En la década del 30, las investigaciones realizadas para Y.P.F. y D.N.M. por Schlagintweit, proporcionaron un cúmulo de informaciones de importancia estratigráfica y económica, las que llegaron a conocerse en

más de una decena de informes publicados y otros tantos inéditos, para las empresas estatales mencionadas.

Merece destacarse la importante colaboración de Hagermann (1933) sobre la geología de las sierras de Santa Bárbara, Centinela, Maíz Gordo y La Ronda. En la misma expuso las características sedimentológicas de las formaciones estudiadas y propuso una nueva nomenclatura para la estratigrafía local, la que no llegó a prosperar en el ambiente geológico.

Angelelli (1946) dio a conocer aspectos estratigráficos del flanco occidental de la Sierra de Zapla, en el sector actualmente ocupado por la mina 9 de Octubre.

Posteriormente los estudios petroleros y mineros de la región se fueron sucediendo con frecuencia, caracterizándose cada uno de ellos por descripciones detalladas de pequeñas áreas, especialmente los referentes a los estudios mineros efectuados por Fabricaciones Militares, en su afanosa búsqueda del banco ferrífero, base de la explotación del hierro utilizado en las fundiciones de Altos Hornos Zapla.

Además de los trabajos efectuados por Y.P.F. con objeto de buscar sus nuevos yacimientos de petróleo, especialmente en las formaciones silúricas, devónicas, carbónicas y cretácicas y, finalmente con los mismos fines económicos el Servicio Nacional de Geología y Minería está realizando labores de exploración con el objeto de ver la posibilidad de explotar la fósforita de las formaciones ordovícicas.

Otro estudio detallado fue el de Nieniewski y Wleklinski (1950), importante en el aspecto estratigráfico del flanco oeste de la Sierra de Zapla y Puesto Viejo.

En época más reciente, Ruíz Huidobro (1955), al estudiar las sierras del Gallo y Cresta del Gallo, propone la Formación Unchimé, designando como tal a las sedimentitas pelítico-arenosas de color gris oscuro que incluyen los bancos ferríferos.

Entre los estudios estratigráficos generales, caben destacar los efectuados por Turner (1960, 1964) durante el levantamiento geológico de las Hojas Geológicas La Quica y Santa Victoria. Entre ellos efectúa un minucioso estudio descriptivo de los afloramientos del Silúrico en la sierra de Santa Victoria, proponiendo el nombre de Formación Mecoyita para el denominado "Horizonte Glacial de Zapla" (Schlagintweit, 1942) y tomando como lugar tipo la quebrada homónima en el límite internacional

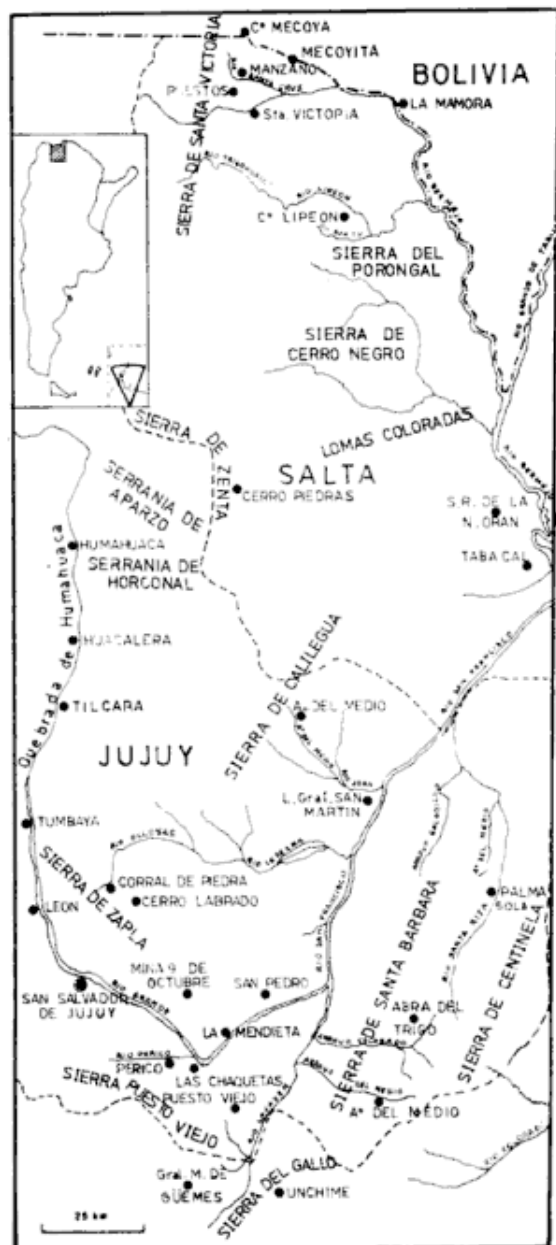


Fig. 1.— Mapa de ubicación de las localidades mencionadas en el noroeste argentino.

entre la Argentina y Bolivia. También propuso el nombre de Formación Lipeón a los 1.600 m de limolitas y areniscas oscuras suprayacentes a la Formación Mecoyita, reemplazando al denominado "Esquisto de Lipeo" (Schlagintweit, *op. cit.*).

El mismo autor (Turner, 1972) expuso un resumen sobre el conocimiento actual de las formaciones silúricas del país (trabajo presentado en 1969). En el mismo, sintetiza las principales áreas con formaciones de esta edad, sus relaciones estratigráficas, litológicas, zonas fosilíferas, condiciones ambientales, magmatismo y diastrofismo. Por otra parte el mismo autor (1972 b) asigna,

como rocas silúricas, aquellas intrusivas e hipabisales de las salinas Grandes y salar de Arizaro en la Puna, rocas muy poco estudiadas.

Trabajos de síntesis estratigráficas, fueron realizadas últimamente por Mingramm y Russo (1972) y Berry y Boucot (1972). Los primeros autores, en un fascículo de la Geología Regional Argentina, describen brevemente las formaciones silúricas en las Sierras Subandinas y Llanura chacho-salteña. Los dos últimos autores compilan información del Silúrico de América del Sur sobre la base de datos proporcionados por varios colegas sudamericanos. La parte correspondiente a Argentina fue descrita por Amos (1972).

Estratigrafía

I. RELACIONES GENERALES

El Silúrico de las Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental está representado por sedimentitas de origen marino, que han sido agrupadas desde antiguo en dos formaciones claramente distinguibles en el terreno: Formación Zapla y Formación Lipeón, respectivamente. En el cuadro estratigráfico del noroeste argentino se han utilizado varias denominaciones para designar a estas unidades. Así, a la Formación Zapla se la conoce igualmente como "Horizonte glacial de Zapla", Tilita Zapla o Formación Mecoyita; mientras que a la Formación Lipeón se la conoce también como "Areniscas amarillentas", Formación Zapla, Formación Cachipunco o Formación Unchimé.

Desde el punto de vista litológico las citadas unidades constituyen el testimonio sedimentológico de distintos ambientes de deposición. La Formación Zapla constituida por una psamita gruesa, a veces psefitica, se relaciona con un ambiente de alta energía; en cambio, la Formación Lipeón, caracterizada por pelitas y psamitas finas, en relación 1:4, indican, por el contrario, un ambiente de menor energía respecto a la anterior.

II. DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

1. Formación Zapla

a) *Diagnosis.* Con este nombre se designa en el presente trabajo a un conjunto de conglomerados y psamitas gruesas, cuarzosas, de color gris oscuro y pardas amarillentas

por meteorización, de espesores variables; en la mayoría de los casos no supera el medio centenar de metros. En relación discordante, esta Formación se apoya sobre las cuarcitas de la Formación Centinela (Ordovícico) y es cubierta, a su vez, por las pelitas de la Formación Lipeón (Silúrico) que afloran en ambos flancos de la sierra de Zapla.

b) *Distribución.* Las sedimentitas de la Formación Zapla afloran en la sierra de Puesto Viejo, en aquellos sectores donde la red de desagüe local ha disecado a los depósitos suprayacentes de la Formación Lipeón, como sucede, por ejemplo, en ambos flancos de la cañada Agua Salada, cañada Mamani y en el Sector A - Block 12 (Red de identificación de Fabricaciones Militares), cañada de los Leones y cañada del Yuchán. En estos tres últimos sectores, los afloramientos de la Formación Zapla constituyen una franja continua, donde se reconocen únicamente los niveles superiores de esta Formación. Dentro de la misma área los sedimentos de la Formación Zapla afloran en relación con un sistema de fallas que han dividido a los estratos del Paleozoico en bloques menores. Tal es el caso del sector denominado Cañada de los Leones, a 500 m al norte de la anterior cita, donde está expuesta la Formación Zapla en todo su desarrollo, comprendida entre la Formación Centinela en la base y la Formación Lipeón en el techo.

También han sido reconocidas sedimentitas de esta formación en el subsuelo, en perforaciones inclinadas en el Socavón 2 de la Mina Puesto Viejo.

Luego vuelven a aparecer nuevos afloramientos en la región del Quemado, al sur de la sierra de Zapla. Estos afloramientos representan los más australes observados en esta sierra. De este sector y en dirección norte aflora un estrato continuo, el que se extiende en ambos flancos del anticlinal de Zapla, habiéndose observado en el arroyo La Trozada, arroyo Garrapatal y flanco derecho del río Negro, en el lado oriental de la sierra.

En el lado occidental se observó en el arroyo de Los Tomates, Mina 9 de Octubre. Abra del Mojón Blanco, río de Las Capillas, arroyo Tacanas, río Corral de Piedras, integrando una faja continua de dirección norte-sur, de unos 50 km de longitud.

Hacia el este se observan estas sedimentitas en el Abra del Trigo, sierra de Santa Bárbara, en los cortes efectuados al construir un camino local para la explotación de la madera por la empresa Celulosa del Norte.

Hacia el noroeste, en la sierra de Calilegua, en las cabeceras del arroyo del Medio, afluente del río Zora, se observan pequeñas lentes, que afloran entre los potentes estratos cuarcíticos ordovícicos y las limolitas de la Formación Lipeón.

En la sierra de Santa Victoria, entre el río Santa Cruz y el arroyo del Manzano, el camino de herradura de Santa Victoria a Mecoyita atraviesa delgados estratos de la Formación Zapla, los cuales se van haciendo más potentes hacia el norte hasta llegar a la quebrada de Mecoyita, donde tiene un espesor de 30 metros.

En la sierra del Candado, sobre el flanco izquierdo del río Bermejo, límite argentino-boliviano, frente al campamento de aforo de Agua y Energía Eléctrica de Argentina, afloran las sedimentitas típicas de la Formación Zapla, con un potente espesor de 600 metros.

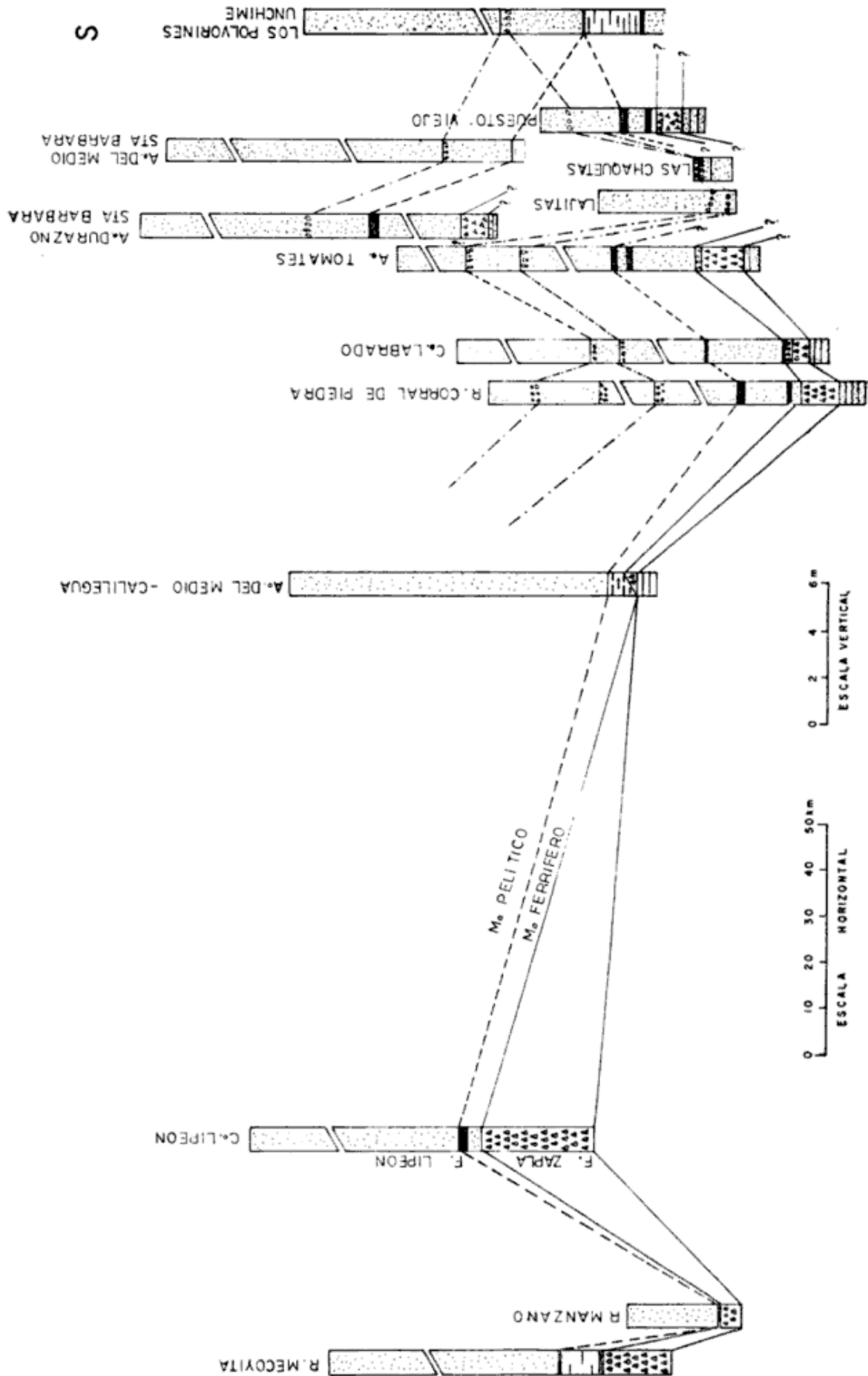
Otros afloramientos aparecen en las proximidades del km 25 de la ruta Bermejo-Tarija, en la sierra de Balapuca. La inaccesibilidad de las sierras entre los últimos afloramientos y la ciudad de Tarija, no ha permitido la observación detallada de esta unidad, y recién a 50 km de esta ciudad en el paraje denominado Jarcas-Negra Muerta, vuelve a aflorar con espesor uniforme de 40 a 50 metros.

Más al norte, en la sierra de Pojo (departamento de Cochabamba), se observa un pequeño afloramiento de 20 m de espesor entre las Formaciones San Benito (Caradociano) y Kirusillas (Ludlowiano).

En la estación de bombeo de Y.P.F.B. Sayari, en el km 78 de la ruta Cochabamba-Oruro, nuevamente entre las cuarcitas de la Formación San Benito y las lutitas negras de la Formación Kirusillas, afloran las características areniscas conglomerádicas y lutitas con clastos mayores aislados de la Formación Zapla, con un espesor de 80 m, llamada por los geólogos de Y.P.F.B. y Geobol, Formación Cancañiri (Cuerda y Antelo, 1973).

En un breve recorrido efectuado por el autor a las zonas de Siglo XX, Llallagua, Catavi y Unsía, en el departamento de Óru-

Fig. 2. — Distribución areal de las columnas estratigráficas.



ro, Bolivia, observó varios afloramientos de la Formación Cancañiri, cuyos espesores varían entre los 500 y 2000 metros. Finalmente en la localidad denominada Lequepalca, en el departamento de Oruro, se observan 100 m de esta Formación.

En la bibliografía se mencionan otras localidades en la zona que comprende este estudio. En la sierra de Santa Bárbara, Bellmann (1962) cita afloramientos de la Formación Zapla en los arroyos Agua Blanca, Pedregoso y Acherál; Schlagintweit (1942) señala en las cabeceras del río Lipeón, al sur de la sierra de Santa Victoria, un afloramiento importante.

Es interesante destacar el enorme desarrollo de la Formación Cancañiri citado por Lohmann (1961) en la localidad de Kilpani, a 10 km al norte de San Cristóbal (Potosí-Bolivia), como también los recientes descubrimientos de afloramientos correspondientes a la Formación Cancañiri en el río Inambarí, Sierras Subandinas del Perú. Estos afloramientos son los más septentrionales conocidos hasta el momento en el continente sudamericano (Dávila y Ponce de León, 1971).

c) *Espesores*. Los espesores son muy variables y, a continuación, se consigna una lista de valores medidos en distintas localidades:

1. 0,60 m, en el arroyo del Medio, afluente del río Zora, sierra de Calilegua.
2. 16,00 m, en el río Corral de Piedras, al norte de la sierra de Zapla.
3. 8,00 m, en el arroyo Tacanas, afluente del río de las Capillas, sierra de Zapla.
4. 25,00 m, en el abra del Mojón Blanco, a 1.600 m al norte de la Mina "9 de Octubre".
5. 8,00-10,00 m, en la cañada del Yuchán y cañada de los Leones, en el Centro Minero Puesto Viejo, sierra Puesto Viejo.
6. 8,00 m, en el arroyo del Manzano, en el Pucará de Santa Cruz, sierra de Santa Victoria.
7. 30,00 m, en quebrada de Mecoyita, sierra de Santa Victoria.
8. 600,00 m, en el corte del río Bermejo, sierra del Candado, límite argentino-boliviano.

En territorio boliviano los espesores medidos son los siguientes:

9. La Mamora, a 20 km al norte aproximadamente de Mecoyita: 50,00 metros.

10. Sector Jarcas-Negra Muerta, 50 km al norte de Tarija: 50,00 metros.
11. Río Pojo, departamento Cochabamba: 20,00 metros.
12. Cuesta de Sayari, camino Cochabamba-Oruro: 80,00 metros.
13. Lequepalca, camino Lequepalca-Oruro: 100,00 metros.
14. Eje del anticlinal de Llallagua: variable entre 1.300 y 1.500 metros.

d) *Litología*: El estudio realizado por el autor presente, en distintas localidades, permitió observar que las rocas constitutivas de la Formación son psamitas gruesas o psefitas finas con inclusiones de clastos mayores estriados, de hasta 0,20 m de diámetro lo más comunes, llegando a los 0,60 m los menos frecuentes.

El color es gris oscuro a gris verdoso, tornándose gris claro a amarillento por meteorización, sin estratificación, salvo lugares aislados, donde se observa una tenue selectividad del tamaño del grano y, en otros casos, la variación de coloración en bandas claras y más oscuras, como lo observado en un sector de la cañada del Yuchán en la sierra de Puesto Viejo. Otra característica es la desintegración esferoidal de la roca.

Se observaron en la sierra de Puesto Viejo y en la sierra del Candado, bloques aislados de arenisca incluidos en las psamitas.

En los perfiles de Corral de Piedra, en sierra del Candado, en la Argentina, y en Pojo y Sayari, en Bolivia, aparece un miembro pelítico intermedio, constituido por limolitas grises, finamente estratificadas. En el Mojón Blanco y en el arroyo Tacanas, en su parte superior, aparecen tres metros de un conglomerado polimictico, gris verdoso, con estratificación gruesa de 50 a 80 cm de espesor.

Investigaciones petrográficas efectuadas sobre la matriz de las psefitas permitieron observar que responde a las características de "wacke" cuarzosa, arenisca lítica gradando a cuarzosa y arenisca cuarzosa. Este tipo de sedimentita ha sido comprobado en los perfiles de las sierras de Zapla, Puesto Viejo y Santa Victoria, sobre material procedente de distintos niveles de las respectivas columnas estratigráficas.

En cambio, el análisis petrográfico efectuado en los miembros pelíticos de la Formación, en el río Corral de Piedra, indican una fangolita con clastos dispersos de cuarzo, subangulosos a subredondeados.

e) *Fósiles y edad*. No se han encontrado fósiles en las sedimentitas de la Formación

Zapla, pese a la detallada búsqueda efectuada al levantar los perfiles en las localidades de las provincias de Jujuy y Salta.

Los estudios palinológicos efectuados en los laboratorios de Palinología de la Facultad de Ciencias Naturales de La Plata y en el Departamento de Geología de la Universidad del Estado de Oregón (USA) no dieron resultados positivos sobre la presencia de polen o esporas. Sin embargo, Branisa (1969) cita el estudio efectuado en la Formación Cancañiri, donde encontró microorganismos del tipo *Leiofusa* Eisenak. También Vargas Córdoba (1970) menciona el mismo tipo de microorganismo en la Formación Cancañiri aflorante en la quebrada de Iruma, Oruro, Bolivia.

Antelo (1973), y Cuerda y Antelo (1973), han encontrado en el miembro pelítico de la Formación Cancañiri de Pojo y Sayari una fauna de invertebrados fósiles, constituida por restos de braquiópodos (*Strophodontidae*), trilobites (*Encrinurinae*), ostrácodos del género *Primitiella* y corales.

En consecuencia, si el equivalente lateral de la Formación Cancañiri, llandooveriano (según Antelo y Cuerda y Antelo, *op. cit.*) es la Formación Zapla en el noroeste argentino, la edad de ésta podría también ser llandooveriana (Silúrico inferior), o dentro de este entorno.

f) *Relaciones estratigráficas.* En las sierras de Puesto Viejo, Zapla y Calilegua, la Formación Zapla se apoya sobre las cuarcitas de la Formación Centinela (Caradociano). En Santa Bárbara no se ha observado su base, mientras que en la sierra de Centinela, sobre la Formación homónima, no se han encontrado sedimentitas típicas de la Formación Zapla.

En cambio, en la sierra de Santa Victoria, las relaciones son distintas pues se apoyan en sedimentitas de la Formación Santa Rosita (Tremadociano) y Formación Acoite (Arenigiano-Llanvirniano), en discordancia regional.

En Bolivia, en el perfil de Jarcas-Negra Muerta, la Formación Zapla se apoya sobre unas areniscas verdosas, con una fauna integrada por trilobites, iguales a los encontrados en las Formaciones Santa Rosita y Acoite. En Pojo y Sayari, sobre las cuarcitas caradocianas de la Formación San Benito, se depositan las sedimentitas de la Formación Cancañiri, mientras que en el anticlinal de Lllallagua no se observa su piso, porque en esa localidad esta Formación constituye el núcleo del anticlinal.

El techo de la Formación Zapla está cubierto, en la mayoría de los casos, por las limolitas de la Formación Lipeón.

En la sierra del Candado, una falla regional trunca el techo de la Formación Zapla, y sobre ésta se apoyan las sedimentitas de la Formación Las Peñas (Carbónico).

En Jarcas-Negra Muerta el techo de la Formación es un potente banco hematítico correspondiente a la Formación Lipeón de la Argentina. En cambio, en Pojo y Sayari es cubierta por las lutitas negras de la Formación Kirusillas. Finalmente, en Lllallagua, su techo son las areniscas de la Formación Lllallagua.

g) *Correlación.* Definida la Formación Zapla en su sección tipo de la sierra homónima, como un cuerpo sedimentario interpuesto entre sedimentitas caradocianas en la base y depósitos de la Formación Lipeón en el techo, se desprende en consecuencia, una estricta correlación con depósitos semejantes y de igual posición estratigráfica que afloran en las sierras de Puesto Viejo, Santa Bárbara, Calilegua y Santa Victoria.

También se pueden correlacionar las areniscas conglomerádicas que afloran en el río Bermejo, (sierra del Candado), La Madora (sierra de Balapuca) y Jarcas-Negra Muerta (Tarija, Bolivia).

Mingramm y Russo (1972), han comprobado la Formación Zapla en el subsuelo de la llanura chaqueña y en el norte de Santiago del Estero, en perforaciones realizadas por Y.P.F.

La Formación precitada puede ser correlacionable, en territorio boliviano, con la Formación Sacta (Branisa y Chamot, 1972). También es correlacionable con la Formación Cancañiri (Tournaure, 1960), del distrito de Lequepalca y Lllallagua, en Oruro, y Sayari y Pojo en Cochabamba y en el río Inambarí, al sur del Perú (Dávila y Ponce de León, 1971).

h) *Proveniencia del material sedimentario.* El estudio de los rodados presentes en la Formación Zapla, y el de los cortes delgados de los conglomerados de distritos niveles de la misma, han revelado la presencia de cuarzo, cuarcitas, psamitas, arcillas y esquistos.

El predominio de los clastos de cuarzo y cuarcita de las rocas componentes ha permitido inferir que tales elementos han provenido de las formaciones cámbricas y ordovícicas infrayacentes.

En el caso de tratarse de las formaciones cámbricas, se mencionan las correspon-

dientes al Grupo Mesón: Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc (Turner, 1960) para las áreas comprendidas en las regiones de la sierra de Santa Victoria.

En cambio, en las sierras de Puesto Viejo, Zapla, Santa Bárbara y Centinela habrían tenido, como principal fuente de proveniencia del cuarzo y las cuarcitas, la Formación Centinela (Ordovícico).

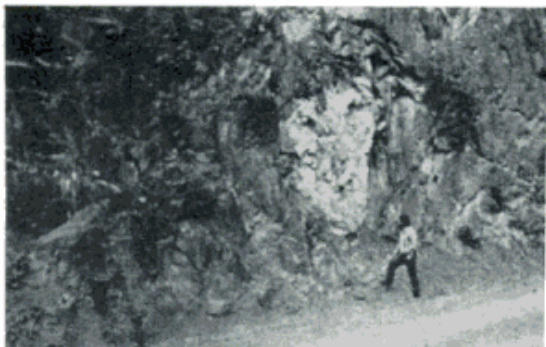
En Bolivia, en la Cordillera Oriental, tendrían como fuente de aporte la Formación San Benito, equivalente lateral de la Formación Centinela en la Argentina.

Los esquistos y granitos encontrados, pueden haber provenido de las Formaciones Cañaní y Puncoviscana, asignadas por Turner (1960) al Precámbrico. En Bolivia el aporte habría sido la Cordillera Oriental.

Los clastos de psamitas y pelitas pueden haber provenido en el área de Santa Victoria, Candado y Zenta de las Formaciones ordovícicas Santa Rosita y Acoite. En las sierras de Puesto Viejo, Zapla y Santa Bárbara de la Formación Mojotoro, también ordovícica.

Con respecto al transporte, es evidente que ha sido sumamente corto, ya que tanto los clastos de cuarzo y cuarcita se presentan escasamente redondeados, confirmado también por la presencia de clastos de psamitas, arcillas y esquistos muy inestables. Por último, los grandes bloques de cuarcita incluidos en la masa conglomerádica aseguran el corto transporte de las sedimentitas de la Formación Zapla (Nessosi, 1953, observó también estos grandes bloques de cuarcita en la Sierra de Santa Victoria).

i) *Origen y ambiente deposicional.* Schлагинтweit (1937, sugirió un origen glacial a las sedimentitas de la Formación Zapla. Más tarde Turner (1960) propuso una hipótesis glacio-marino para la misma. La ten-



Fot. 1. — Bloque de ortocuarcita incluido en las psamitas de la Formación Zapla. Río Bermejo, Salta.

dencia moderna, a partir de Turner (1964), hasta Cuerda y Antelo (1973), considera que se trata de diamictitas originadas por corrientes de gravedad, subácuas, de magnitudes excepcionales, en una cuenca geosinclinal inestable¹.

2. Formación Lipeón

a) *Diagnosis.* Se denomina Formación Lipeón a un potente paquete sedimentario de psamitas y pelitas, muy micáceas, de color gris oscuro y amarillentas por meteorización, de espesor variable, 600 m en el área tipo, que afloran a ambos lados del anticlinal de Zapla, entre las Formaciones Zapla (Silúrico) y Baritú (Devónico).

b) *Distribución.* La Formación Lipeón toma el nombre del cerro homónimo, en la región norte de la provincia de Salta. Quizá esta localidad no sea la más representativa y, tanto es así, que Turner (1960) prefirió describirla en la quebrada de Mecoyita, pues allí presenta una mayor accesibilidad, un espesor más representativo y además está exenta de vegetación.

Los afloramientos más australes de la Formación Lipeón se ubican en todo el complejo estructural de la sierra del Gallo, y está representada por lo que Ruíz Huidobro (1955) dio en llamar "Formación Unchimé".

Otros afloramientos un poco más al norte de los anteriores, son los de la sierra de Puesto Viejo, los que afloran en el campamento minero Puesto Viejo de Fabricaciones Militares. En el paraje denominado Las Chaquetas a dos kilómetros al este de San Juancito, de la misma sierra, aparecen nuevos afloramientos de la Formación Lipeón.

En la sierra de Zapla, los depósitos de la Formación Lipeón se distribuyen desde la localidad de Ocloya, en el norte por ambos flancos del anticlinal, hasta el corte del río Grande de Jujuy, al sur. Los afloramientos fueron revisados por el occidente de esta sierra en distintos valles transversales, entre los que citamos el río Corral de Piedra, el arroyo Tacanas, río de Las Capillas, abra del Mojón Blanco, Mina 9 de Octubre y Lajitas, en el codo del río Grande. En tanto

¹ En comunicación epistolar del doctor Crowell (Univ. Sta. Bárbara, California) al doctor Amos, confirma tal posición, luego de haber visitado en 1975 las localidades bolivianas citadas aquí.

que por el oriente fueron observados los afloramientos del río Negro, arroyo Garrapatal y La Trozada.

En las sierras de Santa Bárbara y Centinela también afloran potentes fajas de la Formación Lipeón (= Formación Cachi-punco).

En el arroyo del Medio, afluente del río Zora en la sierra de Calilegua, se levantó un perfil de las limolitas que cubren los conglomerados de la Formación Zapla. Estas sedimentitas fueron referidas por el autor presente a la Formación Lipeón por su semejanza petrográfica, posición estratigráfica y, además, por ser el único nexo entre los afloramientos de la sierra de Zapla en el sur, y los de la Sierra de Zenta en el norte.

En el cerro Piedra, de la sierra de Zenta, Russo (com. per.) indicó unos pocos metros de esta formación.

En la sierra del Candado, aparecen pequeños afloramientos muy dislocados de la Formación Lipeón; en tanto, en el río Bermejo no se han encontrado sedimentitas de esa Formación.

Amos (en Berry y Boucot, 1972) citó un afloramiento al este de Huacalera, en la quebrada de Humahuaca, indicado por Bellman en comunicación personal a este autor.

Finalmente, Amengual y Zanettini (1973) citan estratos de la Formación Lipeón apoyados discordantemente sobre las rocas ordovícicas y cubiertas concordantemente por rocas de la Formación Baritú entre las comarcas de Cianzón y Caspala (provincias de Salta y Jujuy).

c) *Espesores*. Los espesores medidos son variados. En muchos casos, esta variación se debe a que el techo está truncado por fallas, y en otros casos no se llega a medir la columna completa por no estar expuesta la base. A continuación se darán los siguientes datos obtenidos en el campo:

1. En el arroyo de Los Polvorines, afluente del arroyo Unchimé, sin conocer el contacto Zapla-Lipeón, se midieron 356 metros.
2. En el perfil arroyo del Medio, sierra de Santa Bárbara, afloran sólo 547 m, encontrándose la base de la Formación truncada por una falla.
3. En la sierra de Puesto Viejo, en el perfil de la cañada del Yuchán, el espesor registrado es de 55-60 m, pero en este caso un plano de discordancia regional limita el techo de la Formación.
4. Los afloramientos en la comarca Las

Chaquetas, al norte de la sierra de Puesto Viejo, es sólo un pequeño remanente de la parte cuspidal de la Formación, siendo factible medir sólo 18 metros.

5. En la zona surcada por el río Grande de Jujuy se registró un espesor de 70 m, que corresponden a los términos finales de la Formación, cuya base no aflora.
6. En el abra del Mojón Blanco (sierra de Zapla) se presenta uno de los perfiles más completos de la Formación, expuesta en todo su desarrollo, con 631 m de potencia.
7. En el arroyo Tacanas (cerro Labrado) la Formación se presenta igualmente completa con 800 m de espesor.
8. En el río Corral de Piedra, el techo de la Formación está afectado por una discordancia y sólo se midieron 482 m desde el contacto Zapla-Lipeón hasta la discordancia aludida.
9. En el arroyo del Medio, en la sierra de Calilegua, tampoco se llega a observar el contacto Lipeón-Baritú, pues una falla trunca el techo de la Formación y el espesor es de 212 metros.
10. En la sierra de Santa Victoria, aparece un afloramiento que se extiende por lo menos 20 kilómetros en sentido SSO-NNE donde se observa el contacto Zapla-Lipeón en toda su extensión, pero su techo está cortado por una falla regional, y las medidas que se efectuaron en dos localidades fueron completamente diferentes. Así, en el arroyo del Manzano, afluente del río Santa Cruz, sólo afloran 40 metros, mientras que en la quebrada Mecoyita, a 12 km al norte de esta localidad, Turner midió 1.600 metros.
11. Finalmente, en el cerro Lipeón, Schlagintweit (1942) midió unos 450 metros de sedimentitas, entre el "Horizonte Glacial de Zapla" y las "Cuarcitas de Baritú".

d) *Litología*. Con arreglo a su composición litológica, reconocida en la extensión de sus afloramientos, la Formación Lipeón puede dividirse en dos miembros, a saber:

- 1) Miembros Ferrífero inferior; y
- 2) Miembro Pelítico superior.

Estos dos miembros han sido reconocidos en todos aquellos afloramientos donde el desarrollo de la Formación es completa.

- I. El Miembro Ferrífero generalmente está constituido por uno o más bancos hematíticos, donde a veces se intercalan limolitas finas, micáceas, grises oscuras, frecuentemente con concreciones ferríferas de tipo esferoidal o discoidal. El máximo espesor medido es de 100 m en el perfil del arroyo del Medio (sierra de Santa Bárbara).
- II. El Miembro Pelítico está compuesto por limolitas y fangolitas micáceas, muy fraibles, grises oscuras, amarillentas por meteorización, con estratificación fina, sin estructuras sedimentarias. El máximo espesor medido es de 1.600 m en el perfil de la quebrada Mecoyita (sierra de Santa Victoria).

En el arroyo de los Polvorines, sierra del Gallo, el Miembro Ferrífero empieza con un conjunto de limolitas grises, de 50 m de espesor, sobre el cual se apoya el único banco ferrífero de hasta 30 m de potencia.

El Miembro Pelítico está constituido por una sucesión alternante de fangolitas y areniscas muy finas, estratificadas en bancos de dos a cinco centímetros de espesor.

En la sierra de Puesto Viejo, es importante destacar la variación particular de la litología de la Formación Lipeón. Esta Formación presenta en su Miembro Ferrífero las características que se detallan:

El Miembro Ferrífero está integrado por fangolitas micáceas, grises oscuras, estratificadas en bancos de hasta un metro de espesor. Los estratos se distinguen por una típica disposición tabular en sus planos limitantes, pero el rasgo que caracteriza este Miembro es la notable estratificación entrecruzada que se advierte en los primeros 25 a 30 metros. El tipo de estratificación entrecruzada es el de artesa.

Si bien no se efectuaron mediciones específicas orientadas hacia la determinación de las paleocorrientes con el objeto de obtener el área de aporte de estos sedimentos, debido a la exuberante vegetación que cubre la zona, y al espeso suelo que se desarrolla sobre esta Formación, se verificó sin embargo, que los ejes de las artesas están orientados en dirección norte-sur, llegando a ser de hasta 30 m el desarrollo transversal de las mismas.

Cabe destacar, en consecuencia, que en toda el área abarcada en estas investigaciones, las facies descritas sólo han sido observadas en la ladera oriental de la sierra de Puesto Viejo, próxima al emplazamiento mi-

nero de Fabricaciones Militares, y en un sector reducido en el perfil que aflora en el río Corral de Piedra, al norte de la sierra de Zapla. En este último caso, las artesas no superan los 2 m de desarrollo transversal. La amplitud de las artesas en Puesto Viejo varía entre 50 y 60 cm y en Corral de Piedra, entre 20 y 25 cm, como máximo.

Las características sedimentológicas que se mencionaron indican, en principio, una excepcional energía hidrodinámica en el ambiente de sedimentación; lo cual, a su vez, permite explicar las variaciones que dentro de la columna estratigráfica presentan los bancos ferríferos, objeto de explotación.

Se observa así, que en el perfil geológico expuesto en las cabeceras de la cañada del Yuchán, los estratos ferríferos se apoyan en el techo de la Formación Zapla. En cambio, en los afloramientos del frente de la bocamina del socavón 2, el estrato ferrífero se apoya directamente sobre las ortocuarcitas de la Formación Centinela. Por último, en la cañanada de los Leones el banco ferrífero se apoya sobre la Formación Zapla, mediando entre ellos un paquete de limolitas grises, cuya potencia ha sido medida en dos metros.

El Miembro Pelítico, con un espesor entre 20 y 30 m, se distingue litológicamente por una sucesión de limolitas grises-amarillentas, en las que se destaca su estratificación paralela. Constituyen, por lo tanto, el testimonio sedimentario de un ambiente de baja energía, en contraste con lo que fuera indicado para el Miembro Ferrífero.

En el arroyo del Medio, en la sierra de Santa Bárbara, afloran las fangolitas del Miembro Pelítico, caracterizándose por una sucesión de fangolitas y limolitas grises y blanquecinas, en estratos de 5 a 10 cm de espesor, perfectamente identificables.

A partir de los 220 m de la base aparecen pequeños bancos hematíticos y concreciones ferríferas, casi siempre conteniendo restos de trilobites, conuláridos y pelecípodos en buen estado de preservación.

Los perfiles observados a lo largo de la sierra de Zapla, en ambos flancos del anticlinal homónimo, presentan siempre las mismas características, por lo tanto se describen aquí los afloramientos del arroyo Tacanas, en la ladera occidental del cerro Labrado, por ser el más extenso de los medidos.

El Miembro Ferrífero empieza con un banco ferrífero principal, constituido por

		A R G E N T I N A										B O L I V I A		
		SANTA VICTORIA	ZAPLA	CALILEGUA	SANTA BARBARA	PUESTO VIEJO	SIERRA DEL GALLO	SAN JUAN	TARIJA	POJO	LLALLAGUA			
TECHO			F. BARITU (DV)				F. BARITU (DV)	F. TALACASTO (DV)	F. GAMONEDA (DV)	F. ICLA (DV)	F. CATAVI (SL-DV)			
										F. KIRUSILLAS				
SILURICO	LUDLO-KIANO							F. LOS			F. UNSIA			
	WENLOC-KIANO	F. LIPEON	F. LIPEON	F. LIPEON	F. LIPEON (CACHIPUNCO)	F. LIPEON (UNCHIME)	F. LIPEON	ESPEJOS	F. LIPEON		F. LLALLAGUA			
ORDOVICICO	VERIANO						?							
	FLANDO-VERIANO	F. ZAPLA	F. ZAPLA	F. ZAPLA	F. ZAPLA	F. ZAPLA		F. LA CHILCA	F. ZAPLA	F. CANCAÑIRI	F. CANCAÑIRI			
		F. ACOITE	F. CENTINELA	F. CENTINELA	F. CENTINELA	F. CENTINELA		F. LOS AZULES	F. ACOITE	F. SAN BENITO	NO DIFERENCIADO			

Fig. 3. — Cuadro de correlación estratigráfica.

fangolitas micáceas, macizas, de 1,60 m de espesor, con alto contenido de hierro.

Luego siguen 32 m de areniscas arcillosas micáceas, grises oscuras, amarillentas por meteorización, con estratificación fina, clastos aislados de cuarzo angulosos y abundante muscovita y biotita. Hacia arriba siguen 1,50 m de limolitas ferríferas, correspondientes al banco ferrífero secundario, de color pardo oscuro y estratificación gruesa.

El Miembro Pelítico está constituido, en su porción inferior, por areniscas cuarzosas micáceas, finas, grises oscuras, en cuyos primeros metros se intercalan lentes hematíticos pequeños. Espesor, 188 metros. Luego siguen 90 m de areniscas y limolitas micáceas, estratificadas en láminas, grises oscuras; en los últimos 20 m aparecen gran cantidad de restos de invertebrados fósiles y concreciones ferríferas y piritíferas.

Finalmente un potente paquete de fangolitas micáceas, finamente estratificadas, culmina la columna. Su espesor es de 320 metros. El contacto con las ortocuarcitas de la Formación Baritú es neto.

En el arroyo del Medio, afluente del río Zora (sierra de Calilegua) se inicia la Formación Lipeón con un paquete sedimentario de 10 m de espesor de fangolitas grises, intercaladas con pequeños bancos ferríferos, que en ningún caso superan los 30 cm de espesor. Esta sucesión corresponde a lo que denominamos Miembro Ferrífero.

Luego continúa el Miembro Pelítico, que es muy homogéneo en su litología, caracterizándose por la presencia de areniscas finas, micáceas, grises oscuras. En algunos sectores aparecen impregnadas con óxido de hierro y llevan concreciones ferríferas.

El perfil de la quebrada de Mecoyita, en la sierra de Santa Victoria, según Turner (1960, 1964), estaría constituido por tres



Fot. 2. — Miembro Ferrífero de la Formación Lipeón. Puesto Viejo, Jujuy.

miembros, siendo los mismos: Miembro Inferior de areniscas finas; Miembro Medio, fangolitas, y Miembro Superior nuevamente areniscas finas.

El autor presente ha dividido al Miembro Inferior en: Miembro Ferrífero, de 17 m de espesor, y los 1.600 m restantes como Miembro Pelítico.

e) *Fósiles y edad.* Los invertebrados fósiles recolectados son muy abundantes en cantidad de especímenes, pero no así en diversidad faunística, que es pobre.

El estudio palinológico efectuado de varias muestras de la base y del techo de la Formación Lipeón, dio resultado positivo, encontrándose abundantes microfósiles, entre los que podemos citar:

Veryhachium rhomboidium Downis.
Veryhachium reductum Deunff.
Leiofusa filifera Downis.
Micrhystridium cf. *eotonensis* Downis.
Baltisphaeridium brevispinosum var. *nanum* Deflandre.
Baltisphaeridium microcladum Downis.
Helio aranaides Cramer.
Desmochitina cf. *panzuda* Cramer.
Desmochitina cf. *cingulata* Eisenack.
Lophosphaeridium parvum Stock. y Vill.
 cf. *Ambistisporites avitus* Hoff.

Es de importancia el hallazgo de *Taonurus* sp., un tipo de alga que aparece en varios niveles de la Formación Lipeón.

Entre los braquiópodos encontrados citamos los siguientes:

Lingula sp.
Clarkeia antisiensis (d'Orb.)
Ancillotoechia cooperensis Amos y Noirat.
Heterorthella freitana (Clarke).
Harringtonina australis Boucot.
Protochonetes sp.
Stropheodonta sp.

De la misma manera los trilobites son abundantes en cantidad de especímenes, y casi en su totalidad se presentan en concreciones ferríferas en todos los perfiles observados:

Calymene blumenbachii Brongniart.
Dalmanitoides drevermanis (Thomas).
Trimerus kayseris (Thomas).
Thelecalymene palpebrata Antelo.
Acaste sp.

Finalmente son también muy frecuentes otros grupos cuyos representantes son los siguientes:

Conularia quichua Ulrich.
Deceptri: sp.
Tentaculites sp.
Nuculites sp.
Stylonema sp.

La presencia de los microorganismos citados, la de *Calymene blumenbachii* Brongiart, *Harringtonina australis* Boucot, *Heterorthella freitana* (Clarke) y *Stropheodonta* sp. indicarian que la Formación Lipeón tiene una edad llandoveryano-wenlockiana.

f) *Relaciones estratigráficas.* El límite inferior de la Formación Lipeón está dado por la Formación Zapla, salvo excepciones señaladas en Calilegua y Puesto Viejo donde en algunos sectores se apoya directamente sobre la Formación Centinela.

El techo está representado por agrupaciones de estratos de distintas edades geológicas

En el arroyo de Los Polvorines (sierra del Gallo) se advierte un pasaje gradual a las ortocuarcitas de la Formación Baritú (Devónico), mientras que en la sierra de Puesto Viejo son las sedimentitas de la Formación Yacoraite las que cubren a la Formación Lipeón.

El contacto más representativo entre las formaciones Lipeón y Baritú está expuesto en el valle del río Grande de Jujuy, a 3 km de La Mendieta, en el paraje denominado Lajitas, allí el pasaje entre las limolitas de la Formación Lipeón y las ortocuarcitas de la Formación Baritú es transicional.

En la Mina 9 de Octubre se hace difícil observar la transición, debido a los trabajos realizados por Fabricaciones Militares, pero sí es factible observar este pasaje en el flanco oriental del cerro Aserradero. Asimismo se observan las características anotadas en el camino abierto por Celulosa del Norte entre la localidad del Cucho y el cerro Labrado.

En el arroyo del Medio (sierra Calilegua), luego de una falla regional aparecen los conglomerados de la Formación Pirgua. Otro tanto ocurre en el arroyo del Medio y abra del Trigo en la sierra de Santa Bárbara donde por otro contacto tectónico la Formación Lipeón es cubierta por las areniscas de la Formación Lecho.

Finalmente, en el arroyo del Manzano y quebrada de Mecoyita, en la sierra de Santa Victoria, una falla regional inversa secciona a la Formación Lipeón en su techo, superponiéndose a ésta las sedimentitas ordovícicas de la Formación Santa Rosita (Turner 1960, 1964).

g) *Correlación.* Como se expresará en una nota posterior al presente trabajo, sobre la discusión de la nomenclatura estratigráfica de las Formaciones Zapla y Lipeón, y que será presentada para publicar en esta Re-

vista, la Formación Lipeón fue correlacionada anteriormente con las formaciones Cachipunco, de la sierra de Santa Bárbara (Fossa-Mancini, 1938; Padula *et al.*, 1967 Mingramm y Russo, 1972) y Formación Unchimé de la sierra del Gallo (Ruiz Huidobro, 1955).

El estudio sedimentológico y paleontológico de estas agrupaciones de estratos, indican que ambas poseen características semejantes y se las puede reunir en una sola unidad formacional.

Es posible correlacionar la Formación Copo descrita en el subsuelo del área de Santiago del Estero (en Mingramm y Russo, 1972), con la Formación Lipeón y también con la parte inferior de la Formación Michicola (en Padula y Mingramm, 1963) también del subsuelo del noroeste de la provincia de Salta.

En el subsuelo de la llanura chaqueña de Bolivia, en la localidad de Agua Salada Russo (1959) expresa que la Formación Lipeón está por debajo de la Formación Baritú en forma de pequeña cuña.

Si bien entre los elementos estratigráficos argüidos para establecer la equivalencia entre las Formaciones silúricas del noroeste argentino y la Precordillera sanjuanina son los bancos ferríferos, que aparecen intercalados en el techo de la Formación La Chilca y la base de la Formación Los Espejos, se ha de indicar que Cuerda (1971) refiere al Wenlockiano los primeros 100 m de la Formación Los Espejos, y los 300 m superiores al Ludlowiano.

En opinión del autor, la Formación Lipeón se puede correlacionar con aquellos primeros 100 m de la Formación Los Espejos. En cambio, los siguientes 300 m serían correlacionables con la Formación Kirusillas de Bolivia, tanto por la similitud litológica, paleontológica y cronológica. En ambos se han encontrado los graptolites *Monograptus uncinatus notouncinatus* y *Monograptus argentinus*, correspondiente a la Zona 33 de Elles y Wood, del Ludlowiano, según Cuerda (1969, 1971) y Cuerda y Antelo (1973).

Branisa y Chamot (en Berry y Boucot, 1972) proponen la denominación de Formación Kirusillas para las sedimentitas que yacen sobre la Formación Zapla en el área Tarija. El autor presente considera que estas sedimentitas son correlacionables con la Formación Lipeón de la Argentina, y no así con la Formación Kirusillas, pues ambas son completamente distintas en sus compo-

nentes litológicos, contenido paleontológico y edad.

En lo esencial, la Formación Kirusillas se compone de lutitas negras, no habiéndose observado bancos hematíticos en ninguno de los perfiles revisados. Su fauna está caracterizada por graptolitos, lingúlidos y pectinidos, siendo ludlowiana la edad (Cuerda y Antelo, 1973).

En cambio los afloramientos de Tarija están constituidos por lutitas y areniscas del tipo de la Formación Lipeón, con los típicos bancos hematíticos. Por otra parte, el contenido fosilífero está caracterizado por la misma fauna que se describe en el presente trabajo, cuya edad llando-veriana-wenlockiana ha sido inferida de su estudio.

También se la puede correlacionar a la Formación Lipeón con la Formación Llallagua, que aflora en el alto río Ichilo, río Sacta, Catavi-Huanuni y río Aco-Aco, entre Pairumani y Morococala (Bolivia).

Con reserva, y hasta que no se disponga de una mayor información, se correlacionan las sedimentitas de la Formación Lipeón con la sucesión de areniscas finas que yacen en la base de las denominadas Areniscas cerro Rincón de la localidad homónima, en la provincia de Salta (Aceñolaza *et al.*, 1972). Estas sedimentitas, cuyos afloramientos se encuentran a 10 km al este del límite internacional de Argentina y Chile, llevan una fauna de trilobites en mal estado de preservación y braquiópodos del género *Cryptothyrella* y *Conularia*.

h) *Ambiente deposicional*. Es escasa la información que se puede tener respecto de la procedencia del material que constituye las rocas de la Formación Lipeón. Solamente se puede inferir, sobre la base del estudio granulométrico de las sedimentitas, que fueron depositadas en un ambiente de energía menor que el correspondiente a la Formación infrayacente.

Con todo, el escaso redondeamiento que presentan los clastos de las psamitas, prueba que las mismas fueron rápidamente depositadas, no mediando en consecuencia un transporte prolongado.

La presencia de impresiones del alga *Taonurus* con la conservación de sus detalles morfológicos, en los perfiles de sierra del Gallo, Puesto Viejo, Santa Bárbara, Zapla, Calilegua y Santa Victoria confirman, igualmente, una deposición lenta.

No aparecen estructuras sedimentarias que permitan inferir sobre la dirección de las

corrientes, salvo el caso de las artesis observadas en la sierra de Puesto Viejo, que por las dificultades anotadas no se pudieron medir.

i) *Ambiente*. Las algas *Taonurus* han constituido verdaderos biostromas algales (Pettijohn, 1959), donde ésta es el único constitutivo biológico.

Por otra parte, es coherente la presencia de *Chondrites* en la parte alta del perfil de Lajitas, pues según A. Seilacher (com. pers.) estos vermes habrían vivido en fondos pelíticos de mares calmos, poco profundos y más bien cerrados.

Los braquiópodos y trilobites encontrados habrían vivido, preferentemente, en mares someros y de temperatura templadas hasta cálidas (Ager, 1967).

Las comunidades faunísticas de los depósitos silúricos de Gales y el Welsh Borderland, en Gran Bretaña, establecidas por Ziegler (1965), son comparables, en parte, con las de esta zona. Aunque aparentemente la fauna que representa a ambas comunidades no está caracterizada por las mismas especies, es casi idéntica.

Se ha comparado la comunidad de *Lingula*, estudiada en el perfil de Las Chaquetas y Lajitas, con la misma comunidad europea, encontrándose en los perfiles aludidos, además, los géneros *Clarkeia*, *Ancillotoechia*, braquiópodos éstos de la Superfamilia *Rhynchonellacea*, muy íntimamente ligados a *Camarotoechia*, fósil característico de la comunidad estudiada por Ziegler.

Los géneros *Deceptrix* y *Nuculites*, bien pueden reemplazar a *Nucula*, y *Chondrites* a *Cornulites* en la comunidad.

También expresa Ziegler que en esta comunidad son escasos los corales, crinoideos y trilobites; en estas localidades argentinas, solamente se encontraron algunos conuláridos aislados.

El desarrollo de la comunidad de *Lingula* se establece entre los 10 y 15 (Ziegler, *op. cit.*) en sedimentos de granulometría fina.

La presencia de hierro en la Formación Lipeón es atribuible a la sedimentación de compuestos del tipo leptocloritos, silicatos hidratados de hierro, aluminio y magnesio en estado coloidal. Angelelli (1946) expresó que tal sedimentación se produjo en cuencas marinas de tipo costanero, o sea de poca profundidad, y los coloides habríanse precipitado por efecto de la oxidación de la chamoisita, transformándose en hematita.

El oxígeno necesario para la oxidación fue quizá producido por organismos tales

como algas cianofíceas, o, en parte, precipitados por algunas sustancias que segregaban los vermes productores de galería tipo *Chondrites*. Este caso se puede ver en los *Chondrites* encontrados en el río Grande, que están rellenos en su totalidad por hematita.

Otros organismos que pudieron haber producido sustancias precipitantes de estos coloides, serían los conuláridos. Las conula-

rias encontradas en los perfiles de Las Chaquetas, Lajitas, Corral de Piedra y quebrada de Mecoyita, siempre están en concreciones ferríferas. Ager (1963) observó en Bohemia (Checoslovaquia), Normandía (Francia), Turingia (Alemania), Ougarta (Marruecos) y en las cercanías de Estambul (Turquía), que restos de *Conularia* aparecen íntimamente relacionadas con depósitos de hierro.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., J. L. Benedetto, M. Koukharsky, J. A. Salfity y O. Viera, 1972. *Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, Provincia de Salta (Argentina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (3): 345-346.
- Ager, D. V., 1963. *Principles of Paleocology*. McGraw-Hill, New York, 1-371.
- 1967. *Brachiopod paleocology*. Earth Sci. Rev. 3 (3): 157-179.
- Amengual, R. y J. C. M. Zanettini, 1973. *Geología de la comarca de Cianza y Caspala (Provincia de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (4): 341-352.
- Amos, A. J., 1972. (Véase Berry y Boucot, 1972).
- Amos, A. J. y S. Noirat, 1971. *A new species of Ancillotoechia from the Zapla Formation, Northern Argentina*. Smith. Contr. Paleont. 3: 139-142.
- Angelelli, V., 1946. *La geología y génesis del yacimiento ferrífero de Zapla, Mina "9 de Octubre" (Departamento Capital, Pcia. de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. I (2): 117-147.
- Antelo, B., 1973. *La fauna de la Formación Cancañiri (silúrico) en los Andes Centrales Bolivianos*. Rev. Mus. La Plata (n.s.) Secc. Paleont. 45; VII: 267-277.
- Berry, W. B. N. y A. J. Boucot, 1972 (ed.). *Correlation of the South American Silurian Rocks*. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 133: 1-60.
- Bodenbender, G., 1906. *Informe sobre una exploración geológica en la región de Orán (Provincia de Salta)*. Bol. Min. Agric. IV (4-5): 392-402.
- Bonarelli, G., 1921. *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincias de Salta y Jujuy)*. An. Min. Agric. Secc. Geol. Mineral. y Min. XV: 1-96.
- Brackebusch, L., 1883. *Estudio sobre la formación petrolífera de Jujuy*. An. Soc. Cient. Arg. XV: 19-54.
- Branisa, L., 1969. *El sistema Silúrico en Bolivia: Estratigrafía Fauna y Límite. I. El límite entre el Silúrico y el Devónico*. Bol. Soc. Geol. Boliv. 12: 22-70.
- Branisa, L. y Chamot, 1972. (Véase Berry y Boucot, 1972).
- Cuerda, A. J., 1969. *Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan, Argentina*. Ameghiniana VI (3): 223-235.
- 1971. *Monograpfen des Enter-Ludlow aus der vorkordillere von San Juan, Argentinien*. Geol. Jahrb. Bd. 89: 391-406.
- Cuerda, A. J. y B. Antelo, 1973. *El límite Silúrico-Devónico en los Andes Centrales y Orientales de Bolivia*. Act. V Cong. Geol. Arg. III. 183-196.
- Dávila, J. y V. Ponce de León, 1971. *La sección del Río Inambari en la faja Subandina del Perú y la presencia de sedimentitas de la Formación Cancañiri (Zapla)*.
- Fossa-Mancini, E., E. Feruglio y J. C. Yussen, 1938. *Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica*. Bol. Inf. Petrol. XV (171): 31-95.
- Hagermann, T. H., 1933. *Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Departamento de Santa Bárbara en la Provincia de Jujuy*. Bol. Inf. Petrol. X (107): 451-496.
- Lohmann, H. H., 1961. *Un nuevo método para la determinación de la dirección del movimiento glacial, aplicado al Horizonte Glacial de Zapla en el Gotlándico de Bolivia*. Petrol. Boliv. 3 (3): 33-41.
- Mingramm, A., y A. Russo, 1972. *Sierras Subandinas y Chacho Salteño*. En Leanza (ed.). *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs. Cba. 185-221.
- Nesossi, D., 1953. *Sobre la presencia del Horizonte Glacial de Zapla y de las areniscas ferríferas en el Departamento de Santa Victoria, Proc. de Salta*. Rev. Min. XXI (1): 6-14.
- Nieniewski, A. y E. Wleklinski, 1950. *Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (Provincia de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. V (4): 169-203.
- Padula, E. y A. Mingramm, 1963. *The fundamental geological pattern of the Chaco-Paraná Basin (Argentina) in relation to its oil possibilities*. 6th. World Petrol. Congr. Proc. Sec. 1, paper 1: 293-310.
- Padula, E. et al., 1967. *Devonian of Argentina*. Ins. Symp. Dev. Syst. II: 165-199.

- Pettijohn, 1959. *Sedimentary rocks*. Harper & Brothers. N. York. Trad. 1966 Rocas Sedimentarias. EUDEBA.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1955. *Tectónica de la Hoja Chicoana y Salta*. Asoc. Geol. Arg., Rev. X (1): 7-43.
- Russo, A., 1959. *Estructura y estratigrafía del área de Agua Salada*. Bol. Téc. Y.P.F. B. 1 (III): 13-35.
- Schlagintweit, O., 1937. *Observaciones estratigráficas en el norte argentino*. Bol. Inf. Petrol. XIV (156): 1-49.
- 1942. *La posición estratigráfica del yacimiento del hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y en Bolivia*. Rev. Min. Geol. y Miner. XIII (4): 115-127.
- Turner, J. C. M., 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Bol. Acad. Nac. Cs. Cba. XLI (2): 163-196.
- 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 2 c, Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy)*. Inst. Nac. Geol. y Min. Bol. 104, Buenos Aires.
- 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 2 c, Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy)*. Bol. 104, Inst. Nac. Geol. Min.
- 1972. *Silúrico*. Act. IV Jorn. Geol. Arg. II: 211-223.
- 1972 b. *Puna y Cordillera Oriental*. En Leanza (ed.) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs. Cba.: 91-142.
- Turneaure, F. G., 1960. *A comparative study of major ore deposits of central Bolivia; Part I and II*. Econ. Geol. 55 (2, 3): 217-255 y 574-606.
- Vargas Córdoba, E., 1970. *Estudio geológico del área de Llallagua. Hoja geológica nº 6236*. Bol. 12, Geobol.
- Ziegler, A. H., 1965. *Silurian marine communities and their environmental significance*. Nature 207 (4994): 270-272.

Recibido: setiembre 26, 1976.

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA INTRUSIVIDAD EN EL PALEOZOICO DE LA REGION EXTRAANDINA DEL CHUBUT

JUAN PEDRO SPIKERMANN *

* Fac. de Cs. Ex. y Nat. de la U.B.A. y Comisión Nacional de Energía Atómica.

Resumen

Este trabajo trata sobre parte del plutonismo granítico de la Patagonia extraandina del Chubut. Fueron visitados: la Granodiorita de la tapera de Burgos, el Granito de la Sierra de Tepuel (en la quebrada del arroyo Montesino), la Granodiorita de José de San Martín y se efectuaron, además, cortas visitas a la Tonalita del cerro Caquel, al Granito del Cordón del Putrachoique y a un pequeño afloramiento de granodiorita que se halla en las proximidades del empalme de las rutas nacionales Nos. 265 y 40.

Este plutonismo está representado por cuerpos de dimensiones aflorantes variables dentro del rango de stock, aunque el Granito de la Sierra de Tepuel alcanza dimensiones casi batolíticas. La composición general varía entre granito y tonalita pasando por términos intermedios. Son plutones completos y están acompañados por manifestaciones filonianas fundamentalmente de composición ácida y son considerados como de epizona y circunscriptos.

La edad de este plutonismo se considera ahora más joven de lo que se pensaba anteriormente. Las dataciones radiométricas (Cuadro I) aplicadas a parte de estas plutonitas indican un evento cretácico y otro terciario menos representativo. Además se infiere la existencia de plutonitas precarbónicas por la presencia de clastos de granito *s.l.* en los conglomerados de la parte inferior de la "Serie de Tepuel". Finalmente se citan determinaciones isotópicas de plutonitas de comarcas vecinas (Cuadro II) con el fin de hacer resaltar la idea, aún considerada especulativa, de "continuidad" en la actividad plutónica en el lapso comprendido entre el pre-carbónico y el terciario, en principio para la región extraandina del Chubut.

I. Introducción

El presente trabajo corresponde al resumen de los capítulos II, III, IV, V y VII de la Tesis Doctoral que el autor presentó ante las autoridades de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Los estudios geológicos de campo fueron realizados en tres campañas, de 15 a 20 días de duración cada una, en los años 1968,

Abstract

The paper refers to granitic plutonism in extraandine Patagonia, Chubut Province, where the following units were recognized: Puesto de Burgos Granodiorite, Sierra de Tepuel Granite, José de San Martín Granodiorite and also brief studies were carried out on the Cerro Kaquel Tonalite, Cordón del Putrachoique Granite and a small outcrop of granodiorite located in the neighborhood where national routes N° 265 and 40's cross.

This plutonism is represented by outcrops of variable size in the stock rank, although the Sierra de Tepuel Granite reaches more or less batholithic dimensions. General composition varies between granite and tonalite passing through medium terms. They are complex plutons and are accompanied by dikes basically of acid composition and which are considered as *epizonal* and circumscribed.

The age of this plutonism has been altered and is now considered to be younger than thought previously. The radiometric dating (Table I) of samples of these plutonites show a Cretaceous event as well as a Tertiary, although less representative. The existence of Pre-Carboniferous plutonites is suggested by the presence of granite clast *l.s.* in the conglomerate of the lower part of the "Tepuel Series". Finally, isotopic determinations (Table II) on plutonites of the neighborhood are mentioned with the object of pointing out the idea, yet considered speculative, of "continuity" of plutonic activity in the lapse of time which goes between the Pre-Carboniferous and the Tertiary age, in principle, for the Chubut extraandine region.

1969 y 1970 respectivamente. Durante estos lapsos fueron visitadas las distintas localidades que se citan en el texto y fueron recorridas a pie, salvo en ocasiones que se hizo a lomo de caballo. En la mayor parte de los casos los afloramientos son aislados y los contactos están cubiertos, generalmente, por una fina capa detrítica que dificulta su observación.

Los mapas originales fueron realizados en escala 1:5.000 (que luego fueron reducidos en gabinete) con un telémetro marca Wild de 50 cm de base con cabezal tipo teodolítico (se aclara que en el momento de ser realizado el mapeo no se contaba con fotografías aéreas de las zonas estudiadas, cuya utilidad hubiera sido de estimado valor).

II. Agradecimientos

El tema de estudio fue sugerido y el trabajo guiado por el doctor B. J. Quartino, a quien estoy muy reconocido no sólo por sus dotes de maestro en el campo de la geología sino también por sus valiosas apreciaciones en el campo de la moral.

También agradezco a M. L. Spadoni, R. A. Llorente y J. Loréfice, quienes me acompañaron en las tareas de campo y sin cuya ayuda me hubiera sido imposible realizar los trabajos de mapeo en las distintas localidades tratadas. A los señores J. Morelli y A. Massabié por las consultas petrográficas por ellos aclaradas. A los señores E. Amato y M. A. Bertolini por las preparaciones delgadas realizadas. Finalmente a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y a la Comisión Nacional de Energía Atómica por sus aportes económicos y logísticos; al Instituto de Geocronología Isotópica por las dataciones radimétricas realizadas y al Centro de Investigaciones de Recursos en Geología por el apoyo material prestado.

III. Ubicación general y localización geológica

El plutonismo aquí tratado se halla ubicado en parte de las serranías de la Patagonia extraandina del Chubut, dentro del área limitada aproximadamente al norte y noreste por la Ruta Nacional N° 25, al oeste por la Ruta Nacional N° 40 y al sur y sureste por la Ruta Nacional N° 265 (Ruta Provincial N° 19) (ver figura 1).

Los plutones visitados fueron: La Granodiorita de José de San Martín, el Granito de la Sierra de Tepuel en el corte natural de la Quebrada Montesino, el Stock de la tapera de Burgos, la Tonalita del cerro Kaquel ubicada al noreste de la Estancia La Mimosa, el Granito del Cordón de Putrachoique en las vecindades del establecimiento "Don Juan", y el pequeño afloramiento granodio-

rítico que se encuentra en las proximidades del empalme de las rutas nacionales Nos. 40 y 265.

Suero (1953, p. 51) se refiere al plutonismo de la zona extraandina del Chubut de la siguiente manera: "... Los sedimentos suprapaleozoicos han sido intruidos por un batolito granítico de posible edad triásica que ha proporcionado los rodados y bloques en el cerro Horqueta; en las zonas de contacto del granito con el Sistema de Tepuel, se observaron efectos termometamórficos marcados en sedimentos...". En el mapa publicado en el trabajo recién citado aparecen, entre otros, los plutones que se describen en el presente trabajo.

Posteriormente Stipanovic y Reig (1957) refieren también al Triásico estas manifestaciones plutónicas.

Más recientemente González (1972), estudió las sedimentitas de edad carbónica correspondiente a la Formación Las Ssalinas (equivalente a F. Pampa de Tepuel de Lesta y Ferrello, 1972, p. 609) y menciona a la intrusión granodiorítica (Stock de la tapera de Burgos) que se halla al S de la zona por él estudiada como de probable edad pérmica.

IV. Geología de un sector transversal del plutón de José de San Martín

La zona estudiada se halla ubicada a unos 7,5 km del pueblo de José de San Martín (departamento Tehuelches, provincia del Chubut), a mano derecha de la Ruta Nacional N° 265 yendo hacia Pampa de Agnía (figuras 1 y 2).

El cuerpo se extiende con rumbo N-S aproximado a lo largo de unos 10 Km, con un ancho promedio de 2 km (Suero, 1958). Estas dimensiones permiten asignarle la categoría de stock.

IV-1. CAJA DEL PLUTÓN Y SUS MODIFICACIONES DE CONTACTO. La caja del cuerpo granítico dentro del área mapeada está compuesta por rocas sedimentarias suprapaleozoicas (Suero, *op. cit.*) que han sufrido con distintas intensidades, en razón directa con la proximidad del cuerpo plutónico, efectos metamórficos de contacto. En las zonas próximas al plutón pueden observarse escasas venas "graníticas" del orden de los 15 cm de espesor que afectan a la caja.

La caja occidental es la de mayor variación litológica y ha permitido reconstruir,

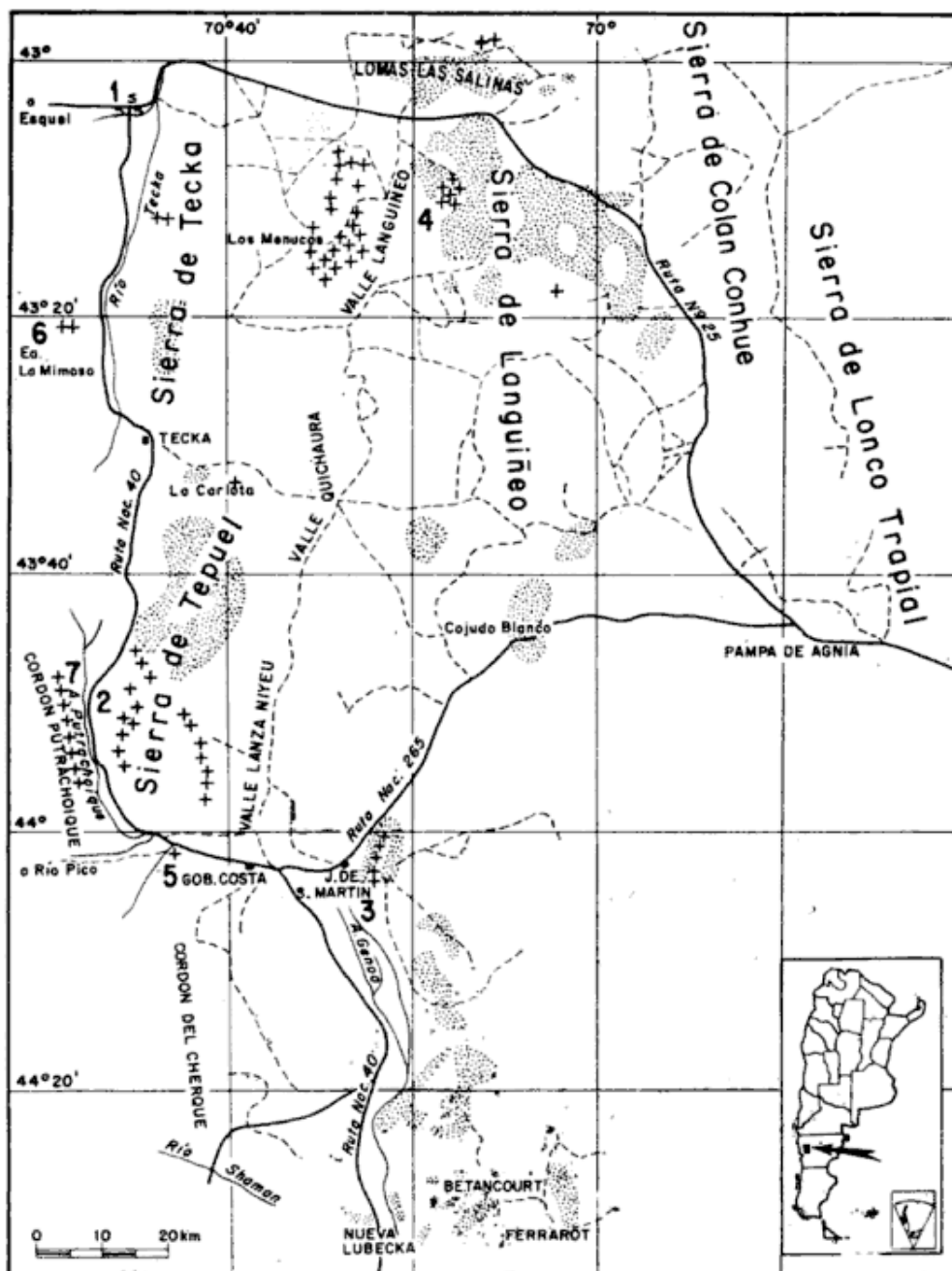


Fig. 1.—Plano parcial de la zona extraandina del Chubut. Según Suero, 1953.

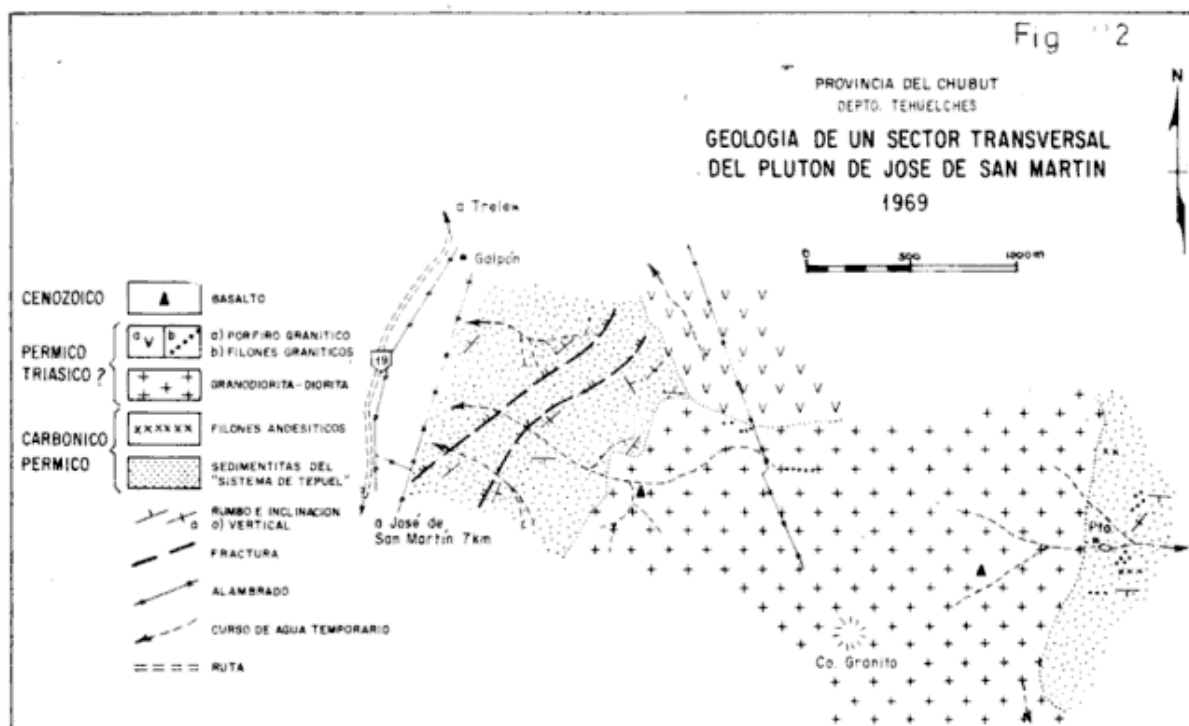
- zonas con afloramientos del Paleozoico sup.
- esquistos de Arroyo Pescado (Precámbrico?).
- +++ Granito Preliásico.

1: Esquistos de Arroyo Pescado; 2: Granito de Tepuel; 3: "Granito" de José de San Martín; 4: "Granito" de la Tapera de Burgos; 5: Granodiorita; 6: Granodiorita del cerro Kaquel; 7: "Granito" de Putrachoique.

en forma parcial, la sucesión estratigráfica local.

Las rocas más antiguas son pelíticas, de color verde grisáceo, compactas, de fractura astillosa a plana. No se conoce su base. Se hallan muy diaclasadas, lo cual enmascara, en parte, la estratificación. Suprayaciendo a estas pelitas areniscosas verdes descansan ro-

cas limo-arcillosas de unos 20 m de espesor, de color rojo claro a rojo violáceo, compactas, de partición según la estratificación, con intercalaciones de psamitas finas de coloración similar. Completan esta secuencia sedimentaria areniscas grises, con niveles conglomerádicos intercalados, bien litificados, de color gris claro, compactas, de fractura irre-



gular a algo subconcoide. En las superficies expuestas a la intemperie es común encontrar una fina pátina de óxidos de hierro que las recubre. Presentan estratificación entrecruzada.

En el terreno se ha podido definir, aproximadamente, una aureola metamórfica que acompaña al borde del cuerpo plutónico. El ancho aflorante es variable. Se caracteriza por su coloración pardo oscura, que resalta respecto de aquélla más clara de las rocas de caja que se encuentran más alejadas. Esta aureola es difícil de demarcar con cierto grado de precisión dado que los afloramientos son escasos y pequeños, teniendo en cuenta, además, que el límite exterior no necesariamente debe ser neto sino más bien transicional.

Mineralógicamente esta aureola se define por una marcada *biotitización*, *muscovitización*, *silicificación* y *feldespatización*? La presencia de *turmalina*, aunque con no tanta intensidad, tiene amplia distribución areal como la muscovitización, hallándose representada, además, tanto en las vecindades del contacto como en el reborde interno del plutón (ver figura 2, en Spikerman, 1976). La presencia de *clinopiroxeno* de origen metamórfico en una roca conglomerádica hornfelizada a escasos metros del contacto certifica la acción de temperaturas elevadas y presiones moderadas sobre la roca de caja (Williams *et al.*, p. 188), caracterizando,

por lo menos para el reborde más próximo al plutón, la facies *hornfelsica piroxénica*.

Otras características provocadas por los efectos de contacto son la recristalización y la formación de motas y nódulos. La primera a pesar de ser intensa, sobre todo en las partes proximales al plutón, no llega a borrar estructuras primarias de sedimentación (estratificación simple y estratificación entrecruzada); las motas y nódulos fueron detectadas en las pelitas rojas y están constituidas por óxidos de hierro y no fueron observadas en los bancos más areniscosos, en acuerdo, muy probablemente, a que las fracciones más finas han sido más sensibles al reordenamiento metamórfico. En las pelitas areniscosos verdes este mismo fenómeno está dado por la presencia de un fino moteado compuesto por un material de aspecto desvitrificado con algunos núcleos de cristalización incipiente.

La caja oriental, en cuanto a los efectos metamórficos, es similar a la caja occidental; aunque las características de los afloramientos, que son escasos, de dimensiones reducidas y cubiertos por una delgada capa de material detrítico hace dificultoso su estudio. El contacto propiamente dicho no pudo ser observado ya que, por lo menos en la zona mapeada, se halla cubierto.

Sin embargo la litología, el aspecto, y la coloración general de los detritos, similares al de la zona más próxima al contacto occi-

dental (aureola de contacto), hace suponer que el efecto metamórfico ha sido más extendido, probablemente debido a que el hundimiento del flanco oriental del cuerpo plutónico es más suave respecto del flanco opuesto.

IV-2. ERUPTIVIDAD. El orden de la secuencia eruptiva dentro del área estudiada se ha deducido fundamentalmente por criterios de intrusividad y efectos de metamorfismo de contacto.

Los *pórfiros andesíticos biotitizados* (biotitización atribuible a los efectos del metamorfismo de contacto del plutón) intruidos dentro de la caja oriental del stock, podrían representar uno de los términos más antiguos de la secuencia eruptiva del área. En consecuencia se los puede considerar como pertenecientes a una fase eruptiva pre-plutónica.

La fase principal plutónica está compuesta por rocas *granodioríticas biotítico-anfibólicas* con variación hacia términos *dioríticos anfíbol-titano-piroxénicos*.

Pórfiros graníticos-granodioríticos que intruyen tanto a la caja paleozoica como al plutón principal representa la fase tardío plutónica a post-plutónica.

Finalmente una entidad magmática totalmente independiente del conjunto anterior está integrada por escasos y pequeños afloramientos de *basalto olivínico*.

IV-3. FILONES DE PÓRFIROS ANDESÍTICOS. Manifestaciones de este tipo fueron observadas intruyendo la caja oriental de la plutonita de José de San Martín. Corresponden a dos diques del orden de dos metros de espesor cubiertos por abundante material de derrubio. Son rocas porfíricas de color gris verdoso. Microscópicamente muestran una pasta microgranosa compuesta por *plagioclasa*, *anfíbol* y *biotita* de probable origen metasomático. El *cuarzo* aparece en pequeños cristales de origen muy probablemente secundario.

En cuanto a las evidencias de intrusividad se cuenta solamente con la ausencia de estos pórfiros dentro de la plutonita. Aunque éste es un criterio negativo, apoya la idea de que los pórfiros andesíticos son anteriores al plutonismo.

IV-4. CUERPO PLUTÓNICO DE JOSÉ DE SAN MARTÍN. En el área estudiada el plutón presenta un ancho aflorante de aproximadamente 2 km (ver figura 2). El aspecto que presenta es masivo por ausencia de lineamientos internos, de relieve no muy marcado a pesar de que ocupa la parte central

de la serranía que se extiende al NE del pueblo de José de San Martín. La coloración dominante es grisácea con cambios de tonalidades rosadas y blanquecinas, cortado por escasos cuerpos y diques de pórfiros graníticos y basaltos. El diaclasamiento que lo afecta está dado por juegos que configuran particiones prismáticas cuboides que unidas a los efectos de meteorización provocan, en ciertos casos, disyunciones de tipo esferoidal.

En distintos sectores del plutón se pueden observar diferenciaciones oscuras dentro de la masa más regular. Estas diferenciaciones son de tamaños variados, oscilantes entre escasos centímetros hasta 0,5 metros. Sus formas normalmente son redondeadas, con excepciones por angulosidad; sus bordes no son muy definidos y su textura es granosa, distinguiéndose macroscópicamente de la roca hospedante fundamentalmente por la mayor abundancia de minerales máficos y por un menor tamaño de grano. Poseen composición diorítica. Resumiendo, estas diferenciaciones, que podrían considerarse como restos de caja incorporados (xenolitos), no guardan características primarias que las identifiquen con seguridad como tales.

Dentro del área estudiada, el cuerpo plutónico tiene composición granodiorítica con variaciones hacia términos dioríticos, y en menor proporción términos adamelliticos, dominando para ellos una textura granosa mediana. El término granodiorítico es de color gris claro, con tonalidades algo rosadas compuesto por: *plagioclasa* (andesina ácida a media), *cuarzo*, *feldespato potásico*, *biotita* y *anfíbol*. El término diorítico es de color gris claro con tonalidad verdosa, compuesto por: *plagioclasa* (andesina media a labradorita ácida), *anfíbol* y *clinopiroxeno*. Como mineral accesorio es significativa la abundancia relativa de *titanita*. En ciertos casos el piroxeno aparece en grandes placas que tienen continuidad óptica a modo de textura ofítica en relación con los cristales de plagioclasa contenidos. Este mismo modo de relación se observa en el par piroxeno-titanita.

IV-5. PÓRFIROS GRANÍTICOS-GRANODIORÍTICOS Y MANIFESTACIONES BASÁLTICAS. Manifestaciones de pórfiros graníticos-granodioríticos en forma de masas irregulares y diques afectan tanto a la caja paleozoica como al plutón granítico. Además un cuerpo filoniano, albitófiro, aparece intruyendo la caja oriental aguas abajo de la quebrada

donde se halla ubicado el puesto abandonado (figura 2). Estas rocas se destacan por su coloración más clara que sus cajas. Los filones o diques poseen espesores del orden de los dos metros con máximos de unos 4 m y mínimos de hasta 0,5 m, con corridas, en algunos casos, del orden de los 100 metros. Todos estos pórfiros son considerados petrológicamente como productos de un mismo evento magmático.

También se observan pequeños afloramientos de basalto, de decenas de metros. Muy probablemente corresponden a raíces efusivas de un ciclo eruptivo moderno, homologable al magmatismo basáltico olivínico del terciario-cuartario patagónico. Petrográficamente fueron determinadas dos variedades, una con fenocristales de plagioclasa y textura intergranular y otra con textura pilotáxica y/o subofítica.

IV-6. BREVE RESEÑA DE LOS RASGOS ESTRUCTURALES DE LA CAJA. Las características estructurales de la caja, por lo menos dentro de la zona estudiada, parecen estar vinculadas directamente con la tectónica producida por la mecánica de emplazamiento del plutón.

La caja occidental muestra en general una estructura homoclinal de rumbo aproximado NE, afectada por fracturas con arrumbamiento similar a la estratificación y al mismo tiempo acompañante del borde del plutón. Localmente, en las proximidades del contacto, se observan complicaciones estruc-

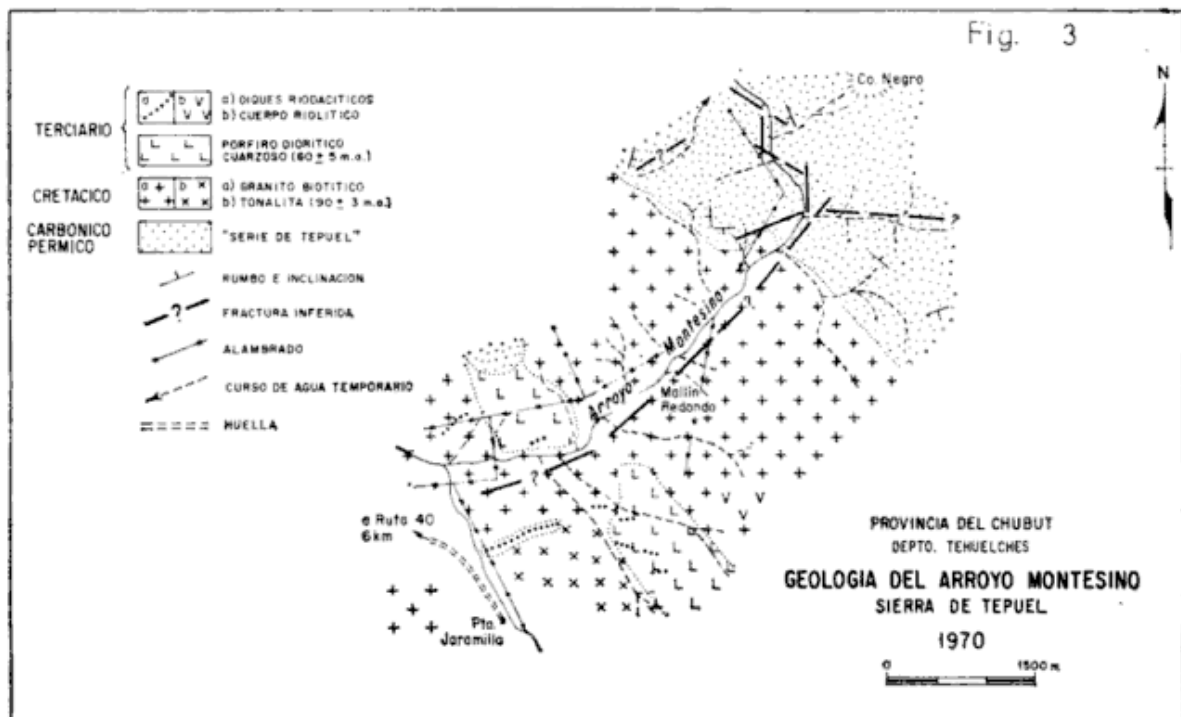
turales menores con rumbos dispares que no permiten hacer una reconstrucción estructural coherente. Algo similar ocurre en los afloramientos de la caja oriental, y mostrando un mayor acomplejamiento estructural en relación directa con la proximidad al cuerpo plutónico.

A las fracturas señaladas en la figura 2 se las interpreta como de muy alto ángulo debido a evidencias locales, donde se observa brechamiento o cambios bruscos de la inclinación de los estratos, tendiendo éstos a la vertical o a veces con gran inclinación hacia el cuerpo plutónico. Un suave plegamiento de tipo anticlinal fue observado con rumbo paralelo a la línea de fractura en el sector oeste de la zona estudiada.

El diaclasamiento de la roca de caja es intenso, especialmente en aquellas de fina granulometría, lo que complica la observación de la posición estructural de las mismas. En el borde oriental, los datos de los afloramientos considerados indican una importante dislocación, sin que sea posible interpretar un esquema del comportamiento estructural general.

V. Geología del arroyo Montesino (en el tramo que corta al granito de la Sierra de Tepuel)

El granito del arroyo Montesino que corresponde al plutón de la sierra de Tepuel



(figura 1), departamento Tehuelches, Chubut, aflora en el corte de dicho arroyo. Este tiene sus nacientes en el núcleo de la sierra y bisecta al cuerpo granítico con un rumbo aproximado E-O, a lo largo de unos 5 km en su flujo hacia el arroyo Putrachoique, colector principal del área. El acceso a la zona estudiada se realiza a la altura del kilómetro 1652 de la Ruta Nacional N° 40, sobre la mano izquierda yendo hacia Gobernador Costa; se recorren por camino de huella unos 6 km pasando, por el puesto Montesino, hasta llegar al puesto Jaramillo (ver figura 3).

Los cordones de Tepuel y Putrachoique, de arrumbamiento aproximadamente meridiano, se hallan separados por la depresión de probable origen tectónico delineada a lo largo de unos 120 km por los amplios valles de los ríos Tecka y Putrachoique, el primero en el tramo N-S con flujo hacia el N (cuenca del río Chubut) y el segundo con sus nacientes en la Pampa de Tepuel con flujo hacia el S (cuenca del arroyo Genoa). Este lineamiento margina al oriente la Sierra de Tepuel y su continuación natural hacia el N la Sierra de Tecka (figura 1). Responde muy probablemente a causas estructurales de orden mayor, viéndose favorecido dicho criterio por el paralelismo que guardan los accidentes geográficos que constituyen las sierras de Llanguineo, Colán Conhué y Lonco Trapial, ubicadas hacia el oriente una respecto de la otra sucesivamente.

V-1. CAJA DEL PLUTÓN Y SUS MODIFICACIONES DE CONTACTO. Las sedimentitas aflorantes en el cerro Negro, en las cuales se ha intruido el granito de la quebrada Montesino, son consideradas como pertenecientes al "Sistema de Tepuel" de Suero y no están dentro del alcance de este trabajo en el sentido de relacionarlas estratigráficamente en el mencionado sistema.

Estas rocas constituyen una sucesión de pelitas, psamitas y psefitas con rumbo aproximado NE y con inclinaciones variables entre 25° y 70° al SO.

Los efectos del metamorfismo térmico sufridos por la caja sedimentaria son evidenciados por *recristalización* y *neomineralización*. Dichos efectos van disminuyendo en razón directa a la lejanía con el contacto plutónico y han sido detectados por lo menos hasta distancias del orden de 1 km del mismo; esta magnitud no quiere significar que la aureola de contacto posea dicha extensión, ya que pueden existir apófisis

o protuberancias del plutón por debajo de la cubierta sedimentaria que extiendan este fenómeno.

De lo observado se desprende que la textura de las rocas hornofélicas varía entre granoblástica y lepidoblástica, a veces con motas micáceas. Desde el punto de vista mineralógico el metamorfismo se manifiesta principalmente por *silicificación*, marcada *biotitización*, *muscovitización* y en menor cantidad *turmalinización* con formación de *cordierita* en algunos casos.

V-1-a. SIGNIFICADO GEOLÓGICO DE ALGUNOS COMPONENTES CLÁSTICOS DE AFLORAMIENTOS CONGLOMERÁDICOS. Dentro del área de la caja del plutón de la Sierra de Tepuel en el arroyo Montesino, fueron hallados afloramientos aislados de rocas conglomerádicas y psamíticas gruesas cuyo aspecto composicional ígneo y metamórfico de algunos de sus componentes líticos se destacan aquí:

- 1) *Presencia de esquistos cuarzo-feldespático-biotíticos*: Estos fragmentos líticos indican la existencia, previa a la depositación de las sedimentitas del "Sistema de Tepuel", de un basamento leptometamórfico homologable, por ejemplo, a los esquistos de arroyo Pescado (ver Spikermann, 1976).
- 2) *Presencia de clastos de vulcanitas*: Aunque escasos, atestiguan la existencia de un vulcanismo previo o en parte a lo sumo sincrónico con la depositación de las sedimentitas del "Sistema de Tepuel". Un vulcanismo pre-"Sistema de Tepuel" fue ya verificado con el hallazgo de tobas intercaladas dentro de los esquistos de arroyo Pescado (Spikermann, *ob. cit.*).
- 3) *Presencia de plutonitas graníticas*: Los clastos graníticos representan una fase plutónica pre-carbónica ya sospechada por Suero y otros autores y ahora corroborada por Robbiano (1971), quien, dentro del ambiente que nos ocupa, describe al granito de Catreleo cubierto en discordancia erosiva por la Formación Menuco Negro, de edad carbónico-pérmica.

V-2. CUERPO PLUTÓNICO. Los afloramientos son de *granito biotítico*, masivo, sin lineamientos, de coloración gris amarillenta, en forma de bochones y crestas emergentes dentro del extendido y abundante material de derrubio que caracteriza a la región. Di-

chos afloramientos se prolongan al NE y SO del área estudiada constituyendo el batolito de Tepuel.

La presencia de inclusiones (en sentido amplio) de coloración más oscura es menos abundante que en el caso del plutón de José de San Martín. En general son más pequeñas, del orden de los 5 a 15 cm de diámetro en promedio, aunque también aparecen en tamaños mayores, de hasta 30 cm. Se distinguen de la roca que los contiene por el menor tamaño del grano y la mayor abundancia de minerales máficos; la composición es tonalítica.

Como se dijo más arriba, el plutón está constituido por un granito *biotítico*, no muy rico en biotita (prácticamente un leucogranito), con muy buenos ejemplos de desmezcla en los feldespatos alcalinos. En algún caso se ha visto que entre los granos de feldespato potásico suelen hallarse delgadas interposiciones de albita que contienen glóbulos o vermicillos de cuarzo, lo cual le da un carácter mirmequítico a la roca (serían las mirmequitas del tipo B de Quartino, 1958) siendo su origen considerable de acuerdo a lo que expresa el mencionado autor.

Una variedad muscovítica de granito, que aparece en la parte marginal del cuerpo en el sector NE de la figura 3, constituye un afloramiento, dentro del derrubio, de unos 40 m de diámetro aproximadamente. Este granito, además de modificaciones texturales sin importancia con respecto al granito *biotítico* y de un aumento en la cantidad de plagioclasa que le da un carácter *adame-lítico*, se caracteriza por un importante reemplazo muscovítico. En cierto modo se trata de un caso de greisenificación, porque hay sectores donde la muscovita sustituye hasta un 50 % de los feldespatos, en laminillas de variados tamaños y en algunos casos con disposición radial. Se interpreta a esta roca como resultado de una concentración marginal de agua y potasio, que ha producido una modificación endomórfica en el borde del plutón perfectamente acorde con la muscovitización registrada en la caja, que ha sido determinante de la inestabilidad de la biotita y del aumento del campo de estabilidad de la muscovita por el efecto del agua, como es conocido.

En el sector próximo al contacto, sobre la margen derecha del arroyo Montesino, aparecen venas micrograníticas gráficas disectando al cuerpo plutónico, con potencias

variables entre 20 y 50 cm y con un rumbo aproximado N 40° E, subverticales.

V-3. TONALITA. Esta tonalita, cuya edad calculada por el método K/Ar es de 90 ± 3 m.a., cretácica, introduce una variación composicional acentuada con respecto al granito. Se extiende sobre un área aproximada de 0,5 km² al E del arroyo Jaramillo, limitando al oriente con la *diorita cuarzosa* (ver V-4). Los contactos con esta última y con el granito no se observan, de manera que no se puede sacar una conclusión, sea estructural o petrogenética, en cuanto a las relaciones. Sin duda que hay un contraste litológico con el granito, lo suficientemente grande como para pensar en una intrusión independiente, sea como eruptividades no relacionadas o como integrantes de una intrusión compuesta. La diferencia sustancial con el granito, además del cambio de las proporciones de los minerales determinantes, o sea plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, estriba en la franca zonalidad de la plagioclasa y en la presencia de hornblenda. Esta diferencia se corresponde texturalmente con el desarrollo de una estructura hipidiomorfa bien definida.

V-4. CUERPO DIORÍTICO CUARZOSO. El cuerpo diorítico hipabisal intruye al granito del arroyo Montesino con un rumbo aproximado NNO, siendo disectado perpendicularmente en su entero espesor por el mencionado arroyo. Presenta forma alargada como de gran dique y aflora dentro del material de acarreo a lo largo de por lo menos 2,5 Km (con posibilidades de extensión hacia el NNO y hacia el SSE) con un ancho aflorante de 750 metros.

El cuerpo se observa desplazado, sobre ambas márgenes de la quebrada del arroyo Montesino, debido a los efectos de una falla, que tiene un arrumbamiento NE y determina el curso del arroyo mencionado (ver figura 3). Este desplazamiento puede significar que la falla es transcurrente, o que posee una componente horizontal, o bien que la falla produjo un movimiento vertical hallándose el cuerpo inclinado hacia el SO.

Los afloramientos en sí son escasos por la cubierta de material de derrubio que complica la observación directa, habiéndose, por lo tanto, definido sus límites en forma aproximada.

El cuerpo diorítico se destaca de la caja granítica por su coloración oscura y actúa morfológicamente como el límite que separa a dos bloques de plutonita, uno de mayor

relieve al NE y otro deprimido al SO, posición ésta que hace suponer que está alojado en una fractura que provocó tal contraste de relieve. Petrográficamente la composición, como se dijo, es *diorítica cuarzosa*, dentro de la cual la característica más notable es su variación textural que de tipo normal granoso pasa a porfírica y granosa muy fina, la que al igual que la variedad porfírica puede observarse bandeada y moteada. Estas variaciones texturales fueron determinadas en distintos afloramientos próximos, pero debido a la cubierta detrítica no ha sido posible establecer la relación o el pasaje de una a otra.

En cuanto a su edad, por el carácter de este tipo de cuerpo, cabe esperar su relación intrusiva respecto del granito, viéndose apoyado tal concepto por la edad calculada a partir de la relación isotópica K/Ar que dio 60 ± 5 m.a., paleocena. Asimismo, por razones de intrusividad la diorita es más antigua que los diques de composición ácida y mesosilícica que la cortan (ver V-5).

V-5. MANIFESTACIONES EFUSIVAS RIOLÍTICAS, RIODACÍTICAS, DACÍTICAS Y DIABÁSICAS. Diques y pequeños cuerpos efusivos hipabisales se hallan intruyendo la caja paleozoica, el plutón granítico y el cuerpo hipabisal diorítico. En su mayor parte son filones de rumbo aproximado E-O con espesores variables entre decenas de centímetros y decenas de metros. Se los agrupa en función de su composición de la siguiente manera:

- a) *Riolitas*.
- b) *Pórfiros riodacíticos y dacíticos*.
- c) *Diabasa*.

En cuanto a las vinculaciones de origen y edad de estas rocas poco es lo que se puede decir. En el campo no se han podido establecer relaciones directas entre ellas. Sólo se puede decir que son posteriores al granito y, por lo menos aquéllas de composición dacítica-riodacítica, posteriores al cuerpo hipabisal diorítico.

V-6. ESQUEMA DE LA SECUENCIA ERUPTIVA DE LAS PLUTONITAS DEL ARROYO MONTESINO. El siguiente cuadro sinóptico esquematiza la secuencia eruptiva interpretada para el "Granito de Tepuel" en el área del arroyo Montesino:

Fase post-plutónica	{	D. Cuerpos riolíticos, diques dacíticos, riodacíticos y diabasa. C. Diorita cuarzosa (60 ± 5 m.a.)
---------------------	---	--

Fase tardio-plutónica	{	Venas de microgranito
Fase principal plutónica	{	B. Tonalita-granodiorítica (90 ± 3 m.a.) A. Granito biotítico y su variedad marginal muscovítica.

La relación isotópica K/Ar de la *tonalita granodiorítica* da una edad radiométrica de 90 ± 3 m.a., cretácica (ver cuadro I). No se observa la relación de intrusividad con el *granito biotítico* (plutón principal); no obstante, se interpreta a la tonalita como una intrusividad independiente, posterior, que ubicaría al granito como más antiguo, estimándose no muy alejado en el tiempo y siempre dentro de una magmatismo cretácico. Al *granito biotítico* del Cordón del Putrachoique (VII-1) se le calculó una edad radiométrica de 81 ± 5 m.a., cretácica superior; esta edad induce a pensar en un desplazamiento local hacia el occidente del "foco" principal del magmatismo granítico de la Sierra de Tepuel.

V-7. CONSIDERACIONES ESTRUCTURALES. Dentro del área estudiada por lo menos son tres las etapas tectónicas locales que pueden ser inferidas:

- 1) La disparidad de los valores de rumbo e inclinación observados dentro de la caja paleozoica en las inmediaciones del contacto son interpretadas como efectos de la tectónica de emplazamiento del plutón. Disturbios estructurales semejantes fueron observados, también, dentro de la caja de los plutones de José de San Martín y de la tapera de Burgos. Debe admitirse a este respecto que estos efectos, si bien son locales, en el sentido de que se visualizan con mayor claridad en los lugares de emplazamiento de estas plutonitas, pudieron llegar a tener mayor alcance regional (por ejemplo en áreas de plutones no aflorantes) sobre la caja paleozoica provocando estructuras en bloques.
- 2) Una segunda etapa tectónica, o una reactivación de la primera, es la que puede estar relacionada con el emplazamiento del cuerpo hipabisal diorítico.
- 3) La fractura que desplaza al cuerpo diorítico sobre ambos márgenes del arroyo Montesino (figura 3), la brecha tectónica ubicada dentro de la caja cerca del contacto del plutón so-

bre la margen derecha del arroyo Montesino, los cambios bruscos de inclinación de las sedimentitas que se hallan al pie del cerro Negro y los sistemas de diques de rumbo aproximado E-O, configuran estructuras sobreimpuestas a las dos anteriores como producto de, por lo menos, un tercer evento tectónico.

VI. Stock de la tapera de Burgos

El plutón de la tapera de Burgos se halla ubicado en las serranías nordoccidentales de la sierra de Llanguiño, en el departamento Llanguiño, provincia del Chubut (figura 1). El acceso al mismo se puede realizar entrando, a la altura del kilómetro 2024 de la Ruta Nacional N° 25, por el camino de huella que se abre sobre la mano derecha yendo hacia Trelew. Dicha huella va hacia el S paralela a un alambrado a lo largo de unos 4 km; el camino se bifurca entonces y se toma hacia el SE recorriendo aproximadamente 8 km más, hasta llegar a la tranquera de la estancia Jones (ver figura 4).

VI-1. CAJA DEL PLUTÓN Y SUS MODIFICACIONES DE CONTACTO. Parte de la caja de este plutón la constituyen sedimentitas correspondientes a la Formación Las Salinas, de edad carbónica (González, 1972). Estas sedimentitas bordean en casi su totalidad al cuerpo plutónico, salvo en el sector nordoriental, que está ocupado en forma marginal por un cuerpo dacítico-riodacítico.

Los afloramientos están enmascarados por una delgada y extensa capa detrítica, como es común en toda la región. Son, en general, rocas psamíticas y pelíticas con colores que varían entre el pardo amarillento y el negro, con tonalidades grisáceas y verdosas, que han sufrido los efectos del metamorfismo de contacto. Estas sedimentitas en ciertos sectores presentan pliegues interestratales, estratificación entrecruzada y ondulitas. La disposición estructural, dentro del área estudiada, no es muy clara de acuerdo a lo mencionado más arriba. De todas maneras pareciera dominar un rumbo aproximado E-O con inclinación variable entre 10° y 35° al S. Sin embargo, aparecen estructuras con rumbo N-S en otros sectores de la caja y con inclinaciones de hasta 60° al E. Se puede pensar que la misma está disturbada tectónicamente en forma de bloques removidos entre sí y generados en gran medida

por los efectos intrusivos del plutón. Las sedimentitas, además de estar intruidas por el granito *L.s.*, se hallan afectadas por diques, cuerpos subvolcánicos, diferenciaciones pegmatíticas y venas de cuarzo.

Los efectos del metamorfismo de contacto están evidenciados por:

- 1) *Recristalización granoblástica.*
- 2) *Neomineralización* (biotita, muscovita, cuarzo, epidoto, turmalina, cordierita).

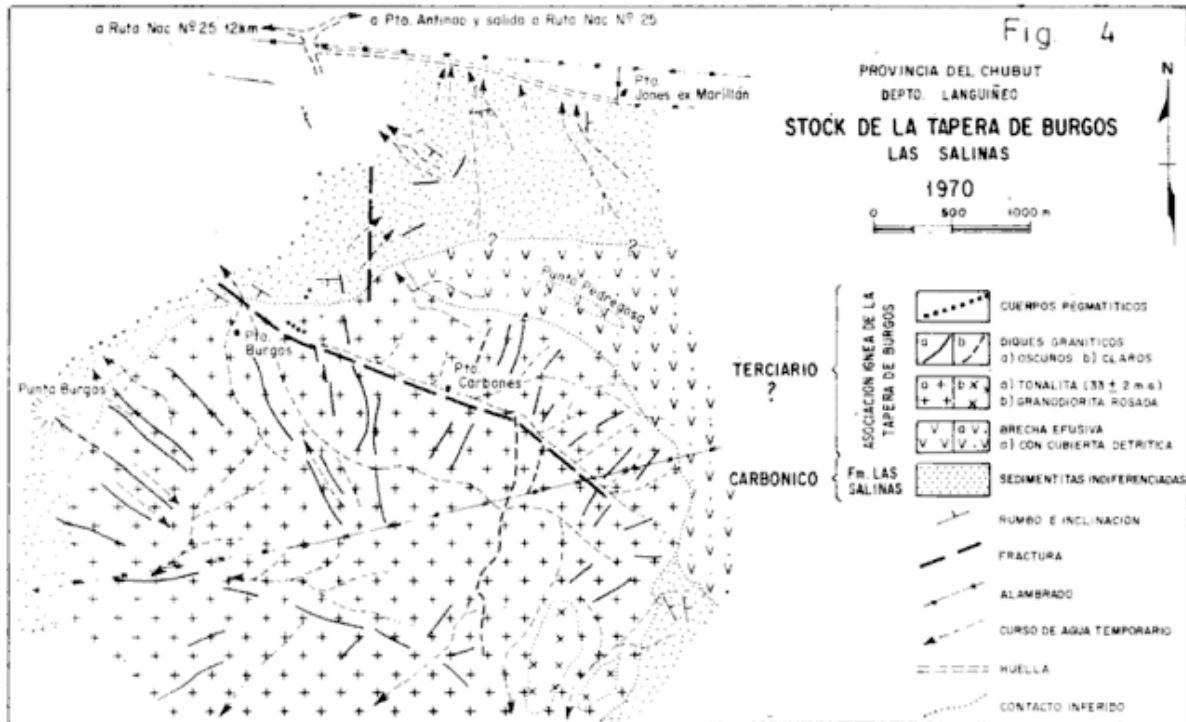
Estos efectos aparentemente se desarrollaron con disminución gradual en función a la lejanía con el cuerpo plutónico, ya que fueron observadas rocas con marcada *biotización* a distancias del orden de 1 km del cuerpo granítico y otras con efectos de contacto poco evidentes a distancias mucho más cercanas, del orden de los 90 m, respecto del plutón. Esto induce a suponer que el avance metamórfico fue selectivo y afectó con mucha mayor intensidad a rocas pelíticas, en acuerdo con el conocido criterio de que las rocas más finas y de variada composición mineralógica poseen una mayor sensibilidad metamórfica.

VI-2. ASOCIACIÓN IGNEA DE LA TAPERA DE BURGOS. Tres son los fenómenos eruptivos que caracterizan a la Asociación Ignea de la tapera de Burgos. Se los considera comagmáticos y emplazados en la siguiente secuencia:

- 1) Cuerpo semianular "dacítico-riodacítico" de la Punta Pedregosa.
- 2) Stock tonalítico-granodiorítico de la tapera de Burgos.
- 3) Sistema de diques radiales granodioríticos-riodacíticos-graníticos.

Estas relaciones de intrusividad unidas a la consanguinidad que las vincula, definen el carácter subvolcánico del stock. Dicho carácter permite enfocar el problema del mecanismo intrusivo de la asociación ígnea con un sentido puramente magmatista.

VI-2-a. CUERPO ERUPTIVO BRECHOSO SEMIANULAR DE LA PUNTA PEDREGOSA. En el sector nordoriental de la zona mapeada, rocas eruptivas oscuras constituyen parte de la caja del stock (ver figura 4). El afloramiento más conspicuo de estas rocas aparece en la cumbre de la Punta Pedregosa, altura dominante a lo largo de unos 500 m de filo. Los restantes afloramientos son de reducido tamaño y ocurren dentro de material de derrubio. Estas rocas ígneas intruyen a la Formación Las Salinas. Los contactos



son inferidos. Son rocas porfíricas de composición dacítica-riodacítica, en su mayor parte de color oscuro, casi negro, con tonalidades verdosas y con variaciones locales de color pardo amarillento. Su carácter brechoso se debe a la inclusión de clastos de vulcanitas provenientes de erupciones anteriores del mismo aparato, y metasedimentitas de la roca de caja sedimentaria. Microscópicamente la pasta se observa hornfelizada, carácter éste dado por: presencia de típica textura "sal y pimienta" compuesta por el intercrecimiento de pequeñas laminillas de biotita en un mosaico microgranular de cuarzo y feldespato alcalino, nidos de biotita con hornblenda verde intercrecida y epidoto asociado a veces a los fenocristales de feldespatos.

Es evidente el efecto metamórfico de contacto producido por el stock y por ende su relación temporal respecto del mismo. El metamorfismo sufrido es de igual grado que el de la caja sedimentaria. Petrográficamente este cuerpo semianular se podría considerar como consanguíneo con el plutón y pertenecientes ambos cuerpos a un mismo magmatismo.

VI-2-b. STOCK DE LA TAPERA DE BURGOS. Este cuerpo intrusivo, por sus dimensiones aflorantes, que no sobrepasan los 10 km², entra en la categoría de stock. Su diseño es circular con un diámetro del orden de los 4 kilómetros. Los afloramientos se encuentran deprimidos respecto de la caja

del plutón que lo encierra con altitudes mayores, configurando así una especie de hoyada con suaves lomadas internas.

El fenómeno más notable, que lo caracteriza, es la gran cantidad de diques oscuros que intruyen con una disposición de tipo radial. Muchos afloramientos exhiben forma de grandes bochones como efecto de disyunciones de tipo esferoidal acompañadas por *sheeting*.

El drenaje fluvial dentro del plutón es temporario y se realiza en dos direcciones. Una, la más definida, ocurre en el sector N y centro del plutón con pendiente hacia el O y NO. La otra lo hace en el sector austral y desagua hacia la extensa depresión que se encuentra al S, fuera de los límites de los afloramientos de la plutonita (figura 4).

El primer sistema de drenaje podría estar controlado estructuralmente por un fracturamiento de rumbo aproximado E-O, criterio que se vería apoyado por la falta de continuidad de ciertos diques sobre ambos márgenes de la quebrada y al mismo tiempo porque el curso principal de drenaje corta francamente los cuerpos filonianos. Los afluentes menores sí poseen un control de tipo estructural por parte de los diques.

Inclusiones de coloración más oscura aparecen exparcidas dentro del plutón. Estas son de formas más o menos esferoidales, con tamaños que oscilan entre escasos centímetros y 50 cm de diámetro. Su distribu-

ción es bastante homogénea dentro del plutón; poseen composición *diorítica a tonalítica*.

La coloración general de la granodiorita del stock es gris clara amarillenta, distinguiéndose en el sector SE una granodiorita gris rosada de cierta importancia. Esta roca más rosada no sólo se distingue por su coloración sino también por un marcado diaclasamiento de rumbo N 40° O con inclinación de 50° hacia el SO (figura 4).

El stock está intruido por diques oscuros con disposición radial, diques claros con arrumbamiento N-S, pequeños cuerpos pegmatíticos y venas de cuarzo, todos ellos afectando también a la caja sedimentaria.

Petrográficamente el stock no puede ser definido por una sola especie petrográfica, ya que se han observado variaciones composicionales entre los términos *granodiorita anfibólico-biotítica* y *tonalita biotítico-anfibólica*. Procesos deutéricos tuvieron efectos en parte del plutón produciendo epidotización y muscovitización. En todo el plutón domina una textura granosa mediana. En cuanto a la diferenciación granodiorítica rosada que se encuentra en el sector SE, se trata de una *granodiorita biotítico-anfibólica* con caracteres algo porfiróides debido a tablillas de plagioclasas que pueden llegar a tener un desarrollo varias veces mayor al de los otros componentes minerales. A esta granodiorita se la interpreta como una diferenciación intruida en la plutonita mayor. No se pudo verificar su relación de intrusividad respecto del sistema de diques radiales, pero sí se observaron pequeños diques aplíticos graníticos que la cortan.

VI-2-c. FILONES Y PEQUEÑOS CUERPOS ÁCIDOS. Las rocas de este subgrupo se distinguen dentro de la masa plutónica por su coloración más clara y porque tienen un preferente carácter filoniano, o de diferenciaciones de formas no determinadas, debido a la cubierta detrítica. De todas maneras ocupan un menor lugar en el volumen total. A estas rocas a su vez se las puede subdividir en:

- 1) Leucogranitos.
- 2) Venas aplíticas graníticas y venas graníticas gráficas.
- 3) Filones y cuerpos pegmatíticos.
- 4) Filones de granitos mirmequíticos.

Todas estas rocas son consideradas como fases dentro de una misma facies, permitiendo interpretar por lo menos la existencia de dos etapas en la génesis del stock. Una

temprana y más importante, generadora de la facies *granodiorita-tonalita*, y la otra tardía, representada por *leucogranitos, apalitas* y rocas *pegmatíticas*. Esta última etapa, con características más ácidas, representa al mismo tiempo un carácter evidentemente fluido, y la presencia de xenolitos tonalíticos dentro de cuerpos pegmatíticos certifican que su emplazamiento ocurrió después de haber cristalizado la masa principal del plutón.

VI-2-d. SISTEMA RADIAL DE DIQUES. Intruyendo el stock, como ya se mencionó, aparecen diques de composición granodiorítica subverticales con disposición radial y recorrido algo sinuoso. El diseño radial posee el centro de simetría coincidente, aproximadamente, con el centro del plutón. Estos diques poseen espesores variables entre 0,5 m y 7 m, siendo del orden de 1,5 m el espesor más frecuente. En la figura 4 están representados los afloramientos más conspicuos. Se los ha reconocido, también, intruyendo la caja sedimentaria, en las inmediaciones del plutón.

Por su coloración los diques pueden diferenciarse en:

- 1) Diques leucocráticos (graníticos-granodioríticos).
- 2) Diques grises verdosos (granodioríticos-riodacíticos).

Los diques leucocráticos son porfíricos y menos abundantes que los grises verdosos, siendo su rumbo principalmente N-S; los espesores son del orden de la decena de metros. El ejemplo más notable es el cuerpo que se extiende a lo largo de 1,5 km en el sector oriental del stock.

Los diques grises verdosos poseen también textura porfírica y son los cuerpos que definen la estructura radial. En parte son granofíricos.

VI-3. PROBABLE MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DEL STOCK Y LOS CUERPOS ASOCIADOS. Las rocas leucocráticas filonianas pegmatíticas, aplíticas y mirmequíticas fueron ya consideradas como tardío plutónicas, o sea generadas en la etapa final de la consolidación del stock. No se pudo distinguir o precisar su ocurrencia respecto del emplazamiento de los diques radiales siendo, quizás, probable la simultaneidad de hechos por vías de diferenciaciones distintas.

La mecánica de intrusión debe de ser estudiada con respecto al conjunto cuerpo anular-stock-diques radiales, de acuerdo a la experiencia y enfoques que de la cuestión se ha hecho en lugares clásicos. En ellos se

ha dado un papel fundamental al carácter magmático del stock, que, en profundidad escasa, determina debilidad estructural en la corteza suprayacente, resultante de la cual es una geometría anular-radial de fracturación. Puede verse el análisis de la cuestión, entre otros, en Clough *et al.* (1909); Richey (1932); Anderson (1936); Parson (1939); Billings (1943, 1945, 1954) y Belousov (1971). Aplicado ello a la zona de la tapera de Burgos, contando con las evidencias del lugar, se llega a formular la siguiente secuencia tentativa de eventos y causas:

1. En acuerdo con las ideas de Anderson (*op. cit.*) se postula la existencia de un reservorio magmático a una cierta profundidad. Por el carácter epizonal que presenta el stock la profundidad de ubicación sería menor de 7 km, profundidad esta concordante con la evaluada por el mismo Anderson para desarrollar su modelo matemático sobre la mecánica de intrusión de ciertas masas ígneas. En estas condiciones la presión del reservorio magmático está en equilibrio con la de la roca de caja.
2. Se produce un aumento de la presión de la cámara magmática sobre las rocas suprayacentes que da lugar a un efecto de expansión (tensión) provocando un fracturamiento anular en el techo. Este fracturamiento ocupa parte de una circunferencia. Simultáneamente ocurre un fenómeno de *stoping*, se incorporan al magma trozos de caja (xenolitos) que van siendo modificados y asimilados.
3. El magma intruye las zonas de debilidad ocupando y expandiendo las fracturas preexistentes y se puede llegar a comunicar con la superficie. En su ascenso arrastra e incluye trozos de caja. Posiblemente haya habido más de un pulso magmático dentro de la zona del dique anular, justificado por la presencia de clastos de vulcanita dentro de la brecha volcánica.
4. Una vez terminada la erupción magmática que originó el dique en anillo queda sellada la comunicación de la cámara con el exterior. Continúa la cristalización del plutón. Posteriormente vuelve a establecerse una diferencia de presión entre la cámara magmática y la roca de caja. El magma aún sin cristalizar totalmente empuja hacia arriba la corteza cristalizada del stock (se producen los efectos de metamorfismo de contacto sobre el dique anular) y comienzan probablemente a delinarse la fracturación radial que posteriormente va a ser rellenada por parte del magma aún sin cristalizar. Una asimetría de esfuerzos pudo haber dado lugar al sistema N-S como acentuación del sistema radial.
5. El escape de la porción de magma por fracturamiento radial invierte el equilibrio de las presiones entre el cuerpo plutónico y la roca de caja, provocando posiblemente la subsidencia del techo del stock. Esta subsidencia es sugerida por la morfología de-

primida que presenta el stock respecto de la caja circundante en el paisaje actual; dicha subsidencia también podría haber sido originada previamente en el momento de intrusión del dique anular. No se debe desconocer, en esta última interpretación, el probable efecto de erosión diferencial entre el plutón y la caja hornfelizada, siendo esta última más resistente a la erosión, por los efectos de recristalización debido al metamorfismo de contacto sufrido.

No se descarta la posibilidad de mejorar o perfeccionar el esquema del mecanismo de emplazamiento del complejo ígneo. De todas maneras es clara la relación comagmática en el trinomio dique anular-stock-diques radiales, que permite caracterizar al stock como un cuerpo subvolcánico.

VI-4. ACERCA DE LA EDAD DEL STOCK DE LA TAPERA DE BURGOS. La edad relativa por intrusividad es post-carbónica, ya que según González (1972) la edad de la roca de caja es carbónica y según este autor la intrusión sería pérmica. Suero (1953), como ya se mencionó, le asigna a los granitos aflorantes de la zona una edad preliásica.

Sin embargo, el promedio de dos determinaciones isotópicas (K/Ar) sobre biotita del stock arroja una edad de 33 ± 2 m.a., oligocena. Esta edad calculada es mucho más joven que las inferidas por muchos autores, entre ellos los arriba mencionados. Se hace necesario clarificar que este valor debe ser considerado como edad mínima, ya que los numerosos diques con disposición radial que afectan al plutón, los xenolitos incluidos dentro del mismo, las deformaciones estructurales sufridas y la meteorización que afecta a la roca puede haber cambiado la relación isotópica original.

No obstante estas consideraciones se puede tener en cuenta los siguientes puntos en apoyo a la "juventud" del plutón:

- a) El sistema de diques radiales que afecta al stock, según se interpreta en este trabajo, pertenece a la misma eruptividad y si bien no son sincrónicos con el plutón no deben de estar muy separados en el tiempo ambos eventos intrusivos. A lo sumo el stock, por los efectos térmicos producidos por la intrusión de los diques "habrá variado su edad" hacia un valor más cercano al sistema radial filoniano.
- b) El stock es considerado como de *epizona*. Buddington (*op. cit.*) enfatizó sobre la probable edad terciaria de los

plutones de epizona aflorantes por razones de erosión no profunda.

Estos dos puntos, por supuesto, pueden ser cuestionados, pero por el momento no deben ser desconsiderados hasta que por lo menos una mayor densidad de datos de relaciones isotópicas sean realizadas tanto en el stock como en el sistema radial de diques sobreimpuestos. En el supuesto caso de confirmarse una edad terciaria, el Stock de la tapera de Burgos podría ser considerado como una raíz de las efusiones volcánicas terciarias que caracterizan a la Patagonia extraandina.

VII. Breves referencias a otras manifestaciones plutónicas de la región

VII-1. GRANITO DE LA ZONA DEL ESTABLECIMIENTO "DON JUAN", EN EL CORDÓN DEL PUTRACHOIQUE. Esta manifestación granítica visitada es parte del Granito del cordón del Putrachoique (figura 1) y se halla ubicada aproximadamente a unos 40 km al S del pueblo Tecka, al occidente de la Ruta Nacional N° 40. En V-6 se hace referencia a este granito comparándolo con el del arroyo Montesino. Las edades radimétricas obtenidas (K/Ar) para ambos cuerpos tiende a apoyar el criterio de sincronismo magmático, dado que para el granito de la zona del establecimiento "Don Juan" se calculó una edad mínima de 81 ± 5 m.a., cretácico superior (esta edad se ve confirmada por la de 80 m.a. obtenida por el método Rb/Sr por Halpern *et al.*, 1975 para el mismo plutón granítico), y para la tonalita (variación composicional del granito del arroyo Montesino) en la sierra de Tepuel, una edad mínima de 90 ± 3 m.a., cretácico superior.

Los datos existentes se consideran orientativos y no definitivos. La roca en la zona del establecimiento "Don Juan", es un granito biotítico granoso mediano de color gris claro con tonalidad rosada.

VII-2. TONALITA DEL CERRO KAQUEL. Cuerpo plutónico ubicado a 5 km al N de la estancia La Mimosa y al occidente de la Ruta Nacional N° 40 a la altura del kilómetro 1595 (figura 1). En la aproximación desde la ruta se pasa por sedimentitas carbonáticas de probable edad terciaria apoyadas discordantemente sobre otras sedimentitas finas bien estratificadas de rumbo aproximado N-S, con inclinación entre 25° y 30° al O, cuya edad probablemente sea

paleozoica superior. El carácter intrusivo del plutón no pudo ser verificado. La roca es una tonalita granofírica anfibólico-biotítica granosa mediana de color gris verdoso. La edad obtenida por la relación isotópica K/Ar es de 75 ± 5 m.a., cretácica superior.

VII-3. GRANODIORITA DEL EMPALME DE LAS RUTAS NACIONALES N° 40 y 265. Este pequeño afloramiento, menos de 1 km², se encuentra sobre la mano izquierda de la Ruta Nacional N° 265 yendo hacia la localidad de Río Pico, a unos 2000 m del empalme con la Ruta Nacional N° 40. Hacia el S el cuerpo limita con rocas porfíricas que escapan a los objetivos de este trabajo y cuyo contacto no pudo ser observado. La edad obtenida para esta plutonita es de 91 ± 10 m.a., cretácica superior; probablemente esté vinculada con el plutonismo de la sierra de Tepuel o sea parte integrante del mismo plutón. Se trata de una granodiorita anfibólico-biotítica granosa fina de color gris claro amarillento.

VIII. Consideraciones finales

Las plutonitas aquí tratadas se hallan esparcidas en cuerpos de superficies aflorantes variables, llegando alguno de ellos (Granito de la sierra de Tepuel) a dimensiones casi batolíticas. En todos los casos observados se los considera como cuerpos *circumscriptos* en el sentido de Raguin (1957), y al mismo tiempo discordantes. Algunos, como la Granodiorita de la tapera de Burgos y, quizás, la Tonalita del cerro Kaquel, son cuerpos subvolcánicos.

El carácter discordante, la falta de lineaciones internas, por lo menos macroscópicas, o foliación, las deformaciones de las cajas por los efectos mecánicos de emplazamiento, el tipo de contacto brusco, son características que permiten comparar a estos plutones con aquellos de la epizona de Buddington (1959); concurren a ello, también, el metamorfismo de contacto y la asociación con pórfiros. Estas características juntamente con el significado tectónico que representa la facies molásica de las sedimentitas suprapaleozoicas del Grupo Tepuel según Borrello (1969, p. 94), finalmente, encuadrarían a estos plutones dentro de un ambiente post-tectónico.

Buddington (*op. cit.*) refiere a los granitos de la epizona como *atectónicos* o *post-tectónicos* y los compara con aquellos de la clase *disarmónica* de Walton (1955), en la

CUADRO N° I. — (Información producida por el Instituto de Geocronología Isotópica, Bs. As.)

Periodo m.a. (*)	Material analizado	Roca	Edad m.a.	N° de muestras	K %	Ar ⁴⁰ Rad x 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ Atm %	Localidad
TERCIARIO	Biotita	Tonalita	33 ± 2 (1)	60	6,49	3,81	85	Sa. de Llanguineo, tapera de Burgos.
	Anfibol	Diorita	60 ± 5 (2)	46	0,74	0,805	95	Sa. de Tepuel A° Montesino.
CRETACICO	Anfibol	Tonalita	75 ± 5 (3)	MC1	0,40	0,545	90	Co. Kaquel.
	Biotita	Granito	81 ± 5 (4)	Sp5	7,29	11,07	54,7	Cordón Putrachoique.
	Biotita	Tonalita	90 ± 3	44	5,51	9,197	35	Sa. de Tepuel
	Anfibol	Granodiorita	91 ± 10	Sp2	0,38	0,633	85,3	Intersección rutas nacionales N° 255 y 40.
JURASICO								

(*) Escala según Kulp, 1961.

- (1) Promedio de dos edades (34 ± 2 m.a. y 32 ± 2 m.a.).
- (2) " " " (55 ± 5 m.a. y 64 ± 5 m.a.).
- (3) " " " (70 ± 5 m.a. y 79 ± 5 m.a.).
- (4) " " " (83 ± 5 m.a. y 79 ± 5 m.a.).

que existe un fuerte contraste entre el nivel de energía del granito y el de la roca de caja; y ubica los niveles de emplazamiento de estos tipos de plutones entre casi los 10 km de profundidad y la superficie terrestre. Read (1955, p. 420) asigna un carácter molásico a los sedimentos post-orogénicos y dice que nunca están migmatizados o granitizados y en general muestran poca actividad granítica. Los cuerpos graníticos que intruyen, continúa Read, son en general pequeños y emplazados por mecanismos de calderas de subsidencia o graben. No se puede decir que la participación granítica, en la zona abarcada por el mapa de Suero (figura 1), sea escasa; sin embargo el ambiente molásico post-orogénico encaja dentro del ambiente geológico regional.

La composición general de estas plutonitas está comprendida entre *granito* y *tonalita* pasando por términos intermedios. Individualmente son complejas, pues dentro de ellas mismas aparecen diferenciaciones que llegan, como en el caso de la Granodiorita de José de San Martín, hasta términos *dioríticos piroxénicos*.

Todos los casos aquí tratados se comprobó que están acompañados por manifestaciones subvolcánicas, principalmente filonianas de composición ácida a intermedia y en menor proporción básicas. El panorama que se resume, en cuanto a la composición, es similar, por su grado de complejidad, al plutonismo que se observa en el área cordillerana.

En los plutones de la tapera de Burgos, sierra de Tepuel (quebrada del arroyo Montesino) y José de San Martín se observó en sus cajas disturbaciones tectónicas que se apartan del estilo estructural regional en cuanto a su intensidad, siendo interpretadas como producto de la mecánica de intrusión de estos cuerpos.

Suero (*op. cit.*) ubicó estas plutonitas en tiempo preliásicos. No se pudo lograr una mejor información que la del autor antes citado en cuanto a criterios de intrusividad. Se confirmó el carácter intrusivo en la "Serie de Tepuel" para parte de estos plutones (Granodiorita de José de San Martín, Granito de la sierra de Tepuel y Granodiorita de la tapera de Burgos). En los otros casos, por la brevedad de las visitas, no se observó con certeza la relación plutón-caja. Por lo tanto, con el fin de mejorar el conocimiento de la ubicación estratigráfica de estos plutones se recurrió a la datación radimétrica de los mismos por el método K/Ar. Los

resultados así obtenidos se sintetizan en el cuadro I.

De la lectura de este cuadro se desprende que la edad de por lo menos parte de este plutonismo que tocó en suerte analizar se ubica en el Cretácico principalmente y en el Terciario. Estas edades se deben considerar como mínimas y por su escaso número como orientativas.

Además, algunas de ellas pertenecen, como en los casos de la tonalita del arroyo Montesino y la diorita de la misma área, a una diferenciación y a una intrusión respectivamente dentro del Granito de la sierra de Tepuel. Estas edades si bien no determinan una posición definida del plutón mayor, sí pueden indicar la durabilidad del magmatismo. Este concepto puede ser unido al de continuidad espacio-temporal del magmatismo en una misma zona en acuerdo, por ejemplo, con la idea de las Series Graníticas de Read (*op. cit.*). No obstante, la edad de 81 ± 5 m.a., cretácica superior y la de 80 m.a. obtenida por Halpern *et al.* (1975) para el granito de la sierra de Putrachoique y la edad de 91 ± 10 m.a. para el pequeño afloramiento granodiorítico que se encuentra en las vecindades del empalme de las rutas nacionales N° 40 y N° 265, y salvando las distancias entre estos plutones, parecería apoyar la idea de una edad también cretácica *l.s.* para el plutón de la sierra de Tepuel.

La edad de 75 ± 5 m.a. para la tonalita del cerro Kaquel caracteriza también al recién esbozado plutonismo cretácico, pero además su proximidad al límite inferior del Terciario tiende a hacer suponer una continuidad magmática temporal que sobrepasaría el límite entre ambos períodos, criterio éste que se vería apoyado por la edad calculada para la Tonalita de la tapera de Burgos (33 ± 2 m.a.), salvando la gran diferencia de edad y distancia entre ambos plutones. En el caso de la Tonalita de la tapera de Burgos la discusión de su ubicación temporal puede verse en VI-4.

Dentro del área estudiada se puede inferir la existencia de un plutonismo precaribónico evidenciado por rodados de granitos en los distintos conglomerados de la base de la "Serie de Tepuel", por ejemplo en el conglomerado del arroyo Pescado o en los distintos ejemplos dados a conocer por Suero (1953) en los perfiles de Tepuel, Tecka y La Salina, todos en Chubut, y en el perfil de la Estancia La Leona en la provincia de Santa Cruz. A esto hay que agregar las

CUADRO N° II. — (1) Extraído de Stipanovic, P. N. y E. Linares, (1975)

Periodo m.a. Kulp, 1961	Roca	Edad m.a.	Método	Ubicación (Los números entre paréntesis corresponden a las citas bibliográficas)
TERCIARIO 63	Tonalita	84 ± 10	K/Ar	Lago Situación, Chubut (64).
	Granodiorita	85 ± 5	K/Ar	Lago General Vinter, Chubut (64).
	Granodiorita	101 ± 5	Rb/Sr	Cerro Cucho, Chubut (64).
	Granito	107 ± 15	Rb/Sr	Pozo D 129, N de la Cuenca del Golfo de San Jorge, Santa Cruz (59).
JURASICO 135	Toba	161	K/Ar	Arroyo Roca Blanca, Santa Cruz (8).
	Riolita	166 ± 5	K/Ar	Al S y N de la Bahía Camarones, Santa Cruz (11).
	Granodiorita	169 ± 9	Rb/Sr	3 km al SE de la estancia La Leona, Santa Cruz (60).
TRIASICO 181	Adamellita	191 ± 10	Rb/Sr	Huella de entrada a la estancia La Leona, Santa Cruz (60).
	Granito	192 ± 7	Rb/Sr	Estancia La Juanita, al O de la Ruta Nacional N° 3, Santa Cruz (38).
	Granodiorita	196 ± 10	Rb/Sr	1 km al SO de la estancia La Leona, Santa Cruz (60).
	Tonalita	202	K/Ar	Gastre, Chubut (59).
230	Pórfiro	213 ± 10	K/Ar	Gastre, Chubut (46).
	Granito	218 ± 10	K/Ar	Laguna Palacios, perf. YPF CH LP-esl, prof. 2976-2977 m, Chubut (18).
	Granito	230 ± 40	Rb/Sr	Sierra Mora, Chubut (38).
	Granito	232 ± 5	Rb/Sr	Cerro Cóndor, Chubut (32).
	Granito	235 ± 75	Rb/Sr	Gastre, Chubut (32).
	Granodiorita	265 ± 10	K/Ar	Gastre, Chubut (46).
PERMICO 272 ± 10	Microdiorita	272 ± 10	K/Ar	Laguna Palacios, perf. YPF CH LP-esl, prof. 2662 m, Chubut (18).
	Granito	274 ± 10	K/Ar	Sierra de Pichiñán, Chubut (38).
	Granito	275 ± 55	Rb/Sr	La Potranca, Chubut (38).
CARBONICO 280	Granito	313 ± 135	Rb/Sr	Cerro Cóndor, Chubut (38).

(8) Cazeneuve, H., 1965; (11) Creer, K. M., et al., 1972; (18) Ferrello, R. y Leita, P., 1973; (32) Halpern, M., 1972; (38) Halpern, M., et al., 1970; (46) Linares, E. y Latorre, C. O., 1969; (59) Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1969; (60) Stipanovic, P. N., et al., 1971; (64) Toubes, R. O. y Spikerman, J. P., 1973.

observaciones de Robbiano (1971) para el granito de Catreleo.

Como se puede apreciar, este plutonismo precarbónico posee características regionales. La edad, salvo la acotación del límite superior es aún indefinida. Además la presencia de clastos de vulcanitas dentro del conglomerado del arroyo Pescado (Spikerman, 1976) y de sedimentos tobáceos intercalados dentro de los esquistos evidencian por lo menos la existencia de un magmatismo simultáneo a la depositación de los sedimentos que luego dieron lugar a los esquistos de arroyo Pescado.

En el cuadro II (extraído de Stipanovic y Linares, 1975) se sintetizan algunos de los resultados de edades radimétricas obtenidas para plutonitas principalmente de comarcas relativamente vecinas, en su mayor parte de la zona extraandina de la provincia del Chubut. Estas edades tienden a mostrar una "continuidad" de la actividad magmática en esta gran región a través de varios periodos geológicos. Croce (1954) refiriéndose a las rocas efusivas en general de la Patagonia Austral, enuncia un concepto parecido al que aquí se quiere dar

para las plutonitas, en principio, del Chubut extraandino, y dice al pie de la página 72: "...*La magnitud y la amplitud de este proceso efusivo, conjuntamente con distintas variaciones y facies observadas, indica más bien que un fenómeno efusivo único, una serie casi ininterrumpida, una sucesión escalonada de grandes efusiones que abarcarían desde el triásico superior hasta el cretácico inferior*"...

En el caso que nos ocupa el plutonismo en esta gran región patagónica parecería estar representado desde el pre-carbónico hasta el terciario, interpretándose, además, que no necesariamente la actividad magmática fue de una intensidad constante en el transcurso del tiempo sino que pudo haber ocurrido según pulsos o sea que en el lapso más arriba citado pudo haber épocas donde la actividad plutónica fue más intensa.

Esta especulación, por su carácter de tal no avanza por el momento hasta asentar criterio sobre "provincia" tectonomagmática. Se considera de interés, además, para un futuro, correlacionar este prolongado plutonismo con el complejo panorama efusivo de esta gran región.

Lista de trabajos citados en el texto

- Anderson, E. M., 1936. *The dynamics of the formation of cone sheets, ring dikes and couldron subsidence*. Roy. Soc. Edimburgh, 56 (2): 128-157.
- Belousov, V. V., 1971. *Problemas básicos de geotectónica*. OMEGA.
- Billings, M. P., 1943. *Ring dikes and their origin*. N. Y. Acad. Sci., Trans., 5 (II).
— 1945. *Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire*. Am. Jour. Sc., 243: 40-69.
— 1954. *Geología estructural*. EUDEBA, Buenos Aires.
- Borrello, A. V., 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Anales XIV, Buenos Aires.
- Buddington, A. F., 1959. *Granite emplacement with special reference to North America*. Geol. Soc. Am., 70 (6), N. York.
- Cazeneuve, H., 1965. *Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia) por el método K/Ar*, Ameghiniana, IV (5): 156-158, Buenos Aires.
- Clough, C. T., Maufe, H. B. and Bailey, E. B., 1909. *The couldron subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena*. Quart. Jour. Geol. Soc., London, 65: 611-678.
- Creer, K. M., Mitchell, J. G. and Abou, J., 1972. *Paleomagnetism and radiometric age of the Jurassic Chon Aiken Formation from Santa Cruz Province*. Earth and Plan. Sci. Letters, 14 (1): 131-138, Amsterdam.
- Croce, R., 1954. *Algunas observaciones realizadas en los bordes del gran macizo porfirico de Santa Cruz*. Inst. Nac. de Invest. de las Cs. Nat. y Museo Arg. de Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia", Cs. Geol. III (2), Buenos Aires.
- Ferrello, R. y P. Lesta, 1973. *Acerca de la existencia de una dorsal interior en el sector central de la serranía de San Bernardo (Chubut)*. Actas V Congreso Geol. Arg., Córdoba, IV; 19-26.
- González, C. R., 1972. *La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut. Parte I. Estratigrafía, facies y ambientes de sedimentación*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (1), Buenos Aires.
- Halpern, M., M. Umpierre y E. Linares, 1970. *Radiometric ages of crystalline rocks from South America as related to Gondwana and Andean Geologic Provinces*. Actas Conf. Problemas de la Tierra Sólida, II, 1972, Buenos Aires.
— 1972. *Geocronologic evolution of South America*. Intern. Symp. on Carboniferous and Permian System in South America-Sao Paulo, Brazil.

- Halpern, M., P. N. Stipanovic y R. O. Toubes, 1975. *Geocronología (Rb-Sr) en los Andes Australes Argentinos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (2), Buenos Aires.
- Kulp, J. L., 1961. *Geological Time-scale*. Science, 33 (3459).
- Lesta, J. y R. Ferrello, 1972. *Región extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz*. Geología Reg. Arg., Acad. Nac. de Cs. Nat., Córdoba.
- Linares, E. y C. O. Latorre, 1969. *Datación por el método K/Ar de algunas rocas ígneas de la Argentina*. Inédito.
- Parson, W. H., 1939. *Volcanic centers of the sunlight area Park Country, Wyoming, USA*. Journ. of Geol., XLVII (1).
- Quartino, B. J., 1958. *Mirmequitas y pertitas de un leucogranito de Aysen, Chile*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (4), Buenos Aires.
- Quartino, B. J. y R. A. Zardini, 1970. *Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta y quebrada de La Alumbraera*. 3er. Tomo, Gobierno de la Provincia de San Juan. Departamento Minería.
- Raguin, E., 1957. *Geologie du granite*. Ed. Masson et Cie. 2eme. ed. Paris.
- Read, H. H., 1955. *Granite Series in Mobile Belts*. Geol. Soc. Am., Special Paper 62, N. York.
- Richey, J. E., 1932. *Tertiary ring structures in Britain*. Trans. Geol. Soc. Glasgow, 19: 42-140.
- Robbiano, J. A., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnía*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (1), Buenos Aires.
- Spikermann, J. P., 1976. *Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut*. Tesis Doctoral. Fac. de Cs. Ex. y Nat. de la Univ. Bs. As. (inédito).
- Stipanovic, P. N. y O. A. Reig, 1957. *Complejo porfirico de la Patagonia extraandina y su fauna de anuros*. Acta Geol. Lilloana I, Tucumán.
- 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (2), Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y E. Linares, 1969. *Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Bol. Acad. Nac. de Cs., Rep. Arg., XLVII, 1er. entrega, Córdoba.
- 1975. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. I. años 1969-1974*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Fsp., Ser. B, 3, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N., R. O. Toubes, J. P. Spikermann y M. Halpern, 1971. *Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del NE de la provincia de Santa Cruz, Patagonia, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (4), Buenos Aires.
- Suero, T., 1953. *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VII (1), Buenos Aires.
- 1958. *Datos geológicos sobre el paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores*. Rev. Museo La Plata, 30.
- Toubes, R. O. y J. P. Spikermann, 1973. *Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de lat. Sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII, 4, Buenos Aires.
- Walton, M., 1955. *The emplacement of "granite"*. Am. Journ. Sc., 253: 1-18.
- Williams, H., F. J. Turner y Ch. Gilbert, 1968 *Petrografía*. Cua. Edit. Continental, México.

Recibido: noviembre 18, 1976.

FORAMINIFEROS PLANCTONICOS DEL CRETACICO DE TIERRA DEL FUEGO

NORBERTO MALUMIAN¹ y VLADIMIR MASIUK²

¹ Servicio Geológico Nacional; Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

² Departamento Investigación y Desarrollo, Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

Resumen

Se ilustran los principales tipos morfológicos hallados en el Cretácico (Aptiano-Maastrichtiano inferior?) del subsuelo de Tierra del Fuego. El estudio sistemático estricto se ha visto entorpecido por el tipo de muestra empleado (inyección), pero de cualquier manera se aprecian las características generales de las asociaciones planctónicas australes. Taxonómicamente las asociaciones se componen en su mayor parte por especies pertenecientes a los géneros *Hedbergella*, *Whiteinella*, *Archaeoglobigerina*, *Rugoglobigerina*, *Globigerinelloides* y *Heterohelix*.

Las especies carenadas están distribuidas en restringidos niveles estratigráficos. *Whiteinella* sp. es la única forma que muestra cierta tendencia a desarrollar una carena, registrándose en la parte inferior de la Formación Cabeza de León, de probable edad turoniana; formas con doble carena, del grupo de *Globotruncana marginata-coronata*, se hallan en la parte media de la F. Cabeza de León, de probable edad santoniana; y se registra un solo ejemplar de *Rugotruncana* sp. en la parte superior.

Se reconocen seis zonas informales. Se nota una tendencia hacia el enroscamiento dextrorso a partir de los niveles asignados al Turoniano.

Introducción

El conocimiento de los foraminíferos planctónicos del Cretácico del hemisferio sur está escasamente desarrollado especialmente en América del Sur. Por tal razón, y continuando la serie de trabajos foraminiferológicos (Malumian y Masiuk, 1975; 1976 a y b) que se han originado en el estudio de la estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego, se ilustran en esta oportunidad las formas planctónicas mencionadas en Flores *et al.* (1973); en donde se puede encontrar la información complementaria al presente trabajo: litología, características formacionales, relaciones entre foraminíferos planctónicos/bentónicos, etcétera.

No se pretende realizar un estudio sistemático estricto en razón de que se han uti-

Abstract

The main morphological types found in the Cretaceous (Aptian up to Lower Maastrichtian) from Tierra del Fuego Island subsurface are illustrated. A strict systematic study is impeded by the type of sample used (cuttings), anyway the general characteristics of a Cretaceous Austral planktonic assemblages are shown. Taxonomically the assemblage is largely composed of species of *Hedbergella*, *Whiteinella*, *Archaeoglobigerina*, *Rugoglobigerina*, *Globigerinelloides* and *Heterohelix*.

Keeled species are distributed in short stratigraphical levels of the Cabeza de León Fm.: *Whiteinella* sp., the only form which shows some tendency to form a keel, is found in the lower part of the formation, of probable Turonian age; double keeled species of the group of *Globotruncana marginata-coronata* are found in the middle part, of probable Santonian age, and only one specimen of *Rugotruncana* sp. was found in the upper part (Maastrichtian). Six informal zones can be differentiated. A general tendency to dextral coiling is evident from Turonian upwards.

lizado muestras de inyección para la obtención de los microfósiles, sumada a la discutible sinonimia existente sobre los foraminíferos planctónicos no carenados, los que en la mayoría de los estudios sistemáticos, realizados en regiones correspondientes a aguas más cálidas, han sido poco considerados teniendo en cuenta su relativamente escasa variación morfológica a través del tiempo y consecuentemente registros cronológicos extensos en relación a las formas carenadas.

ZONACIÓN

Los foraminíferos planctónicos cretácicos de Tierra del Fuego se presenta en asociaciones típicas de regiones templadas a frías y su registro más antiguo se encuentra,

hasta el momento, en la Formación Nueva Argentina en donde se caracterizan por la abundancia de ejemplares.

Se pueden diferenciar seis zonas, que dado su carácter informal se numeran, registrándose la zona I en la Formación Nueva Argentina, determinada por la aparición del grupo de *Hedbergella delrioensis* (Carsey) y la desaparición local de *Globigerinelloides gyroidinaeformis* (Moullade). La zona II, comprendida dentro de la Formación Arroyo Alfa, está delimitada inferiormente por la aparición de *Hedbergella planispira* Tappan y superiormente por la última desaparición local de *Heterohelix moremani* Cushman. La zona III está refinada inferiormente por la aparición de *Heterohelix reussi* (Cushman) y superiormente por la última desaparición local de *Hedbergella portsdownensis* (Williams-Mitchell) y principalmente por la última desaparición local de *Whiteinella* sp. y es coincidente con las formas tipo globigerina de mayor tamaño.

La zona IV tiene su límite superior en la última desaparición local de *Globotruncana coronata* Bolli, y está caracterizada por la presencia de *Archaeoglobigerina wenzeli* (Cañón y Ernst), según se interpreta en el presente trabajo. La zona V presenta un límite superior algo indefinido, dado por la última desaparición local de ejemplares típicos de *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin. La zona VI finaliza con la distribución de los foraminíferos planctónicos.

Entre la zona II y III se encuentra una discordancia, mientras que entre la III y IV se intercala un hiato menor.

La edad de estas zonas, ha sido apreciada en el cuadro 1, en base de trabajos previos (Flores *et al.*, 1973) y foraminíferos bentónicos asociados (Malumián y Masiuk, 1975, 1976 a, b), sumado a las consideraciones propias de los foraminíferos planctónicos tratados en el presente trabajo. La correlación de las formaciones involucradas, dentro del panorama cretácico argentino se plantearon en Malumián y Báez (1978).

VARIACIONES EN EL SENTIDO DEL ENROSCAMIENTO

Con el fin de obtener un elemento de correlación adicional se investigó someramente el tipo de enroscamiento. Bolli (1971) indicó que después de un estadio aleatorio en el Albiano y Cenomaniano temprano las especies de foraminíferos planctónicos del Cretácico —excepto el Gén. *Rotalipora*— se enroscan casi exclusivamente

hacia la derecha. Quilty (1973) verificó en sedimentos del Cenomaniano superior y Turoniano inferior de la creta de Kerguelen la presencia de un 70 por ciento en el Cenomaniano superior y un 90 por ciento en el Turoniano de formas dextrorsas, es dable observar que esta microfauna si bien ubicada en latitudes actuales semejantes a la de Tierra del Fuego contiene elementos de aguas cálidas.

En Tierra del Fuego, y en líneas generales pues dado el carácter de las muestras no pueden obtenerse valores estrictamente reales, considerando sólo las muestras con más de 50 ejemplares —sin discriminar en formas o especies— se ha observado:

En la primera zona el número de formas dextrorsas es de aproximadamente el 50 por ciento en promedio, con gran amplitud de valores en las diferentes muestras que oscilan entre el 30 y 60 por ciento.

En la segunda zona los valores presentan una amplitud menor de variación y llegan al 70 por ciento.

El mayor porcentaje se alcanza en la zona III en la base de la Formación Cabeza de León, disminuyendo en las zonas IV y V a valores cercanos al 80 por ciento.

En la zona VI, la única muestra representativa —con más de 50 ejemplares— de la Perforación Nueva Argentina, contiene 90 por ciento de formas dextrorsas.

Al cotejar los antecedentes con los resultados obtenidos en Tierra del Fuego se comprueba una coincidencia en la edad de los niveles que alcanzan valores del 90 por ciento de formas dextrorsas en el Cenomaniano superior-Turoniano, a partir de los cuales se produce una leve discrepancia por la disminución en niveles asignados al Coniaciano-Santoniano. La falta de antecedentes de este tipo de estudio en faunas de aguas templado-frías impide una más estrecha comparación.

Consideraciones sistemáticas

El material ilustrado está depositado en las colecciones del Laboratorio de Micropaleontología del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Las medidas están dadas en milímetros.

Gén. **HETEROHELIX** Ehrenberg, 1843
Heterohelix reussi (Cushman, 1938)

Lám. 1, fig. 1.

Los ejemplares asignados a esta especie presentan una fina estriación con poros muy

Zonas de Foraminíferos bentónicos	Zona de F. arenáceos	Z. de G. <i>healyi</i>		Z. de O. <i>rakauroana</i>		Z. de P. <i>ona</i>		
		VI	V	IV	III	II	I	
Zonas de Foraminíferos planctónicos								
<i>Globigerinelloides multispina</i>								
<i>G. asperus</i>		—						
<i>Rugotruncana</i> sp.		—						
<i>Hedbergella holmdelensis</i>		—						
<i>Heterohelix</i> sp.		—						
<i>H. globulosa</i>		—						
" <i>Rugoglobigerina</i> " <i>bulbosa</i>		—						
" <i>R.</i> " <i>pilula</i>		—						
" <i>R.</i> " <i>plana</i>		—						
<i>Globotruncana cretacea</i>		—						
<i>Whiteinella baltica</i>		—						
<i>Hedbergella</i> cf. <i>amabilis</i>		—						
<i>Heterohelix reussi</i>		—						
<i>Hedbergella delrioensis</i>		—						
<i>II. planispira</i>		—						
<i>Globotruncana</i> spp.		—						
<i>Whiteinella</i> sp.		—						
<i>Archaeoglobigerina wenzeli</i>		—						
<i>Hedbergella portisdownensis</i>		—						
<i>Heterohelix moremani</i>		—						
<i>Globiger. gyrodinaciformis</i>		—						
FORMACIONES		CABEZA DE LEON						
Pisos chilenos		Riesconiano		Laziano		ARROYO ALFA	NUEVA ARGENTINA	
Pisos europeos (probables)		Maestrichtiano		Santoniano		Peninsul. Albiano Cenoman.	Tenerifiano Albiano Aptiano	

pequeños alineados. Esta especie es relativamente frecuente en el material estudiado. La situación entre *H. reussi* (Cushman), *H. globulosa* (Ehrenberg) y *H. striata* (Ehrenberg) ha sido puntualizada en diversas ocasiones, por lo que no se insistirá al respecto.

Heterohelix moremani (Cushman, 1938)
Lám. I, fig. 3.

Pessagno (1967) notó que el holotipo de la presente especie es anormalmente grande para la misma, y que todos los paratipos son mucho más pequeños, destacando además que tiene una cóncula lisa, finamente perforada la que carece de estriás y poros alineados. Por otra parte indicó que las primeras especies estriadas o costuladas del presente grupo, aparecen en la Zona de *Marginotruncana helvetica* (límite Turoniano-Cenomaniano) de la planicie costera del Golfo. Cabe señalar que estas observaciones se realizaron mediante instrumental óptico.

En Cuenca Austral, esta especie fue ilustrada y mencionada por primera vez por Cañón y Ernst (en Natland *et al.*, 1974) y tanto el material ilustrado por estos autores como el registrado en el presente trabajo presentan menores dimensiones que el holotipo.

Bajo lupa binocular el material de Tierra del Fuego no muestra indicios de estriaciones o alineamiento de poros, pero al ser examinado mediante el microscopio electrónico de barrido se han evidenciado finas costulaciones, especialmente en la parte inferior de la conchilla. En comparación con los detalles superficiales de los ejemplares asignados a *H. reussi* provenientes de la parte media de la Formación Arroyo Alfa, se observa en la última especie una estriación más fina y densa, pero visible bajo lupa binocular, probablemente esta última característica se deba a que están menos

interrumpidas que en los ejemplares asignados a *H. moremani*.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,35
Ancho	0,23
Espesor	0,14

Heterohelix Sp.
Lám. II, fig. 2.

Los escasos ejemplares registrados de esta especie, se encuentran restringidos a la parte superior de la zona VI, se caracterizan por un rápido ensanchamiento de la cóncula, suturas oblicuas y fina estriación.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,37
Ancho	0,30
Espesor	0,18

Gén. **GLOBIGERINELLOIDES** Cushman
y Ten Dam, 1948

Globigerinelloides multispina (Lalicker, 1948)
Lám. I, fig. 5.

Esta especie que se encuentra restringida a la parte superior de la zona VI, presenta escasos ejemplares con la abertura bipartita, sin que se hayan registrado formas con las últimas cámaras en disposición biserial.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,33
Ancho	0,27
Espesor	0,20

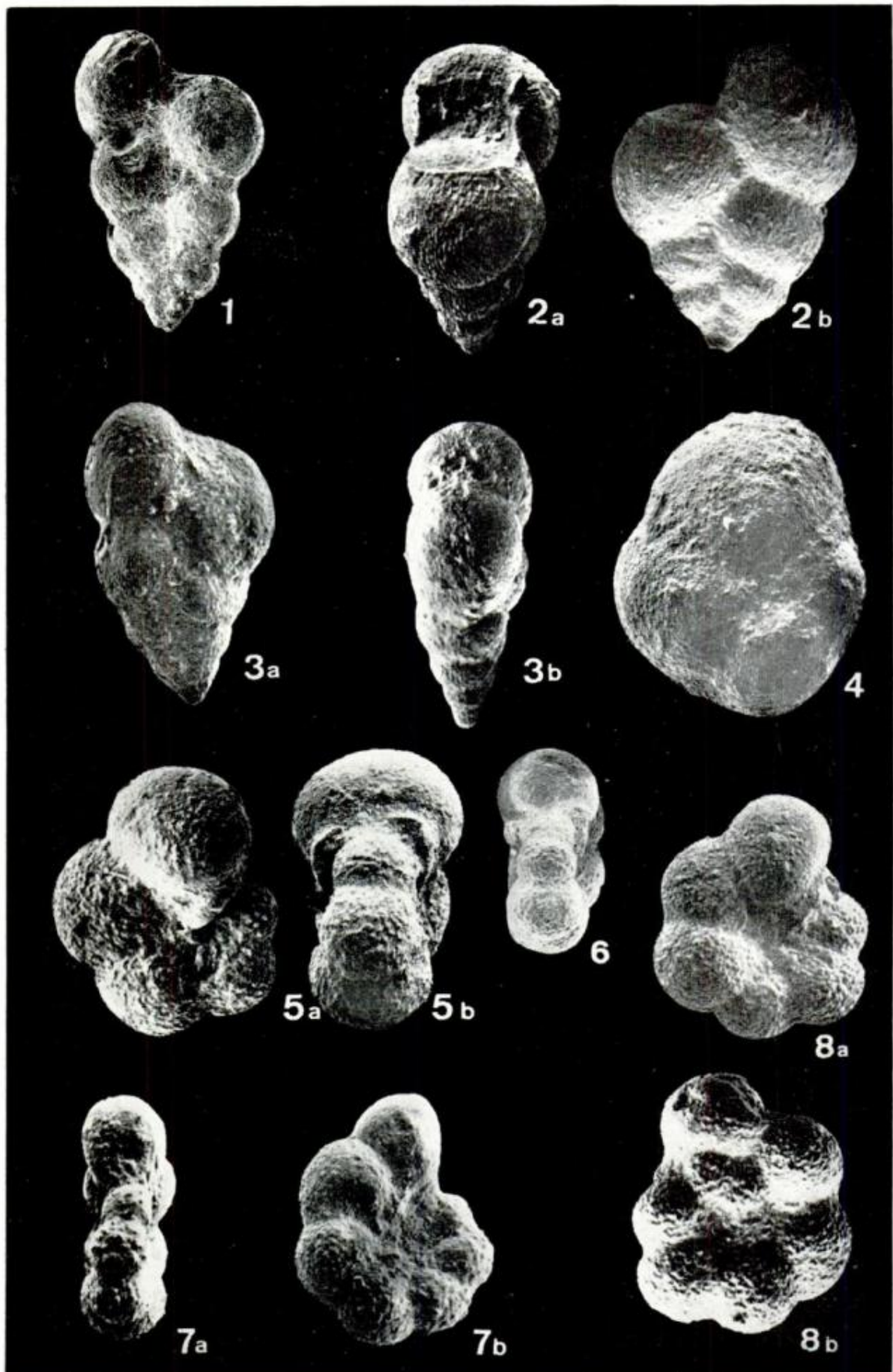
Globigerinelloides asperus (Ehrenberg, 1854)
Lám. I, fig. 7.

Esta especie es relativamente frecuente y se reconoce desde las zonas IV a la VI. Los ejemplares son similares a los descritos por Belford (1960) para el Santoniano y Campaniano inferior del Oeste de Australia.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,30
Ancho	0,23
Espesor	0,07

LAMINA I

Fig. 1. — *Heterohelix reussi* (Cushman); 1620-30 mbbp, CL x-1, Formación Cabeza de León. X...
Fig. 2. — *Heterohelix* sp.; 1200-10 mbbp, PR x-2, F. Cabeza de León. X...
Fig. 3. — *Heterohelix moremani* Cushman; 1760-70 mbbp, CL x-1, F. Arroyo Alfa. X...
Fig. 4. — *Globigerinelloides gyroidinaeformis* (Moullade), 1830-40 mbbp, CL x-1, F. Nueva Argentina, vista lateral. X...
Fig. 5. — *Globigerinelloides multispina* (Lalicker); 980-90 mbbp, PR x-2, F. Cabeza de León. a, b, vistas lateral y apertural.
Fig. 6. — *Globigerinelloides* sp. 1490-500 mbbp, CL x-1, F. Cabeza de León. X...
Fig. 7. — *Globigerinelloides asperus* Ehrenberg; 1490-500 mbbp, CL x-1, F. Cabeza de León. X...
Fig. 8. — *Hedbergella holmdelensis* Olsson; 1490-500 mbbp, CL x-1, F. Cabeza de León. a, b, vistas ventral y dorsal. X...



Globigerinelloides sp.

Lám. I, fig. 6.

Formas con abertura bipartita pero más involutas que *G. asperus* y con cámaras de crecimiento más lento que *G. multispinata* han sido reconocidas con el mismo registro que la última.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,28
Ancho	0,24
Espesor	0,15

Globigerinelloides gyroidinaeformis

(Moullade, 1966)

Lám. I, fig. 4.

Los muy escasos ejemplares registrados, presentan una conservación de regular a deficiente, característica del material proveniente de la F. Nueva Argentina, pero coinciden con la ilustración, descripción y distribución de *Pullenia natlandi* Cañón y Ernst, 1974. Esta especie fue considerada como sinónima de *G. gyroidinaeformis* (Moullade) por Malumián y Báez (1978).

Aparentemente se trata de una especie restringida al Albiano medio-inferior, y se ha reconocido originalmente en Francia, en Alemania (Risch, 1971) y en el crucero 27 del Deep Sea Drilling Project (Krasheinnikov, 1974). Por lo tanto, representa uno de los indicadores cronológicos de mayor importancia dentro de Cuenca Austral y permite asignar esas edades a la parte superior de la F. Nueva Argentina.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,37
Ancho	0,25
Espesor	0,31

Globigerinelloides caseyi (Bolli, Loeblich y Tappan, 1957)

Formas asignables a esta especie se han registrado en la zona III. En general el

rango estratigráfico de esta especie ha sido dado del Albiano al Turoniano.

Gén. **HEDBERGELLA** Brönniman y Brown, 1958**Hedbergella delrioensis** (Carsey, 1926)

Lám. II, fig. 7

Esta es otra especie globigeriniforme que mantiene cuestionamiento taxonómico de antigua data en relación con *Hedbergella infracretacea* Glaessner. Aparentemente de *H. delrioensis* se derivaron: *Hedbergella portsdowensis* y *H. amabilis*, la primera por la elevación de la espira y la segunda por la elongación radial de las cámaras. Formas transicionales a *H. delrioensis*-*portsdownensis* son frecuentes en la parte superior de la Formación Arroyo Alfa, mientras que las que tienden a elongar sus cámaras se registran principalmente en la zona IV.

La presente especie es muy frecuente en las formaciones Nueva Argentina y Arroyo Alfa, decreciendo su frecuencia rápidamente a partir de la zona III y se registra hasta la zona IV.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,37
Ancho	0,30
Espesor	0,20

Hedbergella portsdowensis

(Williams-Mitchell, 1948)

Lám. II, fig. 6.

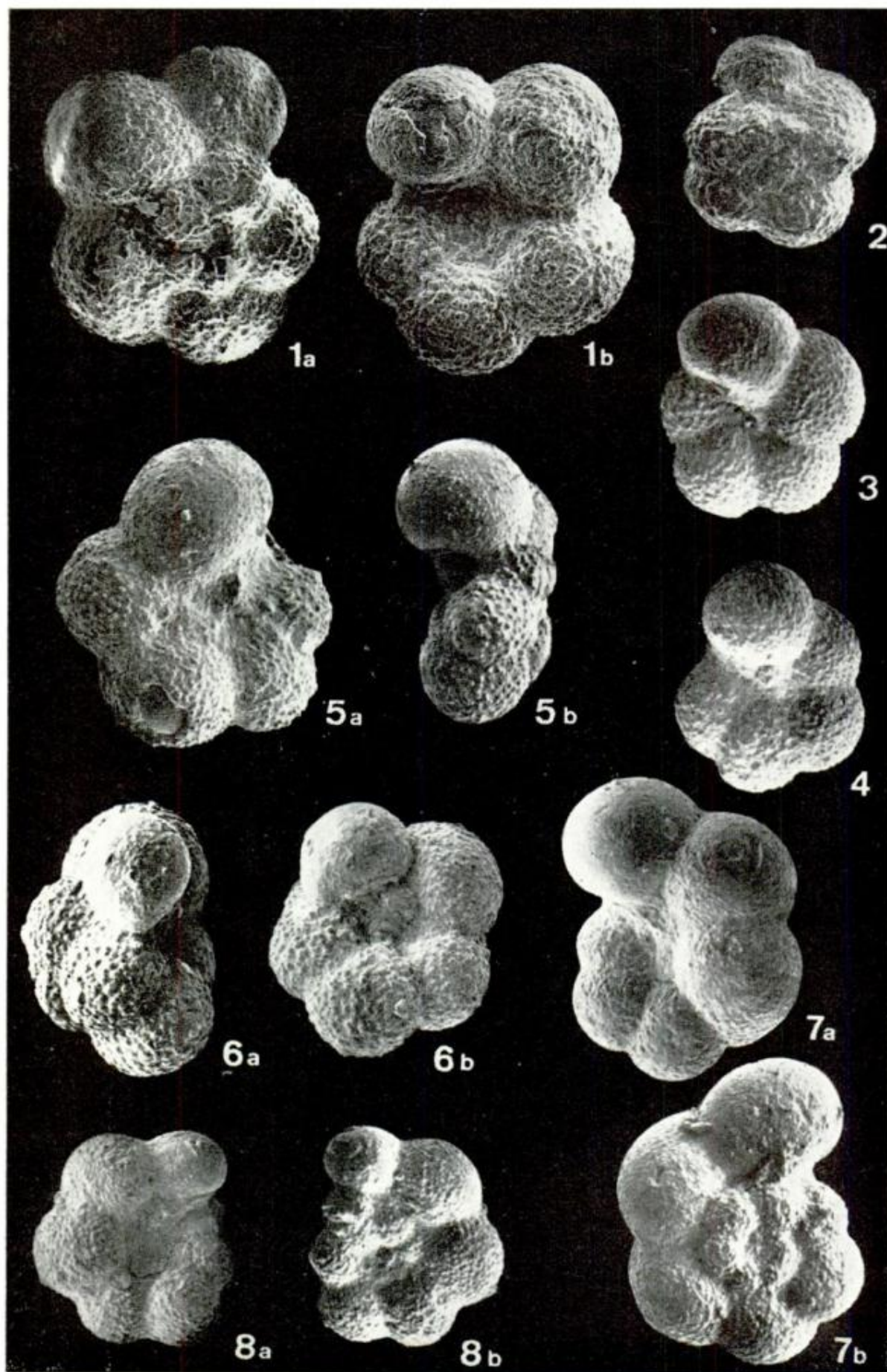
Esta especie se registra en la parte superior de la zona II y es muy frecuente en la zona III.

La situación nomenclatural-sistemática que soportan *H. paradubia* (Sigal), *H. brittonensis* Loeblich y Tappan y *H. portsdowensis* (Williams-Mitchell) ha sido repetidamente tratada pero no solucionada.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,33
Ancho	0,30
Espesor	0,22

LAMINA II

Fig. 1. — "*Rugoglobigerina*" *plana* Belford; 1040-50 mbbp, PR x-2, Formación Cabeza de León. *a*, vista dorsal; *b*, vista ventral mostrando cierta orientación de pústulas alargadas en las tres primeras cámaras de la última vuelta. X... Fig. 2. — "*Rugoglobigerina*" *pilula* Belford; 1490-500 mbbp, CL x-2, F. Cabeza de León. Vista dorsal mostrando pústulas elongadas en las primeras cámaras de la última vuelta. X... Fig. 3. — "*Rugoglobigerina*" *pilula* Belford; 1490-1500 mbbp, CL x-2, F. Cabeza de León. Vista ventral de diferente ejemplar con muy débil a casi inexistente orientación de las rugosidades. X... Fig. 4. — *Achaeglobigerina* sp.; 1180-90 mbbp, PR x-2. F. Cabeza de León. X... Fig. 5. — *Hedbergella* cf. *amabilis* Loeblich y Tappan; *a*, vista ventral, 1780-90 mbbp, CL x-1; *b*, vista periférica, 1300-10 mbbp, PR x-2. F. Arroyo Alfa. Fig. 6. — *Hedbergella portsdowensis* (Williams-Mitchell); 1180-90 mbbp, PR x-2. *a*, vista periférica; *b*, vista ventral. X... Fig. 7. — *Hedbergella delrioensis* (Carsey); 1420-30 mbbp, PR x-2, F. Nueva Argentina. *a*, *b*, vista ventral y dorsal. F. Nueva Argentina. Fig. 8. — *Hedbergella planispira* (Tappan); 1700-10 mbbp, CL x-1; F. Cabeza de León. *a*, *b*, vistas ventral y dorsal. X...



Hedbergella holmdelensis Olsson, 1964

Lám. I, fig. 6.

Esta especie es relativamente frecuente en la parte superior de la zona V, siendo idéntica a la forma ilustrada por Belford (1960) como *Globigerina cretacea* d'Orbigny, p. 90, lám. 25, fig. 1-3.

Morfológicamente los ejemplares de Tierra del Fuego son semejantes al paratipo (Olsson, 1964, lám. 1, fig. 1) y muestran un menor aumento de las cámaras y una menor elongación en la dirección del enroscamiento.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,31
Ancho	0,27
Espesor	0,15

Hedbergella planispira (Tappan, 1940)

Lám. II, fig. 8.

Formas asignables a esta especie se reconocen desde la zona V, y su máxima abundancia se registra en la Formación Arroyo Alfa. Algunas de las mismas presentan las primeras vueltas del lado dorsal algo más hundidas y posiblemente se correspondan con aquéllas asignadas a *Hastigerina escheri escheri* (Kaufmann) por Cañón y Ernst (1974, lám. 4, fig. 1 a-b). Estos autores, señalaron a esta especie como guía del Piso Peninsuliense.

Pessagno, 1967, marcó las diferencias entre *H. planispira* y *H. trocoidea* (Gandolfi), por tener la primera un aumento más rápido del tamaño de las cámaras; por poseer dos vueltas en oposición a tres o cuatro en *H. trocoidea* y por la periferia más lobulada.

A partir de estos criterios, se incluyeron dentro de la presente especie las formas mencionadas como *H. trocoidea* por los presentes autores en Flores *et al.*, 1973 y en Malumián y Masiuk, 1973.

Esta especie presenta un amplio rango; desde el Albiano al Coniaciano, estando vastamente distribuida en el Cenomaniano.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,30
Ancho	0,27
Espesor	0,12

Gén. **RUGOLOBIGERINA** Brönnimann, 1952

Gén. **ARCHAEOLOBIGERINA** Pessagno, 1967

Pessagno (1967) diferenció el género *Archaeoglobigerina* de *Rugoglobigerina*, por carecer el primero de rugosidades o costillas

dispuestas en forma meridional; posteriormente El-Naggar (1971) extendió al primero incluyendo al segundo como subgénero. Ambos autores, coinciden en que *Archaeoglobigerina* dio origen a *Rugoglobigerina*, a través del alineamiento de las rugosidades, diferenciando en el tiempo de la adquisición de ese carácter: el primero lo indicó para el Campaniano temprano y el segundo autor para el Santoniano-Campaniano.

Independientemente, y como norma general las conchillas de aguas frías-templadas poseen una escultura menos desarrolladas, consecuentemente es de esperar que esta característica se manifieste poco e incluso en forma tardía en relación a las formas de aguas cálidas.

Este grupo, en especial las archaeoglobigerinas, se encuentra bien representado en Tierra del Fuego, en líneas generales se observa una secuencia que se desarrolla dentro de la Formación Cabeza de León. En la zona IV se encuentra *A. wenzeli* frecuentemente representada; en la zona V hace su aparición "*Rugoglobigerina*" *plana* Belford, que muestra una escasa orientación en las rugosidades, orientación que se acentúa levemente en las formas asignadas a "*R*" *pilula* y "*R*" *bulbosa* Belford de la zona V.

Asimismo, se denota una disminución general en el tamaño de los foraminíferos planctónicos a partir de la zona IV probablemente debida al desmejoramiento de las condiciones ecológicas como consecuencia de la deprofundización de las aguas, que puede inferirse de la disminución del número de foraminíferos planctónicos.

Archaeoglobigerina wenzeli (Cañón y Ernst, 1971)

Lám. IV, fig. 1 a, b, c.

Esta forma ha sido descrita originalmente para la cuenca Austral y su distribución reconocida sólo para el Piso Lazienense (Natland *et al.*, 1974; Ernst, com. epist. 21-4-1975).

En el presente trabajo se han considerado bajo la presente denominación formas de gran tamaño, espira elevada y la pared con rugosidades poco desarrolladas y no alineadas. Estas formas se encuentran restringidas a la zona III.

No se han observado la presencia de tegillas bien desarrolladas lo que es atribuible al regular estado de conservación de los ejemplares, sólo se ha reconocido restos fragmentarios, pero en la ilustración original del holotipo puede inferirse la proyección

labial de la última cámara que cubre parcialmente el ombligo.

Las formas asociadas y de tamaños algo menores al ilustrado en el presente trabajo tienen grandes semejanzas morfológicas — a las que se le suman coincidencias de tipo cronológico y geográfico — con *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, 1967. Muy probablemente se trate de especies sinónimas, una confrontación directa de material tipo dilucidará el problema planteado.

<i>Dimensiones:</i>	fig. c	fig. a, b
Alto	0,34	0,33
Ancho	0,43	0,37
Espesor	0,30	0,31

"Rugoglobigerina" bulbosa Belford, 1960

La diagnosis original de la especie señala la presencia de arrugas pequeñas que en algunas cámaras están dispuestas según un diseño meridional. También, Belford (*op. cit.*) remarcó que *R. bulbosa* es cercana a *R. macrocephala* indicando que el aumento de las cámaras no es tan rápido, y la conchilla es más redondeada en su contorno. *Rugoglobigerina bulbosa*, inicialmente descrita para el Santoniano del oeste de Australia, no había sido citada hasta el presente fuera de esa región, sin embargo presenta suficiente semejanzas con *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, como para plantear firmes sospechas de que se trata de especies íntimamente ligadas y que probablemente *W. baltica* sea la forma predecesora de "*R.*" *bulbosa*. Una confrontación directa de los tipos de ambas especies será esclarecedora de estas relaciones.

"Rugoglobigerina" pilula Belford, 1860

Lám. II, fig. 2, 3.

La diagnosis original indica cámaras globulares, globosas, dispuestas en una espira alta, con 5 a 6 en la última vuelta. La superficie de la cóncula con arrugas dispuestas, en algunas cámaras, en disposición meridional.

Esta especie, originalmente descrita para el Santoniano y Campaniano inferior del oeste de Australia, ha sido registrada con similar distribución estratigráfica por Douglas (1969) en el norte de California y por Sliter (1973) en la isla de Vancouver. Por otra parte, ha sido ilustrada para el Maastrichtiano de la plataforma del oeste de Australia (Wright y Apothorpe, 1976).

Ha sido diferenciada de *Rugoglobigerina*

rugosa (Plummer) por su conchilla más espiroconvexa y por su ornamentación menos distintiva.

En Tierra del Fuego, es una especie frecuente y presenta típicos ejemplares comparables a los tipos originalmente ilustrados, se reconoce desde la zona V, en donde los ejemplares presentan escasa o nula orientación de las rugosidades hasta la zona VI, en donde la orientación se hace evidente en algunas cámaras, generalmente las primeras de la última vuelta.

Tanto en "*R.*" *bulbosa* como en "*R.*" *pilula* no se encontró una tegilla lo suficientemente preservada como para distinguir aberturas intralaminares. Por tal razón es conveniente puntualizar las semejanzas que se encuentran entre estas especies y *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, atendiendo que formas descritas bajo esta denominación para el Santoniano inferior de Bornholm presentan una débil orientación en sus espigas (Douglas y Rankin, 1969).

A este conjunto puede pertenecer *Globigerina cretacea* d'Orbigny de Cañón y Ernst, págs. 82-83, lám. 4, fig. 3 a-b. (en Natland *et al.*, 1974).

<i>Dimensiones:</i>	fig. 3.	Alto	0,28
		Ancho	0,21
		Espesor	0,18

"Rugoglobigerina" plana Belford, 1960

Lám. II, fig. 1 a, b.

"*R.*" *plana* ha sido originariamente descrita para el Santoniano y Campaniano inferior del oeste de Australia. En el material argentino es relativamente poco frecuente y presenta ejemplares levemente mayores a los tipos y paratipos, coincidiendo en los demás detalles morfológicos, tal como lo observó Belford (1960) se detecta una orientación de las pústulas en las cámaras de las últimas vueltas de algunos ejemplares.

<i>Dimensiones:</i>	Alto	0,42
	Ancho	0,37
	Espesor	0,23

Gén **WHITEINELLA** Pessagno, 1967

Whiteinella sp.

Lám. III, fig. 4 a, b, c.

Descripción: Esta especie se caracteriza por poseer de cinco a más frecuentemente seis cámaras en la última vuelta. La superficie cubierta por mamelones que desde las primeras vueltas hasta las primeras cáma-

ras de la última vuelta se agrupan con intensidad variable en el borde periférico dorsal, formando una carena indefinida e imperforada que se encuentra más o menos desarrollada según los ejemplares. La abertura, observada en escasos ejemplares, es un arco bajo, interiomarginal con un pórtico aparentemente desarrollado. La existencia de aberturas intra o infralaminares no pudo investigarse dado el regular estado de conservación que presenta el material. Las cámaras son comprimidas a levemente comprimidas en las últimas de la vuelta final.

Observaciones: La posición genérica de esta especie es problemática, y podría incluirse de la misma manera dentro del Género *Praeglobotruncana*, pero carece de una pared lisa o finamente espinosa, y además, no se ha verificado una definida carena imperforada que avale la inclusión dentro de este género. Una especie con características semejantes en estos aspectos y similar edad es *Praeglobotruncana loeblichae* Douglas, del Turoniano superior-Coniaciano inferior, que presenta un escaso desarrollo de carena, margen ocasionalmente perforado y una muy amplia variación morfológica que incluye formas de márgenes redondeados y carentes de carena (Douglas, 1970). *Praeglobotruncana* sp. de Scheibnerová (lám. 49, fig. 4-5) presenta grandes semejanzas con la especie aquí descrita.

Whiteinella sp. presenta una distribución estratigráfica restringida a la zona IV, siendo relativamente abundante. Previamente fue registrada como *Praeglobotruncana* sp. (en Flores *et al.*, 1973 p. 424) y como *Praeglobotruncana stephani*, (en Malumián y Masiuk, 1973).

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,53
Ancho	0,43
Espesor	0,25

***Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, 1969**

Lám. III, fig. 1 a, b, c.

Esta especie originalmente descrita para el Coniaciano-Santoniano inferior de la Isla

de Bornholm se encuentra bien representada en el material estudiado desde las zonas III hasta la IV inclusive, de acuerdo a las edades más probables de estas zonas, su registro comprendería desde el Turoniano hasta el Campaniano en Tierra del Fuego. Las formas de menor edad se diferencian con gran dificultad del plexo de *Rugoglobigerina pilula-bulbosa* (ver en *Rugoglobigerina bulbosa*). Scheibnerová (1975) registró formas muy similares a esta especie y a *Hedbergella bornholmensis* Douglas y Rankin, en el Albiano-Cenomaniano de la Gran Cuenca Artesiana Australiana, de manera que es probable un registro estratigráfico más amplio que el verificado originalmente. Por otra parte, y si bien no se consideran en particular, con un registro similar se pueden diferenciar formas asignables a *H. bornholmensis* en Tierra del Fuego. De esta manera se constata la distribución boreal-austral de estas dos formas de aparición conjunta.

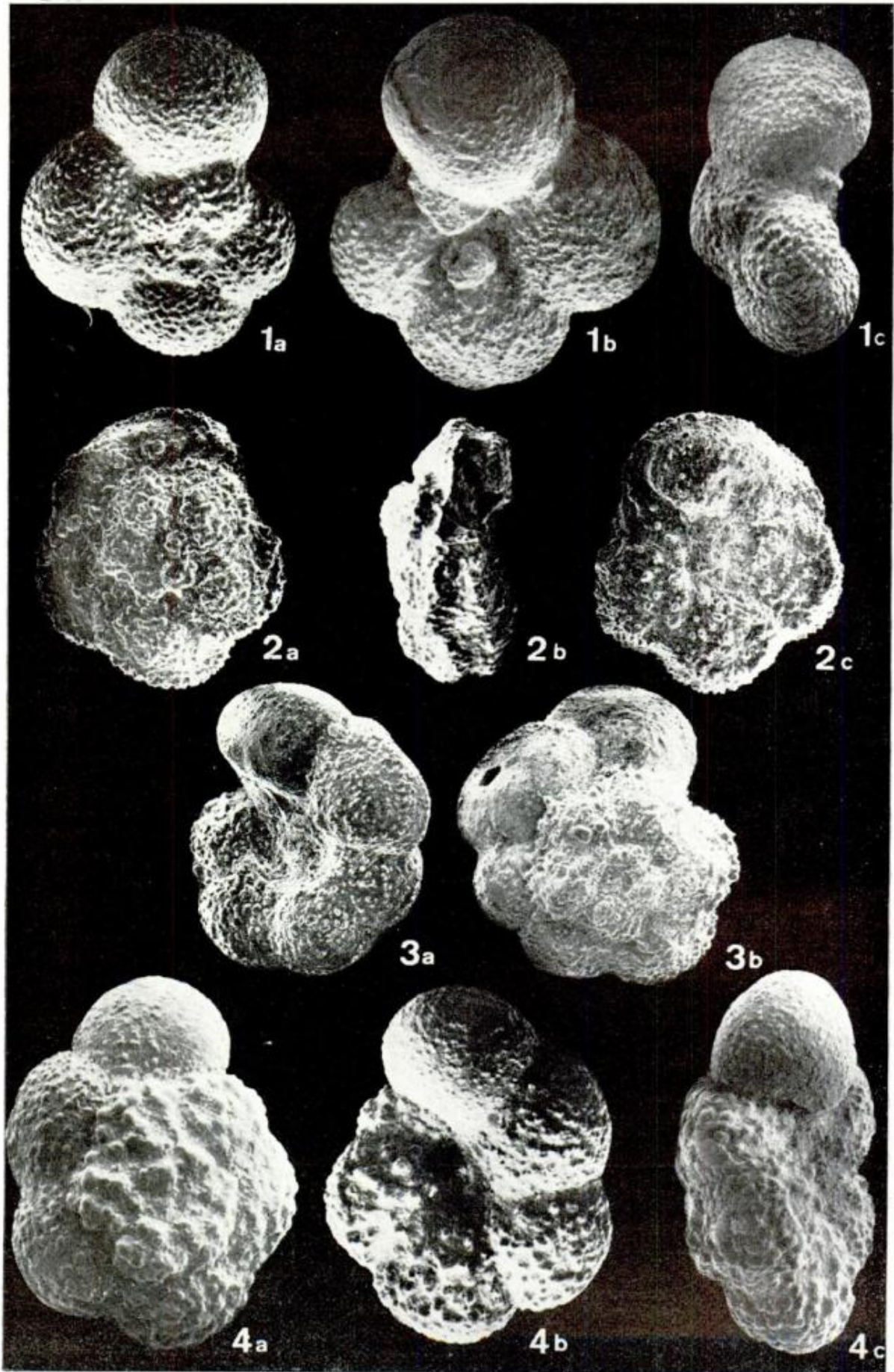
<i>Dimensiones:</i> fig. a, c	fig. b
Alto	0,40
Ancho	0,33
Espesor	0,20

Gén. GLOBOTRUNCANA Cushman, 1927

Herm (1966) realizó la primera mención sobre la presencia de formas planctónicas carenadas mientras que las primeras ilustraciones fueron dadas por Cañón y Ernst (en Natland *et al.*, 1974) incluyendo una nueva especie: *Globotruncana chiliana*, para la Cuenca Austral. Con la excepción de *Rugotruncana* sp. representada por un ejemplar, ilustrado en el presente trabajo, y la mención de *Globotruncana mayaroensis* Bolli (en Charrier y Lahsen, 1968) se trata de especies que según Pessagno (1967) deben incluirse en *Marginotruncana*. La Familia *Marginotruncanidae* según Pessagno (*op. cit.*) representa un vínculo filogenético entre *Rotaliporidae* y *Globotruncanidae* y se diferencia de la última por su pórtico desarrollado en lugar de una verdadera te-

LAMINA III

Fig. 1. — *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin; 1190-200 mbbp, PR x-2, Formación Cabeza de León. a, c, vista dorsal y periférica; b, vista ventral de diferente ejemplar, mostrando un labio desarrollado o tegilla remanente. X... Fig. 2. — *Rugotruncana* sp.; 990-100 mbbp, PR x-2, F. Cabeza de León. a, b, c, vistas dorsal, periférica y ventral. X... Fig. 3. — *Globotruncana cretacea* d'Orbigny; 1040-50 mbbp, PR x-2, F. Cabeza de León. a, b, vistas ventral y dorsal. X... Fig. 4. — *Whiteinella* sp.; 1180-90 mbbp, PR x-2, Formación Cabeza de León; a, b, vistas dorsal y ventral; c, vista periférica mostrando el agrupamiento de nodos en la periferia dorsal de la primera cámara de la última vuelta que tienden a formar una banda imperforada.



gilla y por la abertura de posición extraumbilical-umbilical. Estas características no han podido verificarse en el material estudiado pues requieren de una preservación que éste carece, razón por la cual se han mantenido las ubicaciones genéricas originales en las diferentes especies. Es dable remarcar que de existir estas diferencias y convalidarse la existencia de la Fam. Marginotruncanidae como plexo separable, sería la mejor representada en Cuenca Austral y correspondería a los planctónicos carenados de mayor distribución.

Globotruncana cretacea (d'Orbigny, 1840)

Lám. III, fig. 3 a, b.

Si bien esta especie es considerada típica de aguas templadas-frías sólo se ha hallado un ejemplar que presenta las características distintivas: dos carenas muy débiles, amplia banda periférica imperforada, fina pared y cámaras subglobulares. Considerando a *Globotruncana globigerinoides* Brotzen como sinónimo, el rango de la especie es Coniaciano-Campaniano y posiblemente Turoniano cuspidal. Se registró en el Coniaciano superior al Maastrichtiano inferior en U.S.A. (Olsson, 1964; Douglas y Sliter, 1966), en el Campaniano de Austria (Herm, 1962) y Santoniano-Campaniano de Australia (Edgell, 1957; Belford, 1960).

En la Argentina, las formas asignadas a *Archaeoglobigerina cretacea* d'Orbigny por Bertels (1970) en el Maastrichtiano de Patagonia septentrional no presentan bandas imperforadas ni carenas y se interpretan como pertenecientes a una especie diferente a la aquí tratada. *Globigerina cretacea* d'Orbigny de Cañón y Ernst (en Natland *et al.*, 1974) por las mismas razones apuntadas anteriormente, debe pertenecer al grupo de "R." *pilula*.

De acuerdo a Pessagno (1967) la presente especie debería incluirse en el gén. *Archaeoglobigerina*, por carecer de carenas desarrolladas.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,43
Ancho	0,34
Espesor	0,24

Globotruncana coronata Bolli, 1945

Lám. IV, fig. 4 a, b.

La presente especie, considerada como subespecie de *G. lapparenti* o *G. linneiana*, según diversos autores. Se encuentra generalmente asociada con *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, de la que ha sido diferenciada por su conchilla más biconvexa, por sus carenas menos distanciadas y tendiendo a desaparecer en la última cámara, y por sus cámaras más planiformes.

En Tierra del Fuego se encuentran ejemplares que se ajustan al concepto de *G. coronata* Bolli: gran tamaño, conchilla biconvexa, margen truncado, suturas del lado espiral fuertemente curvadas, elevadas y ampolladas; suturas umbilicales levemente deprimidas; ombligo amplio; superficie lisa o levemente espinosa en las cámaras iniciales. Asimismo, ciertos ejemplares de lado espiral algo más plano tienden a semejarse al concepto morfológico de *M. pseudolinneiana* Pessagno, especialmente si se comparan con las formas ilustradas por Douglas y Rankin (1969) del Santoniano y Coniaciano de la isla de Bornhorm, pero no llegan a tener el lado espiral plano y las cámaras tan crecientes como el holotipo de esta especie.

Se incluye aquí a *Globotruncana lapparenti* Brotzen cf. subsp. *tricarinata* (Que-reau) de Cañón y Ernst (en Natland *et al.*, 1974, p. 81, lám. 3, fig. 12 a-c).

G. coronata presenta una distribución prácticamente mundial, desde el Turoniano al Santoniano.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,47
Ancho	0,40
Espesor	0,23

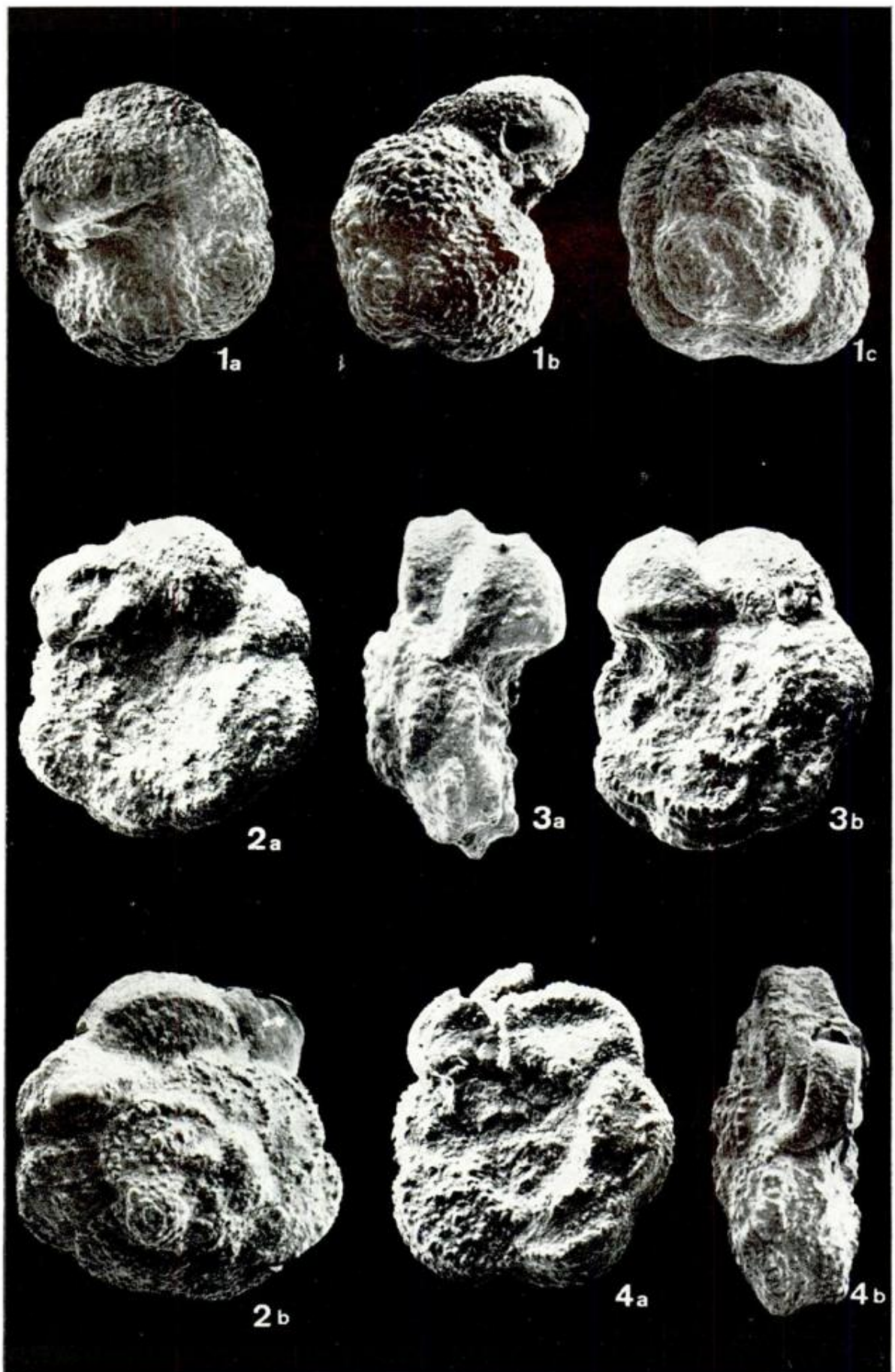
Globotruncana chiliana Cañón y Ernst, 1974

Lám. IV, fig. 2 a, b.

Esta especie originalmente propuesta para Cuenca Austral ha sido suscitadamente descrita. Se caracterizaría por una banda imperforada estrecha, siete cámaras en la última vuelta que aumentan lentamente de ta-

LAMINA IV

Fig. 1. — *Archaeoglobigerina wenzeli* (Cañón y Ernst); 1610-20 mbbp, CL x-1, Formación Cabeza de León. a, b, vistas ventral y periférica; c, vista dorsal de un diferente ejemplar. X...
Fig. 2. — *Globotruncana chiliana* Cañón y Ernst; 1610-20 mbbp, F. Cabeza de León CL x-1; a, b, vistas ventral y dorsal, X... iFig. 3. — *Globotruncana* sp.; 1580-1600 mbbp, CL x-1, F. Cabeza de León; a, b, vistas periféricas y ventral. X... Fig. 4. — *Globotruncana coronata* Bolli; 1610-20 mbbp, CL x-1; Formación Cabeza de León; a, b, vistas ventral y periférica. X...



maño. La ilustración original muestra un lado ventral más bien plano y lado dorsal elevado.

Si bien se ha indicado como muy frecuente en el Piso Laziense es relativamente escasa en los niveles equivalentes de la Formación Cabeza de León. Se asignan, con dudas, a esta especie formas con el lado dorsal elevado.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,57
Ancho	0,57
Espesor	0,33

Globotruncana spp.

Lám. IV, fig. 3.

Dentro de las formas carentes de identificación específica se encuentran algunas como la ilustrada caracterizadas por una espira elevada en forma telescópica y otras más pequeñas asignables a *Globotruncana marginata*, que presenta grandes semejanzas con las figurada bajo la última denominación por Douglas y Rankin (1969).

<i>Dimensiones:</i> fig. 3 Alto	0,48
Ancho	0,42
Espesor	0,23

(sin considerar la última cámara)

Gén. RUGOTRUNCANA

Bronnimann and Brown, 1956

Rugotruncana sp.

Lám. III, fig. 2.

Un sólo ejemplar, que previamente los autores del presente trabajo asignaron a *Globotruncana circumnodifer* Finlay (en Flores *et al.*, 1973) se coloca en nomenclatura abierta, en base de la comparación de la reciente y moderna descripción que se ha dado a conocer de esta especie (Webb, 1973).

El ejemplar se caracteriza por presentar sólo cinco cámaras en la última vuelta, las cinco iniciales son del tipo de *Rugoglobigerina* pasando luego a truncadas y con carenas definidas y desarrolladas. La pared posee una fuerte ornamentación en forma de mamelones que en el lado ventral muestran una leve alineación. El lado dorsal es medianamente elevado mientras que el ventral es conicotruncado.

<i>Dimensiones:</i> Alto	0,37
Ancho	0,33
Espesor	0,20

Consideraciones generales

a) *Composición y afinidades de los foraminíferos planctónicos de Tierra del Fuego.* La microfauna planctónica ilustrada en el presente trabajo brinda un buen ejemplo de las comunidades planctónicas del Cretácico de la provincia austral, mostrando sus características más relevantes: baja diversidad, dominio de formas no carenadas pertenecientes a los géneros *Hedbergella*, *Archaeoglobigerina*-*Rugoglobigerina*, *Heterohelix* y *Globigerinelloides*. Las hedbergellas caracterizan al Aptiano-Cenomiano, mientras que son frecuentes las formas transicionales entre los géneros *Archaeoglobigerina* y *Rugoglobigerina* dentro del Santoniano-Campaniano inferior. La ausencia o el escaso desarrollo de las típicas rugosidades del último género pueden deberse a las condiciones ecológicas: aguas templado-frías.

Las formas carenadas se registran en muy determinados niveles estratigráficos; sólo una forma muestra cierta tendencia a ser unicarenada: *Whiteinella* sp., se presenta en niveles probablemente turonianos; mientras que las formas bicarenadas, de carácter cosmopolita, pertenecientes al grupo de *Globotruncana coronata-marginata-pseudolinneiana*, se reconocen en niveles de posible edad santoniana, finalmente se encontró un solo ejemplar bicarenado: *Rugotruncana* sp., en niveles de probable edad maastrichtiana inferior.

La microfauna presente en los términos medio de la Formación Cabeza de León (zonas IV y V) presentan una notable semejanza con la microfauna boreal descrita por Douglas y Rankin (1969) para la isla de Bornholm, y la austral descrita por Belford (1960) para la cuenca Carnarvon, Australia. Posiblemente una comparación directa de material proveniente de estas localidades revele un mayor número de identidades específicas.

Recientemente, Scheibnerová (1971 y otros) remarcó las diferencias existentes entre las microfaunas tropicales y las australes-boreales, y la importancia de estas diferencias en relación a los problemas de correlación mundial.

En relación a los foraminíferos planctónicos de la Gran Cuenca Artesiana Australiana —propuesta como región tipo de las microfaunas australes, Scheibnerová, 1971— recientemente esta autora dio a conocer un estudio monográfico (1976), indicando la

presencia de dos niveles con foraminíferos planctónicos que se caracterizan, el inferior por la presencia de: *Hedbergella infracretacea*, *H. cf. infracretacea*, *H. planispira*, *H. delrioensis* y *H. cf. sigali* de edad albiánica media tardía y vraconiana. El superior, por: *H. portdownensis*, *H. planispira*, *H. cf. bornholmensis*, *Whiteinella cf. baltica* *Ticinella?* sp. y *Praeglobotruncana?* sp. El primero de ellos se corresponde con las zonas I y II de Tierra del Fuego, mientras que el segundo presenta semejanzas con la zona III.

El registro discontinuo de la distribución vertical de los foraminíferos planctónicos dentro de la región estudiada por Scheibnerová de la Gran Cuenca Artesiana, demuestra que estos organismos han debido sufrir condiciones ecológicas adversas, por las características propias de una cuenca de comunicación restringida con el mar abierto y probablemente no conformen una cabal imagen de las microfaunas australes. Además, se ha registrado en la parte norte de la Gran Cuenca Artesiana, la presencia de *Schakoina*, género de características tropicales (en Playford *et al.*, 1975), estableciéndose así una evidente diferencia con las microfaunas planctónicas de Cuenca Austral.

En particular, al compararse los foraminíferos bentónicos de ambas cuencas se han advertido diferencias en diversos aspectos dentro de las semejanzas que presentan las microfaunas australes (Malumián y Masiuk, 1976 a).

b) *Elementos de correlación.* En diversas oportunidades se ha mencionado la dificultad de realizar correlaciones entre las denominadas microfaunas tropicales y aquellas boreales-australes o no tropicales, y ya en informes inéditos de compañías petroleras, de hace más de quince años, se puntualizó la imposibilidad de establecer la correlación pertinente con los estratotipos europeos y las zonaciones más difundidas. Por otra parte, los escasos trabajos publicados, hasta no hace mucho tiempo en el hemisferio sur, imposibilitaron el desarrollo de una generalización de la problemática

que presentan estos foraminíferos y su utilización en la correlación intercontinental. Es importante entonces, perfeccionar un esquema, tal como el iniciado por Scheibnerová (1971 y varios), pero conviene estar prevenidos de generalizaciones apriorísticas cuando aún falta tanto para obtener una idea de las diferentes microfaunas que pueden hallarse en el hemisferio sur.

Particularmente en Tierra del Fuego se reconocen tres especies o grupo de especies en distintos niveles con registros estratigráficos estrechos pero de diferente significado, a saber:

- *Globigerinelloides gyroidinaeformis* (Moullade), especie originalmente asignada a un género bentónico y que en Cuenca Austral ha sido descripta como *Pullenia natlandi*, hasta el momento sólo ha sido reconocida dentro del Albiano inferior-medio tanto en el hemisferio norte como en el sur. Probablemente, y a medida que el conocimiento sobre la misma progresa; llegará a ser uno de los elementos de correlación más relevantes de Cuenca Austral. Es notable su aparente ausencia dentro de la Gran Cuenca Artesiana australiana.
- *Whiteinella* sp. es otra especie de corto rango dentro de la Cuenca Austral, fuera de la misma no ha sido reconocida por los autores del presente trabajo. Por el momento resulta ser un excelente fósil guía dentro de la cuenca.
- Grupo de *Globotruncana coronata-marginata-pseudolinneiana*, este grupo presenta una distribución vertical restringida y una desaparición local sumamente definida dentro de la cuenca, pero esta característica está determinada por condiciones ecológicas dada su extensa distribución cronológica fuera de la misma.

Finalmente, otro elemento que merece ser investigado por su sencilla determinación y aparente carácter cosmopolita es el nivel más antiguo con franco predominio (90 por ciento) de formas dextrorsas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Belford, D. J., 1960. *Upper Cretaceous Foraminifera from the Toolonga Calcilitite and Gingin Chalk, Western Australia*. Australia, Bur. Min. Res., Bull. n° 57: 1-198, láms. 1-35.
- Bertels, Alwine, 1970. *Los Foraminíferos planctónicos de la cuenca Cretácico-terciaria en Patagonia septentrional (Argentina), con consideraciones sobre la estratigrafía de Fortín General Roca (Provincia de Río Negro)*. Ameghiniana VII (1): 1-47, 9 láms.

- Bolli, H. M., 1971. *The direction of coiling in planktonic foraminifera*. en Funell & Reidel eds. *The Micropaleontology of Oceans*. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 639-648.
- Charrier, R. y A. Lahsen, 1968. *Contribution a l'étude de la limite crétacé-tertiaire de la Province de Magellan, extrême-sud du Chili*. Rev. Microp. 11 (2): 111-120.
- Douglas, R. G., 1970. *Planktonic foraminifera described from the Upper Cretaceous of California*. Cushman Found. Foram. Res., Contr., XXI (1): 18-26, lám. 3-5.
- Douglas, R. y C. Rankin, 1969. *Cretaceous planktonic Foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance*. Lethaia 2 (3): 185-217.
- Douglas, R. y W. Sliter, 1966. *Regional distribution of some Cretaceous Rotaliporidae and Globotruncanidae (Foraminiferida) within North America*. Tulane Studies Geol. 4 (3): 89-131, 4 láms.
- Edgell, H. S., 1957. *The genus Globotruncana in northwest Australia* Microp. 3 (2): 101-126, 4 láms.
- El-Naggar, Z. R., 1971. *The genus Rugobolobigerina in the Maastrichtian Sharawane Shale of Egypt*. II Planktonic Conference, Proc., :447-537, 2 figs., 1-19 láms., Roma.
- Flores, M. A., N. Malumián, V. Masiuk y J. C. Riggi, 1973. *Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (4): 407-437.
- Herm, D., 1962. *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattingebirge und Nierental (Gosaubecken von Richenhall und Salzburg)* Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abh. n. ser., N° 104: 1-119, 9 láms.
- 1966. *Micropaleontological aspects of the Magellanese Geosyncline, Southernmost Chile, South America*. Proc. 2nd. W. African Microp. Coll., (Ibadan. 1965): 72-86.
- Krasheninnikov, V. A., 1972. *Cretaceous and Paleogene planktonic foraminifera*. Leg. 27 of the DSDP. Init. Rep. DSDP, XXVII: 663-671, 2 láms.
- Malumián, N. y A. M. Báez, 1978. *Outline of Cretaceous stratigraphy of Argentina*. Ann. Mus. Nice.
- Malumián, N. y V. Masiuk, 1973. *Asociaciones foraminíferológicas fósiles de la República Argentina*. V Congr. Geol. Arg., Actas III: 433-453.
- 1975. *Foraminíferos de la Formación Pampa Rincón (Cretácico Inferior), Tierra del Fuego, Argentina*. Rev. Española Micropal. VII (3): 579-600, 2 láms.
- Malumián, N. y V. Masiuk, 1976 a. *Foraminíferos característicos de las Formaciones Nueva Argentina y Arroyo Alfa, Cretácico Inferior, Tierra del Fuego, Argentina*. VI Congr. Geol. Arg., Actas I: 393-411, 4 láms.
- 1976 b. *Foraminíferos de la Formación Cabeza de León (Cretácico superior, Tierra del Fuego, Rep. Argentina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (3): 180-202, 4 láms.
- Moullade, M., 1966. *Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "Fosse cocontentine"*. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 15 (2): 369, 27 text.-pág., 17 láms.
- Natland, M. L., P. E. González, A. Cañón y M. Ernst, 1974. *A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments*. Geol. Soc. Amer., Mem. 139: 1-126, 6 láms., 27 figs.
- Olsson, R. K., 1964. *Late Cretaceous planktonic foraminifera from New Jersey and Delaware*. Microp. 10 (2): 157-188, 7 láms.
- Pessagno, E. A., 1967. *Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from the western Gulf Coastal Plain*. Paleontographica Americana V (37): 245-445, 101 láms.
- Playford, G., D. W. Haig y Mary E. Dettmann, 1975. *A mid-Cretaceous microfossils assemblage from the Great Artesian Basin, northwestern Queensland*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 149 (3): 333-362, 5 láms., 1 fig.
- Quilty, P. G., 1973. *Cenomanian-Turonian and Neogene sediments from northeast of Kerguelen Ridge, Indian Ocean*. Geophysical Soc. Austr., Journ. 20 (3): 361-362.
- Risch, N., 1971. *Stratigraphie der Höheren Unterkreide der Bayrischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien*. Paleontographica Bd. 138 Abt. A.: 1-80.
- Scheibnerová, Viera, 1971. *Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces*, Geol. Survey N. S. W., Rec., 13 (3): 135-174.
- 1976. *Cretaceous Foraminifera of the Great Australian Basin*. Geol. Survey N. S. W., Mem., Paleont. 17: 1-265, 77 láms., 127 text.-fig.
- Sliter, W., 1968. *Upper Cretaceous Foraminifera from Southern California and North western Baja California, México*. Univ. Kansas Paleont. Contr. 49 (7): 1-141, 24 láms., 9 figs.
- Webb, N. P., 1973. *Upper Cretaceous-Paleocene foraminifera from site 208 (Lord Howe Rise, Tasman Sea) DSDP. Leg. 21*. en Burns, R. E. Andrews J. E. et al., Initial Rep. Deep Sea Drilling Project, XXI: 541-573.
- Wright, C. A. y M. Apthorpe, 1976. *Planktonic foraminiferids from Maastrichtian of the northwest shelf, Western Australia*. Journ. Foram. Res. 6 (3): 228-241, 2 láms.

SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES: HIPOTESIS DE TRABAJO SOBRE SU COMPOSICION GEOLOGICA Y RASGOS GEOTECTONICOS SALIENTES

RICARDO VARELA *

* Investigador del CONICET. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

Resumen

Sobre la base de la constitución geológica del sistema de sierras del sudoeste bonaerense se tratan aspectos relativos a su organización y evolución geotectónica, propia de zonas orogénicas.

Al análisis de las características salientes del Basamento Cristalino siguen consideraciones sobre las masas rocosas asignables a las secuencias sedimentarias tectogenéticas y orogénicas, sucesivamente.

El ordenamiento estratigráfico resultante muestra que para el cuerpo principal de sierras el Grupo Ventana pertenece al proceso tectogenético. Los Grupos Curamalal y Pillahuincó por su parte, depositados en sendas cuencas molásicas, occidental y oriental respectivamente, serían correlacionables entre sí y pertenecientes al proceso orogénico.

Los caracteres estructurales mayores y fases de deformacionales ocurridas son también tenidos en cuenta. Se encontró que los mismos son correlacionables regionalmente con procesos que han sido caracterizados en otras estructuras paleoídicas del país.

Se concluye que la cadena plegada del sur bonaerense puede ser interpretada como una cadena normal, de génesis y evolución geosinclinal.

Introducción

En la revisión de anteriores estudios geológicos efectuados en las Sierras Australes bonaerenses puede comprobarse que el aporte de la información pertinente desde los trabajos de Darwin (1846) cobra forma de esquema estratigráfico-tectónico coherente con la contribución de Schiller (1930). Le sigue el modelo propuesto por Harrington (1947, 1970) y recientemente el que fuera elaborado por Kilmurray (1975).

Cada una de las citadas comunicaciones sobre la constitución geológica y la correspondiente interpretación de la evolución de la cadena de sierras que consideramos, se fundamentó en detalladas y extensas observaciones por parte de dichos autores. Y lo que merece destacarse es que *entre sí difieren sustancialmente*, lo cual pone de relieve una característica de esta unidad del

Resumé

En partant de la constitution geologique du système des Sierras du sud ouest de la Province de Buenos Aires, Rque. Argentine, on traite des aspects relatifs à son organization et evolution géotectonique, qui est d'autre part celle propre des zones orogeniques.

L'analyse des caractères plus importants du zocle cristalin est suivie des considérations au sujet des masses rocheuses des séquences sédimentaires tectogenetique et orogénétique sucesivement.

La sucesion stratigraphique résultante montre que pour le corpe principal de Sierras, le Group Ventana appartient au proces tectogenétique. Les Groups Curamalal et Pillahuincó de son côté, déposés dans les basins molasiques, occidental et oriental respectivement seraient en rapport entre eux et appartenant au proces orogénétique.

Les caractères structuraux plus gros et les phases de deformationelles déroules sont aussi mis en regard. On trouve que ces caractères ont des corrélations régionales avec des processus qu'ont caractérisés dans d'autres structures paleoïdiques de l'Argentine.

On conclut que la chaîne plisée du sud de Buenos Aires peut être interprétée comme une chaîne normale à genèse et évolution géosynclinal.

territorio bonaerense: la dificultad en la obtención de resultados que puedan ser tenidos como "*ciertos*" por su comprobación sencilla en el terreno.

En la presente contribución el autor da a conocer su interpretación sobre la constitución de los afloramientos rocosos del sudoeste bonaerense, a modo de *hipótesis de trabajo* y con la finalidad de que sea considerada en futuros trabajos geológicos. También *difiere sustancialmente* de las anteriores, pero se entiende, es la que menos discrepa con el volumen de información tenida al presente.

Análisis y comparación de anteriores interpretaciones

A) La contribución de W. Schiller (1930, pág. 52) propuso el siguiente "esquema

cronológico de la serie de rocas en las sierras de la Ventana”.

- En la base terrenos asignados con dudas al *Arcaico*, compuesto por gneiss?, aflorando en la Sierra Pillahuin-Có, según referencia de Darwin, no habiendo sido comprobada su existencia.
- Mediando un gran hiatus conglomerado fino, cuarcitas y filitas tenidas con dudas como del *Cambriano*, y expuestas principalmente en el cordón septentrional de la Sierra de Puán, Sierra Bravard y zócalo de la Sierra de la Ventana.
- Separada por Hiatus conglomerado (basal?) cuarcitas y cuarcitas filíticas del *Siluriano*? presentes los asomos mayores en las Sierras de Curá-Malal, Chaco y la mayor parte de la Sierra de la Ventana.
- Presumiendo la existencia de un Hiatus? suceden areniscas y filitas del *Devoniano inferior*, ubicadas al Nordeste de las Sierras Bravard-Ventana.
- Mediando Hiatus grano-diorita, en parte milonitizada del *Infracarbonífero*? “a espaldas de las Sierras de Curá-Malal-Chaco”.
- Separado por Hiatus grauwackas, cuarcitas, pizarras, conglomerado glacial, del *Supracarbonífero*? y *Permiano* en las Sierras de Tunas-Pillahuin-Có.
- Por último tras gran Hiatus continúan terrenos del *Supraterciario-Cuaternario-Aluvio*.

Como elementos de estructuras principales Schiller reconoció: a) *un tronco de estructura infrasilúrica?*, afectando a las capas cámbricas?, conceptuado como el “torso de una montaña más vieja; b) *sierras predominantemente infracarbónicas* y, tal vez, en en parte ya infradevónicas, afectando a rocas silúricas?, infradevónicas e infracarbónicas? aflorantes al poniente del anterior elemento estructural, plegado y sobreempujado sobre el mismo; c) *cadena postpérmica*, donde queda involucrado el sistema de las Sierras Tunas-Pillahuin-Có.

B) Harrington (1947, p. 16) resumió la estratigrafía de las Sierras Australes según lo que sigue, en orden cronológico ascendente:

- *Precámbrico*, granitos y pórfidos cuarcíferos del pie occidental de las sierras.
- Mediando discordancia, *Silúrico (sensu lato)*, Serie de Curamalal (Grupos

La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo), presentes en la hilera austral de los cerros de Puán, Sierra de Curamalal, cerros del Chaco-Tornquist y cerros menores extendidos hacia el Sud-Sud-este.

- Separados por discordancia de erosión, *Devónico inferior*, Serie de Ventana (Grupos Bravard, Napostá, Providencia y Lolén), con afloramientos continuos en las Sierras de Bravard y Ventana.
- Mediando hiatus y discordancia de erosión continúa el *Pérmico*, Sistema Pillahuincó (Grupos Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas), constituyendo las Sierras de Tunas y Pillahuincó.
- Tras gran hiatus y discordancia angular suceden *depósitos cenozoicos*.

El citado autor (1970, pág. 175) interpretó que sobre un basamento cristalino se sucedieron tres transgresiones marinas que generaron en sendos surcos deposicionales migrantes hacia el nordeste, la sedimentación silúrica, devónica y pérmica sucesivamente. Esta sucesión habría sido plegada mediante *una sola fase de movimientos* acaecida con posterioridad al Permo-Triásico, quizás en el Triásico medio a superior.

El esquema estratigráfico de Harrington es con mucho el que ha tenido mayor vigencia en el tiempo, y también el que ha servido de base a casi todas las contribuciones posteriores que se han encargado de estudios geológicos de mayor detalles en el ámbito de Ventania.

C) Recientemente Kilmurray (1975, pág. 344) ha dado a conocer su interpretación del acontecer geológico en las Sierras Australes proponiendo un nuevo esquema estratigráfico según lo que sigue:

- *Precámbrico*, Grupo La Ruca Malén, integrado por granitos y metamorfitas expuestos en la zona del cerro Pan de Azúcar y Estancia Agua Blanca.
- *Cambro-Ordovícico*, Formación Los Chilenos, cuarcitas y cuarcitas conglomerádicas, presentes en Los Chilenos y Sierra de Cortapié.
- *Silúrico*, granito del Cerro Colorado, intruyendo a Formación Los Chilenos.
- *Devónico inferior*, Formación Lolén, psamitas micáceas, filitas y pizarras.
- *Devónico superior*, Complejo porfírico de La Ermita.

ZONAS PERIODOS	ZONA OCCIDENTAL EXTERNA (1)	ZONA OCCIDENTAL (2)	ZONA CENTRAL (3)	ZONA ORIENTAL (4)
CUATERNARIO	SEDIMENTOS INDIFERENCIADOS	SEDIMENTOS INDIFERENCIADOS	SEDIMENTOS INDIFERENCIADOS	SEDIMENTOS INDIFERENCIADOS
TERCIARIO				
TRIASICO				
PERMICO	GRANITO LOPEZ LECUBE (5)	Fm. HINOJO (6) Fm. TROCADERO (6) Fm. MASCOTA (6) Fm. LA LOLA (6)		Fm. TUNAS (6) Fm. BONETE (6) Fm. PIEDRA AZUL (6) Fm. SAUCE GRANDE (6)
CARBONICO		COMPLEJO PORFIRICO DE LA HERMITA (5)		
DEVONICO	GRANITO CERRO COLORADO (5)			
SILURICO			Fm. LOLEN (6)	
ORDOVICICO	Fm. LOS CHILENOS (7)		Fm. PROVIDENCIA (6)	
CAMBRICO			Fm. NAPOSTA (6)	
PRECAMBRICO		GRANITO A BLANCA (5) DIABASA P AZUCAR (7) RIOLITA C CORRAL (8) ESQUISTOS VERDES	Fm. BRAVARD (6)	

Fig. 1. — Correlación de sedimentitas y magmatitas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. (1) Cerro Colorado-Chasicó-Cortapié-López Lecube; (2) Sa. de Curamalal, principalmente; (3) Sas. de Bravard y Centana, principalmente; (4) Sas. de Pillahuincó y Las Tunas; (5) Cingolani y Varela (1973); (6) Harrington (1947); (7) Kilmurray (1975); (8) Varela y Cingolani (1975).

— *Carbónico inferior*, mediante discordancia erosiva, incluyendo a las Formaciones La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo del Grupo Curamalal, y configurando repetición estructural del anterior paquete sedimentario las Formaciones Bravard, Napostá y parte inferior de Providencia del Grupo Ventana.

— *Carbónico-Pérmico*, mediante discordancia angular, testimoniado por el Grupo Pillahuincó.

— *Triásico*, fase de movimientos tectónicos, granito de López Lecube.

En este ordenamiento sobre una basamento precámbrico se habría desarrollado durante el Paleozoico inferior una secuencia psamítica intruida por granitos, cuyos relictos asoman en el área occidental. Mediante movimientos deformantes intensos seguiría la evolución de una cuenca oriental en el Devónico inferior y de una cuenca carbónica en el área occidental. Movimientos inter-carbónicos se constituirían en el principal evento tectónico. Tras ello se produciría la

sedimentación del Carbónico-Pérmico en una cuenca ubicada en el borde más oriental del conjunto de sierras.

Los tres esquemas comentados presentan en común un ordenamiento estratigráfico secuencia de las unidades rocosas expuestas en Sierras Australes. O sea que si bien difieren en la posición vertical que corresponde a algunas de las formaciones, definen sendos perfiles columnares complexivos de una sola rama o eje. Distinto es el esquema propuesto en este trabajo (*cf. infra* y fig. 1) en donde para las zonas central, occidental y oriental (cuerpo principal de sierras) queda definido un perfil columnar integrado por una sección tectogenética (Formaciones Bravard a Lolén) que se continúa en dos secciones orogenéticas (Formaciones La Lola a Hinojo y Sauce Grande a Tunas).

Nueva interpretación brindada en esta contribución

Las partes constitutivas del relieve de sierras que actualmente no ofrecen mayores dudas sobre su edad estratigráfica y/o radiométrica son las siguientes:

— Sienita López Lecube.	Triásico.	227-240 m.a.
— Grupo Pillahuincó.	Carbónico sup.- Pérmico.	
— Pórfidos cuarcíferos.	Devónico sup.-	317-348 m.a.
La Mascota-La Hermita.	Carbónico inf.	
— Formación Lolén.	Devónico inf.	
— Granito Cerro Colorado.	Silúrico.	407 m.a.
— Granito Agua Blanca-Las Lomitas.	Precámbrico sup.-	574 m.a.
	Cámbrico.	
— Diabasas Cerro Pan de Azúcar.	Precámbrico sup.	603 m.a.
— Riolitas Cerro del Corral.	” ”	655 m.a.

Sobre esta base y consideraciones sobre organización y evolución geotectónica de zonas orogénicas se da a continuación la interpretación que, a juicio del autor, satisface la mayor cantidad de interrogantes. Merece destacarse que los aspectos fundamentales de la misma han sido controlados en el terreno en sucesivos viajes de estudio realizados con motivo de tareas geológicas iniciadas a partir de 1969. Tal interpretación será tratada mayormente sobre la base de un perfil transversal a la cadena de sierras.

A) COMPOSICIÓN GEOLÓGICA

Serán considerados como sigue y en el orden que surge del esquema que se propone los caracteres litológicos y estructurales salientes de las principales unidades aflorantes en las Sierras Australes.

a₁) Basamento Cristalino

El estudio del reducido conjunto rocoso ígneo-metamórfico expuesto en el borde occidental a sudoccidental del arco de sierras (Cingolani y Varela, 1973) fue sin lugar a dudas el comienzo de una serie de comprobaciones que han generado nuevas investigaciones en Ventania. El mismo ha permitido además coordinar un considerable volumen de información geológica procedente de anteriores contribuciones de diversos autores, de amplio detalle en algunos sectores.

En efecto, de un complejo rocoso asignado sin discriminaciones al tiempo precámbrico, se han discernido eventos pertenecientes realmente a un basamento cristalino precámbrico y otros ubicables en el Paleozoico y Mesozoico (Cingolani y Varela, 1973; Varela y Cingolani, 1975).

Remanentes del Basamento Cristalino precámbrico afloran en la zona de la Estancia Agua Blanca y sección de Las Lomitas-cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral.

En el primero de los lugares se trata de granitos rodeados por sedimentos cuaternarios, no habiendo a la observación puntos de contacto con otras unidades formacionales antiguas. El fechado radimétrico de estos granitos (Cingolani y Varela, *op. cit.*) indica una antigüedad de 574 m.a. Los granitos de Las Lomitas también pertenecen a este proceso magmático, observándose en su masa relictos de metamorfitas.

En la zona del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral, (fig. 2) tenemos quizás como rasgo más saliente la reciente sucesión de descubrimientos de nuevas unidades rocosas integrando estos terrenos. Schiller (1930) mencionó por vez primera a granitos muy milonitizados en las espaldas de las sierras de Curamalal y Chaco. Con posterioridad Harrington (1947) agregó que “en el lugar no existen granitos propiamente dichos, ya que todos se hallan fuertemente milonitizados hasta convertirse en esquistos sericíticos de color verde claro”. . . . No obstante observaciones de mayor detalle (Kilmurray, 1968) revelaron que integran la zona esquistos verdes, granitos pegmatíticos, cataclitas de granito, milonitas, blastomilonitas, milonitas de ojo y filonitas, junto a un cuerpo de skarn y diabasas porfíroides. Aparecen además (Cingolani y Varela, 1973) esquistos parcialmente granitizados y milonitizados en diverso grado, interpretados como relictos de un antiguo basamento. Varela y Cingolani (1975) comunicaron el hallazgo en el cerro del Corral de rocas porfíricas de composición riolítica, referidas anteriormente como milonitas y blastomilonitas por Kilmurray (1968). Por último el ordenamiento estratigráfico de la secuencia precámbrica local fue realizado por Cuerda *et al.* (1975), creando el Grupo Sauce Chico que incluye a las Formaciones Pan de Azúcar y cerro del Corral.

La datación de rocas de este complejo (Varela y Cingolani, 1975) permitió establecer que las rocas riolíticas tienen una

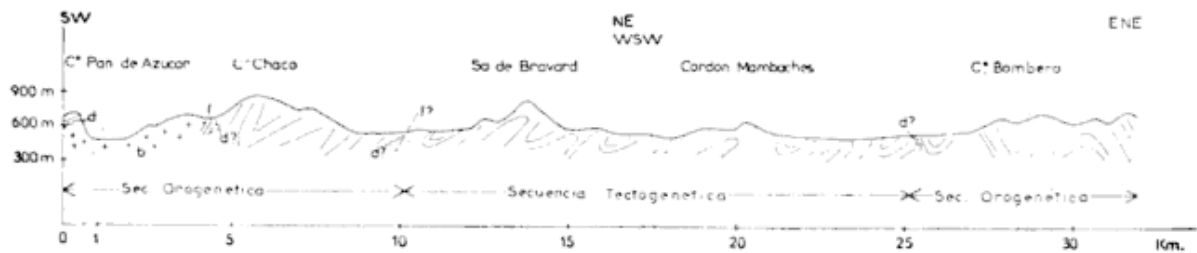


Fig. 2. — Perfil transversal compuesto de las Sierras Australes: tramo SW-NE entre el cerro Pan de Azúcar y la sierra de Bravard (cerro Guanaco); tramo WSW-ENE entre el cordón Mambaches y la sierra de Las Tunas (cerro Bombero). b: basamento; d: discordancia; f: falla. La secuencia tectogenética incluye a las sedimentitas del Grupo Ventana y la secuencia orogenética a las del Grupo Curamalal al poniente y del Grupo Pillahuincó al naciente.

antigüedad de aproximadamente 655 m.a. y que las diabasas porfiroides por su parte se emplazaron por lo menos hacia los 603 m.a. Esto, agregado al proceso granitizante que interesa localmente a las metamorfitas, y que fuera fechado para la zona de Agua Blanca y Las Lomitas con 574 m.a. permite obtener la siguiente secuencia de eventos para el basamento en cuestión:

- a) metamorfismo facies de esquistos verdes;
- b) emplazamiento de porfíricas riolíticas;
- c) emplazamiento de diabasas;
- d) emplazamiento de granitos.

a₂) Secuencia sedimentaria tectogenética

En la zona central de sierras (fig. 1, 2) las formaciones que pueden conceptuarse como tectogenéticas comprenden las sedimentitas que fueron agrupadas por Harrington (1947) en el Grupo Ventana. Se da al término tectogénesis el sentido de *período tectónico* discernible claramente en áreas geosinclinales, durante el cual se producen bajo tendencia subsidente de la corteza terrestre la depositación de sedimentos de vacuidad y flysch. Queda bien delimitado este período por la dinámica de la regeneración tectónica en la base y por la tectónica geosinclinal propiamente dicha en su techo (Borrello, 1969, pág. 40).

La base de esta sucesión no está expuesta a la observación, por lo que no puede ser estudiada la relación estructural que guarda respecto al zócalo cristalino. No obstante en sus niveles inferiores la presencia de areniscas gruesas a conglomerádicas, conteniendo bancos de conglomerados de 2-3 m de espesor, puede comprobarse desde las proximidades del Abra de Pigüé (Calmels *et al.*, 1975) hasta las cercanías del Abra de los Vascos por el sur. Lo anterior apunta a que se trataría de la sección inferior de la

secuencia original. Su espesor fue estimado por Harrington (1947, pág. 23) en 200-250 m, a quien se debe la denominación de Formación Bravard. Los fenoclastos son de cuarzo lechoso y de cuarcitas de variado color, bien redondeados, del tamaño de una nuez y ocasionalmente llegan a 30 cm de diámetro. Andreis (1965, pág. 22) agregó que las sedimentitas están intensamente deformadas, transformadas en semiesquistos de brillo satinado por la presencia de sericita en los planos de esquistosidad. La procedencia del material, especialmente en lo que se refiere a los rodados de cuarzo lechoso, correspondería al basamento ígneo-metamórfico sobre el cual se apoyarían en profundidad las masas clásticas. De acuerdo con el concepto de regeneración tectónica tal relación estructural debe ser angular discordante, con la yacencia sobre tal discordancia de un conglomerado de base, atendiendo a que la formación Bravard posee niveles conglomerádicos en sus porciones basales expuestas actualmente.

Hacia arriba se pasa transicionalmente a una potente sucesión de areniscas cuarcíticas con frecuente laminación entrecruzada, de tonalidades blancas en la parte inferior (aproximadamente 400 m) y rojizas en los 200-300 m que le siguen, donde aparecen intercalados bancos de esquistos arcillosos y filitas de tonalidades verdes y rojizas. Corresponde a las unidades nominadas por Harrington (1947), como Formaciones Napostá y Providencia.

Sin que medie discordancia observable, pero sí discontinuidad litológica, se pasa a unos 450 m de areniscas, areniscas micáceas y grauvacas con pizarras y filitas intercaladas. Pertenecen a la denominada Formación Lolén y contienen restos fósiles que determinaron su ubicación en el Devónico inferior. El cambio de facies sedimentaria en secuencias tectogenéticas es conocido en otras

estructuras paleoídicas argentinas. Mayormente se vincula con la acción de movimiento eopaleozoicos, taciónicos a pretaciónicos en la Precordillera del oeste argentino. Se trata de movimientos de carácter tensional, que habrían actuado también en las Sierras Australes de Buenos Aires, aparentemente con una menor antigüedad relativa.

Sobre las sedimentitas de la Formación Providencia, Reinoso (1968) efectuó mediciones de laminación cruzada que establecieron que la zona de aporte (plataforma) se encontraba al norte a noreste de los actuales afloramientos de esa Formación. Ello es sencillamente interpretado según el esquema propuesto en la presente contribución, ya que el Grupo Ventana es tenido como tectogenético y basal, por lo que el principal aporte sedimentario provendría de la contigua plataforma. Obviamente no podría recibir sedimentos de las ulteriores masas orogénicas ubicadas al poniente (figs. 2, 3).

En la zona occidental externa (fig. 1) podrían corresponder los asomos rocosos de los cerros Chasicó, Colorado y Cortapié a masas tectogenéticas. Las cuarcitas de grano grueso, conglomerádicas en parte, fueron recientemente reunidas por Kilmurray (1975, pág. 345) en la Formación Los Chilenos. Estas sedimentitas, según dicho autor, están afectadas por dos episodios de deformacionales. Además el granito de Cerro Colorado, data-

do como del Silúrico, penetraría a dichas sedimentitas según apreciaciones de Llambías y Prozzi (1975, pág. 92), con la presencia de un borde de enfriamiento granofírico entre las rocas netamente granítica y las cuarcitas. De esta manera la sedimentación paleozoica se habría iniciado posteriormente a los 574 m.a., en que se ha datado el último evento dentro del basamento, y anteriormente a los 407 m.a. de antigüedad en que se emplazaron los granitos del Cerro Colorado. Kilmurray (1975, pág. 343) las conceptúa del Cambro-Ordovícico.

La Formación Los Chilenos de Kilmurray sería, de acuerdo con las características señaladas, correlacionable con los términos basales de la secuencia tectogenética aflorante en la zona central serrana, donde está expuesta la sección más completa y que de esta manera tomaría en su desarrollo el lapso Cambro-Ordovícico a Devónico inferior inclusive.

La deformación que afecta a las sedimentitas tectogenéticas les confiere un estilo estructural propio. Se caracteriza por plegamiento de tipo similar, con manifiesto engrosamiento de charnelas, ejes de rumbo noroeste e inclinación de planos axiales al sudoeste. Se asocia un sistema de diaclasas de cizalla estudiado en la Formación Lolén (Llambías y Prozzi, *op. cit.*, pág. 97) de rumbo N45E y N80E. Se habría ubicado

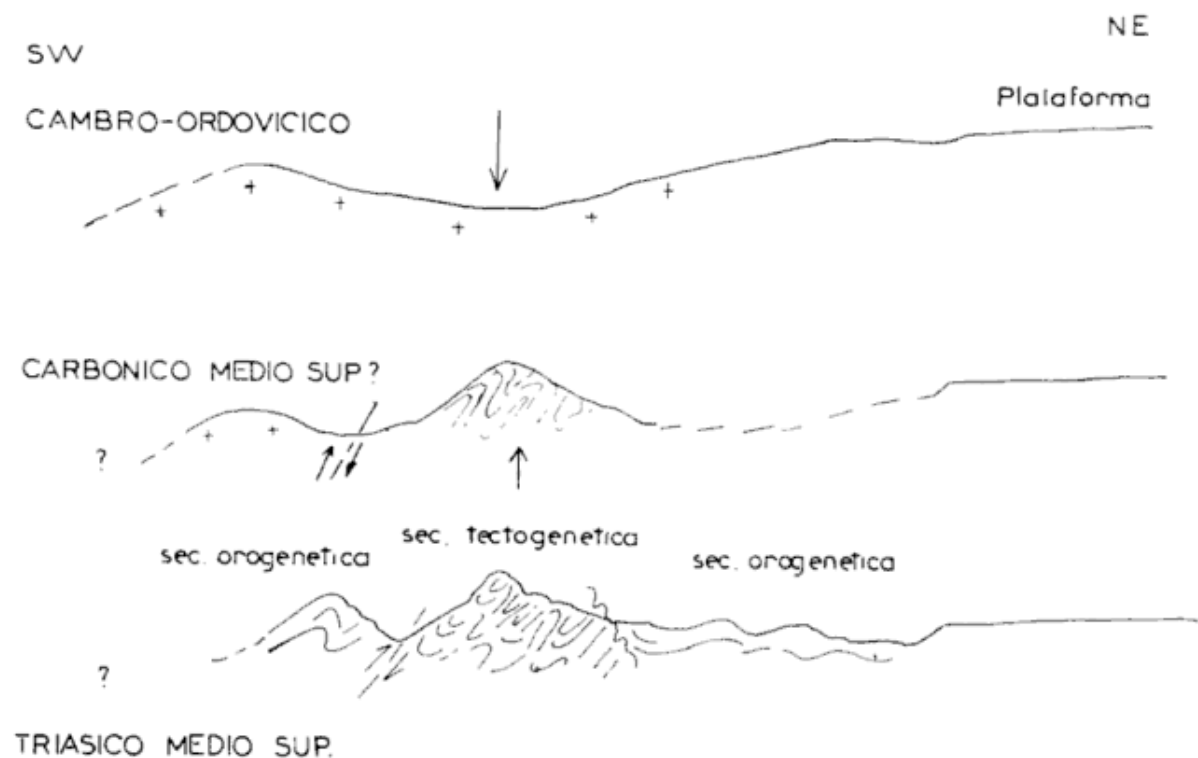


Fig. 3. — Esquema de organización geosinclinal y estados paleogeográficos principales.

así el esfuerzo deformante principal en el cuadrante ENE-OSO.

a₃) *Secuencia sedimentaria orogénica*

La finalización de una secuencia tectogénica está marcada por un episodio tectónico de importancia, tal como ha podido comprobarse en numerosas estructuras de cadenas plegadas. El mismo es fuertemente compresivo y paleogeográficamente tiene el significado de *inversión de relieve*, con la instalación de elementos positivos en el ámbito anterior subsidente. Por igual son motivo de la aparición de fosas laterales que recibirán la sedimentación molásica, mayormente aportada por el desgaste de la nueva unidad positiva.

La relación estructural entre masas tectogénicas y orogénicas es de discordancia tajante, de fuerte ángulo, la que se verifica normalmente entre molasas y su yacente de diversa composición y edad involucrando incluso al basamento de la cadena de montaña. Además debe recordarse que el régimen sedimentario molásico (Borrello, 1965, pág. 78), de variada litología y gradando de psefitas a pelitas, ha permitido discernir dos tipos: molasa gris y molasa roja. La primera es continental-marina y la segunda adquiere facies continentales.

Para el análisis de la secuencia orogénica de las Sierras Australes es necesario, según la presente interpretación, referirse a dos zonas, separadas entre sí y de diferente constitución: *oriental* y *occidental*, respectivamente, de acuerdo a su relación con el núcleo tectogénico central. Tal situación no es única ni excepcional en esta cadena plegada; por el contrario, es la que se constata generalmente, *v. gr.* Precordillera del oeste argentino.

La *sucesión molásica de la zona oriental* ha sido anteriormente reconocida como tal (Borrello, 1965, 1969; Cingolani *et al.*, 1970). Estratigráficamente está representada por las sedimentitas del Grupo Pillahuincó, que se inicia con el Conglomerado de Sauce Grande.

La fracción psefítica de Sauce Grande se compone (Andreis, 1965, pág. 29) de cuarcitas (47 %) pudiendo llegar al 80 %, eruptivas (31 %), metamorfitas (11 %), calizas (8 %), cuarzo de vena (2 %) y arcilitas negras (1 %). Según datos de Riggi (1935) hacia la sierra de Tunas los fenoclastos son predominantemente cuarcíticos, frente a marcada escasez de filitas, esquistos y eruptivas en general. Andreis (*op. cit.*) con-

sideró que el ambiente de sedimentación de las psefitas pudo haber sido el de áreas litorales próximas a un continente cubierto por una calota de hielo que se habría situado sobre territorio uruguayo y sudbrasileño. A ello podemos agregar que la dispersión hacia los bordes (hacia el sudoeste localmente) debe haber estado controlada por la masa tectogénica ya instalada en el relieve. De tal suerte los depósitos de aspecto tillítico y glacifluviales serían transgresivos sobre las capas deformadas del Grupo Ventana.

La relación estructural entre las Formaciones Lolén y Sauce Grande es de muy difícil análisis en el terreno. Fue considerada por Harrington (1947, 1970) como pseudoconcordante a través de un plano discordante erosivo. No obstante Keidel (1947) y Andreis (1965) se han inclinado por la posibilidad de que dicho plano sea de discordancia angular. En nuestro criterio, razones de índole geotectónica nos llevan a considerar a tal discordancia como de tipo angular, enmascarada actualmente en la línea del contacto Lolén-Sauce Grande por la acción de movimientos de la tectónica compresiva de fondo. La observación de tal tajante discordancia entendemos debe buscarse sobre la misma mole tectogénica; el tema estimamos será motivo de nuevas investigaciones.

Según Harrington (1947, pág. 26) la Formación Sauce Grande (estimada en 900 m de potencia) deja paso hacia niveles superiores a pizarras oscuras intercaladas con areniscas amarillentas; alternancia de areniscas cuarcíticas verdoso-azuladas con motas blancas y sedimentos areno-arcillosos oscuros; areniscas finas silicificadas verdosas y sedimentos arcillosos verdosos con manchas moradas o morados con manchas verdosas. Corresponden a las denominadas Formaciones Piedra Azul, Bonete y Tunas, que totalizarían unos 1300 m de espesor.

El desarrollo del Grupo Pillahuincó, que según su contenido fosilífero se habría producido durante el Carbónico superior a Pérmico inclusive remata con sedimentitas que señalarían (Harrington, 1970, pág. 173) depositación en ambientes neríticos proximales a litorales hasta continentales.

La *sucesión molásica de la zona occidental* se interpreta como tal en la presente contribución. Mayormente quedan involucrados en ella los depósitos que fueran agrupados por Harrington (1947) en el Grupo Curamalal.

En esta zona occidental el emplazamiento de riolitas del Complejo Porfírico de La Ermita se habría producido con ligera posterioridad a la acción de los movimientos de la tectónica geosinclinal principal, y anteriormente a la sedimentación del Conglomerado de La Lola. El menor grado de deformación que presentan pórfiros y granófiros (Harrington, 1947; Kilmurray, 1975) respecto a elementos del Basamento Precámbrico, y los resultados radimétricos (348-317 m.a.), más la presencia de rodados de riolitas en la Formación La Lola, son concordantes con esa apreciación. La elongación de los afloramientos sugiere además un control por una zona de fractura, tendida de noroeste a sudeste (Varela, 1973). Esa zona de debilidad tendría entonces definición por lo menos desde el Devónico superior-Carbónico inferior y se habría reactivado principalmente con motivo de los movimientos plegantes de la secuencia sedimentaria orogénica (línea de filonitas). Su ubicación coincidiría con el desarrollo de una dorsal geoanticlinal (ver fig. 3), que habría delineado por el oeste-sudoeste al ámbito subsidente principal de la actual cadena plegada.

Los sedimentos orogénicos del Grupo Curamalal totalizan unos 1200 m de espesor y comienzan con un conglomerado de base, el de la Formación La Lola. Asoma discontinuamente esta unidad formacional en el borde occidental del arco de sierras, desde las proximidades del río Sauce Chico hasta la sierra de Puán hacia el noroeste.

La relación estructural entre esta psefita basal y antiguas masas tectogénicas no está a la vista, según el estado actual de nuestros conocimientos, pero no se descarta que la misma pueda reconocerse en futuros estudios. Por el contrario sí puede constatararse el apoyo de esta potente pila sedimentaria en el complejo rocoso del Basamento Cristalino, mediante discordancia angular primaria.

Hacia niveles estratigráficos superiores el Conglomerado La Lola pasa transicionalmente a areniscas cuarcíticas rosadas, que luego adoptan variadas tonalidades y que finalmente pasan a areniscas esquistosas alternantes con esquistos areno-arcillosos sericíticos y esquistos francamente arcillosos (Harrington, 1947, pág. 22).

En la composición del conglomerado de base del Grupo Curamalal se cuenta (Harrington, 1970, pág. 163) con rodados de cuarcitas (96 %), pizarras (3 %), cuarzo de veta (1 %) y riolitas (pequeño factor

de corrección). Interesa destacar de ello que la inclusión de riolitas en su trama limita la antigüedad de esta sedimentita al tiempo Devónico superior a Carbónico inferior, de acuerdo con el fechado radimétrico que considera una edad de emplazamiento de esas rocas oscilante entre 348 y 317 m.a. La edad de las rocas riolíticas aflorantes en la zona de La Mascota-La Hermita ha sido ratificada recientemente con nuevas determinaciones (Varela y Cingolani, 1975); asimismo en dicha contribución se han dado a conocer análisis radimétricos sobre riolitas presentes como rodados en el Conglomerado de La Lola, que establecieron, como era de suponer, identidad con las rocas de igual composición aflorantes cercanamente.

Sobre la composición de la psefita, debe además agregarse que su carácter de masa orogénica permite explicar adecuadamente la procedencia del material cuarcítico, que llega al 96 % del total. El mismo proveniría de la destrucción de la raíz tectogénica emplazada como unidad de relieve positivo y de litología mayormente cuarcítica (Formaciones Bravard, Napostá y Providencia, principalmente). De acuerdo con esto las masas rocosas designadas como Grupo Curamalal se habrían originado a expensas de aquellas reunidas en el Grupo Ventana, y no a la inversa como era considerado anteriormente.

Sobre esta base es razonable establecer una correlación entre las psefitas de La Lola y de Sauce Grande, ya que ambas responden al mismo proceso geotectónico. En el Grupo Curamalal hasta el presente no han sido hallados restos fósiles que permitan contar con un nivel común guía entre las molasas de la sucesión oriental y occidental. En esta situación cabe entonces sostener el sincronismo entre las facies conglomerádicas basales generadas como respuesta a un mismo proceso tectónico de extensión regional, y suponer cierto paralelismo en el desarrollo histórico de la parte media y superior de ambas sucesiones. Por lo conocido de los afloramientos del sector oriental (Sierras de Tunas y Pillahuincó) puede estimarse para el Grupo Curamalal una edad comprendida entre el Carbónico medio a superior y Pérmico inclusive.

Las diferencias entre la composición de los términos conglomerádicos que se correlaciona obedecerían solo a su posición respecto al eje de la dorsal tectogénica. Al naciente la combinación del proceso molásico y glaciario a fluviglaciario im-

primieron caracteres distintivos al Conglomerado de Sauce Grande. En cambio del lado occidental, mediando la barrera de la masa tectogenética, no se tuvo aporte de la plataforma sudamericana a través de su facies glacimarinina, siendo el proceso de nacimiento y colmatación de esta fosa exclusivamente orogénico.

Sobre el grado de deformación que presentan las molasas del Grupo Curamalal podemos decir que se diferencia del que presentan las rocas tectogenéticas (Grupo Ventana). Llega a ser intenso pues han sido sometidas a empuje desde el sudoeste, transmitido por el Basamento Cristalino, cuarcitas probablemente tectogenéticas de Los Chilenos y riolitas de La Mascota-La Hermita. Este "basamento" se muestra segmentado en varios bloques relacionados entre sí por fallamiento inverso, montando a su vez con la misma disposición estructural a las sedimentitas orogénicas (línea La Mascota-La Hermita-Agua Blanca-cerro del Corral). Se infiere además hacia el naciente la presencia de una línea tectónica paralela, según las condiciones expuestas en el contacto entre las sedimentitas de los Grupos Curamalal y Ventana (Kilmurray, 1975, pág. 338). El desarrollo de un valle longitudinal de extenso recorrido oculta este accidente, a la vista por corto trecho en las proximidades del Abra de Hinojo, donde los esquistos arcillosos están fuertemente dislocados adoptando las capas posición subvertical.

El plegamiento de las molasas de la zona occidental, según nuestra apreciación muestra distinta intensidad con arreglo a su disposición respecto al basamento premolásico, y aún parece desaparecer localmente. En la sierra de Curamalal es mayormente del tipo concéntrico, con flancos rectos y charnelas agudas (morfología tipo cabrió o *chevrón*, Llambías y Prozzi, 1975). Hacia el oeste contrasta con aquella sucesión de capas conglomerádicas psamíticas del cerro Pan de Azúcar, que inclinan con ángulo promedio de 20-25° hacia el sudoeste, apoyadas sobre el Basamento Cristalino, que habría controlado la deformación.

Hacia el sur, en las proximidades de Tornquist, es destacable la disposición estructural de las capas reunidas por Suero *et al.* (1973) en el Subgrupo Tornquist, que tomaría indiscriminadamente a las Formaciones Mascota y Trocadero. Allí también aflora una sucesión de estratos concordantes, sin plegamiento a la vista, que por algo más de 4 km en un corte OSO-ENE

inclinan hacia el poniente integrando una estructura monoclinial de gran amplitud (ver perfil III; Suero, *op. cit.*).

B) ORGANIZACIÓN DE LA ZONA ESTUDIADA

En el ámbito cortical donde se generaron las Sierras Australes bonaerenses deben considerarse principalmente, según nuestro criterio, tres momentos en que un análisis paleogeográfico mostrará cambios significativos (fig. 3).

Durante el desarrollo de la secuencia tectogenética una cuenca de sedimentación habría tenido evolución en el lapso Cambro-Ordovícico a Devónico inferior. La misma tuvo su eje según rumbo noroeste-sudeste y la zona de plataforma ubicada principalmente al nordeste. Según el estado actual de nuestros conocimientos no puede reconocerse una zona miogeosinclinal y otra eugeosinclinal, con los caracteres propios que presentan en áreas ortogeosinclinales. Pero es dable considerar que hacia el sudoeste desconocemos la vinculación que puede haber entre las Sierras Australes bonaerenses y afloramientos del área nordeste de la Patagonia. Sólo se habrían producido durante ese intervalo de tiempo movimientos (Tacónicos?-Ardénicos?) causantes de la discontinuidad litológica observable en la base de la Formación Lolén, quizás en algunos sectores localmente coincidiendo con un plano de discordancia erosiva.

Movimientos compresivos acaecidos en el Devónico medio a Carbónico inferior, de reconocida actuación en nuestro país, habrían provocado la inversión de relieve, con la creación de fosas molásicas al naciente y poniente del eje tectogenético.

Movimientos compresivos ocurridos con posterioridad a la sedimentación molásica (que toma al Pérmico inclusive según restos fósiles del Grupo Pillahuincó) y anteriores a la instalación de las plutonitas de López Lecube (datadas con una antigüedad de 227-240 m.a. y sin evidencias de deformación), serían los últimos de importancia regional.

Recientemente Rolleri (1975) consideró que una explicación completa para la geología de las Sierras Australes bonaerenses o de la Cadena Plegada del Cabo (Sudáfrica) debe basarse en los caracteres de ambos sistemas montañosos.

Lo homologación posible de unidades rocosas que se ha efectuado por diversos autores es:

Sierras australes bonaerenses	Cadena del Cabo
Tunas	Beaufort
Bonete	Ecce
S. Grande-P. Azul	Dwyka
Lolén	Bokkeveld
Bravard-Napostá- Providencia	Table Mountain

Obsérvense que en dicha correlación no intervienen las formaciones que en Sierras Australes componen el Grupo Curamalal. Ello es un nuevo punto que puede agregarse para poner en duda la edad paleozoica inferior del mismo.

Interesa destacar la ocurrencia de movimientos pre-Dwyka y el carácter transgresivo de la Formación Dwyka sobre su yacente. En Sierras Australes las Formaciones Sauce Grande y La Lola también se dispondrían en relación discordante angular sobre su base compuesta por la secuencia tectogenética y el Basamento Precámbrico.

Otro acontecimiento en común para ambas cadenas es la deformación a que estuvieron sometidas en fecha que va del Pérmico superior hasta Triásico medio-Jurásico inferior (Rolleri, *op. cit.*). En Sudáfrica queda involucrada en el plegamiento la Serie de Beaufort (Triásico), pero en Sierras Australes no interviene en el proceso el cuerpo granítico de López Lecube, postectónico y datado como del Permo-Triásico (227-240 m.a.). Estos datos radiométricos son concordantes además con los que inmediatamente al oeste, en la zona de Lihuel-Calel (La Pampa) fueron obtenidos por Halpern *et al.* (1971) sobre riolitas que acusaron edades próximas a 226 m.a. y que también evidencian no haber sufrido con posterioridad deformación importante. Estando estos cuerpos ígneos emplazados en la dirección en la que actuaron los últimos movimientos plegantes de Sierras Australes, difícilmente estos puedan ser posteriores al Triásico medio.

En Sudáfrica la deformación pre-Dwyka queda totalmente enmascarada por la acción de los movimientos triásicos (Rolleri, *op. cit.*), lo que entendemos también ocurre en parte en las Sierras Australes de Buenos Aires, con un buen paralelismo entre even-

tos mayores registrados para las Sierras Australes y la Cadena Plegada del Cabo.

Conclusiones

Las características principales de este sistema montañoso lo indican como de tipo pericratónico, en óvalo geosinclinal, quizás con mayor afinidad hacia el tipo descrito como miogeosinclinal. Pero debe señalarse que no es parte integrante, según los conocimientos actuales, de una estructura ortogeotectónica pues no se ha comprobado la existencia del duplo mio-eugeosinclinal característico. Reconoce por el contrario afinidad con estructuras parageotectónicas; el delgado espesor a la vista de sedimentitas tectogenéticas (unos 1300-1500 m), la ausencia de magmatismo básico-ultrabásico y la naturaleza alcalina a hiper-alcalina de las manifestaciones magmáticas, de procedencia cortical, son indicadores de un ambiente controlado en su evolución por el basamento precámbrico.

El reconocimiento y caracterización para las Sierras Australes de una secuencia tectogenética y de una secuencia orogenética brinda localmente una interpretación coherente de los aspectos sedimentarios, estructurales y geotectónicos. Regionalmente permite además una buena correlación de procesos que han sido puestos en evidencia en otras estructuras paleoídicas (Cordillera Oriental, Sierras Subandinas, Precordillera, Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael). En efecto, regeneraciones tectónicas assyncticas que habilitaron procesos subsidentes, movimientos caledónicos que produjeron un cambio en el régimen sedimentario, intenso diastrofismo acádico-bretónico que provocó fuerte plegamiento e inversión de relieve, y movimientos tardío-hercínicos que plegaron a las molasas del Paleozoico superior son un común denominador para armaduras paleoídicas de Sudamérica y aún de otras regiones del mundo. A este cuadro geológico generalizado también parecen responder las sierras del sur bonaerense, sobre todo atendiendo a su cualidad de cadena plegada, pudiendo actualmente ser interpretadas como cadena normal de acuerdo con los conceptos vertidos en esta contribución.

Lista de trabajos citados en el texto

- Andreis, R. R., 1965. *Petrografía de las sedimentitas psefiticas paleozoicas de las Sierras Australes bonaerenses*. An. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires, VI: 9-63, La Plata.

- Borrello, A. V., 1965. *Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis*. An. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires, VI: 65-93, La Plata.
- 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. An. Dir. Nac. Geol. Min., XIV, Buenos Aires.
- Calmels, A. P., H. E. Aldacour y O. C. Carballo, 1975. *Nuevos afloramientos de la Formación Bravard (Sierras Australes Bonaerenses)*. Act. VI Congr. Geol. Arg. (en prensa), Buenos Aires.
- Cingolani, C. A., R. Scanavino y R. Varela, 1970. *Contribución al conocimiento geotectónico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Reun. Geol. Sier. Austr. Bonaer. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires, La Plata.
- Cingolani, C. A. y R. Varela, 1973. *Examen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses*. Act. V. Congr. Geol. Arg., I: 349-371, Bs. Aires.
- Cuerda, A. J., C. A. Cingolani y H. R. Barranquero, 1975. *Estratigrafía del Basamento Precámbrico en la comarca de los cerros Pan de Azúcar del Corral, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires)*. Act. II Congr. Iberoam. de Geol. Ecón., I: 57-63, Buenos Aires.
- Darwin, Ch., 1846. *Geological observations in South America*. Part. 3 of "The geology of the voyage of the Beagle", London.
- Halpern, M., E. Linares y C. O. Latorre, 1971. *Edad rubidio-estroncio de rocas volcánicas e hipabissales (?) del área Norte de la Patagonia, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2): Buenos Aires.
- Harrington, H. J., 1947. *Explicación de las Hojas Geológicas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires*. Bol. Dir. Min. Geol., 61, Buenos Aires.
- 1970. *Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena aulacogénica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (2): 151-181, Buenos Aires.
- Keidel, J., 1947. *El Precámbrico y el Paleozoico en la Argentina*. Geogr. Rep. Arg., GAEA, I: 47-302, Buenos Aires.
- Kilmurray, J. O., 1958. *Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires)*. Act. IIIas. Jorn. Geol. Arg., III: 217-238, Buenos Aires.
- 1975. *Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (4): 331-348, Buenos Aires.
- Llambías, E. J. y C. R. Prozzi, 1975. *Ventania*. Relatorio, VI Congr. Geol. Arg.: 79-101, Buenos Aires.
- Reinoso, M., 1968. *Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (4): 287-296, Buenos Aires.
- Riggi, A. E., 1935. *Geología de la Sierra de las Tunas y sus relaciones con las demás Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. An. Mus. Arg. C. Nat. B. Rivadavia, XXXVIII (26): 313-332, Buenos Aires.
- Rolleri, E. O., 1975. *Provincias geológicas bonaerenses*. Relatorio, VI Congr. Geol. Arg.: 29-53, Buenos Aires.
- Schiller, W., 1930. *Investigaciones geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires*. An. Mus. La Plata, 2ª ser., IV, 1ª parte, La Plata.
- Suero, T., 1973. *Perfiles geológicos de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. LEMIT, ser. II: 236, La Plata.
- Varela, R., 1973. *Edad rubidio-estroncio de las rocas ígneas de La Mascota-La Hermita. Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires*. An. Soc. Cient. Arg., CXCIV, (1-II): 71-80, Buenos Aires.
- Varela, R. y C. A. Cingolani, 1975. *Nuevas edades radiométricas del basamento aflorante en el perfil del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires*. An. VI Congr. Geol. Arg. (en prensa), Bahía Blanca.

Recibido: enero 30, 1977.

NODULOS MAFICOS Y ULTRAMAFICOS EN BASALTOS ALCALINOS DE LA MESETA BUENOS AIRES, LAGO GENERAL CARRERA - PROVINCIA DE AYSÉN, CHILE

HANS NIEMEYER *

* Centre Universitaire de Savoie, Laboratoire des Sciences de la Terre, B.P. 143 - 73011 Chambéry, Francia.

Resumen

Se estudian los nódulos máficos y ultramáficos (gabroico-piroxeníticos y peridotíticos) contenidos en cuerpos intrusivos asociados petrogenéticamente con los basaltos alcalinos cenozoicos de plateau de la meseta Buenos Aires ($46^{\circ} 35' - 46^{\circ} 47'$ lat. S; $71^{\circ} 46' - 72^{\circ} 02'$ long. O), Provincia de Aysén, Chile.

Las características texturales, estructurales, mineralógicas y químicas de los nódulos peridotíticos sugieren que éstos no son producto de una diferenciación a partir de un magma basáltico, sino que representarían fragmentos de rocas peridotíticas situadas en una zona profunda, entre 32 y 44 km, posiblemente en el nivel del límite Corteza-Manto Superior. Por el contrario, todas las evidencias indican que los nódulos gabroico-piroxeníticos se habrían formado por acumulación de cristales en el interior de un magma basáltico bastante superficial y rico en H_2O .

Introducción

Durante un estudio geológico regional del territorio comprendido entre el lago General Carrera y el río Chacabuco, provincia de Aysén, se ha reconocido una secuencia de basaltos subhorizontales con una potencia variable entre 100 y 400 m, que afloran en la meseta Buenos Aires, al SO de Chile Chico ($46^{\circ} 45' - 46^{\circ} 47'$ lat. S; $71^{\circ} 46' - 72^{\circ} 02'$ long. O; fig. 1).

Recientes dataciones K/Ar^o indican una edad eocena (45-50 m.a.) para la base de la secuencia, y pliocena (3-8 m.a.) para los niveles superiores (Charrier *et al.*, en preparación). Las características petrográficas y químicas de dichas rocas señalan una marcada afinidad alcalina, siendo los tipos petrográficos más comunes: basaltos alcalinos, hawaiiitas y mugearitas (Niemyer, en preparación).

* Dataciones efectuadas por el doctor E. Linares, laboratorio del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina.

Abstract

Gabbroic-pyroxenitic and peridotitic nodules were found in intrusive bodies petrogenetically associated with cenozoic alkali basalts of the Meseta Buenos Aires ($46^{\circ} 35' - 46^{\circ} 47'$ S lat.; $71^{\circ} 46' - 72^{\circ} 02'$ W long.), Aysén Province, Chile.

Mineralogic and petrographic studies and chemical analyses suggest that the peridotitic nodules are not the result of a differentiation of a basaltic magma but fragments of peridotitic rocks located at depths between 32 and 44 km, possibly at the boundary between the Crust and the Upper Mantle. Gabbroic-pyroxenitic nodules may have formed by crystal accumulation in a basaltic magma rich in H_2O and located superficially.

Intruyendo a los mantos basálticos, afloran numerosos cuellos ("necks") y filones de pequeña magnitud, con características petrográficas similares a las coladas y que corresponden a sus conductos alimentadores (Tyrrel, 1932). En dos lugares diferentes de la región, estos cuerpos intrusivos presentan numerosos nódulos máficos y ultramáficos. Así, en las nacientes del arroyo San Alfonso aflora un pequeño cuello basáltico que contiene nódulos peridotíticos (fig. 1), mientras que en las nacientes del arroyo Rivera (fig. 1), se encuentran nódulos gabroico-piroxeníticos en una serie de filones que intruyen a las sedimentitas marinas de la Formación Coyhaique (Niemyer, 1975).

El propósito de este trabajo es presentar un primer estudio petrográfico y mineralógico de los nódulos máficos y ultramáficos de la Meseta Buenos Aires.

Las inclusiones de este tipo son particularmente abundantes en basaltos alcalinos de

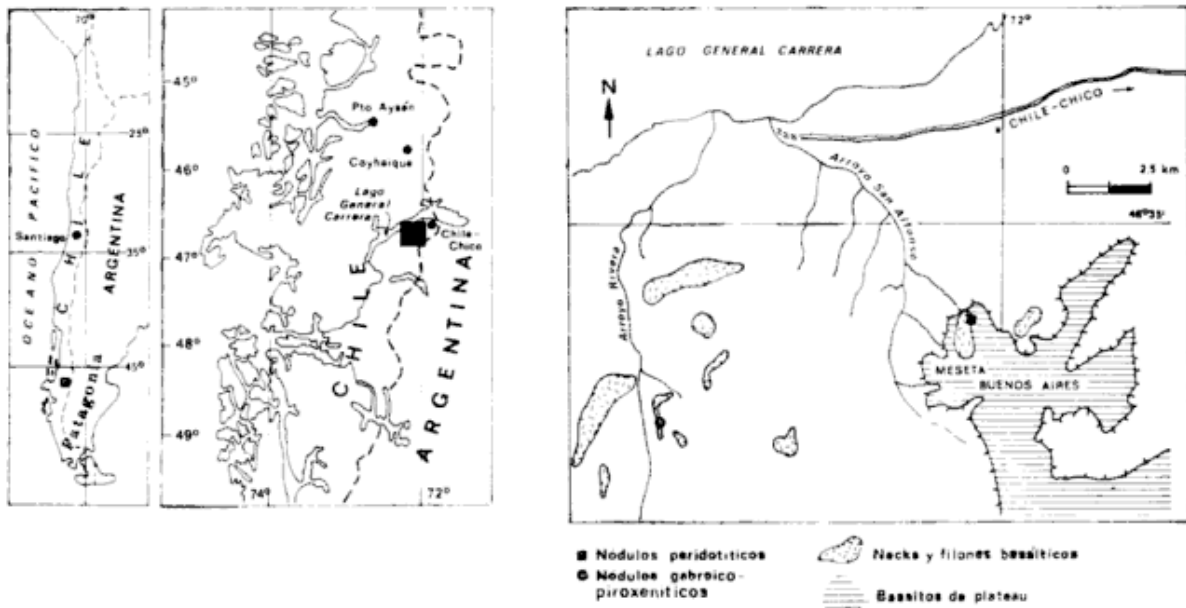


Fig. 1. — Mapa de ubicación de los nódulos peridotíticos y gabroico-piroxeníticos, en la provincia de Aysén, Chile.

diversas regiones del mundo (Kuno, 1959; Kushiro y Kuno, 1963; Forbes y Kuno, 1965, 1967), y han sido objeto de estudios detallados debido a que representan una fuente de información directa respecto a la generación de magmas basálticos, procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y composición del Manto Superior (Wyllie, 1971; Ringwood, 1975).

Estudios geológicos recientes, señalan la presencia de nódulos ultramáficos (lherzolíticos) contenidos en basaltos cenozoicos de varios lugares de la región patagónica argentina (Villar, 1975; Gelos y Hayase, 1975; Villar y Pezzutti, 1976). En territorio chileno, la única información al respecto es el hallazgo —también reciente— de nódulos peridotíticos incluidos en basaltos cuaternarios de la región de Monte Aymond (A. Skewes, comunicación personal).

En este artículo se presentan los primeros resultados que se publican de una serie de trabajos en curso, referentes a la petrografía, dataciones radimétricas, determinación de contenido isotópico y reconocimientos de terreno que permitirán conocer en mejor forma las características químicas, posición estratigráfica y ambiente geotectónico de los basaltos cenozoicos de la provincia de Aysén. Además, estos estudios permitirán determinar la relación de estos últimos con los extensos mantos de basaltos alcalinos que cubren más de 180.000 km² en la región patagónica argentina.

Métodos de laboratorio

Las determinaciones de las constantes ópticas se efectuaron con platina universal de 4 ejes en un microscopio Nikon, modelo POH-5. Las constantes ópticas indicadas en el texto son el resultado de por lo menos dos medidas en cristales diferentes de una misma muestra y cuyos valores se han promediado.

Para las determinaciones cristalográficas se utilizó un aparato Norelco-Phillips Norte América con radiación de Cu K α ($\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$). Se obtuvo una precisión de hasta cuatro cifras significativas en la medición de los ángulos sobre difractogramas, introduciendo standards internos. Los parámetros cristalográficos indicados en el texto son el resultado de por lo menos cuatro carreras por muestra, donde los valores angulares de los respectivos planos cristalográficos se promediaron.

Los análisis modales del cuadro I se basan sobre un conteo de 1.500 a 2.000 puntos para cada muestra.

Los análisis químicos del cuadro III se realizaron en el Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG), Chile, empleándose los siguientes métodos: determinación de Fe total por análisis colorimétrico; Fe⁺² se determinó por análisis volumétrico y Fe⁺³ por diferencia. Los elementos Mg, Mn, Ni y Cr se determinaron por absorción atómica.

Los análisis químicos 1 y 2 del cuadro IV

se realizaron también en el IIG, empleándose los siguientes métodos: SiO_2 por gravimetría; FeO y Fe_2O_3 , como se indica arriba; Al_2O_3 por complexometría, previa separación del Fe por intercambio aniónico; MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , Cr_2O_3 , NiO , por absorción atómica; P_2O_5 por colorimetría; CO_2 por volumetría. El análisis 3 de la misma tabla se realizó en el Departamento de Geología, Universidad de Chile, por los métodos descritos en el Geological Survey Bulletin 1144-A (*Rapid Analysis of Silicates, Carbonate and Phosphate Rocks*). Para MgO , CaO , Na_2O , K_2O se empleó el método de absorción atómica.

Los cuellos y filones portadores de nódulos máficos y ultramáficos: condiciones de afloramiento

Los cuellos ("necks") y filones basálticos, petrogenéticamente relacionados con los basaltos de plateau de la meseta Buenos Aires, afloran en gran número en la región ubicada al SW de Chile Chico (fig. 1). Estos cuerpos forman un relieve caracterizado por domos de pendientes abruptas y cuyas cumbres han sido objeto de una profusa topo-

nimia: cerro Negro, cerro Lápiz, cerro Pico Sur, cerro Pico Norte, cerro Cuadro, etc.

Los cuellos se encuentran intruyendo, tanto a las rocas volcánicas ácidas preterciarias y terciarias de las Formaciones Ibáñez y Chile Chico, como a los diferentes niveles basálticos que forman la Meseta. El cuello que contiene los nódulos peridotíticos en las nacientes del arroyo San Alfonso, consiste en un domo de unos 1.000 m de diámetro medio, que intruye a los niveles basálticos inferiores y cuya cumbre se eleva unos 100 m sobre dichos niveles.

Los filones de las nacientes del arroyo Rivera intruyen en todas direcciones a las lutitas y areniscas neocomianas de la Formación Coyhaique. Su espesor puede variar desde 1 m hasta 30 m y normalmente presentan bordes de enfriamiento en el contacto con la roca de caja. La frecuencia con que se presentan los nódulos gabroico-piroxeníticos es muy variable dentro de los filones, encontrándose en algunos lugares muy densamente distribuidos y en otros, totalmente ausentes.

Tanto los cuellos como los filones se presentan en general más alterados que los basaltos que forman ese sector de la Meseta Buenos Aires.

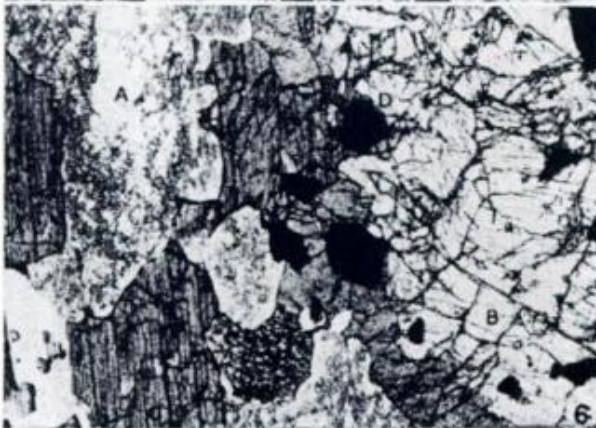


Fig. 2. — Nódulo peridotítico en el cuello ("neck") de las nacientes del Arroyo San Alfonso, Meseta Buenos Aires.

Fig. 4. — Microfotografía de un nódulo peridotítico (harzburgita de espinela): A. — olivino; B. — ortopiroxeno; C. — espinela. Sin analizador ($\times 30$).

Fig. 6. — Microfotografía de nódulo gabroico (metagabro de piroxeno y hornblenda con magnetita). A. — Plagioclasa; B. — clinopiroxeno; C. — Hornblenda; D. — magnetita. Sin analizador ($\times 30$).

Nódulos peridotíticos

En el cuello ("neck") de las nacientes del arroyo San Alfonso (fig. 1) los nódulos peridotíticos son muy abundantes y exhiben tamaños entre 2 y 20 centímetros. En general presentan formas redondeadas (fig. 2) pero pueden llegar a ser muy angulosos, especialmente los de pequeña dimensión. El contacto entre los nódulos y la roca huésped es siempre muy nítido y macroscópicamente no se observan fenómenos de reacción mutua. Además de los nódulos peridotíticos propiamente dichos, el basalto encajante contiene numerosos xenocristales aislados de olivina de gran tamaño (5 mm).

Roca huésped. La roca huésped consiste en un basalto porfírico con fenocristales zonales de olivina (núcleo: FO_{77} ; $2V_z = 94^\circ$) en una masa fundamental compuesta de augita cálcica, plagioclasa, olivina, ceolita intersticial y mineral opaco. Los fenocristales de olivina son característicamente idiomorfos, con golfos de corrosión y zonación leve en sus bordes. No se observa relación de reacción entre la olivina y la masa fundamental. Químicamente, la roca huésped corresponde, según la clasificación de Yoder y Tilley (1962), a un basanitoide con alto contenido de nefelina (13 %) y olivina (18 %) normativas.

Composición petrográfica de los nódulos peridotíticos. Todos los nódulos peridotíticos analizados presentan una composición mineralógica muy constante y tienen como constituyente principal la olivina, en cantidades que no sobrepasan el 60 %. Apar-

te de esta última, sólo se presenta ortopiroxeno como mineral principal. El clinopiroxeno aparece exclusivamente como láminas de exsolución dentro del ortopiroxeno, en una proporción estimada menor que el 1 % de la roca total. El único mineral accesorio observado es el espinelo.

En el cuadro I se indican los análisis modales de cuatro muestras. Ellos corresponden a la siguiente asociación harzburgítica (harzburgitas de espinelo):

Olivina - ortopiroxeno (con exsolución de clinopiroxeno - espinelo).

La figura 3, señala la ubicación de dichas muestras en la cara ortopiroxeno - olivina - clinopiroxeno del tetraedro ortopiroxeno - olivina - clinopiroxeno - plagioclasa, de la clasificación de Streckeisen (1974).

Estructura y textura de los nódulos peridotíticos. Macroscópicamente no se advierte una laminación o diferenciación en capas dentro de los nódulos peridotíticos. Todas las muestras examinadas tienen una textura alotriomórfica granular con cristales que alcanzan grandes dimensiones (2-5 mm, tamaño promedio; fig. 4). La textura es generalmente equigranular, aunque la olivina tiende a ser de mayor tamaño y el espinelo ocurre en granos menores que las otras dos fases. No existen evidencias que permitan inferir una secuencia de cristalización; sin embargo, el espinelo es invariablemente intersticial respecto al resto de los minerales (fig. 4).

La olivina muestra a menudo bandas de deformación muy espaciadas que se orien-

CUADRO I. — Análisis modales de inclusiones máficas y ultramáficas del lago General Carrera

Mineral	Muestras				Nódulos gabroico-piroxeníticos				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Olivina	60	58	57	60	—	—	—	—	—
Ortopiroxeno	37	39	40	37	—	—	—	—	—
Clinopiroxeno	< 1	< 1	1	1	50	59	60	70	75
Anfibol	—	—	—	—	20	23	30	25	20
Plagioclasa	—	—	—	—	20	13	10	5	5
Espinelo	2	3	2	2	—	—	—	—	—
Magnetita	—	—	—	—	10	5	< 1	< 1	< 1
Índice de color	100	100	100	100	80	87	90	95	95

— Las muestras 1 y 2 corresponden respectivamente a los análisis químicos 2 y 3 de la tabla IV.

— Muestras 1, 2, 3, 4: harzburgita con espinelo.

— Muestra 5: melagabro de clinopiroxeno y hornblenda con magnetita.

— Muestra 6: melagabro de clinopiroxeno y hornblenda.

— Muestras 7, 8, 9: piroxenita de hornblenda con plagioclasa.

Clasificación petrográfica según Streckeisen (1974).

tan subparalelamente al plano (100) (extinción ondulosa en bandas), mientras que el ortopiroxeno presenta delgadas láminas de exsolución de clinopiroxeno. En partes, es posible apreciar una elongación de los granos de olivina según una dirección preferencial, que suele estar acompañada de orientación óptica de los cristales. En algunos casos se observa una milonitización en forma de una delgada banda en torno a los granos de espinelo. Todos los minerales presentan un intenso fracturamiento que atraviesa los granos, o bien es tangencial a sus bordes (fig. 4).

Las características anteriormente descritas, indican una deformación en el estado sólido a grandes presiones (Mercier *et al.*, 1975); sin embargo, en general estos nódulos no muestran una textura metamórfica

tan pronunciada como la que se observa en nódulos de otras localidades descritas (Ross *et al.*, 1954; Fuster *et al.*, 1969).

En los casos en que el ortopiroxeno está en contacto con la roca huésped, se presenta muy frecuentemente transformado en sus bordes en un material microgranular de alta birrefringencia, compuesto de olivina y cierta cantidad de magnetita. Los cristales de ortopiroxeno presentan embahiamientos en los bordes de los nódulos, que indican una reacción preferencial con la roca huésped. Con la excepción del ortopiroxeno, no se observa una reacción manifiesta entre los minerales y la roca huésped, a no ser una concentración de microlitos de magnetita a lo largo del borde de los nódulos y en partes una leve zonación de la olivina.

Xenocristales en la roca huésped. Los

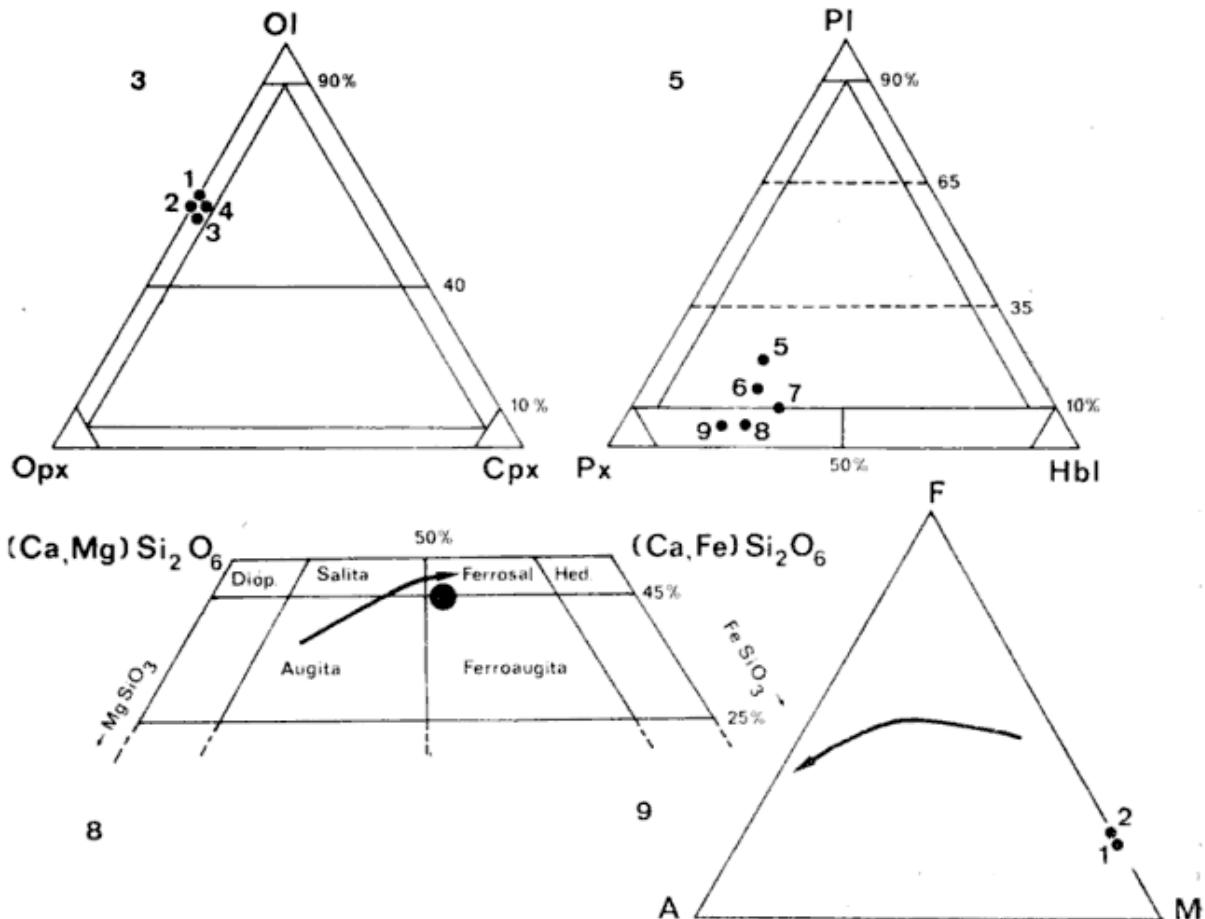


Fig. 3. — Ubicación de los nódulos peridotíticos en el triángulo ortopiroxeno-clinopiroxeno-olivino. División del campo según Streckeisen (1974).

Fig. 5. — Ubicación de los nódulos gabroico-piroveníticos en el triángulo piroxeno-hornblenda-plagioclasa. División del campo según Streckeisen (1974).

Fig. 8. — Composición del clinopiroxeno de los nódulos gabroico-piroveníticos. Sector superior del trapecio: clinoenstatita-ferrosilita-hedbergita-diopsida.

Fig. 9. — Ubicación de los nódulos peridotíticos en el diagrama AFM. La flecha indica la tendencia en la diferenciación de los basaltos de plateau de la Patagonia.

xenocristales observados en la roca encajante son siempre alotriomórficos y con mayor contenido de Mg ($Fe_{0.95}$; $2V_z = 85^\circ$) que los fenocristales. Presentan además extinción ondulosa en bandas, rasgo característico de los nódulos peridotíticos que permite distinguir entre los fenocristales de olivina y aquellos de origen xenomórfico (Hamilton, 1957). Estas propiedades de la olivina sugieren que los xenocristales y los nódulos peridotíticos tendrían un origen común.

Nódulos gabroico-piroxeníticos

Los nódulos gabroico-piroxeníticos son muy abundantes en algunos de los filones basálticos de las nacientes del arroyo Rivera (fig. 1). Tienen formas muy angulosas y son de menor tamaño que los peridotíticos, ocupando el rango entre 1 y 10 centímetros. Macroscópicamente, se observa un contacto transicional entre los nódulos y la roca huésped.

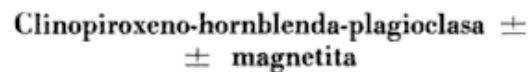
Roca huésped. La roca huésped se presenta fuertemente alterada y consiste en un basalto porfírico con fenocristales automorfos a subautomorfos de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol en una masa intergranular constituida por plagioclasa, clinopiroxeno, abundante magnetita, ceolita y vidrio. No se ha observado olivina, probablemente debido al alto grado de alteración que presentan los filones; sin embargo, en filones de otros lugares de la zona, dicho mineral se encuentra presente.

En general, los fenocristales son excepcionalmente grandes (mayores que 4 mm) y en muchos lugares forman agrupaciones glomeroporfíricas de más de 10 milímetros. Los cristales de anfíbol (hornblenda pardoverdosa) presentan una leve zonación en sus bordes y muy generalmente poseen un anillo de reacción muy marcado, a lo largo del cual se disponen numerosos microlitos de magnetita. A la inversa, el piroxeno (augita cálcica) reacciona muy levemente con la masa fundamental y posee una zonación bien marcada. Algunos cristales de piroxeno están reemplazados en sus bordes por anfíbol. Ambos minerales aparecen generalmente maclados y con inclusiones poikiliticas de plagioclasa.

Los fenocristales de plagioclasa se presentan en partes fuertemente zonados, con núcleo de labradorita cálcica (An_{62-64}) con

envoltura de composición variable entre An_{38} y An_{50} .

Composición petrográfica de los nódulos gabroico-piroxeníticos. Los nódulos gabroico-piroxeníticos presentan una mineralogía simple con clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa como minerales principales, y magnetita como accesorio. A diferencia de los nódulos peridotíticos, poseen una proporción muy variable de sus minerales constituyentes, con cantidades apreciables de clinopiroxeno (mayor que 50 %) y anfíbol (mayor o igual a 20 %). La plagioclasa se encuentra sólo en pequeña cantidad (5 %-10 %). Todas las muestras analizadas tienen un índice de color mayor o igual a 80 (cuadro I), por lo cual corresponden a rocas tanto melanocráticas como ultramáficas. En el cuadro I, se presentan los análisis modales de 5 muestras correspondientes a la siguiente asociación:

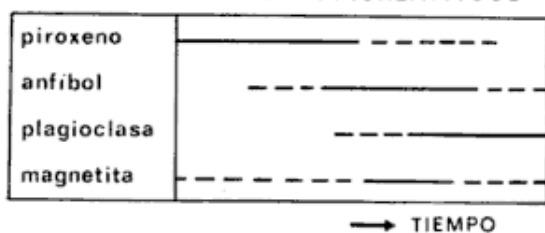


Dicha asociación está caracterizada por los siguientes tipos petrográficos: melagabros de piroxeno y hornblenda con y sin magnetita, y piroxenitas de hornblenda con plagioclasa. La figura 5 muestra la ubicación de estas rocas en el triángulo piroxeno-plagioclasa-hornblenda, según la clasificación de Streckeisen (1974).

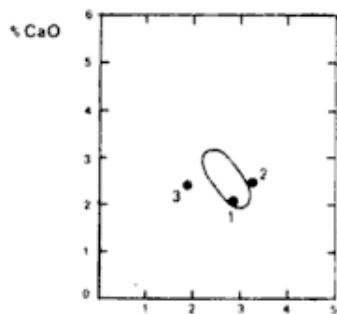
Estructura y textura de los nódulos gabroico-piroxeníticos. En los nódulos gabroico-piroxeníticos no se ha observado ningún tipo de estructuras de deformación. Las muestras examinadas son hipidiomórficas a panalotriomórficas granulares (fig. 6) con una relación de cristalización complicada entre las distintas fases. La textura es equigranular y sólo la magnetita se presenta en granos de pequeña magnitud, tanto intersticialmente como en inclusiones poikiliticas en los restantes minerales (fig. 6). El anfíbol se encuentra en muchos lugares formando un anillo de reacción en torno al piroxeno.

Todas las fases minerales presentes tienen las mismas características texturales y de composición que los fenocristales de la roca huésped, anteriormente descritos. Los nódulos gabroico-piroxeníticos de las nacientes del arroyo Rivera corresponden a rocas del tipo cumulitas ("igneous cumulates"), según la clasificación de Wager *et al.* (1960); en los cuales es posible establecer aproximadamente una secuencia de cristalización (fig. 7).

ORDEN DE CRISTALIZACION EN NODULOS GABROICO-PIROXENITICOS

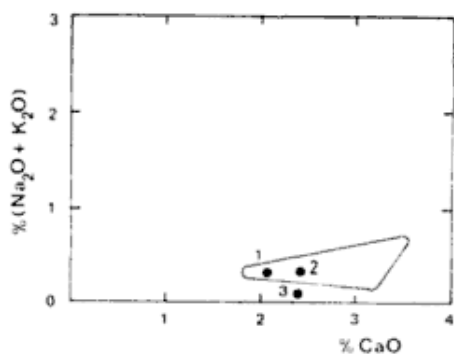


7



10

division del campo segun HARRIS et al. (1967).



11

Fig. 7. — Orden de cristalización en los nódulos gabroico-piroxeníticos. Las líneas continuas señalan la fase de cristalización principal de cada mineral. Con línea interrumpida se indica respectivamente las fases inicial y terminal.

Fig. 10. — Ubicación de los nódulos peridotíticos en el diagrama CaO vs. Al₂O₃. División del campo según Harris et al. (1967).

Fig. 11. — Ubicación de los nódulos peridotíticos en el diagrama (Na₂O + K₂O) vs. CaO. División del campo según Wyllie (1970).

Mineralogía

NÓDULOS PERIDOTÍTICOS

Olivina. La olivina de los nódulos peridotíticos tiene invariablemente mayor proporción de Mg que la olivina presente como fenocristal en la roca huésped y es en general más magnésica que el de las lavas del plateau basáltico de la meseta Buenos Aires. Tampoco presenta zonación alguna, como es el caso de estos últimos (Niemeyer, en preparación).

El contenido de forsterita se determinó por difracción de rayos X, mediante la posición del plano (130) según la curva de Yoder y Sahama (1957), y también por la posición del plano (062) referida al (220) del Lif, según las curvas de Jackson (1960) y Hotz y Jackson (1963). También se determinó un valor mediante la platina universal según la curva de Henriques (1953, in Deer et al., 1962-1963). En el cuadro II, se indican las medidas obtenidas.

CUADRO II. — Contenido de forsterita en la olivina de los nódulos peridotíticos (los análisis mostrados en esta tabla no corresponden a las muestras indicadas en la tabla I).

Análisis	Método	% Fo
1	(130)	89
2	(130)	90
3	(130)	94
3	(062)	95
4	(130)	96
5	2V _z = 84°	98

El último valor es excesivamente alto en comparación con datos en la literatura, según los cuales la mayoría de las olivinas de nódulos ultramáficos no sobrepasan Fo₉₅ (Rodgers y Brothers, 1969). En cuanto a los valores obtenidos en los análisis 3 y 4, ellos sobrepasan el rango de composición Fo₉₁₋₂ indicado por Harris et al. (1972) y Volynets et al. (1975). Sin embargo, el análisis 3 se efectuó en dos difractogramas distintos y utilizando dos planos cristalográficos diferentes (cuadro II), por lo que se estima que las determinaciones tienen alta consistencia. El valor del análisis 4 fue verificado tres veces con distintas velocidades del goniómetro. Excluyendo el análisis 5, se tiene un promedio de Fo₉₃.

En el cuadro III se indica un análisis químico parcial de la olivina, expresado como elementos en forma porcentual, excepto el Cr que se indica en p.p.m. El contenido de Ni está comprendido dentro del rango de composición dado por Ross et al. (1954) para nódulos peridotíticos, y es superior a los valores dados por Volynets et al. (1975) para nódulos ultramáficos y fenocristales de la roca huésped que los contiene. La razón Ni/Fe⁺² es muy alta, ubicándose en el extremo superior izquierdo del gráfico Ni vs. FeO de los olivinas medidos por Talbot

et al. (1963), lo cual es consistente con los valores excepcionalmente altos de Fo obtenidos en los difractogramas (cuadro II).

CUADRO III. — Análisis químico parcial de olivina (corresponde a la muestra I de cuadro I).

Fe ⁺²	6,83 %
Fe ⁺³	0,44 %
Mg	28,98 %
Mn	0,10 %
Ni	0,28 %
Cr	59 p.p.m.

La razón Mn/Fe⁺² es muy baja, siendo el contenido de Mn algo inferior a los dados por Ross *et al.* (1954) y Talbot *et al.* (1963). El Cr se presenta en cantidades inferiores a los valores dados por Ross *et al.* (1954) y Volynets *et al.* (1975); por otra parte, el D. Hamad (1963) presenta análisis con contenidos casi nulos de Cr. El Fe⁺³ está en cantidad muy superior a los valores de Ross *et al.* (1954); sin embargo, la mayor parte de los análisis presentados por Rodgers *et al.* (1969) tienen contenidos de Fe⁺³ iguales o superiores al presentado aquí.

Ortopiroxeno. Se midió con la platina universal un valor de $2V_z = 83^\circ$ ($2V_x = 97^\circ$), que según la curva determinada in Deer *et al.* (1962-1963), corresponde a un contenido de En₉₂ (enstatita). La composición de esta enstatita coincide con las medidas ópticas dadas por Fuster *et al.* (1969) para nódulos ultramáficos y está comprendida dentro del rango de valores obtenidos por Rodgers *et al.* (1969) en nódulos ultramáficos de diferentes localidades de Nueva Zelanda. Sin embargo, la mayor parte de los datos compilados por estos últimos autores son inferiores en contenido de Mg.

También se hicieron determinaciones por difracción de rayos X, utilizando las siguientes parejas de planos para calcular los parámetros *a* y *b*: (160)-(240), (280)-(340), (160)-(280) y (160)-(420). Los valores obtenidos según este procedimiento son $a = 18,282 \text{ \AA}$ y $b = 8,754 \text{ \AA}$. Combinando estos valores con el de En₉₂, es posible estimar el contenido de Al⁺³ (posición octaédrica) del ortopiroxeno, según las curvas de Howie (1963). Se obtiene así 0,15 iones de Al (sobre la base de 6 oxígenos), que indican un contenido entre 7 % y 8 % de Al₂O₃ en el ortopiroxeno.

Espinelo. Tiene color pardo oscuro (picotita). Se determinó el parámetro $a_0 = 8,2838 \text{ \AA}$ de la celda unitaria a partir de tres planos a los cuales se les asignaron respectivamente los índices: (520), (522), (432). Dicho valor da una composición aproximada entre un 62,8 % y 85,6 % de Cr₂O₃ en el sistema MgO-Cr₂O₃-Al₂O₃ según Wilde y Rees (1943, in Donnay y Donnay, 1963).

NÓDULOS GABROICO-PIROXENÍTICOS

El clinopiroxeno corresponde a ferroaugita rica en Ca ($A_1^\circ \wedge C = 19^\circ$, $2V_z = 56^\circ$) y fue determinado por el método de Ruegg (1964) en secciones basales macladas. En la figura 8 se muestra la posición del análisis en el trapecio de Poldervaart y Hess (1951). Al igual que las lavas y los intrusivos de la Meseta Buenos Aires, el clinopiroxeno medido tiene un alto contenido de Ca, como es característico en la serie de basaltos alcalinos (Wilkinson, 1956). La tendencia en la variación del clinopiroxeno en los basaltos de meseta Buenos Aires y sus intrusivos asociados, se indica mediante una flecha en la figura 8 (medidas ópticas, Niemeyer, en preparación).

Plagioclasa. Se determinó un valor de An₆₈ mediante el método de Slemmons (1962) y es levemente más cálcica que en la roca huésped.

Composición química

Sólo se dispone de análisis químicos de los nódulos peridotíticos (cuadro IV). Aunque los análisis no son enteramente comparables (problemas en la determinación de Mg, Cr y Ni en la muestra 3), se advierte que las muestras 1 y 2 son muy similares en composición. Ellas difieren de la tercera por su mayor contenido de Fe, el que se mantiene aún expresando al Fe₂O₃ como FeO (cuadro IV). En la figura 9 se muestra la posición de los análisis 1 y 2 en el triángulo AFM y también se indica por medio de una flecha la tendencia de la diferenciación en los basaltos de la meseta Buenos Aires y en otras localidades de la Patagonia (compilación de análisis químicos). La mayoría de los análisis efectuados en la meseta Buenos Aires ocupan una po-

* A₁ = eje óptico más cercano al eje cristalográfico C.

CUADRO IV.—Análisis químicos y norma C.I.P.W. de nódulos peridotíticos (los análisis 2 y 3 corresponden respectivamente a las muestras 1 y 2 del cuadro I, el análisis 1 no tiene equivalente en dicho cuadro).

	1	1	3
SiO ₂	43,35	44,90	44,62
MgO	39,10	37,14	—
FeO	8,77	8,91	6,84
Fe ₂ O ₃	0,48	0,57	0,81
Al ₂ O ₃	2,85	3,26	1,87
CaO	2,06	2,42	2,40
Na ₂ O	0,25	0,29	0,19
K ₂ O	0,03	0,03	0,00
Cr ₂ O ₃	0,50	0,41	—
NiO	0,32	0,30	—
MnO	0,11	0,11	0,11
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,05
TiO ₂ +	0,08	0,13	0,00
H ₂ O -	1,28	1,00	
H ₂ O	0,35	0,20	1,26
CO ₂	0,22	0,10	0,00
Total	99,82	99,86	—
FeO + Fe ₂ O ₃ × 0,899	9,20	9,42	7,57
Normas C.I.P.W.			
Or	0,18	0,18	
Ab	2,12	2,45	
An	6,57	7,50	
Ne	0,00	0,00	
Di	Wo	0,75	1,37
	En	0,62	1,05
	Fs	0,04	0,18
Ol	Fo	50,68	48,63
	Fa	3,84	9,28
Hy	En	24,45	22,05
	Fs	1,68	3,82
Mt	0,70	0,83	
Cm	0,74	0,60	
Il	0,15	0,25	
Ap	0,17	0,21	

— Análisis 1 y 2: M. Ortega, IIG-Santiago de Chile.

— Análisis 3: M. Reyes y C. Nieto, Depto. Geología-U. de Chile.

— En la muestra 3, no se analizó MgO, Cr₂O₃ y NiO por dificultades instrumentales.

sición en el extremo derecho de la flecha de la figura 9 y representan basaltos alcalinos con un bajo grado de diferenciación (Niemeyer, en preparación). Según se aprecia en la figura, no existe continuidad entre dichos términos más básicos de la serie alcalina y los nódulos peridotíticos.

En cuanto a los elementos más fusibles, existen también diferencias entre las dos primeras muestras y la tercera, a excepción del Ca que se conserva relativamente constante en las tres. Las muestras 1 y 2 presentan contenidos altos de Al_2O_3 y superan el promedio de Al_2O_3 obtenido por Hutchison *et al.* (1970) para 42 xenolitos lherzolíticos, aproximándose al contenido de Al_2O_3 de la pirolita de Ringwood (1966) que representaría un Manto Superior no afectado por la fusión parcial. El alto contenido de Al_2O_3 estimado en el ortopiroxeno, está por lo tanto, en concordancia con los valores medidos en la roca total. La muestra 3, se presenta disminuida en Al_2O_3 respecto a las dos primeras.

En la figura 10 se representa el contenido de Al_2O_3 vs. CaO de los tres análisis del cuadro IV. El área marcada en el centro del gráfico corresponde a análisis de nódulos peridotíticos (incluidos los nódulos con granate en kimberlitas), con contenidos de CaO y Al_2O_3 dentro del rango 2 %-3 % y cuya composición se aproximaría a la de un Manto Superior no modificado según Harris *et al.* (1967).

En la figura 11 se presenta un diagrama de CaO vs. alcalis. El área triangular de la derecha corresponde a la composición original del Manto Superior inferida sobre la base de promedios de rocas ultramáficas oceánicas, peridotitas de tipo alpino y nódulos contenidos en rocas volcánicas (Wyllie, 1970). Los análisis 1 y 2 caen en el vértice más agudo del triángulo, que corresponde al 90 % de los análisis dados por dicho autor. La muestra 3 presenta un menor contenido en alcalis respecto a las anteriores.

El Cr_2O_3 tiene composiciones muy distintas en las muestras 1 y 2, superando la primera a lo menos en un 0,03 % todos los promedios dados para las distintas localidades del Macizo Central francés por Hutchison *et al.* (1970). También el contenido de NiO es superior a dichos promedios. En la muestra 1, tanto el Cr_2O_3 como el NiO están en proporción mayor que en el modelo de pirolita de Ringwood (1966) y que en el promedio de 85 xenolitos lherzolíticos de espinelo con contenidos de CaO y Al_2O_3

mayores que 2 % dados por Harris *et al.* (1972).

Discusión

La presencia simultánea de nódulos peridotíticos y gabroicos en diferentes partes del mundo, ha sido ampliamente referida (Wilshire y Binns, 1961; Forbes, 1963; Forbes y Kuno, 1965, 1967; Fuster *et al.*, 1969). Distintas interpretaciones se han dado para explicar la génesis de éstos y otros tipos de inclusiones, las que se pueden resumir en:

- Las inclusiones serían fragmentos del Manto Superior arrastrados por el magma basáltico en su ascenso, o bien constituirían restos no fundidos del material del Manto Superior que dio origen al magma basáltico.
- Se formarían por acumulación de cristales a partir del mismo magma basáltico, mediante procesos de cristalización fraccionada de minerales máficos.
- Se trataría de fragmentos de rocas ultramáficas y máficas accidentalmente capturados durante el ascenso del magma basáltico.

Los diferentes argumentos que apoyan estas tres hipótesis principales están dados en los trabajos de Ross *et al.* (1954), Wilshire y Binns (1961) y Forbes y Kuno (1965, 1967). Al parecer no existiría una interpretación universal que explique la génesis de todos los tipos de inclusiones, dependiendo ésta de las condiciones en cada lugar, como composición química y mineralógica de los nódulos y sus relaciones con las respectivas composiciones de la roca huésped, textura y estructura, ambiente geotectónico, etc.

NÓDULOS PERIDOTÍTICOS

La textura alotriomórfica granular de los nódulos peridotíticos de la meseta Buenos Aires es difícil de explicar por una simple acumulación de cristales dentro de un magma. Tampoco se explican mediante este mecanismo los indicios de deformación en el estado sólido observados en la olivina y la presencia de láminas de exsolución en el ortopiroxeno.

Desde el punto de vista químico, el diagrama AFM de la figura 9 indica que no existen relaciones de comagmatismo entre

los términos más básicos de la serie de basaltos alcalinos de la meseta Buenos Aires y los nódulos peridotíticos. La presencia de enstatita en los nódulos no es compatible con la historia de la cristalización en dichos basaltos, los cuales no presentan ortopiroxeno ni en la moda, ni en la norma (Niemyer, en preparación). Efectivamente, el ortopiroxeno no es un mineral estable en los basaltos subsaturados (Wilkinson, 1956, 1967; Yoder y Tilley, 1962), de allí el borde de reacción cuando está en contacto con la roca huésped.

El contenido de Fo en la olivina de los nódulos, no sólo es mayor que en los mantos basálticos de la meseta Buenos Aires, sino que también es mayor que la olivina de las acumulaciones cristalinas en los cuerpos ultramáficos estratificados (Fo₈₉; Green, 1964). Tanto el alto contenido de Fo como de Ni indican que la olivina no es el producto de acumulación a partir de un magma basáltico.

Por otra parte, la composición química de los nódulos de las nacientes del arroyo San Alfonso es muy semejante a las estimaciones hechas para la composición primaria del Manto Superior (Ringwood, 1966; White, 1967; Wyllie, 1970; Harris *et al.*, 1972), presentando una de las muestras una remoción relativamente leve de los elementos más fusibles (Na, K, Al).

El alto contenido de Al₂O₃ en el ortopiroxeno de cuerpos peridotíticos de tipo alpino, ha sido relacionado con la formación de dichos cuerpos a altas presiones (Green, 1963). Boyd y England (1963) han encontrado en la enstatita contenidos de Al₂O₃ que varían desde menos de 2,5 % a presión atmosférica hasta 14 %-19 % a 20 kb. El valor estimado de 7 %-8 % de Al₂O₃ en el ortopiroxeno indicaría en consecuencia la formación de los nódulos a una presión de 8-11 kb. Según los estudios de Boyd y England (1960), la enstatita funde a los 1560°C a presión atmosférica para dar forsterita y un líquido más rico en sílice que la enstatita; por el contrario, a los 15 kb y probablemente a partir de los 6 kb, funde congruentemente. La asociación: olivino-piroxeno aluminoso ± espinelo (pirolita de piroxeno) se forma a partir de los 10 kb (Green y Ringwood, 1963, 1967). El contenido de Al₂O₃ en el ortopiroxeno medido es muy similar al del ortopiroxeno que cristaliza cerca del *liquidus* en experimentos de fusión de basaltos alcalinos en condiciones

de presión superiores a 10 kb (Green y Ringwood, 1970).

Estos últimos datos están en concordancia con el valor de 8-11 kb estimado para los nódulos peridotíticos de las nacientes del arroyo Rivera, que señalarían su origen a una profundidad entre 32 y 34 km (tomando un gradiente de presión normal de 250 bares/km). No se dispone de datos geofísicos que permitan conocer el espesor de la Corteza en el sector del lago General Carrera, pero dicha profundidad correspondería al nivel de la discontinuidad de Mohorovicic en una Corteza continental normal de 40 km (espesor promedio, según Pakiser y Robinson, 1966).

Finalmente, es preciso señalar que los nódulos ultramáficos (de composición lherzolitica) encontrados dentro de basaltos alcalinos de diferentes lugares de la Patagonia argentina, también han sido interpretados como fragmentos exóticos al magma que generó dichos basaltos (Villar, 1975).

NÓDULOS GABROICO-PIROXENÍTICOS

Los nódulos gabroico-piroxeníticos son los menos discutidos en la literatura, a pesar de ser el tipo de inclusiones más comunes en basaltos (Forbes y Kuno, 1965).

La semejanza de su mineralogía con la de la roca huésped, su textura hipidiomórfica granular y la posibilidad de distinguir en ellos una secuencia de cristalización, indican un origen por acumulación de cristales a partir del magma que generó los filones basálticos en las nacientes del arroyo Rivera. En particular, la presencia de clinopiroxeno rico en Ca indica una estrecha relación genética entre los nódulos y dichos filones, pertenecientes a la serie de basaltos alcalinos de Meseta Buenos Aires.

La aparición de anfíbol en los filones del arroyo Rivera (mineral que se encuentra ausente en otros filones petrogenéticamente relacionados con los basaltos de la meseta Buenos Aires) y la intensa alteración general que en ellos se observa, indicarían que estos filones cristalizaron en condiciones particularmente ricas en H₂O.

El anfíbol se formó en una fase relativamente tardía, tanto en la roca huésped como en los nódulos (fig. 7), tal como lo señala la presencia común de anillos de dicho mineral en torno al clinopiroxeno. Esto último, significaría que el agua posiblemente habría sido aportada, durante la intrusión

de los filones, por las sedimentitas marinas de la Formación Coyhaique, presentes regionalmente. En esta forma, los nódulos habrían terminado su cristalización en condiciones bastante superficiales.

Conclusión

El presente trabajo tiene un carácter solamente exploratorio y debe señalarse que el número de análisis químicos y mineralógicos dados aquí no permite extraer valores con carácter estadístico.

A pesar de dichas limitaciones, es posible avanzar, de acuerdo a las características petrográficas discutidas arriba, que los dos grupos de nódulos reconocidos hasta el momento de la meseta Buenos Aires se habrían formado según procesos petrogenéticos totalmente diferentes. Mientras los nódulos peridotíticos representarían fragmentos de rocas peridotíticas situadas en una zona profunda, entre 32 y 44 km, posiblemente a nivel del límite Corteza-Manto Superior, los nódulos gabroicos y piroxeníticos constituirían acumulaciones cristalinas formadas dentro de

un magma basáltico en condiciones superficiales ricas en agua.

Agradecimientos

El autor agradece la colaboración por parte de la señora C. Schwarze (Jefe del Laboratorio de Difracción de Rayos X del IIG, Santiago) en la confección de los difractogramas; como también a los Profesores M. A. Parada y J. Varela del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, Santiago, por las facilidades prestadas durante los estudios de laboratorio en esa Institución.

El autor expresa su reconocimiento a los Profesores L. Aguirre y R. Charrier, por las numerosas sugerencias aportadas y a los Profesores F. Hervé, C. Mpodozis, S. Rivano y M. Vergara, todos ellos del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por la revisión del manuscrito.

El presente estudio se realizó con fondos del Instituto de Investigaciones Geológicas y de un convenio entre CORFO-Aysén y el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Lista de trabajos citados en el texto

- Boyd, F. R. y J. L. England, 1960. *Aluminous enstatite*. Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 59: 49-52.
 — 1963. *Some effects of pressure on phase relations in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂*. Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 62: 121-124.
- Charrier, R., E. Linares, H. Niemeyer y J. Skarmeta, *Eddes K/Ar de volcanitas cenozoicas de la región de Aysén, Chile: su significado estratigráfico* (en preparación).
- Deer, W. A., R. A. Howie y J. Zussman, 1962-1963. *Rockforming minerals*. Longmans, Londres.
- Donnay, J. D. H. y G. Donnay, 1963. *Crystal data determinative tables n° 5*. Am. Cryst. Ass. Monograph 5, seg. ed.
- El D. Hamad, 1963. *The chemistry and mineralogy of the olivine nodules of Colton Hill, Derbyshire*. Min. Mag., 33: 483-496.
- Forbes, R. B. 1963. *Ultrabasic inclusions from the basalts of the Hut Point area, Ross Island, Antarctic*. Bull. Volc. XXVI: 13-21.
- Forbes, R. y H. Kuno, 1965. *The regional petrology of peridotite inclusions and basaltic host rocks*. Upper Mantle Symposium, New Delhi: 161-179.
 — 1967. *Peridotite inclusions and basaltic host rocks. Ultramafic and related rocks*. Ed. Wyllie, P. J.: 328-337.
- Fuster, J. M., A. Páez y J. Sagredo, 1969. *Significance of basic and ultramafic rock inclusions in the basalts of Canary Islands*. Bull. Volc. XXXIII (3): 665-693.
- Gelos, E. y K. Hayase. *Estudio de inclusiones peridotíticas en rocas basálticas de la región de Comallo y de otras localidades de Río Negro y Chubut*. Actas VI Congreso Geológico Argentino (en prensa).
- Green, D. H., 1963. *Alumina content of enstatite in a Venezuela high-temperature peridotite*. Bull. Geol. Soc. Am., 74: 1397-1402.
- Green, D. H., 1964. *The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall*. Journ. Petrol. 5: 134-188.
- Green, D. H. y A. E. Ringwood, 1963. *Mineral assemblages in a model mantle composition*. Journ. Geophys. Res., 68: 937-945.
 — 1967. *The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in Upper Mantle structure*. Earth Planet. Sci. Lett. 3: 151-160.
- Hamilton, J., 1957. *Banded olivines in some Scottish basalts*. Geol. Mag. Lond. 97: 135-139.

- Harris, P. G., A. Reay e I. G. White, 1967. *Chemical composition of the Upper Mantle*. Journ. Geophys. Res. 72: 6359-6369.
- Harris, P. G., R. Hutchison y D. K. Paul, 1972. *Plutonic xenoliths and their relation to the Upper Mantle*. Phil. Trans. Royal Soc. Lond. Ass. 271: 313-323.
- Hotz, P. E. y E. D. Jackson, 1963. *X-ray determination curve for olivines of composition Fe_{50-55} from stratiform and alpine-type peridotites*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 450-E: 101.
- Howie, R. A., 1963. *Cell parameters of orthopyroxenes*. Min. Soc. Am. Spec. Paper 1: 213-222.
- Hutchison, R., D. K. Paul y P. G. Harris, 1970. *Cemichal composition of the Upper Mantle*. Min. Mag. 37: 726-729.
- Jackson, E. D., 1960. *X-ray determinative curve for natural olivine of composition Fe_{50-50}* . U.S. Geol. Survey Prof. Paper 400-B: 432-434.
- Kuno, H., 1959. *Discussion of paper by J. F. Lovering, The nature of the Mohorovicic discontinuity*. Journ. Geophys. Res. 64: 1071-1072.
- Kushiro, I. y H. Kuno, 1963. *Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks*. Journ. Petrol. 4: 75-89.
- Mercier, J. C. y A. Nicolas, 1975. *Textures and fabrics of Upper Mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts*. Journ. Petrol. 16: 454-487.
- Niemeyer, H., 1975. *Geología regional del territorio comprendido entre el Lago General Carrera y el Río Chacabuco, Provincia de Aysén, Chile*. Tesis Depto. Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- Niemeyer, H. *Los basaltos alcalinos de Meseta Buenos Aires, Lago General Carrera-Prov. Aysén, Chile*. (En preparación).
- Pakiser, L. C. y R. Robinson, 1966). *Composition of the Continental Crust as estimated from seismic observations. The Earth Beneath the Continents*. Am. Geophys. Union; Geophys. Monograph 10.
- Poldervaart, A. y H. H. Hess, 1951. *Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas*. Journ. Geol. 59: 472-489.
- Ringwood, A. E., 1966. *Chemical evolution of terrestrial planets*. Geochim. Cosmochim. Acta 30: 41-104.
— 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. Mc Graw Hill, 618 págs.
- Rodgers, K. A. y R. N. Brothers, 1969. *Olivine, Pyroxene, Feldspars and Spinel in Ultramafic Nodules from Auckland, New Zealand*. Min. Mag. 37: 375-390.
- Ross, C. S., M. D. Foster y A. T. Myers, 1954. *Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks*. Am. Min. 39: 693-737.
- Ruegg, N. R., 1964. *Use of the angle A: C in optical determination of the composition of augite*. Am. Min. 49: 593-606.
- Slemmons, B. D., 1962. *Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four-axes universal stage*. Spec. Geol. Soc. Am. Paper, 69.
- Streckeisen, A., 1974. *Classification and nomenclature of plutonic rocks, recommendations of the I.U.G.S. subcomission on the systematics of Igneous Rocks*. Geologische Rundschau, 63 (2): 773-791.
- Talbot, J. L., B. E. Hobbs, H. G. Wilshire y T. R. Sweatman, 1963. *Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerguelen Archipelago*. Am. Min. 48: 159-179.
- Tyrrel, G. W., 1932. *The basalts of Patagonia*. Journ. Geol. 40 (4): 374-383.
- Villar, L. M., 1975. *Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la Rep. Argentina y su significado metalogénico*. Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Buenos Aires, Argentina.
- Villar, L. M. y N. E. Pezzutti, 1976. *Contribución a la petrología de las rocas alcalinas básicas de la zona de Sarmiento, Prov. de Chubut, Rep. Argentina*. Primer Congreso Geológico Chileno, II: F59-F72, Santiago, Chile.
- Volynets, O. N., A. V. Koloskov, E. I. Popolitov, V. M. Novikov, I. T. Kirsanov, G. B. Flerov y Yu M. Doubik, 1975. *Geochemical peculiarities of olivines from Quaternary basalts of Kamchatka and Kurile Islands and the problems of petrogenesis*. Modern Geol. 5: 109-113.
- Wager, L. R., G. M. Brown y W. Wadsworth, 1960. *Types of igneous cumulates*. Journ. Petrol. 1: 73-85.
- White, I. G., 1967. *Ultrabasic rocks and the composition of the Upper Mantle*. Earth Planet. Sci. Lett. 3: 11-18.
- Wilshire, H. G. y R. A. Binns, 1961. *Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of northeastern New South Wales*. Journ. Petrol. 2: 185-208.
- Wilkinson, J. F. G., 1958. *Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma*. Am. Min. 41: 725-743.
- Wilkinson, J. F. G., 1967. *The petrography of basaltic rocks, in: Basalts, the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition*. 1.
- Wyllie, P. J., 1970. *Ultramafic rocks and the Upper Mantle*. Min. Soc. Am. Spec. Paper 3.
— 1971. *The dynamic Earth*. John Wiley and Sons Inc., 416 págs.
- Yoder, M. S. y Th. Sahama, 1957. *Olivine X-ray determinative curve*. Am. Min. 42: 475.
- Yoder, H. S. y C. E. Tilley, 1962. *Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rocks systems*. Journ. Petrol. 3: 342-532.

Recibido: junio 2, 1977.

GEOCRONOLOGIA DE LAS FORMACIONES PUNCOVISCANA Y SUNCHO, PROVINCIAS DE SALTA Y CATAMARCA

ALEJANDRO J. TOSELLI y FLORENCIO G. ACENOLAZA

Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán.

Resumen

Se da a conocer la edad eopaleozoica de las Formaciones Puncoviscana y Suncho, establecida por métodos radiométricos y estudios paleontológicos. Se establece mediante el estudio de las trazas fósiles *Oldhamia* y *Nereites* una edad de sedimentación correspondiente al Cámbrico inferior. Mientras que los resultados de las dataciones radiométricas realizadas por el método K-Ar, sobre pizarras y filitas de las Formaciones Puncoviscana y Suncho y además sobre los granitos de los plutones de Capillitas, Cachi y Tastil, estarían indicando la existencia de un ciclo ígneo-metamórfico de edad ordovícica-silúrica.

Introducción

La presencia de trazas fósiles del eopaleozoico en las rocas de las Formaciones Puncoviscana y Suncho, que afloran en las provincias de Salta y Catamarca, permitió en su momento apuntalar el concepto de que las series de bajo grado de metamorfismo que infrayacen a la secuencia cambro-ordovícica, eran en parte también, eopaleozoicas (Eo-Cámbrico). Esta afirmación logró el cuestionamiento de quienes estiman válido el criterio de atribuir estas formaciones al Precámbrico, sin aportar otros argumentos que los tradicionalmente aceptados desde que Keidel (1910) describió la sucesión aflorante en la quebrada del Toro en Salta.

Desde el primer hallazgo, realizado por Mirré y Aceñolaza (1972), hasta las últimas investigaciones efectuadas por Aceñolaza *et al.* (1975) son numerosas las especies encontradas en los distintos afloramientos investigados. La mayoría de ellos cuestionan básicamente la interpretación precambrista y los argumentos que lo sostienen se los encuentra en la abundante bibliografía que sobre el tema se ha redactado en los últimos años.

Asimismo el gran número de dataciones radiométricas realizadas por distintos investigadores, tanto sobre rocas ígneas como metamórficas, apuntalan firmemente la existen-

Abstract

The eopaleozoic age of Puncoviscana and Suncho Formations is based on the paleontological and geochronological studies. By means of the study of the fossil traces *Oldhamia* and *Nereites*, it has been determined the age of sedimentation which corresponds to the low Cambric. Besides the radiometric studies by K-Ar of slates and phyllites of Puncoviscana and Suncho Formations and the granitic rocks of Capillitas, Cachi and Tastil plutons would show the existence of an igneous-metamorphic cycle of Ordovician-Silurian age.

cia de ciclos ígneo-metamórficos de edad Paleozoica inferior, sin descartar la presencia de ciclos más antiguos.

De todos modos, hemos creído oportuno aplicar a muestras con control paleontológico los beneficios de las investigaciones geocronométricas. Fue así que enviamos numerosas muestras para su datación al INGEIS con el convencimiento de que los resultados de edad que se lograrían deberían ser menores a las que suponíamos que habrían sido las de su depositación. Hecho que fue satisfecho, como veremos más adelante y que por tal motivo hemos creído conveniente darlas a conocer junto a nuestras impresiones sobre los resultados obtenidos.

Debemos señalar que estas determinaciones se han concretado gracias a la gentil intervención del Doctor R. Caminos, a quien manifestamos nuestro agradecimiento, haciendo el mismo extensivo al Doctor E. Linares, director del INGEIS, Institución en la cual se efectuaron las mencionadas dataciones radiométricas.

Procedencia del material

1. SIERRA DE LA OVEJERÍA, PROVINCIA DE CATAMARCA

Esta unidad orográfica forma parte del sistema del Aconquija, constituyendo el

contrafuerte austral del Complejo Volcánico de Farallón Negro.

En la quebrada del Suncho, es donde Mirré y Aceñolaza (*op. cit.*) definen la Formación homónima constituida por sedimentitas pelíticas y arenosas que han sufrido fenómenos de metamorfismo regional leve, con desarrollo de aureolas de metamorfismo de contacto en las cercanías de los contactos con el granito de Capillitas.

En los afloramientos pelíticos y dentro de los planos de laminación se ha reconocido la presencia de *Oldhamia radiata* Forbes, cuya edad eocámbrica es mundialmente aceptada.

Las muestras procesadas sobre roca total y siguiendo el método potasio-argón arrojaron los siguientes resultados: 440 ± 15 ; 395 ± 15 y 456 ± 15 m.a. *. O sea valores que van, desde el Ordovícico superior al Devónico basal. Cuando Stipanovic y Linares (1975) recopilan la numerosa información geocronométrica existente, señalan valores que oscilan entre 402 ± 12 y 445 ± 13 m.a. para el plutón granítico que afecta a las rocas de la Formación Suncho. Estos valores necesitan una interpretación regional, la que tentamos de la siguiente manera. Las características petrológicas generales del plutón granítico de Capillitas, son definidas por González Bonorino (1950) como las correspondientes a un cuerpo leptotectónico. Lo que nos permite pensar que los minerales de neogeneración han sido inducidos en términos generales, por los fenómenos de recristalización del metamorfismo regional dentro del ciclo orogénico, sin descartar la acción térmica del granito dentro del radio de influencia de la aureola de contacto; esta conclusión es coincidente con la sostenida por González y Toselli (1974) sobre la presencia de un ciclo antiguo desarrollado entre 400 y 540 m.a., y también por McBride *et al.* (*op. cit.*) de un episodio ígneo-metamórfico de 400 a 450 m.a.

2. CUESTA MUÑANO Y CAMPO QUIJANO PROVINCIA DE SALTA

Estas localidades se encuentran en los extremos de la conocida quebrada del Toro donde, en su tramo medio, puede observarse la posición estratigráfica superpuesta que

* Asimismo McBride *et al.* (1976) ya habían obtenido por el método K-Ar una edad de 424 ± 12 m.a.

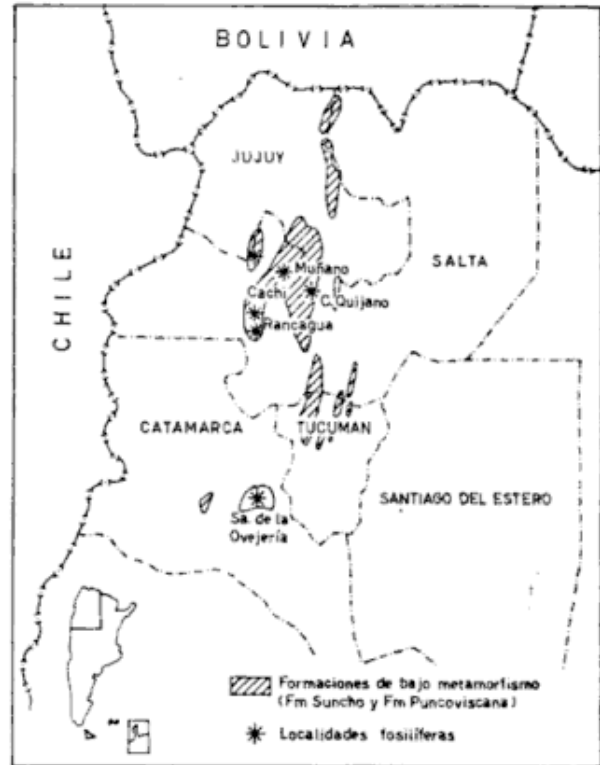


Figura 1

tienen las rocas cambro-ordovícicas sobre las de la Formación Puncoviscana.

Para Turner (1972) es precisamente en la quebrada del Toro donde mejor puede apreciarse la estratigrafía de la Formación Puncoviscana, aunque aún sea poco factible establecer con precisión la columna geológica de esta problemática unidad estratigráfica.

En el trabajo de Aceñolaza y Durand (1973) se dan detalles sobre respectivas columnas locales, como asimismo la descripción de las trazas fósiles que de cada una de ellas se encontró. Entre los elementos destacables de Muñano se encuentra *Oldhamia radiata* Forbes, mientras que en Campo Quijano está *Nereites saltensis* Aceñolaza y Durand.

Los valores geocronométricos obtenidos sobre roca total, por el método K-Ar son los siguientes: 485 ± 15 ; 450 ± 15 y 250 ± 10 m.a. A este último valor, el laboratorio lo observa como desaconsejable.

Analizando estos datos bajo el punto de vista regional no podemos dejar pasar por alto las edades que tiene el cuerpo granítico de Tastil, ubicado en posición intermedia entre ambos puntos datados. Este correspondería a una fase de cristalización epizonal (Kilmurray *et al.*, 1974) implantado

durante el proceso tectónico que condujo a su emplazamiento como un cuerpo relativamente sólido en una zona sujeta a metamorfismo regional de bajo grado cuya temperatura máxima se estima en unos 350°C (comienzo de la facies de esquistos verdes).

Las edades de este granito que han sido logradas por métodos radimétricos varían, en el caso del método Rb-Sr, entre 497 ± 10 y 601 ± 65 m.a.; mientras que por el método K-Ar entre 489 ± 10 y 530 ± 25 m.a. (Stipanovic y Linares, *op. cit.*). O sea que existen valores que ubican a la intrusión y cristalización entre el Precámbrico alto y el Ordovícico medio.

Ahora bien, existe un argumento estratigráfico incuestionable como es el hecho de que por sobre este granito, en discordancia, se apoyan rocas del ciclo cambro-ordovícico; o sea que se le superponen, hablando en términos absolutos, estratos con una edad inferior a 515 millones de años. Entonces el granito ya estaba frío y en superficie. Dicho de otra manera, los valores reales del mismo deberían estar por arriba de dicha cifra; mientras que los que están por debajo habrían sido inducidos por acontecimientos geológicos posteriores.

Volviendo a los resultados obtenidos para los niveles con *Oldhamia* y *Nereites* diremos que ellos representan un acontecimiento térmico cercano al límite Ordovícico superior. Este acontecimiento no debió corresponderse con el ciclo que acompañó la intrusión del plutón de Tastil, sino que más bien se acercaría al acontecido hacia el Ordovícico superior (Ciclo Famatiniano).

3. RANCAGUA-CACHI PROVINCIA DE SALTA

Los afloramientos de la Formación Puncoviscana que se aprecian entre las localidades de Cachi y Rancagua, fueron descriptos con detalle por Aceñolaza *et al.* (1975). Esta es una de las localidades que mayor número de trazas fósiles ha provisto para el presente, siendo de ellas *Nereites saltenensis* la icnoespecie más frecuente, lo que permite establecer correlación entre estos afloramientos y los que se observan en la zona de Campo Quijano cuyo contenido paleontológico es similar.

Las dataciones realizadas dieron los siguientes resultados: sobre roca total y utilizando el método K-Ar: 450 ± 15 y 410 ± 15 m.a., valores en general coincidentes con los precedentemente señalados para las localidades descriptas.

Hacia el oeste y sur de la zona de Cachi se intruyen una serie de cuerpos graníticos que llegan a producir importantes aureolas metamórficas que transforman las características litológicas de la Formación Puncoviscana.

Los granitos fueron datados por Halpern y Latorre (1973) por los métodos K-Ar y Rb-Sr, obteniendo resultados de 604, 520 y 423 m.a. Por su parte los gneises ocasionados por el efecto térmico de la aureola de contacto (o bien por estar en una zona correspondiente a un domo térmico), también fueron datados por ambos métodos, que dieron valores de 580, 457 y 395 m.a. Las cifras de por sí son contradictorias y marcan una amplitud que va desde el Precámbrico al Silúrico, que no conciben con el registro fósil por un lado, ni con el posible proceso petrogenético que le dio origen por el otro*.

Por lo que, en base a las evidencias ya citadas pensamos que el proceso metamórfico tuvo lugar entre el Ordovícico superior y el Silúrico.

Consideraciones y discusión de los resultados geocronométricos

Antes de entrar en discusión sobre la ubicación cronológica de los datos mencionados precedentemente, creemos necesario efectuar una recapitulación sucinta sobre las distintas variables que actúan en el proceso de datación, a fin de una mejor interpretación de los resultados.

Es normal que en las muestras procesadas, en lo que se refiere a los distintos minerales útiles para datación, coexisten edades distintas. Por un lado las de los elementos detríticos que componían el sedimento original y otra de los minerales de neogeneración. De allí que al realizarse una datación sobre roca total, se mezclan valores que distorsionarían los resultados y la edad real.

En el caso de las muestras estudiadas, el fenómeno metamórfico es incipiente, a pesar de lo cual los valores térmicos alcanzados habrían sido del orden de 300°C, suficien-

* Al respecto McBride *et al.* (*op. cit.*) realizan una crítica respecto a la baja relación inicial Sr 87-Sr 86, utilizados para el cálculo radimétrico, lo que trae aparejado valores demasiado altos para los resultados obtenidos. La utilización de una constante inicial más alta, habría dado resultados más coherentes con los valores regionales y con las evidencias fósiles.

tes para producir la pérdida por difusión de argón en la biotita (Evernden *et al.*, 1960, en Hyndman, 1972) y por lo tanto el reajuste geocronométrico de la misma. Los resultados mostrarán una estrecha aproximación de la edad del último evento termometamórfico.

Asimismo los valores ya mencionados para en cuanto a que el contenido fosilífero nos cada una de las localidades descritas, en las que se tiene control paleontológico nos permiten hacer algunos comentarios sobre el tema.

Dichos datos se transcriben en el cuadro siguiente:

estrieto control paleontológico, éste si lo es está indicando la *edad máxima*, correspondiente a la época de sedimentación; mientras que la datación isotópica nos está indicando la *edad mínima*, o sea la edad del último descenso de temperatura por debajo de 300°C, o de la última recristalización, que es en definitiva la responsable de la génesis de la roca actual, en tres momentos entre el Ordovícico medio-superior. Hablando en términos absolutos y a la vista de la escala cronológica (fig. 2).

Al referirnos al encuadre cronológico hemos de mencionar un reciente trabajo de Fitch *et al.* (1976) en el cual se introducen

Loc. Formación	Roca Nº INGEIS	Material Analizado	K %	Ar ⁴⁰ rad x 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ Atm %	Edad en m.a.
1 Puncoviscana	1026	Roca total	4,17	40,978	4,9	485 ± 15
2 Suncho	1020	" "	2,88	26,457	1,9	456 ± 15
3 Puncoviscana	1018	" "	4,00	36,201	1,6	450 ± 15
4 Puncoviscana	1025	" "	2,21	19,982	3,7	
5 Suncho	1022	" "	3,23	28,534	3,5	440 ± 15
6 Puncoviscana	1017	" "	3,71	30,353	3,7	410 ± 15
7 Suncho	1021	" "	3,64	28,453	1,5	395 ± 15
8 Puncoviscana	1024	" "	3,20	15,339	3,3	250 ± 10

- 1 - Quebrada del Toro, a 5 kilómetros de la localidad de Campo Quijano, Salta.
- 2 - Sierra de la Ovejería, margen derecha del río Vis-Vis, Catamarca.
- 3 - Rancagua-Cachi, Salta.
- 4 - Cuesta de Muñano, a 25 kilómetros al este de San Antonio de Los Cobres, Salta.
- 5 - Sierra de la Ovejería, La Angostura, proximidades de la quebrada de Suncho, Catamarca.
- 6 - Rancagua-Cachi, Salta.
- 7 - Sierra de la Ovejería, 1 kilómetro al noroeste da Ampujaco, Catamarca.
- 8 - Cuesta de Muñano, idem localidad 4. Nota del INGEIS: edad mínima, roca no aconsejable para datar.

En el mismo se aprecia que todos los valores indican edades que van desde el Ordovícico alto al Devónico. O sea que son concurrentes con una época de gran actividad térmica (metamorfismo y plutonismo) en toda la región central y norte de Argentina y que al parecer, según McBride *et al.* (1976), se ha desarrollado preferentemente a lo largo del borde oeste y sur del Cratón Brasiliano Precámbrico*.

Si bien en el trabajo planeado no pretendimos establecer valores absolutos bajo

* Al respecto también podemos citar los esquistos de bajo grado de las Sierras de San Javier y Cumbres Calchaquies, que tienen respectivamente 513 ± 24 y 483 ± 8 m.a. (González *et al.*, 1971). La primera corresponde a un ambiente de escasa energía térmica y el valor se aproxima a la edad de su depositación, mientras que el de Cumbres Calchaquies denota fenómenos de metamorfismo y deformación reiterados en un ambiente de mayor intrusividad magnética.

algunas modificaciones a los valores de edad absoluta que hasta el presente se le adjudicaban al Ordovícico. Debemos señalar que

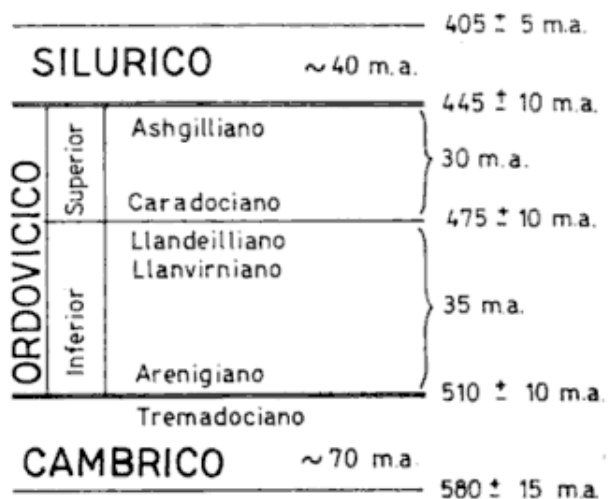


Figura 2

los autores mencionados ajustaron dichos valores teniendo en cuenta evidencias paleontológicas apreciables en distintos puntos de Gran Bretaña, basándose en las relaciones geológicas existentes entre cuerpo intrusivos y sedimentitas con registro fosilífero.

De acuerdo a Fitch *et al.* (*op. cit.*) el límite cambro-ordovícico, según el criterio inglés que excluye al Tremadociano del Ordovícico, sería de por lo unos 510 millones de años. A este valor habría que tomarlo muy en cuenta ya que en nuestro país, el concepto de Tremadociano está aso-

ciado al Ordovícico. Por lo que de acuerdo con la escala mencionada nuestros afloramientos del Ordovícico basal deberían superar los 510 millones de años.

Los límites ahora propuestos por Fitch *et al.*, estarían en notable concordancia con los datos que hemos obtenido, si nos remitimos al concepto de que los cambios de un período a otro estarían ligados a notables y amplias modificaciones de la configuración de la corteza terrestre y en los cuales serían notables los fenómenos diastróficos así como de metamorfismo y magmatismo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G. y F. Durand, 1973. *Trazas fósiles del Basamento Cristalino del Noroeste Argentino*. Bol. Asoc. Geol. de Córdoba 2 (1): 45-55.
- Aceñolaza, F. G., F. Durand y R. L. Díaz Taddei, 1975. *Geología y contenido Paleontológico del Basamento Metamórfico de la región de Cachi (pcia de Salta)*. Actas del VI Congreso Geológico argentino (en prensa).
- Fitch, F. J., S. C. Forster y J. A. Miller, 1976. *The Dating of the Ordovician*. In Basset, M. G. (ed). *The Ordovician System*. Proceeding of a Paleontological Association symposium, University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff.
- González Bonorino, F. 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. V (3): 81-110.
- González, R. R., K. Kawashita y M. A. Cabrera, 1971. *Edades radiométricas de algunas rocas del basamento de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (4): 527-528.
- González, R. R. y A. J. Toselli, 1974. *Radiometric Dating of Igneous Rocks from Sierras Pampeanas, Argentina*. Revista Brasileira de Geociencias 4: 137-141.
- Halpern, M. y C. O. Latorre, 1973. *Estudio Geocronológico inicial de rocas de Noroeste de la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (2): 195-205.
- Hyndman, D. W., 1972. *Petrology of Igneous and Metamorphic rocks*. Mc Graw Hill Book Co.
- Keidel, J., 1910. *Estudio geológico en la quebrada de Humahuaca y en la de Iruya*. An. Min. Agric. Sec. Geol. Mineral y Min., V (2).
- Kilmurray, J. O., J. C. Merodio y C. W. Rapela, 1974. *Las metamorfitas cordieríticas del área de Estación Incahuasi-Santa Rosa de Tastil, pcia. de Salta. Rasgos petrológicos y geoquímicos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (4): 425-442.
- McBride, S., J. C. Caelles, A. H. Clark y E. Farrar, 1975. *Paleozoic Radiometric Age provinces in the Andean Basement, Latitudes 25°-30° S*. Earth and Planetary Science Letters, 29: 373-383.
- Mirré, J. C. y F. G. Aceñolaza, 1972. *El hallazgo de Oldhamia sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad Cámbrica para el supuesto precámbrico del borde occidental del Aconquija, pcia. de Catamarca*. Ameghiniana IX (1): 72-78.
- Stipanovic, P. N. y E. Linares, 1975. *Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. I. Años 1960-1974*. Pub. Espec., Asoc. Geol. Arg. Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 3.
- Turner, J. C., 1972. *Cordillera Oriental*. In Leanza, A. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs., Córdoba: 117-142.

Recibido: julio 4, 1977.

C O N F E R E N C I A

LA GEOLOGIA EN EL DESENVOLVIMIENTO ECONOMICO

OSVALDO I. BRACACCINI

Conferencia pronunciada en la Asociación Geológica Argentina el 2 de noviembre de 1977

En la actual estructura socio-económica del país, la comunidad promueve y solventa la formación de sus geólogos. Es lógico entonces, que éstos asuman con ella compromisos de retribución que no por implícitos dejan de ser imperativos.

Llevo más de cuarenta años en el ejercicio de esta profesión. Reflexionando acerca de este largo lapso de actividad, surgen preguntas no siempre fáciles de responder. Las inquietudes se canalizan en dos rubros principales. Por un lado, interesa conocer la medida en que el ejercicio profesional ha respondido a las expectativas y requerimientos de la sociedad que nos ha entrenado para su mejor servicio en las materias propias de la especialidad. Por el otro, cabe dimensionar, los beneficios espirituales y materiales obtenidos por los geólogos en su actividad específica.

Aprovecharé la generosa disposición de mis colegas de la Asociación Geológica Argentina para discurrir acerca de ambos aspectos. Pero antes esbozaré, para fijar algunos puntos de apoyo, ciertos conceptos generales.

Por definición, geología es la ciencia de la Tierra. En semejante amplitud conceptual cabe una gama infinita de enfoques y aplicaciones. Así en lo subjetivo se vincula con las más elevadas especulaciones humanas relacionadas con el origen de la vida, su evolución y el destino mismo del hombre, inseparable de la idea de Dios. En lo aplicado, todo el formidable desarrollo material, orgullo de nuestra llamada civilización, está amarrado indisolublemente a los recursos provistos por el aporte del conocimiento geológico.

Aquí y en esta ocasión no intento considerar la historia de su desenvolvimiento. En cambio, me parece oportuno señalar que el pragmatismo de algunos investigadores descubrió rápidamente las vinculaciones existentes entre lo teórico o especulativo y las posibilidades materiales derivadas de tales concepciones para el sostén y desenvolvimiento de la especie humana. El proceso desde luego no es exclusivo de la actividad geológica, sino algo común a todo el desarrollo intelectual del hombre. Este enfoque, valedero en lo general, en lo particular muestra en cambio algunos puntos débiles.

Ciertos estudiosos de la geología, sea por aptitud natural, vocación o cálculo, prefieren los enfoques radicales decidiéndose por lo exclusivamente especulativo o lo meramente aplicado, sin prestar atención alguna a la contraparte. En nuestra profesión tal actitud no parece justificable. Provoca la dispersión de esfuerzos y aptitudes, siendo además motivo de incomunicación entre muchos cultores de la profesión. Al respecto puede referirse como ejemplo la actuación de los tres me-

morables colegas que, por encargo de Sarmiento, y desde la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba iniciaron y desarrollaron la investigación sistemática de la geología argentina. Stelzner, Brackebush y Bodenbender desde el comienzo de sus actividades prestaron decidida atención a las posibilidades de aplicación derivados de las mismas o las consideraron paralelamente con el desarrollo de aquéllas.

Esta discotomía en el modo de interpretar el sentido global de la actividad geológica ha pasado en el país por ciclos de variada intensidad. Aunque actualmente la situación pareciera superada, en realidad se mantiene como las endemias y, de tanto en tanto, tenemos un brote de variada virulencia. Los jóvenes egresados son particularmente sensibles a esta alternativa, ya que la simiente casi siempre se oculta en los vericuetos de la docencia universitaria.

En lenguaje común cabría decir que la geología es una y única. Las subdivisiones de su enfoque son fases de una estrategia cuyos últimos fines son el progreso de los conocimientos respectivos y el beneficio de la comunidad. En el año 1935, fecha de mi graduación, el total de geólogos argentinos no alcanzaba a diez. Mirando retrospectivamente, es indudable que ese núcleo reducido y casi insólito de entonces, por la índole de sus actividades, ha fructificado generosamente.

En el marco estricto de nuestro accionar profesional el balance es netamente favorable. En cambio, si comparamos nuestro aporte con lo asimilado y resuelto por el proceso económico nacional, los resultados no parecen ser tan satisfactorios. Incluso, un cierto sentimiento de frustración nace cuando se considera la situación global y las dificultades que afrontan numerosos colegas. Los veteranos de mi tiempo teníamos muchas ventajas y algunos inconvenientes. Pero todo era más simple, menos conflictivo.

Actualmente la situación es muy diferente. Aunque parezca paradójico, la capacidad de nuestros especialistas, parcialmente ayudados por el devenir de las cosas, nos enfrenta a nuevas tareas y obligaciones. Esto significa responsabilidades, riesgos y competencia, entre nosotros mismos y con otras actividades del quehacer nacional. Terminó la época en que nuestra misión concluía con la preparación de un informe técnicamente aceptable. Actualmente, nuestras obligaciones esenciales comienzan precisamente a partir de ese momento. Es decir, ya no resulta suficiente que el geólogo formule recomendaciones. Debe bregar porque se las aplique y además vigilar que se las aplique bien. Para ello, debe emplear un lenguaje y una adecuada convivencia con especialis-

tas de otras actividades que, casi siempre retienen el poder de decisión.

Por propia experiencia sé que esto no es fácil y muchas veces tampoco agradable. Además, es de nuestra incumbencia y responsabilidad requerir un uso juicioso de los recursos que movilizamos. Virtualmente casi ninguno es renovable, y una vez agotados no hay manera de reponerlos. El concepto de que costo y tecnología convierten a los recursos minerales en inagotables, me parece, por ahora, divorciado de la realidad. Pero como si todo esto fuera poco, en momento alguno podremos perder de vista el sentido económico-social y la viabilidad de nuestras recomendaciones y sugerencias. Dicho de otra manera, *debemos comprender que la actividad geológica no constituye un fin en sí misma, sino que es uno de los tantos medios concurrentes al quehacer económico global.*

Esta circunstancia alcanza una dimensión muy importante considerada en función de tiempo, con todas las mutaciones que los cambios internos y el fluido mundo de las relaciones político-económicas mundiales introduce de continuo. En este terreno, la necesidad de integración obliga a dimensionar con criterio escrupuloso y bajo circunstancias variables, conceptos considerados básicos y específicos de nuestro quehacer profesional.

Veamos algunos ejemplos:

Hasta hace pocos años, el desarrollo económico, en explotación primaria, de nuestros yacimientos petrolíferos, abarcaba unos 20 años. Durante los primeros cinco se obtenía alrededor del 50 % de la recuperación prevista. En los 15 años remanentes se lograba el 50 % restante. Siendo la curva de producción asintótica, los últimos 5 a 6 años eran escasamente retributivos. Con el continuo incremento de los costos operativos hasta no hace mucho, esos 5 ó 6 años, eran francamente deficitarios y por ello, generalmente ese petróleo remanente no era extraído. Es decir, que el valor de un hecho geológico, o sea el yacimiento petrolífero, fluctúa, no por sí mismo, sino por efectos del entorno económico que integra. Pero un hecho nuevo, debido al espectacular aumento en el precio de los crudos, introducido por los grandes exportadores mundiales de petróleo, replanteó el problema. Como consecuencia de esto, no sólo pasaron a ser rentables aquellos 5 ó 6 años de producción última, sino que la nueva situación permite ahora explotar yacimientos tenidos por antieconómicos poco antes. Además, tal circunstancia hace viable la introducción de técnicas productivas denominadas de recuperación secundaria, que en conjunto dan nueva vida y dimensión a yacimientos ubicados ya cerca del límite de su utilización económica o definitivamente abandonados.

Los minerales de tungsteno constituyen otro ejemplo ilustrativo. La Argentina en ciertas épocas se constituyó en uno de los principales exportadores mundiales de estos minerales. Tal hecho se produjo sobre la base de la demanda externa y en conexión con crisis bélicas o políticas de carácter ecuménico. Las explotaciones fueron esporádicas, en general escasamente organizadas y además totalmente desvinculadas del entorno económico existente en el país. El único beneficio aparente, se manifestó en la balanza de pagos. Por esos años la demanda interna de estos minerales era virtualmente inexistente. Actualmente la situación es inversa. El precio externo, conforme a nuestros costos, no justificaría la

explotación de los yacimientos disponibles. Pero la modesta, aunque estabilizada, demanda interna, tropieza con una escasa oferta. Consecuentemente, nuestro mercado debe abonar por los minerales argentinos de tungsteno aproximadamente el doble del precio internacional.

Para completar el panorama de estas acotaciones iniciales diré algunas palabras acerca de las riquezas materiales básicas de cualquier país. En el sentido más amplio puede indicarse que ellas se integran por dos grandes grupos de recursos: los renovables y los no renovables. Al primero pertenecen todos aquellos de reproducción biológica, incluso la población. El segundo comprende los recursos que una vez extraídos, no vuelven a reproducirse, o lo hacen tan lentamente, que a los fines prácticos pueden considerarse extinguidos. Esta categoría incluye a casi todos los minerales. El manejo de un recurso no renovable, para aprovecharlo de modo adecuado al entorno económico que integra, exige el conocimiento más preciso posible acerca de las disponibilidades existentes, o viables de conseguir, y todos los antecedentes necesarios para determinar sobre la conveniencia y momento de su puesta en producción. Todo esto desde el punto de vista exclusivamente geológico pero teniendo conciencia cabal de que circunstancias ajenas a los principios de esa actividad, pueden y, a veces, deben ser determinantes de su ulterior destino.

En términos estrictamente económicos, la puesta en marcha de un recurso mineral no renovable es solamente una inversión. Pero cuando el empleo del recurso implica situaciones que van más allá de los aspectos técnico-económicos y se proyecta en el futuro de la comunidad, la decisión es indudablemente de raíz política.

Es tarea fundamental del quehacer geológico proporcionar los elementos de juicio básicos para la toma de estas decisiones de naturaleza política. La dura lucha existente entre los países poderosos por el dominio de los recursos minerales y otras materias primas, es un hecho bien conocido. Sobre el particular, casi siempre con un trasfondo de corte partidista, sea en pro o en contra, existe una copiosa bibliografía. Pero sólo pocos años atrás tuve acceso al tratamiento de estas cuestiones de un modo escuetamente analítico y objetivo. Tal hecho se presenta como mero capítulo en el libro "Los Minerales" del prestigioso geólogo americano T. S. Lovering.

El doctor Lovering es un especialista de prominente actuación en geología minera. Perteneció a los círculos progresistas del liberalismo de su país y durante la última guerra fue uno de los asesores destacados de su gobierno. Los párrafos que leeré a continuación proceden del capítulo "Ética y Poder Nacional" del libro mencionado.

"Muchos de los factores para la comprensión de los problemas sociales y el curso de los acontecimientos nacionales son elucidados por la economía, la historia, la geografía y la geología. La supervivencia es el interés primordial de todas las naciones, pero el aumento del poder, la riqueza y la cultura nacionales constituyen una fuerza afín y casi igual. Los medios para conseguir esos fines se han gobernado casi siempre por la conveniencia. Pocas personas no perdonarían la transgresión del derecho internacional por su gobierno, cuando están en juego sus intereses materiales. El propio interés como motivo principal en el accionar de las naciones puede ser censurado

o ensalzado, pero hay que reconocer su realidad. Durante millares de años la filosofía fundamental de casi todos los que han determinado el curso de la historia ha sido la de Maquiavelo: el fin justifica los medios. La producción mineral ha contribuido a determinar el curso de la historia muchas veces en el pasado y promete adquirir una importancia creciente en el futuro. Como no puede esperarse su reproducción, los yacimientos minerales ricos y variados constituyen la posesión más valiosa pero efímera de una nación, su haber efectivo. Gran parte de la historia ha sido hecha por hombres que han conquistado sucesivamente la riqueza y el poder mediante la liquidación de ese haber. Ninguna nación civilizada se ha basado a sí misma en todas las cosas que necesita. La falta de autosuficiencia tiene como consecuencia inevitable la compra, el trueque o el robo. Ningunas de las potencias mundiales se ha mantenido libre de culpa a este respecto ni siquiera durante la última década. La riqueza se ha concentrado por lo general en los mercados, en menor grado en los puntos estratégicos de las rutas utilizadas y todavía en menor grado en la fuente de las materias primas".

Estos y muchos otros párrafos que por razones de brevedad he omitido leer, no pueden escandalizar ni sorprendernos. Encierran verdades tan viejas como las primitivas sociedades humanas. Tampoco deberíamos creerlos propios o exclusivos de determinadas políticas nacionales o filosofías socio-económicas. Los hombres son demasiado parecidos, al margen de sus nacionalidades, cultura o color de su piel, para admitir que ante similares circunstancias las razones últimas de cualquier país o grupo de países, pueda variar sustancialmente. Quizá la diferencia radique en las estrategias empleadas para su logro y la habilidad de su manejo.

En fin, especulaciones aparte, lo consignado apunta a una realidad objetiva. Debemos tenerla presente de continuo, al margen de sentimentalismos o ideologías de grupos, cuando abordemos el uso de recursos perecederos y cuya disponibilidad hace al presente y futuro del país en que vivimos. Al considerar la actividad geológica en conexión con el desenvolvimiento económico global del país, es conveniente señalar desde el comienzo que prácticamente todo rubro de la actividad productiva directa o indirectamente puede beneficiarse de los aportes provenientes del conocimiento geológico. Claro está que esto presupone una organización e interrelación de los factores productivos que estamos muy lejos de haber logrado en lo que hace a nuestra actividad de geólogos.

Estas situaciones son las propias de un país que superada la etapa de un crecimiento vigoroso natural, casi instintivo, aún tropieza con dificultades para sistematizar propósitos y esfuerzos. En este duro batallar muchos colegas asisten azorados a un desperdicio inusitado de aptitudes, tiempo y recursos. Por lo tanto, no debe sorprendernos aunque nos duela, la apatía, el desencanto, la ineficiencia operativa existente en algunos de los muchos elencos geológicos distribuidos en multitud de organismos nacionales y provinciales. Posiblemente esto es el precio que deberemos pagar, juntamente con otros sectores del quehacer nacional, en esta larga instancia que desde hace años vivimos en busca de un derrotero definitivo. Sin embargo, parece admisible que en el conjunto

de los problemas existentes las dificultades de nuestro sector son aspectos no fundamentales. Creo que ellas se irán resolviendo paulatinamente, en la medida que seamos capaces de poner en claro las grandes líneas de acción necesarias y nos apliquemos con aptitud y esfuerzo a proseguirlas con prisa y sin pausa.

En la actualidad, nuestra profesión asiste al epílogo de una etapa esencial de su desenvolvimiento y advierte el nacimiento de otra nueva. La instancia cumplida podría calificarse de los grandes lineamientos. Aparece ahora la tarea de armar y coordinar los mismos, eliminando las incongruencias, amarrando los hechos concretos y afinando los detalles. Es decir, creando el marco objetivo desde donde avanzar hacia aspectos concretos de aplicación utilitaria como son la búsqueda de yacimientos minerales de todo tipo, alumbramiento de aguas subterráneas, aprovechamientos de suelos a los fines agropecuarios y tantos otros aspectos de aplicación. Todo ello sin dejar de lado el correlativo complemento de la tarea científica de largo alcance. Realizar todo esto no será fácil y en muchos aspectos creará roces y diferencias entre nosotros mismos. La docencia universitaria durante los últimos años ha introducido de continuo una vastedad de parcialidades. Si bien tal situación constituye un valiosísimo elemento de apoyo intelectual y operativo, no deja sin embargo de ofrecer algunas dificultades. Por lo demás no tengo en claro si todas esas parcialidades se justifican en la instancia formacional en que se enseñan.

De todos modos, la amplitud de la información parcializada disponible hace por momentos muy difícil obtener la visión del conjunto y la toma de decisiones. Existe además una gran heterogeneidad en la información, empeño y capacidades de nuestros colegas. Y para males mayores, no siempre los más competentes disponen de las jerarquías adecuadas. Esta situación es particularmente sensible dentro de la estructura operacional de nuestra profesión, desarrollada casi en exclusividad desde el puesto público.

Un concepto, a mi juicio erróneo, retacea una gran masa informativa, aprovechable o no, que yace en archivos y legajos de distintas dependencias, institutos u organismos para disfrute de sus dueños temporales o custodios. En este particular reitero mi convicción de que muchos hallazgos de valor económico aguardan que alguien los extraiga de archivos y legajos. Esto es tanto más sensible cuanto el campo de actividad privada en las tareas geológicas es de reducido volumen y casi siempre discontinuo y por obvias razones de orden económico, de mucho menor amplitud. De alguna manera tales estudios geológicos-geofísicos, —aún en el caso de búsquedas específicas— son inversiones del país tomado en su conjunto que directa o indirectamente obla por ellos. Por lo tanto no parece demasiado sensato el procedimiento seguido en general. Es cierto que algunos organismos publican parte de los resultados obtenidos o los hacen accesibles en consulta pública sin restricciones. Pero ello cubre sólo una pequeña disponibilidad de la vasta información reunida.

La situación esbozada y que involucra los aspectos parciales mencionados y varios otros no podrá resolverse sola. Hará necesaria la concurrencia de todos los sectores interesados en este tipo de información, para encontrar y aplicar un

plan de trabajos a escala nacional. Los objetivos a cumplir deberán fijarse en esa dimensión, tratando de aprovechar al máximo el potencial humano disponible que para tarea de semejante envergadura seguramente no dejará capacidad ociosa.

Dudo de que un plan de esta naturaleza pueda bien nacer en algún despacho oficial. En el mejor de los casos, allí se le dará el espaldarazo necesario. *Estimo que es la profesión, nuestra profesión, mediante el accionar de sus diversas organizaciones a escala nacional y provincial la que debe tomar con urgencia la iniciativa, estableciendo las bases, en dimensión que comprometa al país en su conjunto a las cuales ajustar la tarea.* Fijadas éstas, no resultará difícil conseguir en los ámbitos regionales y provinciales la colaboración necesaria para que basados en un patrón técnico-científico común, avancemos rápidamente hacia nuestros objetivos.

Como geólogo pienso que las necesidades y urgencias de nuestro presente hacen cada vez más difícil refugiarse en las torres de marfil. Creo incluso que todo esfuerzo en nuestra actividad, sea cual fuere su índole, debe concretarse en hechos asimilables por la comunidad. Si no lo conseguimos, perderemos relevancia en un proceso económico que puede y debe tenernos entre los actores de primera línea. Dentro del gran conjunto de actividades y objetivos a cumplir no es fácil decidir por dónde avanzar. Más aún, tal elección se apoyará seguramente en la experiencia, simpatías y repulsas de quien las formula. En otras palabras, estará viciada de parcialidad. Pero se justifica correr el riesgo y yo me animaré a hacerlo.

En otro momento de esta charla he dicho y lo repito ahora, que la geología es una y única. Las parcialidades de su aplicación nacen de un fondo común de conocimientos que se acumulan de continuo y se perfeccionan en función de tiempo, por la continuidad de estos aportes. Este fondo común se materializa en un buen mapa geológico adecuado a la escala de su representación. Esta escala por su parte, debe adecuarse a la calidad y cantidad de información disponible para su preparación, que como he señalado precedentemente se relaciona con el momento de su consideración. Si hubiéramos de juzgar el grado de conocimiento geológico alcanzado en el país por las escalas de los mapas de esa naturaleza públicamente disponibles, la conclusión sería desalentadora.

Pero es absurdo que esto ocurra, ya que los materiales en gran parte elaborados en varias reparticiones nacionales y provinciales y las enormes superficies aerofotografiadas a escala 1:50.000 y muchos otros antecedentes disponibles permitirían con una ligera coordinación, preparar un buen mapa geológico del país a una escala infinitamente más representativa que la del mapa actualmente disponible.

Cabe señalar que el conocimiento geológico de la Argentina está entre los más avanzados de Sudamérica. Sin embargo, varios de los países hermanos han publicado mapas geológicos de sus países en escalas de amplitud hasta 5 veces mayores al nuestro. Creo pues que la elaboración de un buen mapa geológico en una escala adecuada al grado de conocimientos disponibles constituye un objetivo de primera prioridad. Es conocido que todo yacimiento mineral, sea cual fuere su naturaleza y en esto incluyo al agua subte-

rránea, es la expresión concreta de un hábitat geológico en sus manifestaciones de valor económico.

Nuestros mapas minero e hidrogeológico publicados hace algunos años están representados en escalas inapropiadas a nuestros conocimientos y necesidades. En el momento de su publicación cumplieron una finalidad, pero en la actualidad están totalmente superados, salvo para una orientación de índole exclusivamente geográfica.

En los aspectos mineros la situación es algo mejor debido al excepcional esfuerzo y continuidad de aportes del Ing. V. Angelelli y colaboradores. Durante los últimos años Fabricaciones Militares y también la Secretaría de Minería han realizado en combinación con Naciones Unidas y otros organismos de similar carácter una intensa aunque parcializada búsqueda mineral. Tal tarea se acompañó de una paralela investigación fotogeológica que en general aumentó de modo sustancial los conocimientos geológicos generales y particulares de las áreas estudiadas. Estos mapas se mantienen inéditos y a los costos actuales sería imposible publicarlos en sus escalas originales. Pero si fueran publicados, reducidos y coordinados a escala 1:500.000 con indicación de todas las manifestaciones de mineralización conocidas hasta el momento proporcionarían bases de apoyo sustancial a la prosecución de la búsqueda mineral en instancias de mayor detalle que lógicamente no conviene que aborden dichos organismos, salvo bajo circunstancias muy especiales. Esto, sumado a los incentivos impositivos dispuestos en los últimos tiempos, crearía las bases para reactivar un sector de nuestra actividad que se mantiene excesivamente quieto.

El fundamento de cualquier política que en esta materia adopte el país debe fundamentarse en el conocimiento más preciso posible del recurso disponible. Caso contrario toda medida adoptada puede constituir un salto en el vacío. Una activación en la tarea explorativa por terceros puede traer a luz de manera eficiente y prácticamente sin costo parte de esa información complementaria tan necesaria. Entiendo que el Estado debe promover, vigilar y regular esta actividades que hacen al bien común pero nunca convertirse en un competidor. En la etapa de la evaluación y promoción cabe incluso abarcar instancias explorativas de detalle pero no parece conveniente, al margen del grado de eficiencia que pudiera alcanzar, llegar a encarar la explotación si existen particulares que lo hagan en condiciones convenientes para el país.

Entre muchos otros aspectos, queda por considerar una cuestión que por sus implicaciones es de vital trascendencia económico-social en vastas extensiones del territorio argentino. Me refiero al agua subterránea. Tanto en el orden local, como nacional, todavía no se ha aprovechado de manera siquiera apropiada las contribuciones que sobre esta cuestión puede realizar la investigación geológica y la complementación geofísica. En lo puramente formal abundan organismos estatales, provinciales y aún comunales dedicados a estas tareas. En la práctica falta información fácilmente accesible, fehaciente y actualizada, que oriente, promueva y facilite esta importante tarea de búsqueda y explotación de aguas subterráneas. Amplias superficies del país están necesitados de un estabilizador social que afinque y asegure la supervivencia de la familia rural.

Suena a paradójico señalar que buena parte de las regiones necesitadas de este apoyo contienen en su subsuelo aguas apropiadas a tales fines. Sé que la sola disponibilidad del agua no resolverá las cuestiones inherentes. Pero tampoco se me escapa que la comprobación de su existencia en la medida y calidad necesarias, son el punto de partida imprescindible para todo lo demás.

De mi largo deambular profesional conservo muy escasos motivos de orgullo. Pero uno de estos pocos se afina en la satisfacción de haber contribuido para que algunos miles de hectáreas del noroeste argentino, áridas y despobladas, sean actualmente centros de producción y esperanzas. Aquí también se hace entonces necesaria la tarea paciente, anónima y sacrificada de un buen plantel de geólogos, muchos de los cuales actualmente revistan, sin pena ni gloria, en instituciones nacionales y provinciales.

Hasta aquí he referido a grandes brochazos lo que la geología y sus cultores pueden hacer y en buena medida hacen o traían de hacer por la comunidad. Para redondear ideas y completar las consideraciones cabe referir lo que hasta el presente ésta, como contrapartida, ha brindado a los geólogos. En lo puramente académico hemos tenido figuras de gran relieve, pero ninguna de ellas alcanzó dimensión nacional reconocida fuera de los círculos especializados, y esto mismo casi siempre con algún retaceo. En las jerarquías funcionales algunos colegas lograron puestos públicos

de mucha relevancia. Pero virtualmente ninguno permaneció demasiado tiempo en tales posiciones, siendo casi siempre reemplazados por cultores de otras especialidades. Es decir, las posiciones logradas lo fueron más por circunstancias personales que profesionales.

El ejercicio de nuestra actividad de manera independiente es de muy reducida trascendencia. Prácticamente todos vivimos los avatares del empleo público. Muchas actividades que en mayor o menor medida requieren del apoyo geológico son desarrolladas por personas ajenas a esas disciplinas y también casi siempre carecen de asesores con esos conocimientos. A mi modo de ver, todo ello indica que los geólogos aún no hemos logrado insertar nuestra profesión y nuestras aptitudes personales en el proceso económico global. Discernir acerca de las causas de esta situación me llevaría lejos de los fines perseguidos en esta exposición, sin tener para ofrecer conclusión definitiva alguna. Sospecho que existen culpas concurrentes y por lo tanto nadie estaría en condiciones de arrojar la primera piedra.

De algo estoy seguro sin embargo, urge modificar la situación existente. Para ello poseemos un país magnífico y dentro de él un campo vastísimo y variado de actuación. Pero por sobre todo, contamos con el elemento humano de calidad poco común. Cuanto antes pongamos manos a la obra tanto mejor será para el país y también para nosotros.

NOTAS BREVES

EDAD DE LA FORMACION NEGRO PEINADO,
SIERRA DEL FAMATINA, LA RIOJA

GUSTAVO A. TOSELLI

Departamento de Tecnología, Universidad Nacional de Catamarca.

Introducción

Con el objeto de aportar nuevos datos que clarifiquen la secuencia de fenómenos geológicos ocurridos en el Sistema del Famatina, se dan a conocer los resultados de dataciones radimétricas, realizadas por el INGEIS, en rocas de la Formación Negro Peinado, provenientes del faldeo oriental del mencionado cordón orográfico en la provincia de La Rioja.

Ubicación

Los afloramientos tratados en esta nota están ubicados en la parte central, límite oriental de la Hoja Geológica 15 c, Vinchina (Turner, 1964) y occidental de la Hoja 15 d, Famatina (Turner 1971). Las coordenadas geográficas que delimitan el área son: 67° 39' y 67° 49' de longitud oeste y 28° 48'-28° 57' de latitud sur.

Antecedentes

El primero en referirse a esta unidad formacional fue Stelzner (1872), quien mencionó para la Sierra del Famatina, la existencia de "esquistos arcillosos" normales de color gris verdoso de carácter pizarroso, atribuyéndole una edad arcaica.

Bodenbender (1911, 1916 y 1922), describió a esta Formación con el título de "Terrenos Siluriano y Cambriano", incluyendo con esta denominación a rocas sedimentarias y metamórficas de bajo grado, considerándolas de edad cámbrica, por la presencia de *Dictyonema flabelliforme*, que en la actualidad indica la base del Ordovícico.

Posteriormente Windhausen (1931) y

Rohmeder (1942), continuaron con la idea de Bodenbender.

Groeber (1940), también reconoció la existencia de metamorfitas en la Sierra del Famatina, atribuyéndolas al Paleozoico inferior.

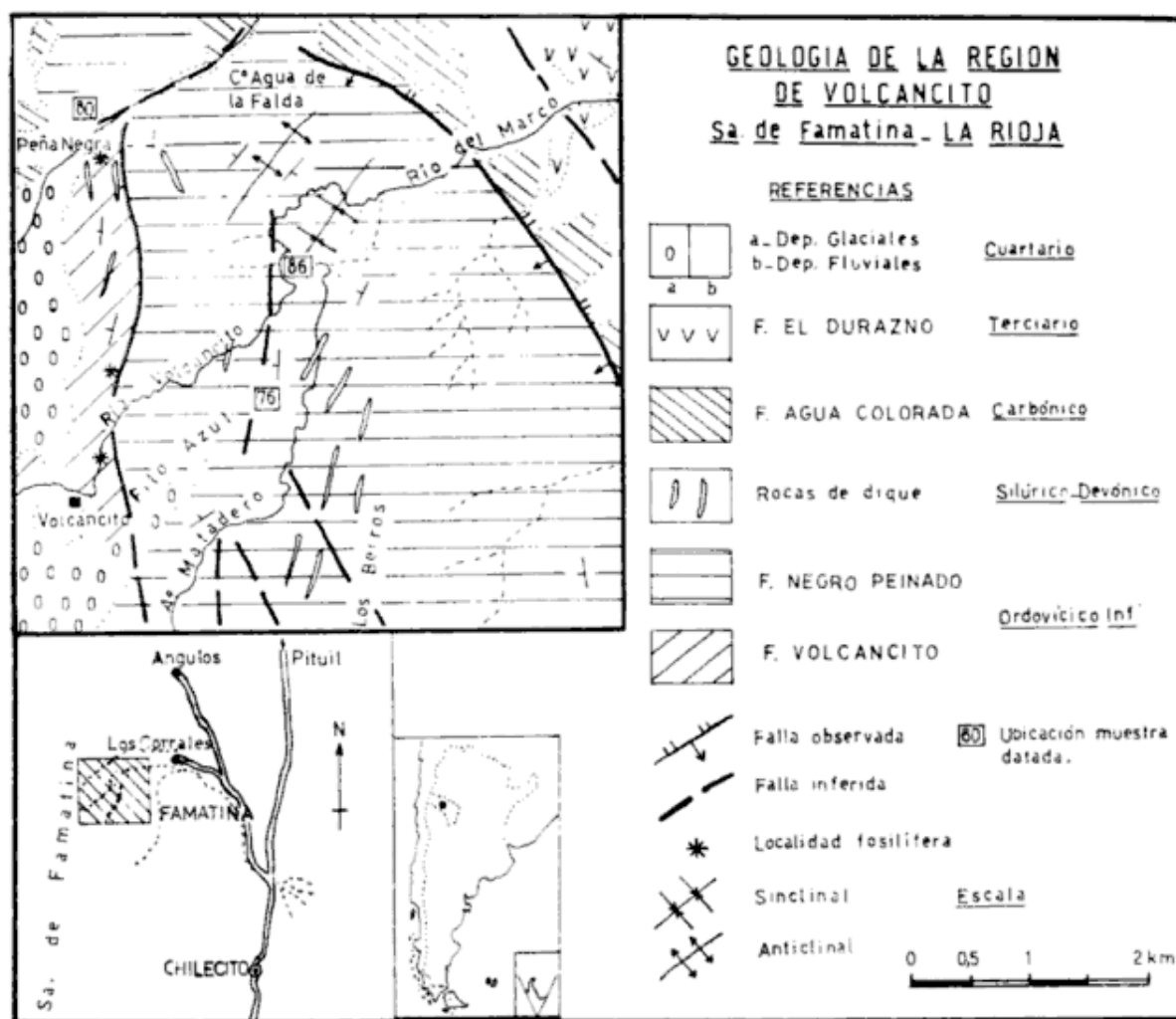
Harrington (1942), en su trabajo sobre "El Geosinclinal de Samfrau", concuerda con las ideas de Bodenbender, pero posteriormente modifica su parecer considerando al complejo metamórfico como del Proterozoico (Harrington, 1957). Para Keidel (1947), las rocas metamórficas serían del Precámbrico.

Posteriormente de Alba (1954), supuso una edad ordovícica para las rocas del Famatina de bajo grado metamórfico, correspondientes a lo que después se denominó Negro Peinado. En 1956, comunica el hallazgo de fósiles, los cuales fueron clasificados por Leanza, resultando ser *Asaphellus catamarcensis* Kob. y *Plicatolina sculpta* Harr. et Leanza, atribuyéndole una edad tremadociana inferior. Estos afloramientos ubicados al norte de la Cuesta de Miranda, fueron estudiados posteriormente por Alderete (1968) y considerados como pertenecientes a la Formación Volcancito (Aceñolaza, comunicación verbal).

Turner (1960), creó el término Formación Negro Peinado, para designar a estas rocas que atribuyó al Precámbrico, estando compuesta, según su definición "por ectinitas, esquistos, pizarras, junto con cornubianitas y anfibolitas aflorantes en ambas márgenes del cordón de Famatina".

Aceñolaza (1969), incluyó a esta Formación, bajo el rótulo de "Rocas de posición incierta", al tiempo que expuso las razones tendientes a considerarlas de edad ordovícica.

Debido a que no se han encontrado restos fósiles que pertenezcan indudablemente a



la Formación que estamos considerando, se intentó correlacionarla litológicamente con otras de incuestionable edad ordovícica, como son: Volcancito (Tremadociano inferior), La Alumbraera (Arenigiano inferior), Portezuelo de las Minitas (Arenigiano), Suri (Llanvirniano inferior), Molles (Llanvirniano medio-superior), (Aceñolaza 1969, *op. cit.*). Así, el estudio comparado de la litología de Negro Peinado con volcancito, a la luz de estudios petrográficos, de Rayos X y de campo, condujo a suponer que ambas unidades formacionales pertenecían a un evento tectónico-sedimentario común, posteriormente diferenciado por procesos dinámicos y térmicos. Teniendo en cuenta lo precedentemente expuesto, se atribuyó a la Formación Negro Peinado edad ordovícica *sensu lato* (Toselli, 1975, 1977).

Resultados analíticos

Las muestras procesadas, correspondientes a limolitas pizarreñas y pizarras, se caracterizan petrográficamente por la presencia de

cuarzo, plagioclasa alcalina, clorita, muscovita (polimorfo 2M, determinado por difracción de Rayos X), caolinita y pirita. La textura es microgranoblástica y la estructura pizarreña. Estas muestras fueron obtenidas en las inmediaciones del Puesto Volcancito (véase el mapa).

La realización de dataciones radimétricas por el método K/Ar, arrojó los siguientes resultados:

Muestra n° 86: Limolita pizarreña.

Ubicación: Confluencia Arroyo Matadero y río Volcancito.

Datación sobre roca total. Datos analíticos.

K : 3,61 %

$^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}} : 34,812 \times 10^{-10} \text{ mol/g.}$

$^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}} : 2,4 \%$

Edad: $475 \pm 15 \text{ m.a. (Ordovícico inf.)}$.

Muestra n° 76: Pizarra.

Ubicación: Flanco norte del Filo Azul, entre los ríos Volcancito y Matadero.

Datación sobre roca total. Datos analíticos:

K : 3,60 %

$^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}}$: $36,217 \times 10^{-10}$ mol/g.

$^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}}$: 3,0 %

Edad: 495 ± 15 m.a. (Ordovícico inf.).

Muestra n° 18: Pizarra.

Ubicación: Finca Los Corrales, sobre río Amarillo. Datación sobre roca total.

Datos analíticos:

K : 3,98 %

$^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}}$: $33,75 \times 10^{-10}$ mol/g.

$^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}}$: 1,9 %.

Edad: 425 ± 15 m.a. (Silúrico).

Las dos primeras dataciones muestran una buena coincidencia en la edad, mientras que la muestra 18 registra un valor muy dispar, posiblemente como consecuencia de perturbaciones térmicas locales. Por ello este valor no lo tendremos en cuenta.

De acuerdo con la escala del tiempo geológico de Fitch *et al.* (1976), la edad del metamorfismo regional de bajo grado, que afectó al Sistema del Famatina, sería ordovícica inferior. Con posterioridad, en el Ordovícico superior-Silúrico inferior, esto es con una edad de 448 ± 22 m.a. (Villar Fabre *et al.*, 1973), se produjo la intrusión del batolito granítico de la Formación Ñuñorco, con el desarrollo de semihornfels cordieríticos, como consecuencia del metamorfismo térmico desarrollado en sus proximidades.

En el Silúrico-Devónico diques de spessar-

titas, diabasas, cuarzo-andesitas, traquitas alcalinas, etc., intruyeron las Formaciones Negro Peinado, Volcancito y Ñuñorco. La edad de este evento subvolcánico fue establecida en 395 ± 20 m.a., según Villar Fabre *et al.* (*op. cit.*) y confirmado con la realización de una datación sobre roca total en lampróforo de composición spessartítica. Esta es una roca gris verdosa oscura, de grano mediano y fractura irregular algo astillosa. Bajo observación microscópica presenta textura panidiomórfica, con hornblenda, cuarzo, plagioclasa An_{30} (andesina ácida), feldespato potásico, apatita y pirita como minerales esenciales y epidoto, clorita, calcita, sericita y caolinita como secundarios.

Muestra n° 80: Spessartita.

Ubicación: El Portezuelo, curso superior del río Achavil; intruye a Negro Peinado.

Datación sobre roca total. Datos analíticos:

K : 1,76 %

$^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}}$: $14,506 \times 10^{-10}$ mol/g.

$^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}}$: 7,3 %

Edad: 414 ± 15 m.a. (Silúrico).

De esta manera se aportan nuevos datos conducentes a aclarar la secuencia de eventos metamórficos y magmáticos ocurridos en el Paleozoico inferior y medio en el Sistema del Famatina. Consecuentemente tiende a confirmarse la edad ordovícica inferior para el metamorfismo regional que afectó a la Formación Negro Peinado, si bien es cierto que se necesitará una mayor cantidad de dataciones para su confirmación definitiva.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., 1969. *La cuenca ordovícica de La Rioja. Su importancia estratigráfica y regional.* Acta Geól. Lilloana, X (5): 103-120, San Miguel de Tucumán.
- Alderete, M., 1968. *Geología de la Qda. del Portezuelo de la Alumbraera, Cuesta de Miranda, La Rioja.* Univ. Nac. de Tucumán (inédito).
- Bodenbender, G., 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes.* Rep. Arg. Bol. Acad. Nac. Cienc., XIX (1): 5-220, Córdoba.
- 1916. *El Nevado de Famatina.* Bol. Acad. Nac. Cienc., XXI: 100-182, Córdoba.
- 1922. *El Nevado de Famatina.* Anales Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología y Minería, XVI (1).
- de Alba, E., 1954. *Descripción geológica de la Hoja 16 c, Villa Unión, Pcia. de La Rioja.* Dir. Nac. de Geol. y Min. Bol. 82, Buenos Aires.
- 1956. *Acerca de la edad del Granito del Famatina.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XI (1): 76-79.
- Fitch, F. J., S. C. Forster y J. A. Miller, 1976. *The dating of the Ordovician.* The Ordovician System, Cardiff.
- Groeber, P., 1940. *Descripción Geológica de la Pcia de La Rioja.* Aguas Minerales de la Rep. Arg., V:VI, Buenos Aires.
- Harrington, H., 1942. *Algunas consideraciones sobre el sector norte argentino del Geosinclinal de Samfrau.* An. Primer Cong. Ing. Minas y Geol., II: 319-341, Santiago de Chile.

- Harrington, H. y A. Leanza, 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*. Univ. Kansas, Sp. Publ. 1, Lawrence, Kansas.
- Keidel, J., 1947. *El Paleozoico*. Geogr. Rep. Arg. GAEA, VIII (1).
- Rohmender, G., 1942. *El Valle de Cosme*. An. Soc. Cient. Arg. CXXXIII: 466-490.
- Stelzner, A., 1872. *Bemerkungen über die nutzbaren Mineralien der argentinische Republik*. Berund Huetetenmaennische Seintung Jahrg., XXXI (1). Seite 1-6, Leipzig.
- Toselli, G. A., 1975. *Contribución al conocimiento geológico de la región de Volcancito, Sa de Famatina, Pcia. de La Rioja*. Un. Nac. de Cba. (inédito).
- 1977. *El Paleozoico inferior y medio en la región de Volcancito, Sierra de Famatina, Pcia. de La Rioja, Rep. Argentina*. Acta Geol. Lilloana, San Miguel de Tucumán.
- Turner, J. C., 1960. *Estratigrafía del tramo medio de la Sa. del Famatina y adyacencias. La Rioja*. Bol. Acad. Nac. Cienc. XLII (1): 77-126, Córdoba.
- 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 15 c, Vinchina. Pcia de La Rioja*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Bol. 100, Buenos Aires.
- 1971. *Descripción Geológica de la Hoja 15 d, Famatina. Pcia. de La Rioja*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Bol. 126, Buenos Aires.
- Villar Fabre, J., R. González y A. J. Toselli, 1973. *Los lamprófiros intrusivos en el granito de la Cuesta de Miranda (La Rioja)*. Acta Geol. Lilloana, XII (3): 23-60. San Miguel de Tucumán.
- Windhausen, A., 1931. *Geología Argentina. 2ª parte*. Peuser Lda. Editores, Buenos Aires.

Recibido: febrero 2, 1977.

FORMACIONES EOPALEOZOICAS EN EL NORTE DE CORDOBA Y SUR DE SANTIAGO DEL ESTERO, SU MAGMATISMO Y SIGNIFICADO GEOLOGICO

BERNABE J. QUARTINO¹, ARMANDO C. MASSABIE² y JORGE R. MORELLI²

¹ Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos; Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.

² Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.

I. Introducción

Como parte de los trabajos de investigación del Centro de Investigaciones en Recursos geológicos y del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, los autores han encarado el estudio de la región de referencia con la finalidad de establecer la identidad geológica de terrenos distintivos y característicos de la sierra del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, cuyas menciones, bajo distintas interpretaciones, se encuentran en los trabajos de Bodenbender (1905), Beder (1931), Lucero (1957, 1969) y Quartino (1966, 1967). Han contribuido posteriormente el Licenciado Eduardo Espisúa y el Doctor Jorge Scalabrini Ortiz con aportes de información para un trabajo en elaboración.

Si bien el primero de los investigadores mencionados (Bodenbender, *op. cit.*) separa las "pizarras y conglomerados cámbricos o silúricos" de la sierra del norte de Córdoba del basamento precámbrico gnéisico-plutónico, típico de Sierras Pampeanas, posteriormente este criterio fue dejado de lado por Beder (*op. cit.*) y también por Lucero (*op. cit.*) quien incluye a los afloramientos de pizarras, conglomerados y areniscas en el Prepaleozoico o Paleozoico inferior, como elementos integrantes del basamento de la región. Quartino (*op. cit.*; véase Arcidiácono, 1973) al realizar el estudio de las sierras de Sumampa y Ambargasta, pone de relieve la individualidad geológica de los afloramientos de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados plegados del "ambiente de Ambargasta", a los que designa Formación El Escondido y pelitas hornofélsicas microplegadas que reúne en la Formación La Clemira, respecto del basamento gnéisico-granítico, aflorante en la misma

comarca característico del ambiente geológico de las Sierras Pampeanas y respecto asimismo de las sedimentitas continentales indisturbadas atribuibles al Paleozoico superior o al Mesozoico.

II. Descripción de las formaciones

La Formación El Escondido se halla expuesta en afloramientos aislados, al oeste de Ojo de Agua, junto al camino Pozo Grande-Amimán, en las cercanías del arroyo homónimo y a unos seis kilómetros al norte de Pozo Grande. Está compuesta por areniscas cuarcíticas medianas, areniscas conglomerádicas y conglomerados con clastos redondeados de 1 a 10 cm de diámetro, de cuarcitas muy predominantes, granito y pórfiros con cuarzo, de colores gris claro, rosado y rojizo. Las areniscas presentan bandeamiento por diferencia de impregnación ferruginosa y estratificación por grano y por aumento del material ligante arcilloso. Estas sedimentitas presentan plegamiento complejo de distintos órdenes, con amplitudes que varían entre pocos centímetros y varios metros; en las secciones conglomerádicas la observación y reconocimiento de la estructura de plegamiento se tornan dificultosas. La entidad guarda relaciones de contacto intrusivo con el granito (o granodiorita) que aflora en el arroyo Escondido y aledaños ya que, en el detalle, el granito es penetrativo en las areniscas provocando su disolución, corrosión del cuarzo y crecimiento metasomático de cuarzo y feldespato potásico junto al contacto.

La Formación La Clemira constituye un conjunto de afloramientos aislados en el ambiente granítico de la sierra de Ambargasta, cerca de La Clemira, al oeste de La

Chiquita y en Quebracho Colorado. Se trata de hornfels biotítico-cordieríticos de color gris oscuro a negro y fractura astillosa, formados a expensas de pelitas o areniscas finas con laminación paralela y entrecruzada. Se advierte la presencia de microplegamiento intrincado y disarmónico en los hornfels, los cuales están a su vez atravesadas por venas aplíticas de 2 a 5 cm de potencia. Tanto las rocas de la Formación La Clemira como aquellas de la Formación El Escondido se conservan a modo de grandes inclusiones en la masa granítica o como restos de techo en vías de su total eliminación por erosión.

III. Rocas eruptivas asociadas

Las formaciones descritas en párrafos anteriores forman parte de un ambiente geológico particular de las sierras del sur de Santiago del Estero y norte de Córdoba, coincidente con el distrito manganesífero, en el cual participan además tipos eruptivos distitivos que ya fueron mencionados por Bodenbender (1905), Beder (1931) y Lucero (1969). Puede señalarse al respecto la presencia de rocas hipabisales de composición granítica o diorítica. Otra particularidad es la existencia de ortosa en los cuerpos de rocas graníticas de la región, lo cual, sin que ello excluya la presencia de microclino, implica una diferencia con la composición de las rocas graníticas de Córdoba y San Luis.

Las Formaciones El Escondido y La Clemira, se ponen en contacto intrusivo con el Granito de Ambargasta (Quartino, 1967, Arcidiácono, 1973). Se trata de una roca caracterizada por una composición que varía entre granito y granodiorita, con predominio de ortosa como feldespato potásico y frecuentes crecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato alcalino.

En la comarca afloran diques y cuerpos extensos de pórfiros normales, en los cuales los cristales mayores que se destacan de la pasta son verdaderos fenocristales, y pórfiros híbridos de textura anómala resultante de la incorporación y acumulación parcial de cristales y fragmentos de granito por el magma riolítico. Estos pórfiros son intrusivos en el Granito de Ambargasta, constituyendo una actividad epigranítica íntimamente asociada al plutón mismo por localización y comagmatismo. En Quebracho Colorado aflora un plutón de tonalita anfibólica.

Al poniente de Pozo Grande, intruyendo

las areniscas de la Formación El Escondido, se halla una diabasa olivínica, la cual si bien se asocia por localización a la unidad mencionada, es atribuible a un evento eruptivo posterior, sobre la base de sus relaciones espaciales y tipo magmático.

IV. Edad del granito del arroyo escondido (Granito de Ambargasta)

La datación por el método K/Ar de una muestra de granodiorita correspondiente a los afloramientos del arroyo Escondido realizada en el INGEIS, arrojó el resultado de 325 ± 10 m.a. con los siguientes datos

analíticos: K 4,04 %; Ar_{Rad}^{40} 25,428 ×

× 10^{-10} mol/g; Ar_{Atm}^{40} 8,7 %. La edad obtenida es concordante con la adscripción a una edad paleozoica del plutonismo geológicamente vinculado a los afloramientos de areniscas plegadas de la Formación El Escondido y otras unidades comparables (Formación La Clemira). Por otra parte se constituye en un límite superior para la edad de las formaciones intruidas.

V. Avance sobre significado y discusión

Las formaciones sedimentarias de plegamiento complejo y hornfelsizadas, de las que El Escondido y La Clemira son ejemplo, poseen características distintivas en cuanto a tipo de metamorfismo y estructura, además de conservar claramente sus cualidades sedimentarias originales (y en algunos casos ausencia total de metamorfismo), que apoyan la distinción de éstas con respecto al basamento gnéisico-esquistoso con plutonismo asociado de la región, cuya edad se ubicaría entre el Precámbrico superior y el límite Precámbrico-Paleozoico inferior. Por otra parte, las formaciones en consideración son anteriores a la deposición de las areniscas cuarzo-feldespáticas y conglomerados continentales de actitud subhorizontal (ejemplo, Formación La Puerta, Quartino, 1967), no hornfelsizadas por intrusividad granítica, a las cuales se atribuye edad paleozoica superior o más joven.

La eruptividad granítica, plutónica e hipabisal, asociada a los afloramientos de las formaciones El Escondido y La Clemira, en el sur de Santiago del Estero, tiene su localización en coincidencia con los asomos de

estas formaciones y rocas homólogas en las sierras del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero. Ello sugiere el considerar a esta porción serrana septentrional como el lugar donde se han preservado de la erosión los niveles superiores de un plutonismo epizonal, junto con los relictos de su caja

deformada y metamorfozada termalmente que habrían participado de un episodio orogénico ocurrido durante el Eopaleozoico. Se separa de tal modo el basamento metamórfico de Córdoba de estas formaciones eopaleozoicas que constituyen el cuerpo estratigráfico *ad hoc* del plutonismo eopaleozoico.

Lista de trabajos citados en el texto

- Arcidiacono, Eva C., 1973. *Génesis de yacimientos de óxidos de manganeso de Ojo de Agua, Santiago del Estero, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (2): 165-194, Buenos Aires.
- Beder, R., 1931. *Los yacimientos de minerales de manganeso en el norte de la Provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero*. Anal. Mus. Nac. Hist. Nat., XXXVI: 431-502, Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1905. *La Sierra Norte de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación*. Min. Agric. de la Nación, Anal. Secc. Geol., I (2), Buenos Aires.
- Lucero, H. N., 1957. *Sobre las psamitas y conglomerados arcóscicos intercalados en el Basamento de la Sierra Norte de Córdoba*. Fac. Cies. Ext. Fis. y Nat. de Córdoba, Rev. XIX (1-2), Córdoba.
- 1969. *Descripción geológica de las Hojas 16 h, Pozo Grande y 17 h, Chuña Huasi, Provincias de Córdoba y Santiago del Estero*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. (107), Buenos Aires.
- Quartino, B. J., 1966. *Sobre la existencia de un orógeno eopaleozoico en las sierras del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero*. Comunicación oral y resúmenes, III Jorn. Geol. Arg., Comodoro Rivadavia.
- 1967. *Contribución a la interpretación y descripción geológica y petrográfica del distrito de Ojo de Agua (Sas. de Ambargasta, Sumampa y Samampa Viejo) Santiago del Estero*. En Geol. y Rec. Min. de las Sierras de Ambargasta y Sumampa, Minera TEA, Direc. Prov. de Min., Santiago del Estero, Informe inédito.

Recibido: diciembre 29, 1977.

**NUEVA PUBLICACION ESPECIAL
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N° 5

ROCAS PIROCLASTICAS. INTERPRETACION Y SISTEMATICA

M. E. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis

Precio: Socios \$ 3.000
No socios \$ 5.000

I N F O R M A C I O N E S

I REUNION DE PALEOBOTANICOS Y PALINOLOGOS

Durante los días 8 y 9 de diciembre de 1977 se celebró en San Pablo la I Reunión de Paleobotánicos y Palinólogos. Las sesiones tuvieron lugar en el Departamento de Paleontología y Estratigrafía del Instituto de Geociencias de la Universidad de ese Estado y fueron organizadas por un grupo de investigadores encabezados por el Doctor Oscar Rösler. Durante su transcurso, alrededor de cuarenta participantes, no sólo de Brasil, tuvieron oportunidad de exponer y discutir sus trabajos en un marco de elevado nivel científico y gran cordialidad.

Los temas abordados fueron variados y abarcaron desde el Precámbrico hasta la actualidad. Microfósiles precámbricos bien preservados del Grupo Bambuí (Brasil), fueron descritos por primera vez, mientras que probables microfósiles fueron citados para la Formación La Tinta (Argentina). Más de una docena de interesantes contri-

buciones fueron dedicadas a diversos aspectos de las mega y microfloras gondwánicas del Paleozoico superior de los países citados. Ellas abarcaron desde consideraciones morfológicas y evolutivas de glossopterídeas y estudios anatómicos de cutícula y madera fósil hasta biozonaciones basadas en palinomorfos. También fueron presentados resultados de recientes investigaciones sobre la palinología de estratos cretácicos de Brasil y una interesante serie de contribuciones sobre actuopalinología que mostró la importancia que esta disciplina ha adquirido en ese país en los últimos años.

Los trabajos presentados en esta reunión serán publicados en breve en un volumen especial del Bol. Inst. Geociencia U.S.P. titulado "Advances in Palaeobotany and Allied Sciences in Brazil".

CARLOS L. AZCUY

26º CONGRESO GEOLOGICO INTERNACIONAL

El Comité Organizador del 26º Congreso Geológico Internacional ha anunciado que éste se realizará en París, Francia, del 7 al 17 de julio de 1980, e invita cordialmente a todos los interesados en las Ciencias Geológicas a participar en dicho evento.

El programa científico de este Congreso comprenderá:

1) *Veinte sesiones*, dedicadas a los siguientes temas: Petrografía; Mineralogía; Paleontología; Estratigrafía; Tectónica; Geología Marina; Sedimentología y Petrografía Sedimentaria; Precámbrico; Cuartario y Geomorfología; Geofísica; Geoquímica; Sensores Remotos; Geología Matemática y Ciencia de la Información Geológica; Metalogenia y Yacimientos; Fuentes de Energía Fósiles; Hidrogeología; Geología Aplicada a la Ingeniería; Riesgos Geológicos; Planetología; Historia de la Geología; Enseñanza y Entrenamiento. Tendrán también lugar varios simposios realizados en colaboración con instituciones afiliadas a la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. Se recibirán

resúmenes de trabajos hasta el 1º de diciembre de 1979.

2) *Siete coloquios*, que versarán acerca de: Recursos Minerales; Materias Primas Energéticas; Geología de los Márgenes Continentales; Geología de los Océanos; Geología de las Cadenas Alpinas derivadas del Tethys; Geología de Europa desde el Precámbrico hasta las Cuencas Sedimentarias Post-Hercínicas; Geología de Francia. Los organizadores de estos coloquios solicitarán comunicaciones sobre los temas indicados.

Se realizarán además exposiciones científicas y técnicas, proyecciones de películas científicas y programas sociales para los participantes y sus acompañantes. Las personas que no hayan recibido la Primera Circular y deseen una información más completa podrán solicitarla a:

Secretaría General del 26º Congreso
Geológico Internacional
Maison de la Géologie
77-79, Rue Claude Bernard
75005 PARIS - FRANCIA.

NECROLOGIA



PROF. DR. ALFREDO CASTELLANOS

1893-1975

El 22 de junio de 1975 nos dejó para siempre un prototipo de hombre de Ciencia: el Profesor Doctor Alfredo Castellanos.

Fue uno de los grandes hombres nacidos a fines del siglo pasado a los que debemos en gran medida la construcción de nuestro país en su campo de acción. Castellanos lo hizo en el de la ciencia pura, para la cual no escatimó sacrificios hasta los momentos finales de su vida. Tenía un acendrado amor por nuestra patria, sin aparatosidad y exteriorizaciones superficiales, que lo llevó a luchar con todas sus fuerzas haciéndola conocer con su obra y honrándola en todos los actos de su vida.

Nació en Buenos Aires el 25 de julio de 1893, y cinco años después con sus padres se trasladó a Córdoba, ciudad natal de su madre, doña Isolina Cámara, de patricia familia cordobesa, donde se educó. Tras haber cursado el bachillerato en el Colegio Nacional de Monserrat, ingresó en 1913 a la Universidad Nacional de Córdoba, donde por voluntad de sus padres cursó la carrera de Medicina, llegando a ser uno de los dos más brillantes alumnos de su promoción. Pero lo que alimentó su proficua vida fueron la Paleontología y la Paleoantropología, en las que se formó como autodidacto, estudiando a escondidas de sus padres, siguiendo a Florentino Ameghino, "ese hombre que enloqueció a mi hijo", según expresión de su padre, el Coronel Julián Castellanos.

En 1902 se radicó para siempre en Rosario, integrando el grupo de profesores fundadores de la Universidad Nacional del Litoral, en cuya Facultad de Ciencias Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales tuvo a su cargo la cátedra de Mineralogía, Petrografía y Geología.

Alfredo Castellanos fue un visionario y precursor. Su obra se inicia cuando siendo aún alumno de la Facultad de Medicina, funda la Sociedad de Ciencias Naturales de Córdoba, que agrupó lo más destacado que cultivaba esas Ciencias en dicha ciudad y cuando, de acuerdo con sus gestiones, el P.E. Provincial creó el Museo de Ciencias Naturales del que fue fundador y director. Culmina en 1936 con la fundación del Instituto de Fisiografía y Geología de la Facultad de Ciencias Exactas e Ingeniería de la hoy Universidad Nacional de Rosario. Entre esos dos hitos su actividad y su afán por la divulgación de la Ciencia, se manifestó a través de numerosos trabajos y conferencias dictadas tanto en Rosario como en centros culturales de otras ciudades, así como la creación, en 1925, de la Asociación Cultural de Conferencias de Rosario, de la que fue Presidente vitalicio y cuya tribuna fue honrada por muy destacados investigadores tanto nuestros como extranjeros. En 1930 fundó y dirigió el Museo de Antropología y Anatomía Comparada, hoy desaparecido, en la Facultad de Ciencias Médicas de Rosario.

La evidencia más cabal de su personalidad y amor por las Ciencias de la Tierra, es precisamente la creación de un instituto de investigaciones geológicas en un medio típico y esencialmente técnico tal como es una Facultad de Ingeniería, y en una época en la que se consideraba que la Geología no prestaba ninguna utilidad a las obras de los ingenieros. Nos referimos al Instituto de Fisiografía y Geología. Lo fundó con sus propias colecciones de minerales, rocas, perfiles estratigráficos, fósiles y biblioteca; lo dirigió con carácter *ad-honorem* desde 1936 a 1949, y hasta que a fines de 1951 fue jubilado.

A Alfredo Castellanos, Santa Fe le debe el conocimiento de la estratigrafía y paleontología de su territorio, especialmente de las partes central y meridional. Sus estudios son la fuente a la que podemos recurrir en las investigaciones geológicas de la llanura pampeana santafesina. Córdoba y Catamarca le deben estudios de Estratigrafía del Terciario y Cuartario, así como de Paleontología, Paleoantropología y Tectónica, y Rosario el haber formado en ella un centro de estudios científicos en el campo de las Ciencias de la Tierra el que, por Resolución de las autoridades de la Facultad de Ingeniería, desde 1975 lleva su nombre.

Su misión de innovador se manifestó también en la escuela media, en el hoy Instituto Politécnico, en aquel entonces anexo a la Facultad de Ingeniería, introduciendo la nueva orientación de la Geografía, para lo cual tuvo que vencer la incompreensión de los más.

En lo referente a su obra científica, entre el primer trabajo, que data de 1916, cuando era aún alumno universitario, titulado "Una página de la vida de Ameghino. Su estada en Córdoba", aparecido en la Revista de la Universidad Nacional de Córdoba, y el último de 1975, que no alcanzó a ver editado, "Cuenca Potamográfica del río de la Plata", publicado por la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, está expresada a través de unos doscientos trabajos, algunos aún inéditos, que abarcan temas de Paleoantropología, Paleontología, Estratigrafía, Tectónica, Geografía física.

Por el valor de sus investigaciones paleontológicas sus trabajos no sólo figuran en la bibliografía de la obra más importante de Paleontología General, el "Traité de Paléontologie" publicado bajo la dirección de Jean Piveteaux en colaboración con destacados paleontólogos, sino que se aceptan géneros, por ejemplo *Kragliegichia*, *Vassallia*; se rea-

liza un resumen de sus estudios sobre la línea filogenética de los clamiterios; se reproducen las series dentarias de los clamiterios; se aceptan la subfamilia *Glyptodontinae*, género y especies nuevos de *Eosclerophorus paula-coutoi*; *Isolinia Stromaphorus*, *Urotherium*, *Lomaphoropsis* y *Peiranoa*, y *Paraglyptodon*.

Por su parte George Gaylor Simpson reconoce en "The principle of classification and Classification of Mammals", familias, géneros y especies de gliptodontes y clamiterios, fundados por él.

En cuanto a su investigaciones en el campo de la Paleoantropología, las distinciones de que fue objeto, nos dicen de la alta estima y reconocimiento de su valor entre quienes cultivan ese campo de la Ciencia pura.

Fue objeto de numerosas distinciones, de las que las principales son:

- Redactor Científico de la Revista de la Universidad Nacional de Córdoba, en las Secciones Mineralogía, Geología y Antropología - 1923.
- Jefe Honorario de la Sección Antropología del Museo de Historia Natural de Buenos Aires - 1923.
- Miembro Correspondiente de la Sociedad Portuguesa de Antropología y Etnografía de Porto - 1924.
- Director del Oficio Argentino del Instituto de Antropología de París, y Miembro del Consejo Internacional de Antropología en la Asamblea de Praga - 1924.
- Director Honorario del Museo Público Municipal de Ciencias Naturales de Cochabamba (Bolivia) - 1928.
- Miembro Correspondiente de la Sociedad Geográfica de Lima - 1939 - y Miembro Honorario de la Sociedad Linarense de Historia y Geografía de Santiago (Chile) - 1962; del Instituto de Estudios Superiores de Montevideo, Sección Investigaciones Paleontológicas, —1942—; de la Universidad de la República, Instituto Nacional de Investigaciones Geográficas de Montevideo - 1948.
- Doctor *Honoris Causa* del Consejo de Perfeccionamiento de la Academia Asiática de Teherán (Irán) y Karaki (Pakistán) - 1955.
- Profesor Honorario de la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad Nacional del Litoral - 1967.

- Profesor Emérito de la Universidad Nacional de Rosario - 1968.
- Miembro Honorario de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos Gaea - 1969.
- Invitado a presidir la Reunión Plenaria de la Conferencia Científica de las Naciones Unidas, para la Conservación y utilización de los Recursos Naturales - Lake Success (USA) - 1954.

Obtuvo además los siguientes premios:

- Municipal de Cultura de Rosario, por sus trabajos de Paleontología - 1932.
- Gobierno de Córdoba, por sus trabajos sobre el valle de Los Reartes - 1952.
- Perito Francisco P. Moreno, por sus valiosos trabajos sobre Geografía Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA - 1967.
- Perito Francisco P. Moreno, por su alta labor científica. Sociedad Argentina de Estudios Geográficas GAEA - 1973.

Los que estuvimos a su lado, y los que se le acercaron aun transitoriamente, conocieron su personalidad de titánico luchador por la Ciencia pura, así como su combatividad sin tregua y sin el más ligero asomo de flaqueza aún frente a la adversidad, tal como en la casi total ceguera de sus últimos años que lo obligó a abandonar las investigaciones paleontológicas, la gran pasión de su vida.

Su padre, que se había formado en las guerras de frontera, le inculcó los más arraigados principios de honestidad, generosidad, cumplimiento del deber, que caracterizaron todos sus actos. Hacía un culto de la veracidad y de la amistad que daba a manos llenas, pero se volvía abiertamente implacable frente a la traición.

Como su hermano, el Profesor Doctor Alberto Castellanos, poseía una sólida cultura de Historia Argentina, así como de nuestra flora autóctona.

Esta es, en apretada síntesis, la obra y la imagen de un hombre que dio todo por la Ciencia.

PIERINA PASOTTI

EL NUMERO 1 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 30 DE
SETIEMBRE DE 1978 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149. BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA.

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

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

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

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



QUITRAL-CO

S. A. I. C.

PERFORACION

TERMINACION

MANTENIMIENTO Y LIMPIEZA

DE POZOS PETROLIFEROS

COMODORO RIVADAVIA - MENDOZA

NEUQUEN - PICO TRUNCADO

CNIA. CATRIEL

CERRITO 822 - 7º PISO

BUENOS AIRES

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N° 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión N° 3667

CONTENIDO

Las formaciones de edad silúrica en el noroeste argentino, (provincias de Jujuy y Salta)	
BELARMINO ANTELO	1
Contribución al conocimiento de la intrusividad en el paleozoico de la región extraandina del Chubut	
JUAN PEDRO SPIKERMANN	17
Foraminíferos planctónicos del Cretácico de Tierra del Fuego	
NORBERTO MALUMIAN Y VLADIMIR MASIUK	36
Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes	
RICARDO VARELA	52
Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la meseta Buenos Aires, lago General Carrera - provincia de Aysen, Chile	
HANS NIEMEYER	63
Geocronología de las Formaciones Puncoviscana y Suncho, provincias de Salta y Catamarca	
ALEJANDRO J. TOSELLI Y FLORENCIO G. ACEÑOLAZA	76
<i>Conferencia</i>	
La geología en el desenvolvimiento económico	
OSVALDO I. BRACACCINI	81
<i>Notas breves</i>	
Edad de la Formación Negro Peinado, sierra del Famatina, La Rioja	
GUSTAVO A. TOSELLI	86
Formaciones copaleozoicas en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, su magmatismo y significado geológico	
BERNABÉ J. QUARTINO, ARMANDO C. MASSABIÉ Y JORGE R. MORELLI	90
<i>Informaciones</i>	
I Reunión de Paleobotánicos y Palinólogos	93
26° Congreso Geológico Internacional	93
<i>Necrología</i>	
PROF. DR. ALFREDO CASTELLANOS	94

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos