

ISSN 0004 4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXV - Nº 2

Abril - Junio

Buenos Aires 1980

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

(1979-1981)

Presidente: DR. VÍCTOR A. RAMOS; **Vicepresidente:** DR. VICENTE MÉNDEZ; **Secretario:** LIC. JULIO LAGE; **Tesorero:** LIC. GUILLERMO TURAZZINI; **Vocales Titulares:** LIC. ALFONSO GIUDICI, LIC. MARIO A. HERNÁNDEZ, LIC. JUAN VÍCTOR PLOSKIEWICZ **Vocales Suplentes:** DRA. MILKA K. DE BRODTKORB, DR. JORGE CODIGNOTTO, LIC. A. PESCE.

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. FRANCISCO F. NULLO; **Coordinador:** LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ.

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. CARLOS GORDILLO, DR. ENRIQUE LENARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. VÍCTOR RAMOS, DR. MARIO TERUGGI, y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.
Bariloche: Dra. Guida Aliotta, C.C. 1025, 8400 Bariloche.
Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín Oeste, 9000 C. Rivadavia.
Córdoba: Angel Maza, Corro 63, 2º, "16", 5000 Córdoba.
Jujuy: José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.
Chaco: Lic. Ramón Vargas, Av. Sabin, 3500 Resistencia Chaco.
La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, C.C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.
Mendoza: Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Mina Aguilar: Dr. Bagalciaga, Departamento de Geología - 4634.
Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, C.C. 44, 8300 Neuquén.
Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518, 9103 Rawson.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Río Turbio: Lic. Juan C. Danderfer, C.C. 147, 9407, Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabo de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Dr. Juvenal Jorge Zambrano, Gral. Acha 343 Sur. 1º piso, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Señor Carlos Juan Schulz, San Juan 564, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Bº Independencia, 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Lic. Juan C. Elissonde, Distr. Geol. YPF, 4562 Vespucio.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, Cochabamba 54, 3º piso, 1064 Bs. Aires.
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Dr. Jorge F. Kimsa, Mitre 3100, 1663 San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 63 (1426).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hidricas: Lic. Eleonora Nóbile de Ruiz Huidobro, Viamonte 542, 3º piso, 1053 Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldi, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. Marta Godeas, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dr. Gualter Chebli, Diagonal Norte 777 (1035).

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 Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson. Dep. Geol. Univ. Chile. Casilla 13518 - C. 21. Santiago.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geomínero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

Homenaje al DOCTOR FELIX GONZALEZ BONORINO MIEMBRO FUNDADOR DE LA A.G.A.



La oportunidad que nos brinda el 35º aniversario de la Fundación de la Asociación Geológica Argentina es propicia para rendir homenaje a uno de sus más distinguidos fundadores.

El doctor Félix González Bonorino desde su egreso de la Universidad de Buenos Aires en 1942 y a partir de sus primeros estudios en la Cordillera Patagónica, donde levantó su primera Hoja Geológica (41 b, Río Foyel) y realizó su tesis doctoral (sobre la Petrología del Noroeste de la Patagonia), fue un incansable investigador de este sector de los Andes. En estos últimos años, nuevamente ha volcado su experiencia y sus esfuerzos, con la óptica que le brinda, el haber estudiado ambas vertientes de la Cordillera Andina. Es por ello que en su oportunidad la Comisión Directiva decidió, como homenaje a su fecunda labor, reunir en este número una serie de trabajos que en conjunto

This One



8423-OUH-J96F

Reservados todos los derechos. No se permite la explotación económica ni la transformación de esta obra. Queda permitida la impresión en su totalidad.

muestran un sólido avance del conocimiento de los Andes Patagónicos Septentrionales, los que en cierta medida han tenido como base los importantes aportes del doctor González Bonorino.

Sin embargo son muchas las regiones y problemas geológicos del país en los que realizó trascendentales contribuciones. De sus primeros años se destacan el levantamiento de numerosas hojas de las Sierras Pampeanas (Aconquija, Andalgalá, Capillitas, Catamarca, Fiambalá y Villa Alberdi), en las que reunió una importante cantidad de observaciones, que unida a sus investigaciones petrológicas le permitieron dar a conocer sus reflexiones "Sobre migmatización y procesos afines" y su "Sistemática de los procesos metamórficos", que culminaron con su clásica síntesis sobre la petrología y estructura de las Sierras Pampeanas en 1950. Han pasado más de 30 años desde que diera a conocer esta obra fundamental, cuyos postulados y teorías siguen teniendo vigencia, dada las bases objetivas sobre las que se apoyó su investigación científica.

En forma similar, su perfil geológico de la Cordillera de los Andes a los 33° de latitud, a través de Argentina y Chile, publicado por la Geological Society of America, sigue siendo aún una obra clásica de consulta sobre el comportamiento estructural del macizo andino a estas latitudes.

Como becario Guggenheim realizó estudios en los Estados Unidos, país donde se dedicó posteriormente a la enseñanza. En 1956 decide regresar, para contribuir en la medida de sus posibilidades a la organización de la investigación científica. Esta preocupación lo lleva a aceptar el desafío de, como interventor de la Dirección de Investigaciones Científicas y Técnicas, realizar "una campaña de fomento de la investigación científica y técnica en nuestro país, culminando con la creación del Consejo Nacional de Investigaciones". Su "colaboración en la prosecución de tan altos fines" contribuyeron sustancialmente a hacer realidad lo que hoy es el C.O.N.I.C.E.T.

Su investigación geológica en el campo de la petrología lo llevó a postular su teoría "sobre el origen mecánico de la esquistosidad" en 1958, teoría de validez universal, que trascendió el marco de nuestras fronteras. Además realizó numerosos estudios sobre diversos problemas ígneos y metamórficos. No descuidó la faz didáctica, publicando numerosos trabajos sobre óptica mineral y técnicas de laboratorio.

Como entusiasta propulsor de las investigaciones sedimentológicas en nuestro país, sus estudios sobre la mineralogía y sedimentología del Pampeano y post-Pampeano de la pampa húmeda marcan un importante hito en el estudio y la enseñanza de las modernas técnicas sedimentológicas.

Participó activamente en la creación del Instituto Nacional de Geología y Minería, de quien fuera presidente del directorio, conciente de la necesidad de impulsar la investigación geológica pura y aplicada a través de un organismo autónomo, con la idoneidad que le confería a éste la trayectoria de la vieja Dirección de Minas.

Los estudios posteriores del metamorfismo de la Cordillera de la Costa en Chile, así como sus actuales investigaciones en la Cordillera Patagónica, tienen como lo han tenido siempre esa preocupación constante por la aplicación del "criterio científico que obliga a demostrar con observaciones y argumentos objetivos" la realidad de los hechos. Es aún vigente su prédica constante sobre el "beneficio que significaría para la geología argentina el que los autores se refrenaran de hacer afirmaciones desprovistas de una fundamentación adecuada".

Lejos de ser estas escasas líneas una completa semblanza de lo mucho realizado en pro de nuestras ciencias geológicas por el doctor González Bonorino, sólo intentan ser un pequeño homenaje a nuestro distinguido miembro fundador. Sabemos que ello producirá sólo una breve interrupción en su labor silenciosa y modesta, pero es nuestro deber expresarle nuestra gratitud al maestro de tantas generaciones de geólogos, por su aliento y prédica constante de la investigación científica.

La Comisión Directiva

LA FORMACION ESQUEL: NUEVA INTERPRETACION ESTRATIGRAFICA

RUBEN J. CUCCHI

Resumen

Se dan a conocer los resultados de nuevas observaciones realizadas en la Formación Esquel, en los afloramientos vecinos a la ciudad de Esquel, provincia del Chubut.

Se considera en especial la deformación sufrida por la Formación Esquel que es de mediana a alta intensidad; el plegamiento es de tipo no plano-no cilíndrico con superficies axiales no cilíndricas.

Sobre la base de evidencias petrográficas, del estilo estructural, de la presencia de un hiato y del cambio del área de aporte se separa una nueva unidad, la Formación Valle Chico.

Se agregan nuevas localidades plantíferas.

Abstract

New observations on the Esquel Formation, in the surroundings of Esquel, Chubut, are made known.

Special emphasis is placed on the structure of folded beds and the nature of the type of folding. It is inferred that the folding is nonplane-noncylindrical with non cylindrical axial surface.

A new approach to the understanding of sedimentary sequences permits to set apart two formations based on lithological, petrographic and structural criteria.

Introducción

Las primeras referencias sobre la Formación Esquel, aunque bajo la denominación de "Esquistos de Esquel" se encuentran en Feruglio (1949, t. I), autor que menciona los afloramientos de "rocas esquistosas" en el faldeo sur del cordón de Esquel y en el faldeo del cerro Nahuel Pan.

Con posterioridad Cazau (1968 y 1972) y González Bonorino (1974) presentan referencias sobre la Formación Esquel y más recientemente lo hacen Sepúlveda (1977), Sepúlveda y Cucchi (1978) y últimamente López Gamundi (1979). En este último trabajo se estudia la geología de la comarca con énfasis en las características litológicas y génesis de las diamictitas que afloran en el cerro Excursión, vía del ferrocarril y en la ladera sudeste del Valle Chico.

El autor de este trabajo y el Lic. E. Sepúlveda hallan por primera vez restos fósiles en el cerro Excursión; nuevos hallazgos realizados por el autor y un estudio más detallado permiten una reinterpretación de las unidades estratigráficas.

Geología

Formación Esquel

Los afloramientos de la Formación Esquel aparecen a lo largo de la vía del ferrocarril

a Esquel, en un pequeño cerro —que se extiende unos mil metros de noroeste a sudeste— y en la ladera noreste del cerro Excursión.

El área de la Formación Esquel que presentamos en el esquema geológico adjunto es más reducida que la que mapean otros autores (Cazau, 1968 y 1972; Gamundi, 1979) en razón de que se distingue otra unidad, la que se denomina en este trabajo con el nombre de Formación Valle Chico. El estudio integral de la comarca se halla en una etapa de elaboración avanzada a cargo del colega Lic. E. Sepúlveda, del Servicio Geológico Nacional quien está realizando el relevamiento de la Hoja Geológica 43 a-b.

La base de la formación no se observa y su espesor ya ha sido estimado: unos 500 metros según González Bonorino (1974); sin embargo el grado de plegamiento debe de haber afectado, por repetición de capas, el espesor real de la unidad.

a) Afloramientos del cerro Excursión

En la elevación que lleva el nombre de cerro Excursión —y que algunos pobladores llaman cerro Negro— ubicada a unos 3,5 kilómetros al este-sudeste de la ciudad.

de Esquel y al norte de la boca del Valle Chico, existen buenos afloramientos de la Formación Esquel y es posible allí, además, establecer la relación que hay con capas de otra unidad, la Formación Valle Chico, que aunque de petrografía semejante posee estructura sedimentaria y estilo tectónico diferente como se verá más adelante.

La Formación Esquel presenta una alternancia rítmica de capas de vaques feldespáticas y lutitas limolíticas, de espesor variable entre 10-15 cm hasta 50-70 cm las primeras en tanto que las segundas varían entre 3-5 cm hasta 15-20 cm. Las vaques tienen color gris verdoso o color gris claro con tonalidades rosadas y pátinas de oxidación castaño-rojizas, mientras que en fractura fresca el color es gris, gris verdoso y gris azulado. Por su parte las pelitas son más oscuras predominando el gris oscuro con matices azulados intensos. Ambos tipos de capas pueden estar penetradas por venillas de calcita, por lo general de espesor y curso muy irregular; estas venillas prevalecen hacia el este de los afloramientos, cerca de una zona de fracturación.

En algunas capas psamíticas se observa una estructura sedimentaria que puede considerarse como una laminación entrecruzada de pequeña escala, cuyas láminas están separadas entre sí de décimas a 1-2 mm mientras que la unidad sedimentaria puede llegar a 5-10 cm de espesor. Estas características se observan en especial en los afloramientos de las cercanías de la quema municipal.

Otra característica de las capas arenosas es la de presentar turboglifos de hasta 10 cm de largo por 1,5 cm de ancho; son linguoidales y no tienen más de dos o tres lóbulos. También se observan estructuras lenticulares o "boudinage" sedimentario (estructura moniliforme).

Las vaques se fragmentan en prismas de variado tamaño, casi exclusivamente de formas angulosas, de 4-10 cm mientras que las lutitas limolíticas lo hacen en astillas más pequeñas.

Esta formación está intruida por rocas básicas: lamprófidos augíticos y microgabros y por mesosilícicas como pórfidos andesíticos.

b) Afloramientos sobre la vía férrea

Los afloramientos de la Formación Esquel lindantes con la vía del ferrocarril son los más conocidos por la facilidad de su acceso, en especial en las cercanías del cru-

ce de la vía férrea con la ruta nacional n° 258.

No hay diferencias esenciales respecto de los asomos del cerro Excursión. Se repite la sucesión rítmica entre vaques y pelitas y se conservan, en general, los espesores de las capas.

Las pelitas se fracturan en astillas o fragmentos irregulares, angulosos, de 2-3 cm que se forman por la intersección de planos de estratificación y estructuras secundarias. A su vez las psamitas se rompen en prismas de 3-7-10 cm limitados por superficies de estratificación y diaclasas.

Son también frecuentes los turboglifos, de dimensiones semejantes a los ya descriptos. Se presentan en los bancos arenosos; hacia el extremo sudeste del afloramiento parece aumentar la frecuencia de esta estructura sedimentaria.

Hacia el punto central de los asomos, aparece un conjunto de varios cuerpos intrusivos de composición gábrica y andesítica intercalados en las pelitas y psamitas; estas últimas pueden tener mayor potencia que lo común y se confunden con los intrusivos, ya que éstos son filones capas o diques casi concordantes. Además, las capas arenosas tienen estructura moniliforme; el espesor de los intrusivos varía de 1 a 6 m. Profusas venillas cuarzosas y calcáreas cortan los bancos en este punto.

Por último, se ha detectado también gradación en los bancos psammíticos, lo que en algunos casos permitió reconocer inversión de los estratos.

Formación Valle Chico

En el cerro Excursión así como en el cerro que se encuentra al sudeste del cementerio de Esquel a lo largo del corte del ferrocarril, hay afloramientos de los que el autor entiende que corresponde a otra unidad a la que se propone llamar Formación Valle Chico. En el cerro Excursión está, en discordancia, superpuesta a la Formación Esquel mientras que en el segundo cerro está aislada de otras unidades.

Comienza con niveles de diamictitas cuya matriz es casi negra, de grano fino, muy compacta y diagenizada, con clastos angulosos, de variado tamaño entre 0,2 a 20 cm de granito, cuarzo de vena, vulcanitas, vaques grises, etc. (para mayor detalle ver el trabajo de López Gamundi, 1979). La diamictita se presenta en bancos potentes de

carácter masivo cuya estratificación es de difícil reconocimiento.

Luego hay una interestratificación de psammitas grises, también vaques feldespáticas, en bancos masivos de 60-80 a 100 y hasta 200 cm de potencia, con aspecto "cuarcítico"; estos bancos alternan con pelitas gris oscuras, cuyos bancos varían de 10 a 40 cm de espesor. Las vaques se fragmentan en bloques irregulares de 10-20 cm. Las pelitas lo hacen en fragmentos más pequeños, de 2 a 10 cm, a veces con formas curvilíneas o de huso retorcido o alabeado; también hay "lápices" de hasta 40 cm de largo por 5 cm de ancho.

Se observan igualmente niveles pelíticos, gris oscuros, portadores de concreciones esferoidales, pelíticas, de 2-3 cm a 20 y 25 cm de diámetro máximo; al partirlas se revelan estériles en cuanto al contenido fosilífero pero muy frecuentemente posee una estructura de septaria, de composición calcárea.

La formación es intruida por diques de pórfidos andesíticos, como se ve en el corte de la vía férrea, algunos de los cuales han provocado una acción de contacto en la caja, con endurecimiento y cambio de coloración de las sedimentitas.

La estratificación no siempre es claramente visible en especial en los paraconglomerados polimicticos, aunque es claramente discernible en los niveles de psammitas y pelitas.

En cuanto a la estructura, el plegamiento es suave y carece de los repliegues que se ven en la Formación Esquel, aún en aquellas secciones donde la competencia de la litología es similar, como por ejemplo donde existe la alternancia de vaques y pelitas.

Por último, se hace notar que es en esta unidad donde se han hallado los nuevos restos fósiles, en los bancos que están por encima de las diamictitas; las nuevas localidades están indicadas en el esquema geológico.

Estructura de la Formación Esquel

La Formación Esquel presenta un plegamiento de mediana a alta intensidad, con pliegues de tres órdenes. El primer orden corresponde a una megaestructura de tipo antiformal-sinormal, con longitud de onda de los megaplegues del alrededor de 200-300 m. Esta estructura se puede considerar como la envolvente de los pliegues de segundo orden, cuya longitud de onda se calcula entre 10 a 20 m con amplitudes de onda

de 1 a 3 m. Los pliegues de tercer orden son de una magnitud menor que el metro, por lo general de longitud de onda de 30 a 50 cm y amplitudes variables entre 10 y 20 cm.

Flexiones ligeras a lo largo del rumbo de las capas, con longitudes de onda de dichas flexuras de 1-2 m y amplitudes de 10 a 15 cm están indicando la existencia de un plegamiento superpuesto transversal al primero, de suave intensidad.

Respecto del estilo de los pliegues, en algunas localidades es posible observar un engrosamiento de la charnela, es decir lo propio de pliegues similares; en otras hay pliegues zig-zag, asimétricos; también se han observado pliegues disarmónicos.

El desarrollo de estructuras secundarias no es uniforme. En los bancos pelíticos, donde la proporción de minerales laminares es mayor que en los psammiticos, se alcanza a desarrollar una incipiente esquistosidad, mimética de la estratificación original, a veces ligeramente oblicua y a lo largo de la cual se parte la roca. La observación microscópica (Sepúlveda y Cucchi, 1978) revela poca o nula recristalización a lo largo de los planos secundarios aunque existe orientación dimensional de los fragmentos clásticos, en la vaques por ejemplo, lo que confirma el origen secundario de las estructuras.

En los bancos arenosos, en cambio, las

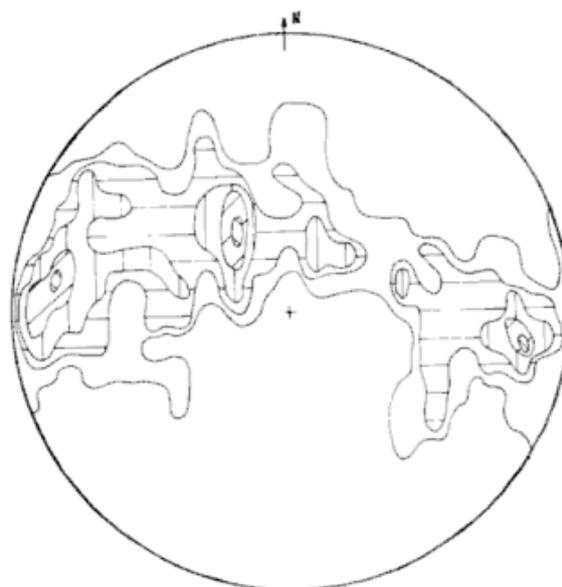
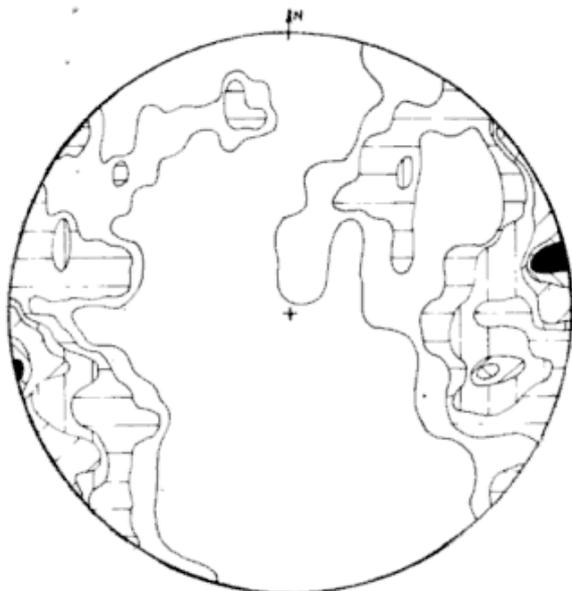


Fig. 1. — Diagrama de fábrica de la estratificación de la Formación Esquel, cerro Excursión. 90 medidas. Proyección sobre el hemisferio inferior como en las restantes figuras. Densidad de las áreas: ver la figura 2.



Referencias: ● 10 %; \\\ 8 %; // 6 %; || 4 %; = 2 %; ∫∫ 1 %.

Fig. 2. — Diagrama de fábrica de la estratificación de la Formación Esquel, corte de la vía férrea. 130 medidas.

estructuras secundarias están separadas entre sí entre 1 y 5 mm; éstas se podrían considerar como clivaje (de fractura).

La representación de la estratificación y de los ejes de pliegues se da en los diagramas de fábrica de las figuras 1, 2 y 3. El examen de los correspondientes a la estratificación revela la existencia de un anillo con varios máximos dentro de él, algu-

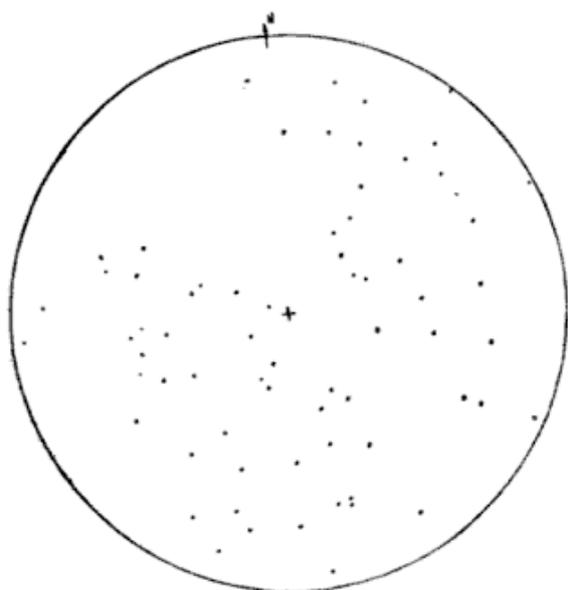


Fig. 3. — Diagrama de puntos correspondientes a 50 ejes de pliegues de segundo y tercer orden; Formación Esquel.

nos con un estiramiento transversal al círculo máximo que pasa por el anillo (figura 1); en el otro diagrama se observa una distribución muy irregular sin que se complete la distribución anular, también con varias concentraciones máximas distribuidas irregularmente. En ambos casos, aunque en especial en el segundo, se interpreta que la heterogeneidad es consecuencia de un plegamiento no plano-no cilíndrico con superficie axial no cilíndrica (Turner y Weiss, 1963); la interpretación se corrobora por el diagrama de puntos que corresponde a las posiciones de los ejes de los pliegues, distribuidos en forma heterogénea (ver figura 3).

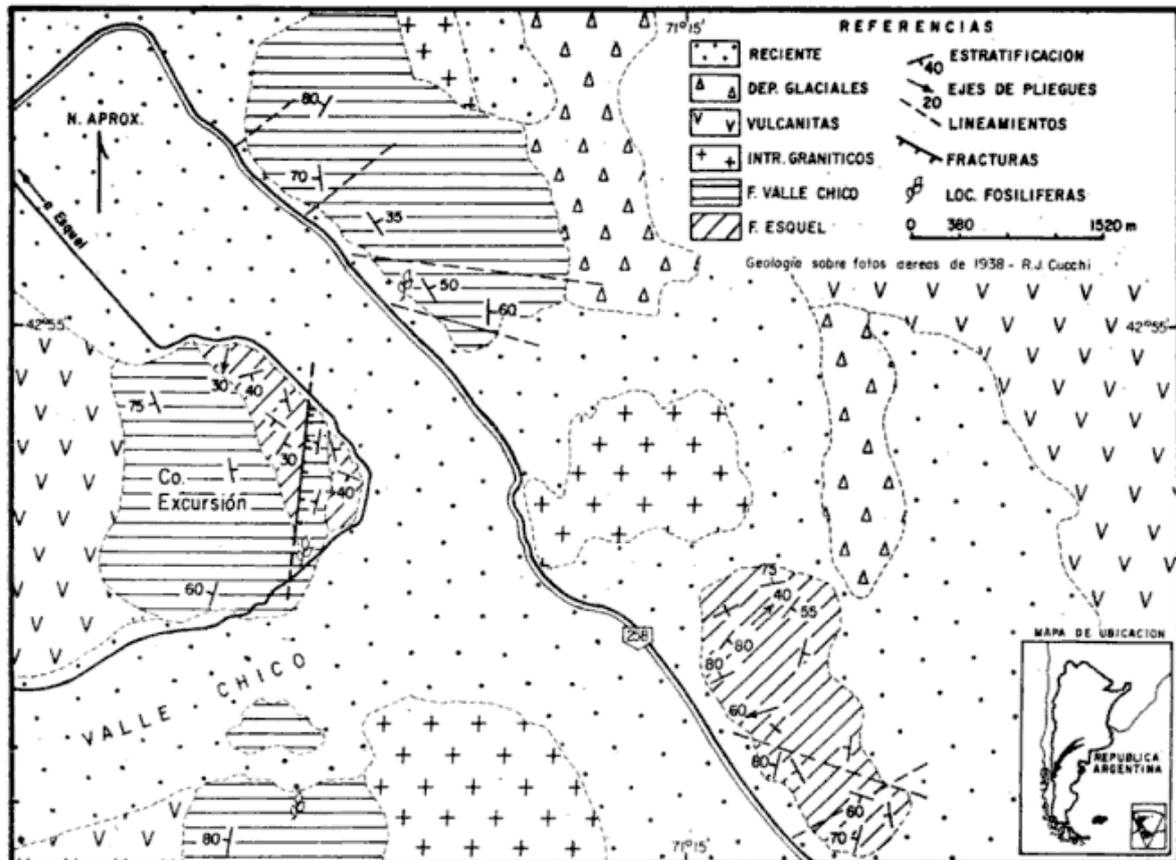
Crterios utilizados para separar la Formación Esquel de la Formación Valle Chico

Hasta el presente lo que en este trabajo se denomina Formación Valle Chico fue incluida en la Formación Esquel (Cazau, 1968 y 1972; López Gamundi, 1979). Los siguientes caracteres permiten su separación en dos unidades:

a) Litología y estructura sedimentarias

El examen microscópico de muestras de la Formación Esquel ha permitido establecer que se trata de vaques feldespáticas y lutitas limolíticas; en las primeras hay algunos fragmentos líticos reconocibles como de naturaleza volcánica, escasos litoclastos silíceos y ausencia de clastos ácidos como los que se observan en los paraconglomerados, esto es graníticos, de cuarzo de vena, etc. Las vaques y lutitas se presentan en forma de ritmitas, en bancos que en general no superan el metro de potencia; presentan turboglifos, laminación entrecruzada de pequeña escala y estratificación gradada.

En cambio, en la Formación Valle Chico, si bien petrográficamente las rocas son también vaques feldespáticas y lutitas limolíticas, hay intercalaciones de niveles psamítico-conglomerádicos con clastos de rocas graníticas, de cuarzo de vena, de vulcanitas y de vaques semejantes a las de la Formación Esquel, así como niveles pelíticos con concreciones esferoidales de hasta 25 cm de diámetro. Por otra parte la estratificación es más gruesa que la de la Formación Esquel y carece de la ritmicidad de ésta.



b) Estilo estructural

La Formación Esquel está afectada por un plegamiento de mediana a alta intensidad con desarrollo incipiente de estructuras secundarias como esquistosidad mimética de la estratificación y clivaje. Los pliegues son de tres órdenes distintos, desde centenas de metros a 20-50 cm de longitud de onda; los ejes de los pliegues a su vez están distribuidos en forma heterogénea.

En la Formación Valle Chico, estas características faltan por completo; existe un plegamiento más suave reconociéndose más homogeneidad en los ejes de pliegues y no observándose el repliegue de la otra formación aún en las secuencias donde la alternancia de vaques y pelitas podrían comportarse con una competencia similar a la de la Formación Esquel.

c) Existencia de un hiato y cambio del área de aporte

La circunstancia de la existencia de clastos, en los niveles conglomerádicos de la Formación Valle Chico, que litológicamente son similares a las rocas de la Formación

Esquel, indicaría la existencia de una interrupción en la sedimentación y un período erosivo que suministró al menos parte del material con que se formó la Formación Valle Chico, procedente de la Formación Esquel.

A su vez, los otros tipos de clastos: graníticos, de cuarzo de vena, de vulcanitas, que están ausentes en una de las formaciones, implicaría un cambio en el área de aporte la que sería diferente de la que proporcionó el material de la Formación Esquel. Indicaría también un evento magmático pre-Formación Valle Chico.

Edad de la Formación Esquel

La Formación Esquel fue considerada del Paleozoico inferior por Feruglio (1949, t. I., págs. 36 y 46-49); Rolleri (1969) la considera pre-Carbónica por correlación con la Formación Arroyo Pescado siendo la última infrayacente de unas capas conglomerádicas que incluye en el Carbónico. Cazau (1972) ubica la Formación Esquel en el Devónico mientras que González Bonorino (1974) le atribuye, con dudas, edad suprapaleozoica?

El hallazgo de fósiles en el cerro Excur-

sión que inicialmente fueron considerados como pertenecientes a la Formación Esquel (Sepúlveda y Cucchi, 1978) permitió asignarle como probable una edad devónica-carbónica inferior.

Con posterioridad, el autor de este trabajo halló restos orgánicos en lo que ahora denomina Formación Valle Chico. En un caso se trata de un molde en mal estado de conservación de parte del tórax y del pigidio de un trilobite, que probablemente pertenezca a la familia Proetacea? (comunicación de la Licenciada Graciela Blasco de Nullo).

El otro hallazgo reciente corresponde a una serie de fragmentos que contienen la "porción apical de una pinna con una pínula distal subcircular y por debajo una pínula algo ovalada con base angostada. Venación abierta en abanico, simple o dicotómica". "Se trata de un fragmento de fronde que puede ser clasificado en el grupo de la Progimnospermas, junto con los géneros *Botrichiopsis*, *Bergiopteris*, *Rhacopteris*, etc. Pínnulas apicales de este tipo se hallan en *Botrichiopsis plantiana*, que se conoce en el Carbónico más alto (Estefaniano superior) y Pérmico inferior (Asseliano-Sakmario) de la «cuenca paganzo» y Paraná (Brasil)".

"Pero ápices similares también se conocen en asociaciones más modernas (por ejemplo el Liásico de Río Atuel, Mendoza), descrito por Kurtz (1921, Atlas, lám. XXV) como *Sphenopteridium truncatum*" (comunicación del doctor Sergio Archangelsky).

Sobre la base de aceptar una edad carbónica superior-pérmica inferior para la Formación Valle Chico se mantiene la idea anterior que la Formación Esquel puede asignarse al Devónico-Carbónico inferior.

Correlación con otras unidades de la Cordillera Nord-patagónica

La Formación Esquel fue correlacionada con unidades de litología similar de varias localidades, entre ellas: arroyo Pescado, río Corintos, cerro Pilqui, brazo del Viento en el lago Nahuel Huapi.

Sobre la base de los datos conocidos al presente, es posible revisar algunas de las correlaciones efectuadas por distintos autores.

Respecto de la ahora llamada Formación Río Corintos, ubicada al sur del pico Thomas, unos 10 km al este de Trevelín, el hallazgo de restos de plantas y bivalvos permitió

asignar esta unidad al Mesozoico (Jurásico?) (en Ugarte, 1966 y Haller, 1979) y por tanto diferenciarla de la Formación Esquel, cuya edad paleozoica ha quedado bien establecida (Sepúlveda y Cucchi, 1978 y este trabajo). Además las areniscas y calizas de Río Corintos carecen de efectos diagenéticos y/o metamórficos de cualquier grado y su estilo estructural no guarda relación con el de la Formación Esquel.

Otra unidad que debe dejar de correlacionarse con la Formación Esquel, es la que Miró (1967) designa como Formación Epuyén-Cholila y que más recientemente González Bonorino (1974) llamó Formación Millaqueo. En efecto el hallazgo de restos de *Ptilophyllum* aff. *antarticum*, realizado por el autor al noreste del cerro Pilqui, en la vecindad del lago Epuyén (Cucchi y Baldoni, 1980), especie que es asignada al Jurásico superior-Cretácico inferior, permite desvincular la Formación Esquel de la Epuyén-Cholila (o Millaqueo).

También es opinión del autor no correlacionar la Formación Esquel con la Formación Millaqueo de la región del lago Nahuel Huapi (Brazo del Viento) pues la última está estrechamente asociada con vulcanitas de la Formación Huemul lo que no ocurre con la Formación Esquel. Millaqueo, como es sabido, fue asignada al Liásico por Ljungner (1931), al Rético por Larson (1941); autores modernos la asignan al Suprapaleozoico o Triásico (González Bonorino, 1974, 1978) o la vinculan con otra unidad como la Formación Montes de Oca, complejo volcánico-sedimentario de edad dudosa, suprapaleozoica o triásica (González Díaz, 1978).

Se mantiene en cambio la correlación de la Formación Esquel con la Formación Arroyo Pescado la que aflora en las cercanías de la estancia Ap-Iwan; la correlación es sobre la base de la naturaleza de bajo grado del metamorfismo, una historia deformacional compleja y la relación discordante con paraconglomerados polimicticos, lo que en términos generales fuera señalado inicialmente por Rolleri (1969), autor que ya había indicado por otra parte la relación de los afloramientos carbónicos de arroyo Pescado con los del Sistema de Tepuel de Suero.

De igual manera diversos autores, entre ellos Feruglio (1949), Ugarte (1966) y el mismo Rolleri (1969) habían esbozado la posibilidad de la existencia de capas del Paleozoico en la Cordillera Nord-patagónica

e intuido la vinculación de los estratos de la Formación Esquel con el Sistema de Tepuel.

La edad paleozoica de la Formación Esquel fue confirmada por Sepúlveda (1977), Sepúlveda y Cucchi (1978) y se reafirma en este trabajo.

Por último, la Formación Valle Chico, que es comparable al "carbónico" de Rolleri en Ap-Iwan en sus relaciones y litología, representaría el "relieto" más occidental del

Sistema de Tepuel, por lo menos hasta que no se "redescubran" otros afloramientos.

Agradecimientos

El autor expresa su reconocimiento a la licenciada Graciela Blasco de Nullo por la determinación de un molde de trilobite; al doctor Sergio Archangelsky por la determinación de los restos fósiles de plantas; a la licenciada Alicia S. de Leveratto y al doctor Juan C. Riggi por la lectura crítica del manuscrito.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cazau, L., 1968. *Relevamiento geológico de la porción sur de la cuenca Nirihuau-Norquinco-Cushamen*. Inf. inéd. YPF, carpeta n° 62.
- 1972. *Cuenca del Nirihuau-Norquinco-Cushamen*, en: *Geología Regional Argentina*, (A. Leanza, ed.), Acad. Nac. Ciencias, Córdoba.
- Cucchi, R. J. y A. Baldoni, 1980. *Hallazgo de plantas mesozoicas en la Formación Epuyén-Cholila, prov. de Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 155-156, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*, T. 1, Dir. Gral de YPF, Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Portirítica" de la Cordillera Nordpatagónica*. Nota preliminar, Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX, 145-153, Buenos Aires.
- González Bonorino, F y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII: 175-210, Buenos Aires.
- González Díaz, E., 1978. *Estratigrafía del área de la cordillera entre los paralelos 40°30' y 41° de latitud sur (prov. del Neuquén)*. VII Congr. Geol. Arg., Actas I, 525-537.
- Haller, M., 1979. *Estratigrafía de la Hoja Geológica 44 a-b - Trevelin*. Serv. Geol. Nac., carpeta n° 894, inédito.
- Larsson, W., 1941. *Petrology of interglacial volcanics from the Andes of Northern Patagonia*. Bull. Geol. Inst. Upsalla, 28: 191-405.
- Ljungner, E., 1931. *Geologische Aufnahmen in der patagonischen Kordillera*. Bull. Geol. Inst. Upsalla, 23: 203-242.
- López Gamundi, O. R., 1979. *Los llamados "Esquistos de Esquel" al E de la ciudad homónima*. Trabajo final de Licenciatura, Univ. de Bs. As., Fac. Cs. Ex. y Nat.
- Miró, R. C., 1967. *Geología glaciaria y pre-glaciaria del valle de Epuyén*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII: 177-202.
- Rolleri, E. O., 1969. *Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel*. Comunicación, IV Jorn. Geol. Arg. II: 273-277.
- Sepúlveda, E., 1977. *Acerca de la presencia de restos similares a Cyclostigma? Ameghiniana*, XIV: 305-306.
- Sepúlveda, E. y R. J. Cucchi, 1978. *Contribución al conocimiento de las metasedimentitas de la Formación Esquel en los cerros Excursión, prov. del Chubut*. VII Congr. Geol. Arg., Actas t. I: 437-444.
- Turner, F. J. y L. E. Weiss, 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill Book Co. N. Y.
- Ugarte, F. R., 1966. *Algunas consideraciones sobre la Formación del río Corintos (Esquel, Chubut)*. Anales Univ. Patag. San Juan Bosco, t. I, n° 1.

Recibido: Junio 15, 1979.

RUBEN J. CUCCHI

Servicio Geológico Nacional,
Av. Santa Fe 1548 - 12°
1060 Buenos Aires.

LAS FORMACIONES SUPRAPALEOZOICAS Y JURASICAS DE LA CORDILLERA PATAGONICA PROVINCIAS DE RIO NEGRO Y CHUBUT

ANTONIO LIZUAIN FUENTES

Resumen

Se dan a conocer, para este sector de la Cordillera Patagónica, argumentos litoestratigráficos y fosilíferos que permiten reconocer una entidad volcánico-clástica marina y continental de edad jurásica. La misma es incluida en la Formación Piltriquitrón la que es redefinida y caracterizada por vulcanitas (dacitas, riocacitas, andesitas) y sedimentitas (areniscas, pelitas, calizas, conglomerados) dispuestos entre sí en forma alternante. La secuencia está intruída por plutonitas graníticas de edad cretácica (s.l.).

Otras entidades aflorantes en la región y que tradicionalmente fueron asignadas al Suprapaleozoico y Jurásico respectivamente, se incluyen en la Formación Piltriquitrón y se modifica parcialmente su distribución geográfica.

Se extiende el dominio paleogeográfico de los terrenos mesozoicos en el ámbito de la Cordillera Patagónica.

Abstract

New lithoestratigraphic and fossiliferous evidences from the Patagonian Cordillera permitted to recognize a volcanoclastic unit in marine and continental facies, of Jurassic age.

This unit is included in the Piltriquitrón Formation which is redefined and characterized by the interbedding of volcanics (dacites, ryocacites, andesites) and sedimentary rocks (sandstones, shales, limestones, conglomerates). These rocks are intruded by granitic stocks of Cretaceous age.

Other outcropping units of the region, which were traditionally assigned to either Upper Paleozoic or Jurassic times, are included in the Piltriquitrón Formation, partially modifying its geographic distribution.

Therefore the palaeogeographic domain of the Mesozoic deposits in the Patagonian Cordillera is extended.

Introducción

La realización de un estudio geológico de un sector de la Cordillera Patagónica y los resultados obtenidos del mismo permiten proponer una redefinición y reubicación cronoestratigráfica y geográfica de dos entidades que tradicionalmente fueron asignadas al Suprapaleozoico y Jurásico respectivamente, englobándolas bajo una sola denominación.

La comarca estudiada se encuentra ubicada aproximadamente entre los paralelos de 42° y 42°30' de latitud sur, comprendiendo los cordones de Piltriquitrón, Los Patos, Pirque, Cholila y Leleque. La región está atravesada por la ruta nacional n° 258, que une las localidades de El Bolsón (prov. de Río Negro) y Esquel (prov. del Chubut).

El trabajo de campo consistió en el levantamiento geológico de la región contándose con fotos aéreas escala 1:30.000 y topografía escala 1:100.000.

Antecedentes geológicos

Luego de haber transcurrido varias décadas de los trabajos realizados por Quensel

(1911, 1913) y Ljungner (1931) es necesario resaltar el valor de los mismos. Ya en esa época individualizan y describen secuencias volcánico-sedimentarias de extensión regional y afectadas por intrusiones graníticas; el primero a través de su "Porphyrite und Porphyristufe der Ostcordillera" de edad jurásica, y el segundo con sus "Quartzporphyr" y "Serie de Millaqueo", supra-triásico y Liásico, respectivamente.

Feruglio (1941) en su nota preliminar sobre la Hoja 40 b opina que las entidades descritas por Ljungner pertenecerían a un ciclo eruptivo y sedimentario del Paleozoico superior. Sobre las sedimentitas aflorantes en Epuyén y en los cordones de Cholila y Leleque y alrededores de Esquel, opina que no son homólogos con los estratos marinos infracretácicos de la cordillera ni a los liásicos de Tecka pues muestran marcadas diferencias litológicas. Les da una edad paleozoica inferior.

Posteriormente Groeber (1942) describe entre los paralelos de 42° y 44° de latitud sur dioritas cuarcíferas, granitos y granodioritas que afectan a sedimentitas arcillo-

sas, en parte convertidas en hornfels, y cuarcitas, atribuye estas capas al infrapaleozoico y descarta la edad liásica propuesta por otros autores. Considera la "Formación de Millaqueo" (Ljüngner, *op. cit.*) suprapaleozoica o triásica.

González Bonorino (1944) en su descripción geológica de la Hoja 41 b (Río Foyel) introduce la denominación "Serie de Piltriquitrón y sus intrusivos asociados" para tipificar un conjunto de areniscas micáceas, esquistos arcillosos y arcilitas esquistosas, intruidas por diabasas que a veces pasan a filones capas y lamprófiro. Ubica la serie como aflorante en la falda occidental del cerro Piltriquitrón "al norte del paralelo de 42° y que se extiende desde el extremo septentrional hasta la latitud de la localidad de El Bolsón". Extiende la serie hacia el sur de dicho paralelo, marginando el Hoyo de Epuyén y constituyendo el cerro Pirque. Ubica los estratos descansando sobre un basamento constituido por gneisses y micacitas, los que integrarían la mayor parte del cordón. Dicho autor no cuenta con elementos de juicio terminante para precisar la edad de la Serie, pues sólo menciona la presencia de restos de equinodermos, pensando que la secuencia sea sincrónica con la "Serie de Millaqueo" (Ljüngner, *op. cit.*) ubicada en el Jurásico. Feruglio (en González Bonorino, *op. cit.*) discrepa con esta edad, asegurando que pertenece al Paleozoico superior. Esta edad es atribuida a la serie por González Bonorino en el cuadro estratigráfico que acompaña el mapa geológico de la Hoja 41 b.

Petersen y González Bonorino (1947) reiteran la ubicación geográfica de las "grauvacas de la Serie de Piltriquitrón", agregando a las localidades ya mencionadas el sector superior del cordón de Los Patos, el cordón del Pirque y la mayor parte del cordón de Cholila.

La litología descrita mantiene las características mencionadas para la serie, al norte del paralelo 42°, con la salvedad de la existencia de grauvacas levemente metamórficas. Señalan los autores que la falda oeste del cordón Piltriquitrón, en su sección septentrional, muestra sedimentitas sin señales de metamorfismo, mientras que en el cordón del Pirque aumentaría el grado de metamorfismo de los estratos allí aflorantes. Consideran que la entidad pueda ser sincrónica con la "Serie de Millaqueo" (Jurásico) transcribiendo la opinión de Feruglio quien considera a esta última de edad paleozoica

superior y destaca el parecido de los sedimentos de la cuenca de Epuyén, Cholila, Leleque y Esquel con las rocas premesozoicas de la Cordillera Patagónica entre los lagos San Martín y Buenos Aires, considerando que la "Serie de Millaqueo" sea de edad más reciente que los esquistos de Esquel. Siempre en el mismo trabajo los autores mencionan el hallazgo de Cazaubon (1947) sobre una flórmula liásica, aclarando que el cerro portador de la misma se halla aislado dentro del cordón de Esquel, pero admiten que las capas portadoras tienen evidencias de metamorfismo de contacto, destacando su gran similitud con las aflorantes en Epuyén, Cholila y Esquel (al este de los Cuarteles).

Miró (1967) propone el término de Formación Epuyén-Cholila para caracterizar a bancos formados por areniscas cuarcíferas, arcosas submaturas, limolitas, argilitas, pizarras y calizas con un espesor máximo de 1.500 metros, que afloran en el sector oriental del cordón de Cholila y en el cerro Pirque. Menciona la similitud existente entre esta secuencia y la Serie de Piltriquitrón. De acuerdo a la fuerte diagénesis que muestran las rocas y las dimensiones de los cuerpos ígneos que las afectan, indica para la unidad una edad premesozoica.

En 1974, González Bonorino crea el Grupo Huemul, integrado por las Formaciones Huemul (rocas efusivo-piroclásticas) equivalente a la "serie Porfirítica" de Quensel, y Millaqueo (wackes y lutitas con intercalaciones volcánicas), con su localidad tipo en la península de Huemul, en el lago Nahuel Huapí. Sus conclusiones preliminares son que "la formación Millaqueo y las rocas porfiríticas observadas por Ljüngner en brazo Blest y península Huemul" constituyen la roca encajante de los plutones tonalítico-granodioríticos y graníticos, y que las formaciones Millaqueo y Piltriquitrón no son correlativas ya que la segunda descansaría en discordancia sobre la primera y las plutonitas que la intruyen. Opina que la edad de la Formación Piltriquitrón "es muy probablemente eojurásica. Más adelante afirma que si estas conclusiones se confirman servirían para ubicar la edad y posición estructural del complejo batolítico aflorante en la región, al que considera de edad preliásica. Luego pasa a describir el Grupo Huemul en distintas localidades, entre ellas el cerro Pirque y Epuyén, afirmando que el primero se halla constituido en su sector norte por la Formación Huemul, ubi-

cando la Formación Millaqueo entre aquélla y el plutón diorítico-granítico. Destaca la similitud existente entre estas rocas y las aflorantes en la península de Huemul. Al referirse a la relación entre las Formaciones Piltriquitrón y Millaqueo, caracteriza a la primera como integrada por areniscas micáceas y lutitas regularmente fisilares y laminadas con intercalaciones piroclásticas e inclinaciones que no superan los 20 grados. Las ubica en la falda occidental norte de la sierra de Piltriquitrón y faldeo sur del cordón Serrucho, "prácticamente a lo largo del meridiano de 71°30', apoyadas discordantemente sobre el basamento cristalino del cerro". Menciona el hallazgo de restos de equinodermos y plantas, estas últimas halladas en las lutitas. Reconoce que ambas unidades tienen similitud litológica pero poseen diferencias, pues en el Grupo Huemul las lutitas no son laminadas sino hornfésicas, han sufrido metamorfismo, no presenta filones capas básicos y poseen una mayor deformación tectónica. Destaca que la mayor y decisiva diferencia reside en que el Grupo Huemul es intruido por tonalitas en el cerro Pirque, mientras que la Formación Piltriquitrón, en el cerro homónimo, se apoya en discordancia sobre la misma tonalita.

Greco (1975), para el sector del Monte Tronador, engloba bajo la denominación de Formación El Fuerte a ortocuarcitas grises, areniscas bandeadas, pizarras esquistosas y conglomerados intercalados con un espesor máximo de 1500 metros, que se encuentran instruidos por granodioritas y dioritas de edad cretácica y terciaria. Otorga a la Formación una edad liásica por correlacionarla con sedimentitas de áreas vecinas supuestamente de la misma edad (Esquel, Cerro Plataforma, Zapala, Cerro Piltriquitrón, etc.). Con seguridad solo afirma que la secuencia es anterior a las intrusiones graníticas cretácicas.

González Bonorino y González Bonorino (1978), reiteran las características de los ya mencionados Grupo Huemul y Formación Piltriquitrón, estimando la edad del primero como paleozoica superior o triásica y para la segunda a pesar de no contar con elementos concluyentes, anticipan correctamente su ubicación en el Liásico.

Para sectores ubicados al norte del lago Nahuel Huapí, González Díaz (1979) propone el nombre de Formación Montes de Oca (Suprapaleozoica?) para caracterizar rocas dacíticas y andesíticas, y ortocuarcitas, lutitas, lavas y piroclásticas (tufitas?) y

conglomerados. Divide la unidad en dos secciones, inferior (rocas volcánicas) y superior (sedimentitas y lavas). Cita que solo puede afirmarse una edad precretácica superior, por su relación con granitos de esa edad y homologa con reservas la Formación Montes de Oca con el Grupo Huemul.

Thiele *et. al.* (1979), en territorio chileno, describen como Grupo Futaleufú a una secuencia volcano-sedimentaria aflorante en el área fronteriza de Futaleufú (entre los 43° y 43°45' de latitud sur), constituido por las Formaciones Huemul, asignada al Liásico e integrada por dacitas y andesitas, y Tamango, integrada por sedimentitas marinas con intercalaciones de vulcanitas ácidas (Miembro Tres Monjas —Dogger—) y dacitas, andesitas y tobas dacíticas (Miembro Ventisquero —Jurásico superior—).

Surge de los antecedentes que desde las primeras décadas de este siglo se vislumbró la existencia de dos entidades de gran extensión en la Cordillera Patagónica, una volcánica de edad jurásica según Quensel o triásica superior de acuerdo a Ljünger, y otra sedimentaria asignada al Liásico por el último autor citado.

A posteriori y con el transcurso del tiempo se produjo la creación y separación de distintas unidades, de variadas denominaciones y posiciones estratigráficas, de acuerdo al criterio de los diferentes autores.

Descripción de la entidad

Formación Piltriquitrón

El hallazgo de nuevos elementos litoestratigráficos, fosilíferos, y su ubicación geográfica, permite agrupar la secuencia volcancélica aflorante en la región bajo el nombre de Formación Piltriquitrón.

Se incluye en la entidad las rocas aflorantes en el sector y que fueron denominadas Grupo Huemul por González Bonorino (1974), modificando su posición cronoestratigráfica sobre la base de los elementos litológicos y fosilíferos hallados. También comprende los afloramientos ubicados en el Cordón de Leleque y en la sección superior y filo del Cordón de Piltriquitrón.

Se redefine la Formación Piltriquitrón (*sensu*, González Bonorino, 1974), pues al recorrer el faldeo occidental del Cordón Piltriquitrón al norte del paralelo de 42° (ubicación señalada por González Bonorino,

op. cit., para su Formación Piltriquitrón) junto con los colegas González Díaz y Zúbia se observó que la mayor parte de dicho faldeo está integrado por pelitas y areniscas micáceas afectadas por filones y diques de diabasa. Las sedimentitas son portadoras de abundantes restos de *Nothofagus* que permite ubicar los estratos en el Terciario inferior. Esta observación, más el hallazgo en el filo del cordón Piltriquitrón de sedimentitas portadoras de fósiles marinos jurásicos y la relación de intrusividad entre estas capas y las rocas graníticas aflorantes en el sector, llevan a efectuar la redefinición citada.

a) Distribución areal

La secuencia sedimentario-volcánica aflora (ver fig. 1) a lo largo del Cordón Piltriquitrón principalmente en el sector más alto del faldeo y el filo de dicho cordón. Hacia el sur margina la parte norte del Hoyo y valle de Epuyén, al oeste y sur de la laguna Espejo y al sur de la laguna de los Patos conformando el cerro homónimo.

Luego integra el filo y faldeo oriental del cerro Pirque, entre el lago Epuyén y el río del mismo nombre. También se extiende entre el lago Epuyén y el río Blanco constituyendo un gran sector del cordón de Cholila, destacándose los cerros Pilqui y Gladys. Nuevos afloramientos que podrían homologarse a esta entidad fueron hallados en el frente norte y en ambos faldeos del cordón de Leleque. Afloramientos menores fueron ubicados al oeste de la laguna Chulta, en los alrededores de la mina Condorcanqui.

b) Litología y estructura

La secuencia está constituida por sedimentitas y vulcanitas dispuestas entre sí en forma alternante, las primeras están representadas por areniscas cuarzo feldespáticas, areniscas cuarcíticas, limolitas, pelitas calcáreas, pelitas bandeadas (finamente laminadas) y conglomerados polimícticos con cierta predominancia de clastos de composición granítica; las segundas están constituidas por lavas, tobas y brechas de composición dacítica, riódacítica y andesítica.

En general muestran efectos de metamorfismo de contacto de variada intensidad de acuerdo a su cercanía con los cuerpos graníticos aflorantes en la región, siendo de relativa abundancia la presencia de hornfels.

Se observó buena estratificación, de pocos centímetros a tres metros y laminación.

Su espesor máximo supera los 1.500 metros. En el cordón de Piltriquitrón la secuencia muestra en su mitad inferior una predominancia de pelitas finamente laminadas (bandeadas), pelitas calcáreas, areniscas con elevado aporte volcánico, calizas e intercalaciones de dacitas y andesitas. A medida que ascendemos los elementos volcánicos prevalecen, culminando la secuencia con potentes capas de composición dacítica.

Al noroeste del refugio del Club Andino las capas son intruidas por diques constituidos por porfiros andesíticos y diabasas. En este sector los estratos tienen un rumbo N40°E inclinando 35° a 38° al noroeste; hacia el naciente los bancos aumentan su inclinación, disponiéndose prácticamente verticales.

Al sureste de dicho refugio los bancos se disponen con rumbos N50° O a N70°O inclinando al noreste con valores que oscilan entre 55° a verticales.

El Cerro Pirque muestra en su sector inferior sedimentitas (principalmente areniscas cuarzo-feldespáticas) y vulcanitas (ácidas y mesosilíceas) intercaladas, mientras que en los sectores más altos está integrado por pelitas bandeadas y areniscas cuarzo-feldespáticas.

Al oeste de la laguna Espejo y en el cerro Los Patos la secuencia se inicia con abundancia de elementos volcánicos, dacitas y andesitas, y hacia los niveles superiores está integrada por pelitas y areniscas. Generalmente los bancos muestran un rumbo norte-sur buzando 30°-40° al este.

Al oeste de la laguna Chulta, en las cercanías de la mina Condorcanqui, los afloramientos están constituidos por pelitas finamente laminadas y calcáreas, calizas, areniscas y escasas vulcanitas.

En el Cordón de Cholila pudo apreciarse una alternancia de riódacitas (riolitas?), dacitas y andesitas con pelitas laminadas, areniscas, conglomerados y calizas. A diferencia de las otras localidades no se observaron sectores con predominio de alguno de los componentes litológicos. Los rumbos oscilan entre N10°E a N40°E con inclinaciones al sureste, las cuales desplazándose en sentido oeste-este presentan valores de 70°, 40°, 30° y verticales.

En el Cordón de Leleque se distinguieron pelitas y areniscas cuarzosas alternantes con

mantos andesíticos en su faldeo norte, mientras que en su faldeo occidental los afloramientos se integran con areniscas cuarcíticas (cuarcitas?). Por último en su faldeo oriental se encontraron areniscas cuarcíticas alternantes con pelitas.

c) Contenido Paleontológico

Gracias a las indicaciones brindadas por el colega Francisco Nullo quien ya había advertido la presencia de fósiles en el Cerro Piltriquitrón, se encontró en el cerro mencionado, a tres mil metros al noroeste del refugio del Club Andino, la presencia de una fauna de bivalvos contenida en areniscas y pelitas intercaladas en bancos dacíticos. Las formas determinadas por la doctora Regina Levy de Caminos fueron *Weyla alata* (v. Buch), *Chlamys textoria* Schloth var. *torulosa* Quenst, y *Cardium asaphum* Leanza. Los restos presentan características que permiten asignarlos al Jurásico inferior.

En el Cordón de Cholila fueron hallados, a mitad de faldeo del cerro Gladys, restos de plantas indeterminables y *Estherias*, estas últimas similares a las citadas por Tasch y Wolkheimer (1970).

En la localidad de Epuyén, al sur del aserradero Errasti, Cucchi y Baldoni (1979) citan la presencia de plantas, mencionando al género *Ptilophyllum* aff. *antarcticum* (Halle) Seward, con una edad ubicable entre el Tithoniano y el Cretácico inferior (pre-Aptiano).

d) Relaciones estratigráficas

En el Cordón de Piltriquitrón, al sur del refugio del Club Andino, la secuencia volcánico-clástica es intruida por plutonitas graníticas, generalmente tonalitas y dioritas. Dataciones radimétricas efectuadas sobre las mismas dieron valores que oscilan entre 130 y 90 millones de años*. En la misma localidad la unidad es cubierta discordantemente por pelitas y areniscas micáceas afectadas por diques y filones de diabasas; estas sedimentitas son homologables a la Formación Ñorquinco (Cazau, 1972) asignable al Terciario inferior. La Formación Piltriquitrón, siempre en el mismo sector, está afectada por dos tipos de diques, uno compuesto por porfiro andesíticos que podrían corresponder a una facies hipabisal de las vulcanitas contenidas en la entidad o a la "Serie Andesítica", y otro constituido por diabasas per-

tenecientes a un episodio magmático post Formación Ñorquinco.

La relación de intrusividad entre los componentes de la secuencia y las plutonitas aflorantes en la región se mantiene en todas las localidades en donde aflora la Formación Piltriquitrón: en el cerro Los Patos, Cordón del Pirque, Cordón de Cholila y en el Cordón de Leleque.

En el Cordón Los Patos los bancos se apoyan en discordancia angular sobre el basamento gnéisico aflorante en los alrededores de la laguna homónima.

Al oeste de la laguna Chulta y en la localidad de Epuyén la Formación es cubierta por lavas y piroclastitas de la "Serie Andesítica" (= Vulcanitas Nahuel Huapi, Cazau, 1972; = Formación Ventana, González Bonorino, 1973).

e) Edad

De acuerdo a lo expuesto puede afirmarse en primer lugar que la secuencia es pre-Cretácica por hallarse intruida por rocas graníticas de edad cretácica.

En su conjunto la Formación Piltriquitrón puede considerarse como perteneciente al Jurásico (*s.l.*), como se desprende del contenido paleontológico.

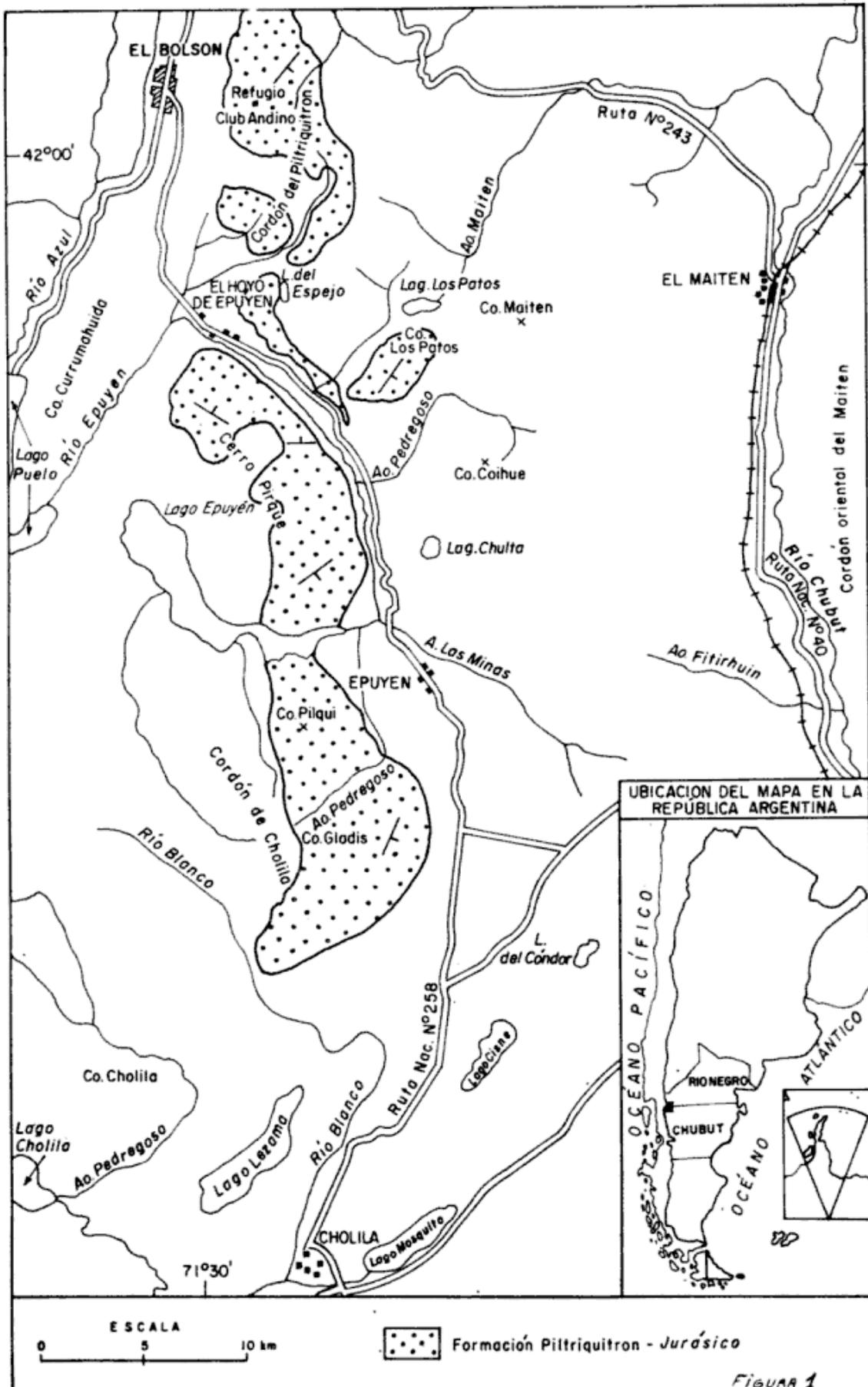
f) Correlaciones

La Formación Piltriquitrón es correlacionable con distintas entidades aflorantes en la Cordillera Patagónica tanto en territorio argentino como chileno. Hacia el norte de la región aquí tratada puede correlacionarse con la "Serie de Millaqueo" de Ljungner, posteriormente denominada Formación Millaqueo (Grupo Huemul) por González Bonorino (1974). Son también correlacionables con la entidad aquí tratada, la Formación El Fuerte (Greco, *op. cit.*) en la región del Monte Tronador y la Formación Montes de Oca (González Díaz, *op. cit.*) en el sector de Nahuel Huapi.

En la región también abarca la Formación Epuyén-Cholila (Miró, *op. cit.*) en la localidad de Epuyén.

Al sur del paralelo de 42° la Formación Piltriquitrón puede correlacionarse con la secuencia volcánico-sedimentaria aflorante en el área de Futaleufú (sector chileno) y que Thiele *et al.* (*op. cit.*) denominan Grupo Futaleufú. Para la misma latitud pero en el sector argentino sería homologable con las vulcanitas jurásicas descritas por Haller (1978).

* Ver cuadro dataciones radimétricas.



	QUENSEL 1911 - 1913	LJUNGER 1931	FERUGLIO 1941	GROEBER 1942	GONZALEZ BONHINO 1944	PETERSEN Y GONZALEZ BONHINO 1947	MIRO 1967	GONZALEZ BONHINO 1974	GRECO 1975	GONZALEZ DIAZ 1979	TRIELE #1 1979	EN ESTE TRABAJO
MESOZOICO	CRETACICO		MANUEL HUAPI, EPUYEN, CHOLLA, LELEQUE, ESQUEL	COMPLEJA MAGNÓNICA ENTRE 40° y 44°	RIO FOTEL, CORDON BERRU, CORDON PUTIQUITRON	CORDON PUTIQUITRON, CERRO PIÑUE, EPUYEN, CHOLLA	EPUYEN, CHOLLA	MANUEL HUAPI, CORDON PUTIQUITRON, MOTO DE SUTAL, CHOLLA	CERRO TRONADOR	MANUEL HUAPI - CORDON MONTES DE OCA	CHILE CONTINENTAL ENTRE 43° y 45° S	CONDISTRIQUITRON, MOTO DE SUTAL, CHOLLA, EPUYEN, LELEQUE
	JURASICO	"PORPHYRITE UND PORPHYRITIZ. DER OSTCORDILLERA"										
TRIASICO		SERIE DE MILLAQUEO SERIE PORFIRICA O PORFIRITICA						FORMACION PILTRUITRON *	FORMACION EL FUERTE		GRUPO PUTIQUITRON FORMACION TRESMUNAS MIEMBRO TRESMUNAS MIEMBRO VENTOSO	FORMACION PILTRUITRON
PALEOZOICO	PERMICO		SERIE DE MILLAQUEO	SERIE DE MILLAQUEO	SERIE DE LA SERIE DE PILTRUITRON	GRABANOS DE LA SERIE DE PILTRUITRON	FORMACION EPUYEN-CHOLLA	FORMACION MILLAQUEO				
	CARBONICO		SERIE PORFIRITICA	SERIE DE MILLAQUEO				FORMACION MILLAQUEO				
DEVONICO												
SILURICO												
ORDOVICICO												
CAMBRIICO			SEDIMENTITAS DE EPUYEN, CHOLLA, LELEQUE, ESQUEL									

CUADRO N°1 - LA FORMACION PILTRUITRON Y/O EQUIVALENTES Y SU UBICACION GEOESTRATEGICA DE ACUERDO A DIFERENTES AUTORES

D. Huapi, TEGUARD F. SCHMID

Nº MUESTRA INGEIS	LITOLOGIA	% K	% Ar ⁴⁰ _{Ar³⁹}	% Ar ⁴⁰ _{Ar³⁹} x 10 ⁻¹⁰ mol/gr	Edad
1437	Diorita	0,67	51,7	1,074	90 ± 5
1472	Tonalita	0,88	23,0	2,061	130 ± 10

Dataciones realizadas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

Consideraciones finales

— Se destaca la existencia de una nueva localidad fosilífera marina en el ámbito de la Cordillera Patagónica, integrada por bivalvos de edad jurásica (Liásico?).

— Bajo la denominación propuesta pueden abarcarse, total o parcialmente, las siguientes unidades: "Serie de Millaqueo", "Formación Millaqueo", "Formación Epuyén-Cholila", "Formación Montes de Oca", "Grupo Futaleufú" y "Formación Piltriquitrón" *sensu* González Bonorino (1974).

— La continuación de los estudios en la región aquí tratada permitirá efectuar diferenciaciones dentro de la secuencia jurásica, como se desprende de su contenido fosilífero,

pudiéndose separar de la misma quizás más de una unidad.

— La entidad sirve de roca de caja a plutonitas graníticas, generalmente tonalítico-dioríticas, que afloran en la región. Gran parte de estas plutonitas son de edad cretácica como va lo insinuaron y propusieron Ljüngner y Groeber en la primera mitad de este siglo, y que confirman las numerosas dataciones radimétricas efectuadas posteriormente en la región.

— Lo expuesto evidencia la existencia de una secuencia volcánico-clástica marina y continental de edad jurásica que extiende el desarrollo paleogeográfico de los terrenos mesozoicos conocidos hasta el momento, en la Cordillera Patagónica.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cazau, L., 1972. *Cuenca del Nihuaú-Norquinco-Cushamen*. En: A. F. Leanza (ed. dir.), *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs. Córdoba: 727-740, Córdoba.
- Cazaubón, A., 1947. *Una nueva florula jurásica en el cordón de Esquel, en el Chubut meridional*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. II (1)*: 41-59, Buenos Aires.
- Cucchi, R. y A. Baldoni, 1977. *Hallazgo de plantas Mesozoicas en la Formación Epuyén-Cholila, Epuyén, provincia del Chubut*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV, 1*: 155-156, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja Geológica San Carlos de Bariloche*. BIP XVIII-200, Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1944. *Descripción Geológica y Petrográfica de la Hoja 41 b - Río Foyel (Terr. Río Negro)*. *Dir. Min. Geol. e Hidrol., Bol. 56*, 124 págs., 5 perfiles, 17 láms., mapa geológico.
- 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao, provincia de Río Negro*. *Fund. Bariloche, Depto. Rec. Nat. y Energía Public. 16*, San Carlos de Bariloche.
- 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Porfírica" de la Cordillera Nordpatagónica: Nota preliminar*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (3)*: 145-154, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la Región de San Carlos de Bariloche: Un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (3)*: 175-210, Buenos Aires.
- González Díaz, F. E., 1979. *Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41° de latitud sur (Provincia del Neuquén)*. VII Congr. Geol. Arg., I: 525-537, Buenos Aires.
- Greco, R., 1975. *Descripción Geológica de la Hoja 40 a, Cerro Tronador (Río Negro)*. *Secret. Minería, Serv. Geol. Nac., inédito*.
- Groeber, P., 1942. *Rasgos Geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° y 71°*. *An. Prim. Congr. Panam. Ing. Min. y Geol., II*: 368-379, con mapa geológico, Santiago de Chile.
- Haller, M., 1978. *Descripción Geológica de la Hoja 44 a-b, Trevelin, Provincia del Chubut*. *Secret. Minería, Serv. Geol. Nac., inédito*.

- Ljüingner, E., 1931. *Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera*. Bull. Geol. Inst., Upsala, 28: 203-242.
- Miró, R., 1967. *Geología Glaciaria y Preglaciaria del valle de Epuyén, Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (3), Buenos Aires.
- Petersen, C. S. y F. González Bonorino, 1947. *Observaciones Geológicas en el Chubut occidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev. II: 177-222, Buenos Aires.
- Quensel, P. D., 1911. *Geologisch-petrographische Studien in der Patagonischen Kordillera*. Bull. Geol. Inst., Upsala, 11: 1-114.
- 1913. *Die Quartzporphyr und Porphyroid Formation in Südpatagonien und Feuerland*. Bull. Geol. Inst., Upsala, 12: 9-40.
- Tasch, P. y W. Volkheimer, 1970. *Jurassic Conchostracans from Patagonia*. Univ. of Kansas, Paleont. Contrib. Paper 50, Kansas.
- Thiele, R., J. C. Castillo, R. Hein, G. Romero y M. Ulloa, 1979. *Geología del Sector fronterizo de Chiloé continental entre los 43°-43°45' latitud sur, Chile*. VII Congr. Geol. Arg., 1: 577-591, Buenos Aires.

Recibido: Agosto 3, 1979.

ANTONIO LIZUAIN FUENTES

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 2º
1060 Buenos Aires.

LA "SERIE DEL PILTRUITRON" DE LA SIERRA CHATA: SU EDAD Y LA DE SUS PLUTONITAS ASOCIADAS

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ y MARIO A. ZUBIA

Resumen

Los autores modifican la anterior adjudicación a la Formación Piltruitrón, asignada al Jurásico inferior (González Bonorino, 1974), de aquellas sedimentitas que afloran en la sierra Chata (Hoja 41 b). Basados en el hallazgo y determinación de restos paleobotánicos establecen su equivalencia temporal con la Formación Norquincó (Cazau, 1972) o Nirihuau (González Bonorino, 1973), del Terciario inferior (Eoceno-Oligoceno?). Además, las filonías básicas alojadas en dichas rocas sedimentarias, son también más jóvenes (posteriores al Eoceno), que lo mantenido previamente.

Introducción

La sierra Chata es una aislada elevación con altitud algo superior a los 1.400 m, y relieve relativo próximos a los 500 m, situada en el noroeste de la Hoja 41 b, Río Foyel (fig. 1). Sus límites oeste y norte, son los arroyos Huenchupán y Palenque, respectivamente; al este y sur la delimita el río Foyel. Restos de una planicie fluvio-glacial la separan del más meridional cerro Fortaleza.

Según González Bonorino (1944), asoman allí sedimentitas de la "Serie del Piltruitrón" y "filones subhorizontales de diabasa" intercalados, que se disponen en discordancia sobre metamorfitas adjudicadas al Precámbrico. Distingue allí margas blanquecinas muy diagenizadas, "compuestas por gránulos de calcita en una matriz arcillosa" y arcillas arenosas azuladas, duras, algo esquistasas, con impresiones de tallos. Dicho conjunto fue correlacionado con la "Serie del Piltruitrón", para la que propuso una edad paleozoica superior, concordando con una propuesta previa por Feruglio (1941). Establece que las masas básicas presentes se correspondían con las "Plutonitas asociadas a la Serie del Piltruitrón".

Manifiesta sin embargo, que "no hay dato que pueda precisar la edad de la Serie del Piltruitrón" en el cordón homónimo y la sierra Chata, sugiriendo un probable sincro-

Abstract

The authors modify the former adjudications to the Piltruitron Formation assigned to the Lower Jurassic (González Bonorino, 1974) from those sedimentites that outcrops in Sierra Chata (Hoja 41 b). Based in the finding and determinations of paleobotanic rests, they establish the temporal equivalence with the Norquincó Formation (Cazau, 1972) or Nirihuau Formations (González Bonorino, 1973) of the Lower Tertiary (Eocene-Oligocene?). Furthermore the basic hypabissals contained in such sedimentary rocks are also younger (latter to the Eocene).

nismo entre ella y la "Serie de Millaqueo" del área de Puerto Blest (Lago Nahuel Huapi).

Más tarde, González Bonorino (1974), revée esta última correlación, enumerando un conjunto de rasgos distintivos que facilitan la separación de dichas entidades. Sosteniendo que la Formación Piltruitrón es de edad eojurásica, destacando además la similitud litológica que hay entre las sedimentitas del cerro Plataforma (cabeceras del cercano río Turbio) y las del cordón del Piltruitrón; señalando en las primeras, la presencia de filones-capas y diques básicos. Esas rocas sedimentarias, portadoras de equinodermos y pelecípodos (González Bonorino, 1974), son también atribuidas por este autor al Jurásico inferior. En un trabajo reciente, Lizuain (1979), demuestra que la fauna marina del cerro Plataforma es de edad terciaria, ubicándola "entre el Eoceno y el Oligoceno (Mioceno?). Destaca que hacia los niveles superiores de la secuencia sedimentaria se han hallado "fragmentos de troncos petrificados y restos carbonosos... mal conservados".

La edad liásica de la Formación Piltruitrón es ratificada por González Bonorino y González Bonorino (1978); las relaciones concretas de la Formación Piltruitrón, serían su actitud discordante con respecto

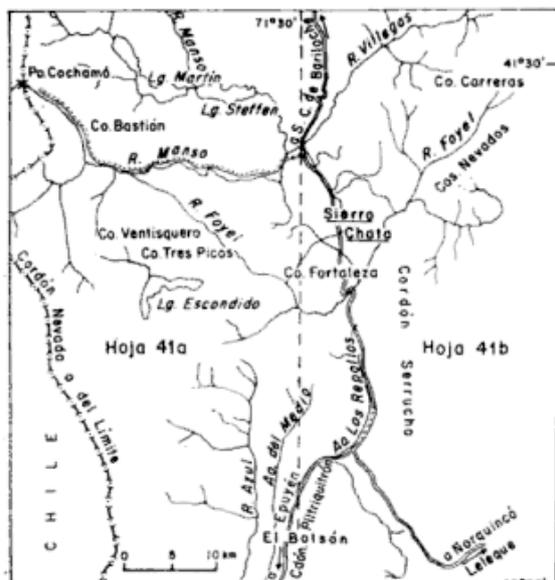


Figura 1 - Situación de la Sierra Chata

al "basamento cristalino" y al hecho de hallarse cubierta en "aparente concordancia o débil discordancia angular" por la Formación Ventana.

González Bonorino (1974), actualizó la caracterización de la "Formación Piltriquitrón", considerándola como un complejo de psamitas y pelitas (areniscas micáceas con restos e impresiones de equinodermos, lutitas más o menos fisilares o laminadas, con improntas de plantas) e intercalaciones de diabasas, que suelen modificar a aquellas por su influencia térmica. La localidad-tipo está representada por los asomos de la ladera occidental y norte del cerro homónimo.

Las "Plutonitas asociadas a la serie del Piltriquitrón", fueron adjudicadas por González Bonorino (1944), al Paleozoico superior. Petersen y González Bonorino (1947), manifestaron que están relacionadas en "la gran mayoría de los casos" con los cuerpos intrusivos granodioríticos, no descartando su posible vinculación con la "Serie Andesítica". En las referencias del "Bosquejo Geológico" adjunto al estudio de los citados autores, ellas aparecen como posteriores a las plutonitas (granodioritas-tonalitas) y a la "Serie del Piltriquitrón", pero anteriores a la "Serie Andesítica" eocena. La edad previa al Terciario inferior para estas rocas filonianas básicas, se puede interpolar de las consideraciones de González Bonorino y González Bonorino (1978), al manifestar que la Formación Piltriquitrón es cubierta por la Formación Ventana.

Durante la recorrida realizada por los autores, por sectores del área de las Hojas 41 a y 41 b, se pudo observar gran parte de las exposiciones consideradas como de la Formación Piltriquitrón.

En la sierra Chata, recientes huellas abiertas para la explotación maderera, facilitaron el acceso. Se pudo comprobar un gran desarrollo de las rocas hipabisales básicas sobre el faldeo norte y oeste de la elevación, en tanto que por el este, es más importante la facies sedimentaria. No se pudo realizar ningún perfil, ya que a pesar de las facilidades del acceso, la densa vegetación y los detritos cubren los afloramientos, e impiden la observación de amplios tramos de la secuencia sedimentaria.

Pese a ello, sobre el flanco este de la sierra y muy próximos al contacto con un dique básico, se obtuvieron restos paleobotánicos en el ambiente adjudicado por González Bonorino (1944) a la "Serie del Piltriquitrón". Aparentemente exposiciones similares aparecen aisladamente a lo largo de la vertiente este de la elevación, las que llegan a alcanzar el fondo del valle del río Foyel y pasarían al otro lateral. Se ha comprobado el efecto térmico, resultante de la intrusión básica, en las cercanías del contacto con las sedimentitas.

Las conclusiones alcanzadas merced al análisis de las formas vegetales fósiles, obligan a una sustancial modificación de las asignaciones temporales sostenidas hasta el presente para las sedimentitas de la sierra Chata y las hipabisales básicas que aloja.

La colección de improntas vegetales en el ámbito de la sierra Chata, comprende unas pocas piezas con hojas bastante bien conservadas. Su estudio¹ permitió reconocer las siguientes formas:

Nothofagus cf. variabilis Dusen 1907

Phyllites sp. 4 Fiori 1939

Araucaria sp.

La primera ha sido registrada en varios yacimientos del Eoceno de la Patagonia. La segunda forma, es descripta por Fiori (1939), para su localidad denominada "Mina del Petróleo", situada al sur de Bariloche. Según Romero (com. epist.) la localidad de Fiori corresponde a la Formación Ñirihuau, adjudicada al Eoceno medio a

¹ Se deja expresa constancia del agradecimiento de los autores al doctor Eduardo J. Romero (CIRCEO), por el análisis de la paleoflora.

Oligoceno (González Bonorino y González Bonorino, 1978; Romero, 1979).

Araucaria nathorsti fue también descrita en la "Mina del Petróleo" y mencionada para diversas localidades fosilíferas del Eoceno y del Oligoceno.

Estas determinaciones, permiten el establecimiento de conclusiones que se apartan sensiblemente, de lo sostenido precedentemente respecto de la "Serie" o Formación Piltriquitrón y sus filonianas básicas "asociadas", que supuestamente aflorarían en la sierra Chata:

- 1) Los estratos portadores del citado conjunto paleoflorístico, son temporalmente equivalentes a las "Capas con *Nothofagus*", posteriores a las sedimentitas marinas del "Patagoniano marino" genéricamente asignadas al Terciario inferior. Se corresponden así con la parte superior de aquel complejo volcánico-sedimentario (marino y continental) de gran desarrollo en la zona norte de la Cordillera Patagónica. Es evidente, al sur de Bariloche, el reemplazo de las condiciones de depositación marina por otras continentales, como resultado de la progresiva regresión del "mar patagónico eoceno".
- 2) Las sedimentitas aflorantes en la sierra Chata que han sido adjudicadas inicialmente al Paleozoico superior y más recientemente al Jurásico inferior (Lías), como integrantes de la Formación Piltriquitrón o su equivalente, corresponden a una unidad más joven. La paleoflora estudiada permite su asignación al Terciario inferior, dentro de una edad general eocena-oligocena, que es aceptada por la mayoría de los autores, para la parte superior, continental, del complejo volcánico-clástico, citado en el punto 1.

- 3) De este modo, los asomos sedimentarios de la sierra Chata se integrarían en la zona, con aquellos de la Formación Ñorquinco, diferenciada por Cazau (1972), en la Cuenca de Ñirihuau-Cushamen-Ñorquinco, a pesar de que no se comparta la edad miocena adjudicada por este autor. También serían equivalentes a las sedimentitas de la Formación Ñirihuau distinguida por González Bonorino (1973), en el área cercana a San Carlos de Bariloche.

- 4) La edad de las "plutonitas básicas asociadas", alojadas en las sedimentitas de la sierra Chata, varió a través del tiempo, según las modificaciones temporales sufridas por la Formación Piltriquitrón; cabe señalar que siempre fueron consideradas previas al complejo conjunto sedimentario del Terciario inferior de la región, o más concretamente al vulcanismo eoceno. De lo expuesto previamente, resulta evidente que su edad es también más joven de lo sostenido hasta el presente, vista su relación de intrusividad con las rocas clásticas allí aflorantes y las influencias térmicas que se observan. Tentativamente se propone para las mismas una edad posterior al Eoceno, asignación que sin duda puede ser modificada. Por ello se aguardan los resultados de los análisis radiométricos de muestras enviadas al INGEIS, que contribuirán al mejor establecimiento de su ubicación cronológica.

- 5) Sería posible que esta última consideración temporal acerca de las hipabisales básicas de la sierra Chata, se hagan extensibles a aquellas rocas similares que se disponen en forma de mantos y/o diques en la localidad-tipo, alojados en la Formación Piltriquitrón.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cazau, L., 1972. *Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen*, en: *Geología Regional Argentina*, 727-740, Ed. A. A. Leanza, Acad. Nac. Ciencias, Córdoba.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja "San Carlos de Bariloche" (Patagonia)*. Bol. Inf. Petrol. XVIII (200): 27-64, Buenos Aires.
- Fiori, A., 1939. *Fillite terziare della Patagonia. I. Fillite del Río Ñirihuau*. Giorn. Geol. (Ann. R. Mus. Geol. Bologna), 4: 101-116, Bologna.
- González Bonorino, F., 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao, provincia de Río Negro*. Fundación Bariloche, Publ. Depart. Recursos Nat. y Energía n° 16, 53 págs., S. C. de Bariloche.

- 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Porfírica" de la Cordillera Nord-patagónica. Nota preliminar.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (2): 145-154, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche. Un estudio de las formaciones terciarias del grupo Nahuel Huapi.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (3): 175-210, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1979. *La edad de la Formación Ventana, en el área al Norte y al Este del Lago Nahuel Huapi.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (2): 113-124.
- Lizuaín, A., 1979. *La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 69-72. Buenos Aires.
- Petersen, C. S. y González Bonorino, F., 1947. *Observaciones geológicas en el Chubut occidental.* Asoc. Geol. Arg., Rev. II (3): 177-222. Buenos Aires.
- Romero, E., 1979. *Paleoecología y Paleofitogeografía de las taflooras del Cenofítico de Argentina y áreas vecinas.* Ameghiniana (en prensa).

Recibido: Agosto 30, 1979.

MARIO A. ZUBIA

Servicio Minero Nacional
Plan Patagonia-Comahue
Barrio Don Bosco - km 8,
9003 Comodoro Rivadavia.

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

Servicio Geológico Nacional.
Av. Santa Fe 1548 - 2º.
1060 Buenos Aires.

LA FORMACION ESQUEL, LITOLOGIA Y ESTRUCTURA. PROVINCIA DEL CHUBUT

OSCAR R. LOPEZ GAMUNDI

Resumen

La estructura y estratigrafía de la Formación Esquel son descriptas. La unidad es subdividida en tres Miembros. La litología es completamente clástica y con características váquicas: alternancia de fangolitas y areniscas (ritmitas del Miembro inferior), diamictitas (Miembro medio), limolitas y areniscas limolíticas alternantes (Miembro superior). Las rocas de la Formación Esquel están afectadas por plegamiento, acompañado por diaclasamiento, boudinage, "pinch and swell" y estriación en planos de estratificación. La unidad está intruida por un stock de composición granodiorítica-tonalítica de probable edad jurásica. Especial énfasis se ha puesto en las diamictitas. Usando gráficos de media en función del sigma inclusivo, según Frakes y Crowell (1975), se sugiere un origen glacial para las diamictitas.

Introducción

A lo largo de las dos laderas del valle de acceso a la ciudad de Esquel aparecen rocas clásticas con bajo grado de metamorfismo denominadas en la literatura geológica "Esquistos de Esquel" (Feruglio, 1941, 1949). La caracterización litológica y estructural de este conjunto no ha sido descrita en detalle hasta la fecha, y sólo se lo ha mencionado en varios escritos sin llegar a una verdadera comprensión de su estratigrafía y de su estilo tectónico.

Es por ello que en las líneas que siguen se adelantan las conclusiones más relevantes de esta unidad, en especial en lo referente a la presencia de rocas quizás de origen glacial, que representa una contribución a la paleogeografía del Paleozoico superior de Argentina incluida en el Proyecto 42 (I.G.C.P.).

Estratigrafía

La Formación Esquel, aflorante en la región extraandina del Chubut, ha sido considerada por Lesta y Ferello (1972) en las "sedimentitas y metamorfitas de bajo grado", que Cazau (1972) incluye, en su

Abstract

The structure and stratigraphy of the Esquel Formation are described. The unit is subdivided in three members. The lithology is wholly clastic and with wacke characteristics: alternating mudstones and sandstones (rhythmites of Lower Member), diamictites (Mid Member), alternating siltstones and muddy sandstones (Upper Member). The rocks of Esquel Formation are affected by folding, accompanied with jointing, boudinage, pinch and swell and slickensides. The unit is intruded by a granodioritic-tonalitic stock of probable Jurassic age. Special emphasis has been given to diamictites. Mean size against inclusive graphic standard deviation plots suggest a glacial origin for the diamictites, according to Frakes & Crowell (1975).

área de la cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen, como unidad formacional reemplazando el término de "Esquistos de Esquel" creado por Feruglio (1941) y usado por autores posteriores.

El esquema estratigráfico siguiente representa la interpretación, de acuerdo con el autor de este trabajo, de la Formación Esquel, que ha sido factible gracias a la presencia de estructuras sedimentarias primarias que han permitido resolver su aparente compleja estructura.

a. Formación Esquel (Cazau, 1972)

El miembro inferior (ritmitas) forma un conjunto monótono de areniscas y pelitas alternantes en bancos de espesor reducido: entre 6 y 50 cm los de arenisca y entre 5 y 20 cm los de pelitas. Las areniscas, de aspecto váquico y externamente rojizas, son de color gris y verdoso, con laminación. Las pelitas son gris oscuras a negras con marcado clivaje astilloso, característica constante a lo largo de todo su espesor.

CUADRO 1.—*Unidades litológicas aflorantes en la zona de estudio*

Depósitos aluviales, glaciales, fluvio-glaciales.
Serie Efusiva "La Cautiva" (o Vulcanitas Nahuel Huapi).
Cuerpo intrusivo ácido.

Formación Esquel	{	Alternancia de pelitas y areniscas	Miembro Superior
		Arenisca cuarcítica	(500 m)

	{	Diamictita	Miembro Medio
		Limolitas y pelitas	(80 m)
	{	Ritmitas	Miembro Inferior
			(600 m)

Base desconocida

El miembro medio comprende pelitas oscuras que pasan a rocas diamictíticas.

El miembro superior está compuesto por metacuarcitas gris claras y limolitas oscuras alternantes.

b. Diamictita

Dada su importancia se hace necesario hacer un detalle sobre las rocas diamictíticas del miembro medio. Feruglio (1941) describe para las inmediaciones de Esquel, bancos de "arenisca fina y grosera con rodados de cuarzo, granito y diorita", que se interpretan como la descripción de la diamictita tratada aquí, lamentablemente Feruglio no menciona exactamente el lugar de la anterior descripción. Sólo se tiene referencia exacta, en la literatura geológica, de un afloramiento de diamictita a través del trabajo de Frakes, Amos y Crowell (1969), que estudiaron los afloramientos correspondientes al corte del ferrocarril (Amos, com. pers.).

En este trabajo se ha aplicado el término diamictita a ciertas rocas sedimentarias clásicas de aspecto terrígeno, que contiene un amplio rango de tamaño de partículas, y que muestra una completa falta de selección (Flint *et al.*, 1960). Según este criterio, generalmente la matriz es arcillosa a fangolítica y la roca contiene materiales de tamaño mayor hasta bloque. Se debe remarcar que el término es usado, de acuerdo con su definición original, sin ninguna connotación genética. Se considera que los afloramientos diamictíticos de la Formación Esquel pertenece a un único nivel, que en algunas zonas, como en el corte del ferro-

carril, aparece más de una vez por repetición estructural.

Por debajo, el nivel diamictítico se encuentra limitado por bancos de lutitas gris oscura laminada alternando con bancos de arenisca gris con laminación. La diamictita aparece limitada en su parte superior por cuarcitas gris claras, con laminación relicta (metacuarcitas), de fractura irregular a concoidea.

La diamictita aparece como una roca gris oscura, compacta y tenaz, con pobre a ausente estratificación y fuertemente diaclasada.

La matriz es pelítica y se nota un pasaje gradual de tamaños de clastos de 0,5 a 23 cm. Dentro de la diamictita los clastos aparecen diseminados en la roca en forma irregular, ocupando en forma variada del 5 al 25 % de la misma. Se ha considerado un límite arbitrario (0,5 cm) para separar clastos de matriz, basado en la observación macroscópica. Las tablas 1, 2 y 3 consideran el grado de redondez, distribución de tamaños y litología de los clastos de diamictita, respectivamente.

No se ha comprobado ningún tipo de orientación de los clastos, ya sea de origen sedimentario o tectónico. En general los clastos no sobresalen ni pueden ser separados de la matriz, dada la tenacidad de la

TABLA 1.—*Estimación visual de redondez en 106 clastos. Diamictita de la Formación Esquel*

	Porcentaje
Redondeados	21
Angulosos	33
Subangulosos-subredondeados	46

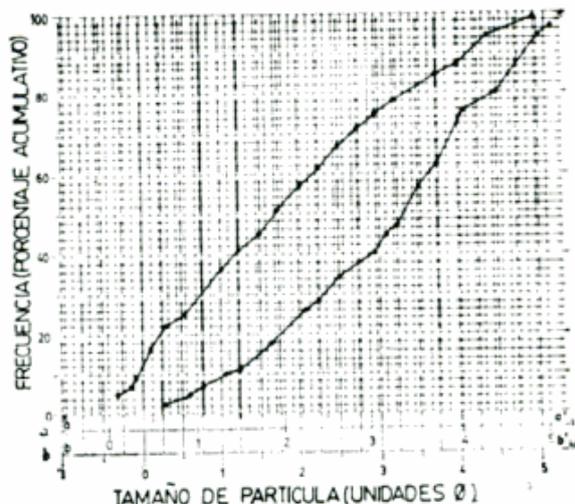


Fig. 1. — Curvas acumulativas para dos muestras de diamictita de la Formación Esquel. Gráfico ideado por Friedman (1958). aa'. — Escala A equivalente de tamiz (tamaño); bb'. — Escala B sección delgada (tamaño).

TABLA 2. — Clasificación según tamaño de 108 clastos mayores de 0,5 cm. Diamictita de la Formación Esquel

	Porcentaje
Guija (0,5-1,6 cm)	18,5
Guijarro (1,6-6,5 cm)	66,5
Guijón (6,4-25,5 cm)	15,0

TABLA 3. — Proporción de composiciones de 125 clastos. Diamictita de la Formación Esquel

Composición	Porcentaje
Areniscas	29,0
Cuarzo	24,0
Rocas graníticas	17,0
Vulcanitas	16,0
Pelitas y limolitas	10,5
Dioritas	2,5
Gneiss	1,0

misma. Por lo tanto se observaron mayormente secciones de clastos sobre planos de diaclasas. Se debe aclarar que la poca cantidad de clastos sobre los cuales se pudieron hacer observaciones de superficie como estriación y facetamiento, no permite hacer la afirmación de que no existan clastos con esas características.

La matriz está formada por rocas de características váquicas con clastos de variado tamaño y en general poco redon-

deados. La apreciación microscópica¹ confirma la afirmación anterior; la matriz es abundante y está compuesta por arcillas con proporciones menores de clorita, biotita y sericita. Una estimación visual de porcentajes de tamaños en dos secciones finas arroja un predominio de la fracción limoarena (55 %) con respecto a la fracción arcillosa (40 %) y clastos mayores (5 %).

Se ha realizado un estudio estadístico a partir de dos cortes delgados de la diamictita, midiéndose clastos desde —1,16 a 6 unidades phi (de 3,35 a 0,16 mm respectivamente), con la utilidad de un micrométrico para la medición del eje mayor de los clastos. Dado que según Friedman (1958), la relación entre los parámetros medios en secciones delgadas y tamizado es lineal, y dada la falta de estratificación, con la consiguiente falta de orientación de los clastos, es posible la equivalencia entre ambas mediciones sin corrección alguna. En la figura 1 se observan las curvas acumulativas para los dos cortes, graficadas en un papel ideado por Friedman (*op. cit.*) en el cual, mediante la doble escala adosada en las abscisas, es posible transformar los tamaños medidos en las secciones delgadas en los mismos por tamizado para una misma escala de frecuencia acumulativa. Es así como se ha calculado la media y el sigma inclusivo, según las fórmulas tomadas de Folk y Ward (1957):

$$M_z = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3} \text{ Media (Graphic Mean)}$$

$$\sigma_i = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6} \text{ Sigma inclusivo (Incluye Graphic Standard Deviation)}$$

Ambos cálculos dan como resultado que la diamictita es un depósito pobremente seleccionado (1,46 y 1,36 unidades phi) y su media cae en el tamaño arena fina (0,24 y 0,12 mm). El factor de diferencia entre ambas curvas se debe a variaciones propias de la roca (las muestras son de afloramientos distantes) y al llamado error de operador (Friedman, *op. cit.*). A pesar de lo anterior, los parámetros calculados no muestran mayores variaciones.

¹ Se la clasifica como una wacke feldespática. Para mayores detalles en las descripciones petrográficas (López Gamundi, O. R., 1979).

Ambiente de deposición

Borello (1969) considera a los "Esquistos de Esquel" dentro de una sucesión tipo flysch (ortoflysch). El término flysch posee un doble sentido, litológico-tectónico (González Bonorino y Teruggi, 1952) que hace que este término deba ser usado exclusivamente cuando exista una real analogía, tanto litológica como tectónica. Las rocas de la Formación Esquel no responden a las exigencias de la anterior definición. Se debe aclarar que el término grauvaca, de tan vaga definición en la literatura geológica como el término flysch (Selley, 1976), es usado en este trabajo como sinónimo de arenisca mal seleccionada con matriz abundante, feldespato y/o fragmentos líticos, sin ninguna connotación genética (Selley, *op. cit.*). La falta de algunas estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada, indicadora de un ambiente de considerable energía, conduce a pensar que estas rocas han sido depositadas por debajo del nivel de olas. La presencia de estratificación gradada en las ritmitas y areniscas del miembro superior sugiere una deposición en un ambiente de baja energía.

El miembro medio es el que mayores problemas de interpretación paleoambiental posee ya que el mismo contiene el nivel diamictítico.

Frakes, Amos y Crowell (*op. cit.*), siguiendo a Folk (1954), distinguen dos tipos de diamictitas: fangolita guijarrosa (pebbly mudstone) y arenisca fango guijarrosa (pebbly muddy sandstone), agregando que el primer tipo es el más abundante en la Argentina, de mayor continuidad lateral y más pobremente estratificado que el segundo tipo. El nivel diamictítico de la Formación Esquel muestra el siguiente cambio facial: hacia el E la diamictita pasa de una fangolita guijarrosa, sin ningún indicio de estratificación, gradualmente a una arenisca fango guijarrosa, con desarrollo de estratificación. El primer tipo correspondería a aquellas diamictitas que según Frakes y Crowell (1969) son en las que sus superficies limitantes son la única evidencia de estratificación. Este cambio facial, no perturbado por problemas tectónicos, se puede observar en la ladera sur del valle principal, en la zona cercana al basurero municipal. Un origen fluvial para estas diamictitas ha sido descartado ya que no se observan ni estratificación entrecruzada ni lenticularidad. Las características grauváquicas de la

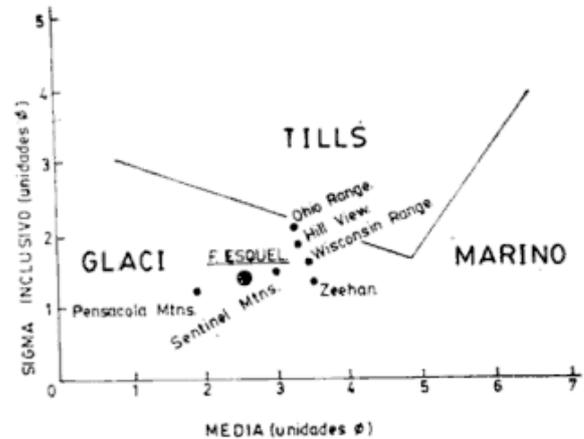


Fig. 2.— Ubicación de la diamictita de la Formación Esquel dentro de sedimentos de origen glacial y glacialmarino. Gráfico tomado de Frakes y Crowell (1975).

matriz indican un grado importante de inmadurez tanto textural como composicional. El análisis macroscópico y microscópico de la facies de fangolita guijarrosa da como resultado un porcentaje mayoritario de la fracción limo-arcillosa con respecto a la fracción arena-guijarrosa gran falta de selección y redondez, falta de estratificación, variedad composicional de los clastos, falta de orientación o fábrica de los mismos y un aspecto caótico general del depósito.

A partir de un trabajo sobre depósitos glaciales actuales, abanicos aluviales y corrientes de turbidez, y sus relaciones con diversos parámetros estadísticos (Landim y Frakes, 1968), Frakes y Crowell (1975) han realizado un estudio para aplicar estos métodos en la diferenciación de depósitos glaciales de glacialmarinos. En este trabajo se ha aplicado ese método, dando los resultados que pueden verse en la figura 2. Allí se graficó la media en función del sigma inclusivo, cayendo el punto correspondiente a la diamictita de la Formación Esquel dentro del campo de los sedimentos glacialmarinos. En la misma figura aparecen otros puntos que representan diamictitas de distintos lugares, todas ubicadas dentro del episodio glacial del Paleozoico superior.

Estructura

Los rasgos estructurales a lo largo del corte del ferrocarril (ver fig. 4) muestran un esquema de plegamiento, acompañado con diaclasamiento y fallas de pequeño rechazo. La fracturación impide ver la verdadera geometría del plegamiento, sobre todo en la

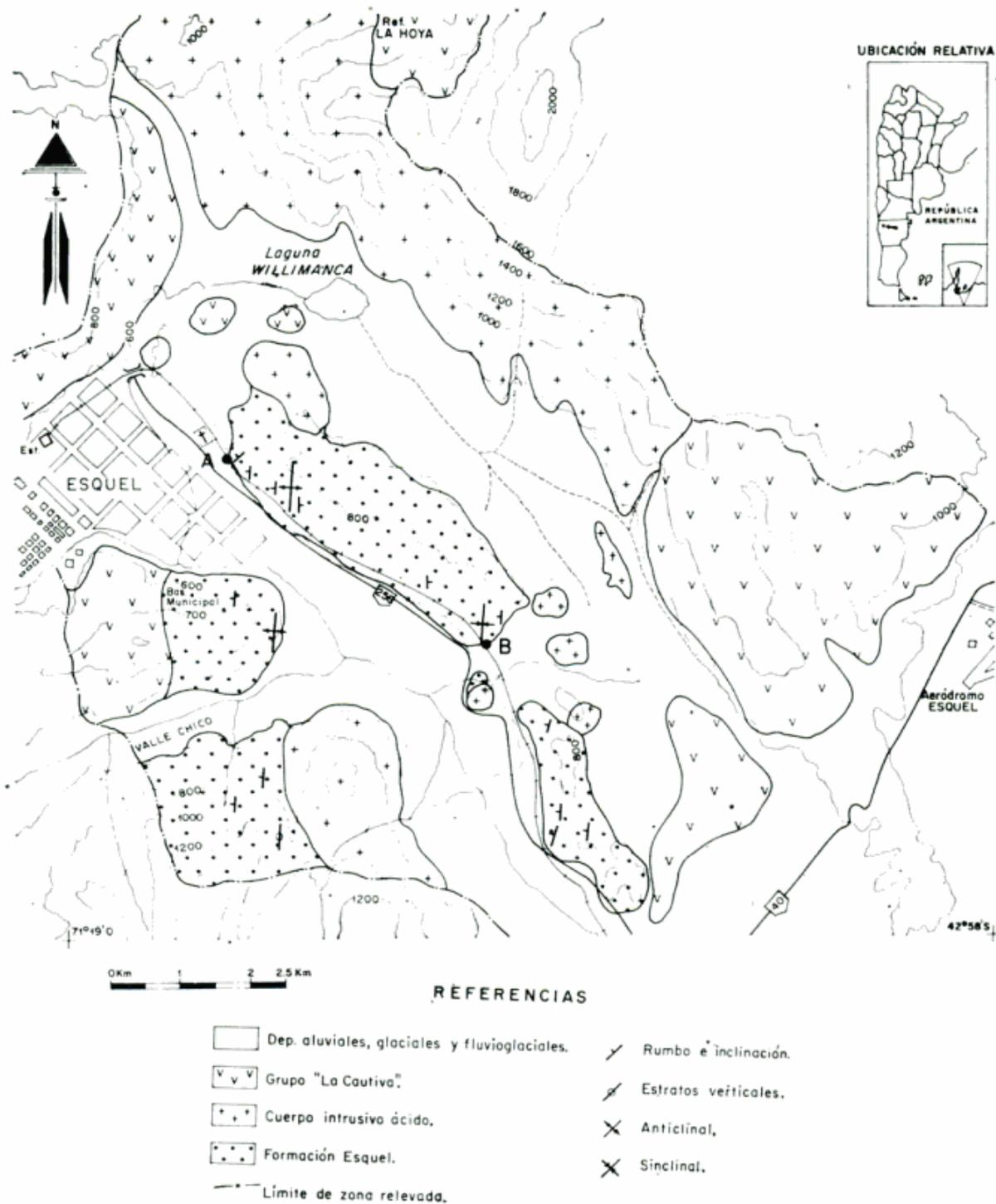


Fig. 3. — Bosquejo geológico de la zona estudiada.

parte central del perfil. En este lugar las rocas de la Formación Esquel forman un anticlinal de eje N-S para luego levantarse los estratos hasta formar en el extremo oriental del perfil un sinclinal. Esta actitud de plegamiento, de orden mayor, es la característica estructural principal de la unidad.

A través del perfil se encuentran varias

zonas de cizallamiento. Las rocas aparecen además afectadas por fenómenos de boudinage y "pinch and swell": dada la distinta respuesta mecánica al esfuerzo aplicado sobre areniscas y pelitas, los bloques de areniscas se fracturan y aparecen girados; el espacio entre ellos es rellenado por material de la roca pelítica. Se ha observado también es-

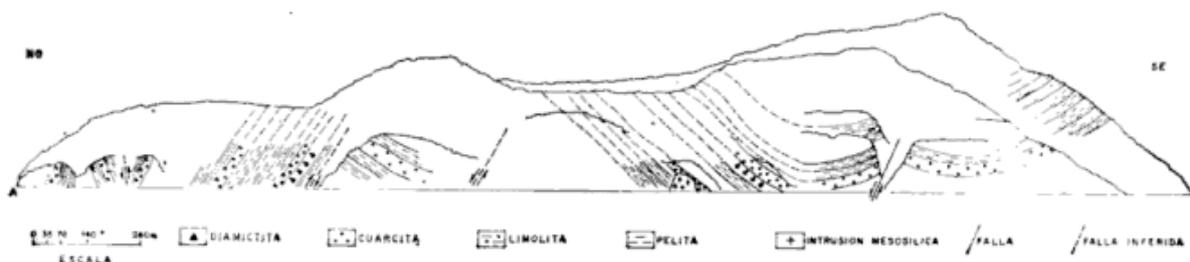


Fig. 4. — Perfil geológico de la Formación Esquel a lo largo del corte del ferrocarril Su ubicación dentro de la zona de estudio está marcada en el mapa general (fig. 3).

triación sobre planos de estratificación (slickensides). Otra característica es el fuerte diaclasamiento que en ciertas zonas es de tal intensidad que enmascara la estratificación. Las rocas de la Formación Esquel son intruidas por un pequeño cuerpo de 15 m de ancho y de composición mesosilicea (ver fig. 4). Es frecuente la aparición de venas de cuarzo y calcita, que en general siguen fracturas preexistentes. Las rocas pelíticas han desarrollado un clivaje astilloso que ha sido el origen de la denominación clásica de esta unidad. No se han encontrado indicios de metamorfismo regional.

Los términos basales de la unidad (ritmitas) presentan además del plegamiento mayor, dos órdenes de plegamiento menor. El intermedio posee una longitud de onda aproximada de 100 m; el menor es del orden de 1 m de longitud de onda, con continuos cambios de rumbo e inclinación. Se deduce de las observaciones un esquema de superposición de plegamiento, por lo menos para los de tercer orden. Se ha verificado la presencia de diques diabásicos alojados en rocas de la Formación Esquel, que a su vez atraviesan al cuerpo intrusivo ácido.

Considerando a la Formación Esquel en su conjunto, ésta presenta una estructura de plegamiento, con fuerte diaclasamiento en varias direcciones y cizallamiento.

Relaciones estratigráficas

No se ha encontrado la base de la Formación Esquel, aflorante en la zona, por lo tanto se desconocen sus relaciones con unidades más antiguas.

La Formación se encuentra intruida por un cuerpo granodiorítico-tonalítico de dimensiones de stock, cuya edad oscila entre Pérmico, según Cazau (1972) y Jurásico (Toubes y Spikerman, 1973), siendo esta última avalada por dataciones radimétricas.

El complejo formado por las dos unidades anteriormente nombradas, es atravesada por diques básicos e intrusiones menores, ambas asignadas provisoriamente al episodio ígneo que dio origen a las vulcanitas de "La Cautiva". Esta última entidad cubre en discordancia al conjunto Formación Esquel-cuerpo intrusivo ácido (ver cuadro 1 y fig. 3).

Fósiles, edad y correlación

La búsqueda de fósiles realizada en campaña ha dado resultados negativos. Las muestras analizadas en el laboratorio de Palinología del Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN, UBA) del nivel diamictítico y pelitas del miembro medio, como así también de las pelitas del miembro inferior, han resultado estériles. Basándose en que Sepúlveda (1977) y Sepúlveda y Cuchi (1978) han encontrado restos que han permitido el reconocimiento, con reservas, de los géneros *Cyclostigma?* sp. y *Adiantites* sp., se admite una edad variable entre devónica y carbónica inferior, de acuerdo con los autores anteriores. El autor de este trabajo se inclina por una edad carbónica por similitud litológica con niveles glaciógenos del Grupo Tepuel.

Conclusiones

Estructuralmente, la unidad está afectada por plegamiento superpuesto de varios órdenes, siendo el de mayor orden con eje aproximado N-S. Fenómenos de boudinage, "pinch and swell" y estriación en los planos de estratificación acompañan al plegamiento. Las rocas aparecen afectadas por diaclasamiento y cizallamiento; en algunas zonas aparece un clivaje de fractura. Fallas de poco rechazo acompañan al conjunto, enmascarando la geometría del plegamiento. Las pelitas han desarrollado un clivaje astilloso,

característica que le dio nombre a la unidad originalmente ("Esquistos de Esquel"), aunque se debe recalcar que no se han visto indicios de metamorfismo regional que justifiquen la original denominación. La Formación aparece intruida por un cuerpo de composición ácida. Ambas unidades anteriores aparecen atravesadas por diques diabásicos. Si bien en muchos lugares las rocas de la Formación Esquel aparecen en estratos verticales a subverticales, se han podido establecer un ordenamiento stratigráfico interno dividiendo a la unidad en tres miembros, cuyas características litológicas los hacen diferenciables en el campo. La complejidad estructural implica que los espesores medidos deben ser tomados como provisionarios. Se considera que las rocas de la Formación Esquel han sido depositadas en un ambiente marino de baja energía. La diamictita corresponde a un paraconglomerado polimíctico con abundante matriz limoarcillosa. Se concluye que la diamictita tiene un origen glacial. La edad de la Formación queda limitada entre devónica y

carbónica inferior, de acuerdo con los hallazgos paleontológicos (Sepúlveda *op. cit.*), (Sepúlveda y Cuchi, *op. cit.*). Esta última edad concordaría mejor con el episodio glacial del Paleozoico superior, con evidencias en la vecina zona de Tepuel (Suero, 1953; Frakes, Amos y Crowell, 1969).*

La Serie andesítica (Grupo "La Cautiva") cubre discordantemente el complejo Formación Esquel-cuerpo intrusivo ácido.

Agradecimientos

El autor agradece al doctor Arturo J. Amos por la dirección de este trabajo como así también por su lectura crítica del manuscrito; al doctor R. A. Zardini por el apoyo económico necesario para los trabajos de campo; al doctor C. L. Azcuay, por los estudios palinológicos realizados; al licenciado A. Figueroa por facilitar las fotografías aéreas de la zona y al señor M. A. Bertolini por las preparaciones delgadas efectuadas.

* Post scriptum: El doctor Archangelsky (com. verb.) informó al autor sobre la presencia de *Botrychiopsis weissiana* en muestras cedidas por el Lic. Sepúlveda, sugiriendo una edad carbónica media para la Formación Esquel.

Lista de trabajos citados en el texto

- Borello, A. V., 1969. *Los Geosinclinales de la Argentina*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Anales XIV.
- Cazau, L., 1972. *Cuenca del Ñirihuau-Norquinco-Cushamen*, en: *Geol. Reg. Arg.* (A. F. Leanza, Dir. y Ed.), Acad. Nac. Cienc., 727-740, Córdoba.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja Geológica San Carlos de Bariloche*. Bol. Inf. Petrol., XVIII, 200: 27-63.
- 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Direc. Gral. de YPF, I.
- Flint, R., J. Sanders y J. Rodgers, 1960. *Diamictite, a substitute term of Symmictite*. Geol. Soc. Am. Bull., 71.
- Folk, R. L., 1954. *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Jour. Geol., 62: 344-359.
- y W. C. Ward, 1957. *Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters*. Jour. Sed. Petrol., 27(1): 3-26.
- Frakes, L., A. J. Amos y J. Crowell, 1969. *Origin and Stratigraphy of Late Paleozoic Diamictites in Argentina and Bolivia*. Gondwana Stratigraphy, 2, UNESCO, París.
- Frakes, L. y J. Crowell, 1969. *Late Paleozoic Glaciation: I, South America*. Geol. Soc. Am. Bull., 80: 1007-1042.
- 1975. *Characteristics of Modern Glacial Marine Sediments: Application to Gondwana Glacials*. In: Campbell, K. (editor) *Gondwana Geology*: 373-380, Canberra.
- Friedman, G., 1958. *Determination of sieve size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies*. Jour. Geol. 66 (4): 394-416.
- González Bonorino, F. y M. Teruggi, 1961. *Léxico Sedimentológico*. Centro Est. Cs. Nat. Univ. Bs. As., Ser. Geol. 2: 1-104.
- Landim, P. y L. Frakes, 1968. *Distinction between tills and other diamictons, based on textural characteristics*. Jour. Sed. Petrol. 38: 1213-1224.
- Lesta, P. y R. Ferello, 1972. *Región extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz*. En: *Geol. Reg. Arg.* (A. F. Leanza, Dir. y Ed.) Acad. Nac. Cienc., 601-653, Córdoba.

- López Gamundi, O. R., 1979. *Los llamados "Esquistos de Esquel" al este de la ciudad homónima, provincia de Chubut*. Trabajo final de Licenciatura, Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. Bs. As., inédito.
- Selley, R. C., 1976. *Medios sedimentarios antiguos*. Hermann Blume Ediciones, Madrid.
- Sepúlveda, E., 1977. *Acerca de la presencia de restos similares a Cyclostigma? sp. en los llamados "Esquistos de Esquel" en su localidad tipo, al sur de la ciudad homónima (Chubut)*. Ameghiana, XIV, nº 1-4.
- Sepúlveda, E. y R. Cucchi, 1978. *Contribución al conocimiento de las metasedimentitas de la Formación Esquel en los cerros Excursión*. VII Congr. Geol. Arg., Actas, I: 437-444.
- Suero, T., 1953. *Las sucesiones sedimentarias neopaleozoicas de la zona extraandina del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VII (1), Buenos Aires.
- Toubes, O. y J. P. Spikerman, 1973. *Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40 y 44 de latitud sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (4): 382-396, Buenos Aires.

Recibido: Octubre 22, 1979.

OSCAR R. LOPEZ GAMUNDI

Departamento Ciencias Geológicas,
Fac. de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires,
Ciudad Universitaria, Pabellón 2,
1428 Buenos Aires.

GEOLOGIA Y AREA DE ALTERACION EN EL CERRO COLORADO Y ALREDEDORES. CHUBUT NOROCCIDENTAL

ELISEO G. SEPULVEDA y ROBERTO M. VIERA

Resumen

Se dan a conocer la geología y manifestaciones minerales de un área de la Cordillera Patagónica en el Chubut Noroccidental.

Del punto de vista geológico regional, se reconocen tres unidades litoestratigráficas fundamentales. La más antigua compuesta por plutonitas de edad Cretácico inferior (Plutonitas Lago Menéndez); luego una secuencia de vulcanitas e hipabisales con sedimentitas intercaladas de edad Eoceno (Vulcanitas Nahuel Huapi); y por último sedimentitas marinas de edad Oligo-Mioceno, posiblemente vinculadas a la ingresión Patagónica.

Las manifestaciones minerales están relacionadas a los siguientes tipos de alteración: silicificación-piritización y propilitización y se encuentran en su mayoría encajadas en las vulcanitas.

Las mismas corresponden principalmente a sulfuros diseminados y vetas.

Introducción

La presente contribución corresponde al resultado de parte de las tareas efectuadas por los autores durante la campaña de enero-marzo de 1978 para el levantamiento geológico de la Hoja 43 a-b "Esquel", y la búsqueda regional de yacimientos minerales, tareas éstas encomendadas por los Servicios Nacionales Geológico y Minero respectivamente.

El área objeto del trabajo se encuentra ubicada al norte de los lagos Cisne y Menéndez, en el Parque Nacional "Los Alerces", y trasciende el límite norte del mismo, dentro del Departamento Futaleufú en la Provincia de Chubut, con centro aproximado en el punto de coordenadas geográficas de 71°55' de long. oeste y 42°36' de lat. sur.

El acceso, sumamente difícil, se logra por la red de lagos del mencionado Parque mediante el servicio de lanchas que posee esa entidad hasta el puerto El Alerce. A partir de allí el recorrido es a pie por picadas, atravesando la vegetación selvática que cubre la zona hasta los 1.600 m s.n.m. aproximadamente.

Debido a la escasez de topónimos en la región hemos introducido algunos, cuando

Abstract

The geology and mineral occurrences in one area of the Cordillera Patagónica of north-west Chubut are described in this paper.

Three lithoestratigraphic formations were recognized: the earliest is composed by plutonic rocks (Lago Menéndez Plutonics) of Lower Cretaceous age; a volcanic and hypoabissal sequence with sedimentary intercalations of Eocene age (Nahuel Huapi Volcanics); and marine sedimentary rocks of Oligo-Miocene age, which are possible related with the Patagonian ingresion.

The mineral occurrences are related to the following alterations types: silicification-pyritization and propilitization, located in the volcanic rocks, mainly corresponding to disseminated sulfides and veins.

ha sido estrictamente necesario, los que de alguna manera están vinculados tanto a personas que la habitaron como a características propias del lugar.

Este es el caso del cerro "Don Mindo", cuya nominación se hace en reconocimiento al viejo poblador y guía de la zona recientemente desaparecido, don Reducindo Rosales, quien con sus conocimientos prestara grandes servicios al desarrollo de nuestras campañas.

Se agradece a las autoridades del S.G.N. y S.M.N. la autorización para publicar esta contribución, a los colegas de ambos servicios que realizaron las determinaciones paleontológicas, petrográficas, calcográficas y geoquímicas; a los licenciados Marta C. Goideas y Abel H. Pesce; y a los doctores Norberto Malumián, Francisco Nullo y Víctor Ramos, por la lectura del manuscrito y las sugerencias sobre el mismo.

Geología del área

El área estudiada se encuentra en la región morfoestructural denominada Cordille-

CUADRO ESTRATIGRAFICO

CENOZOICO	{	Cuartario	{	Mioceno	{	Sin diferenciar
		Terciario		Oligoceno		Sedimentitas marinas Lago Cisne
MESOZOICO	{	Cretácico inferior	{	Albiano	{	Vulcanitas Nahuel Huapi
				Aptiano		Plutonitas Lago Menéndez

ra Norpatagónica; hasta la actualidad se carecía de información concreta referente a su constitución geológica.

Se han diferenciado tres unidades litoestratigráficas fundamentales, sin considerar en forma individual los depósitos cuaternarios que han sido mapeados en forma conjunta.

El orden cronológico de estas unidades se puede sintetizar en el cuadro estratigráfico.

Descripción de las unidades

1. PLUTONITAS LAGO MENÉNDEZ

Se propone la denominación precedente para un conjunto de rocas que afloran en las márgenes de los brazos Sur y Norte del Lago Menéndez, y que dentro del área forman el basamento de las demás unidades y el cuerpo del cerro Don Mindo, que domina desde el norte al Lago Cisne y Brazo Norte del Lago Menéndez.

Litológicamente la unidad se compone de granitoides, de los que participan fundamentalmente dos tipos distintos. Uno de grano mediano y tono gris, compuesto por minerales claros y oscuros en proporción aproximada de dos a uno; de acuerdo a estudios petrográficos realizados por Cucchi (1976), corresponde a una diorita cuarcífera.

Le sigue en importancia una variedad de tono rosado y grano mediano, que aflora en la base del Cordón del Ingeniero; petrográficamente corresponde a un leucogranito, que en dicha localidad se presenta fuertemente epidotizado.

Es frecuente en estas rocas, sobre todo en la diorita cuarcífera, observar zonas de variaciones de tonos y de granos. También en ambas se encuentran abundantes filones e hipabisales de composición intermedia.

Las observaciones realizadas en el área

permiten ver claramente que estas plutonitas subyacen a las vulcanitas de la unidad siguiente, y en algunos casos se presenta en contacto por falla, relación esta última que también las pone en contacto con las sedimentitas marinas de la unidad más moderna.

Edad y correlaciones

La edad de estas rocas ha sido determinada por métodos radimétricos, pudiéndose ubicar al evento magmático durante el Cretácico, ya que el resultado obtenido en una muestra de la base del Cerro Torrecillas por el método K/Ar ha sido el del cuadro I.

Considerando que la roca ha sido sometida a grandes esfuerzos con posterioridad a su emplazamiento, se puede asegurar que dicho evento no es mucho más joven que Cretácico inferior.

Si además tenemos en cuenta dataciones según el método Rb/Sr, realizadas por Halpern, Stipanovic y Toubes (1975), sobre muestras de un granito que consideramos pertenecientes a la misma unidad ubicado a orillas del Lago Futral en la zona de Punta de Matos, y que fueron ajustadas a una línea isocrona que da una antigüedad de 116 ± 6 m.a. con un "nivel de confiabilidad 95 %", podemos reforzar la idea que el evento ocurrió en la parte alta del Cretácico inferior (a superior?), o más probablemente durante la fase diastrófica Patagónica inicial.

La unidad así descrita puede ser correlacionada con el "primer pulso" de la Formación Los Machis (González Díaz y Valvano, 1979), zona de los lagos Nahuel Huapi-Traful; con el "Intrusivo Fatalefú-Palena" (Thiele, Castillo, Hein, Romero y Ulloa, 1979), que en extensos afloramientos se extiende en territorio chileno desde los

CUADRO I

Nº de muestra Lab. INGEIS	Análisis sobre	K %	$A_{RAD}^{40} \times 10^{-10}$ mol/g	A_{ATM}^{40} %	Edad en M.A.
1215	biotita	4,55	7,625	51,9	98 ± 5

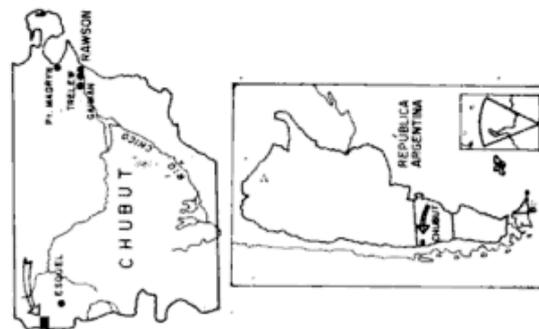
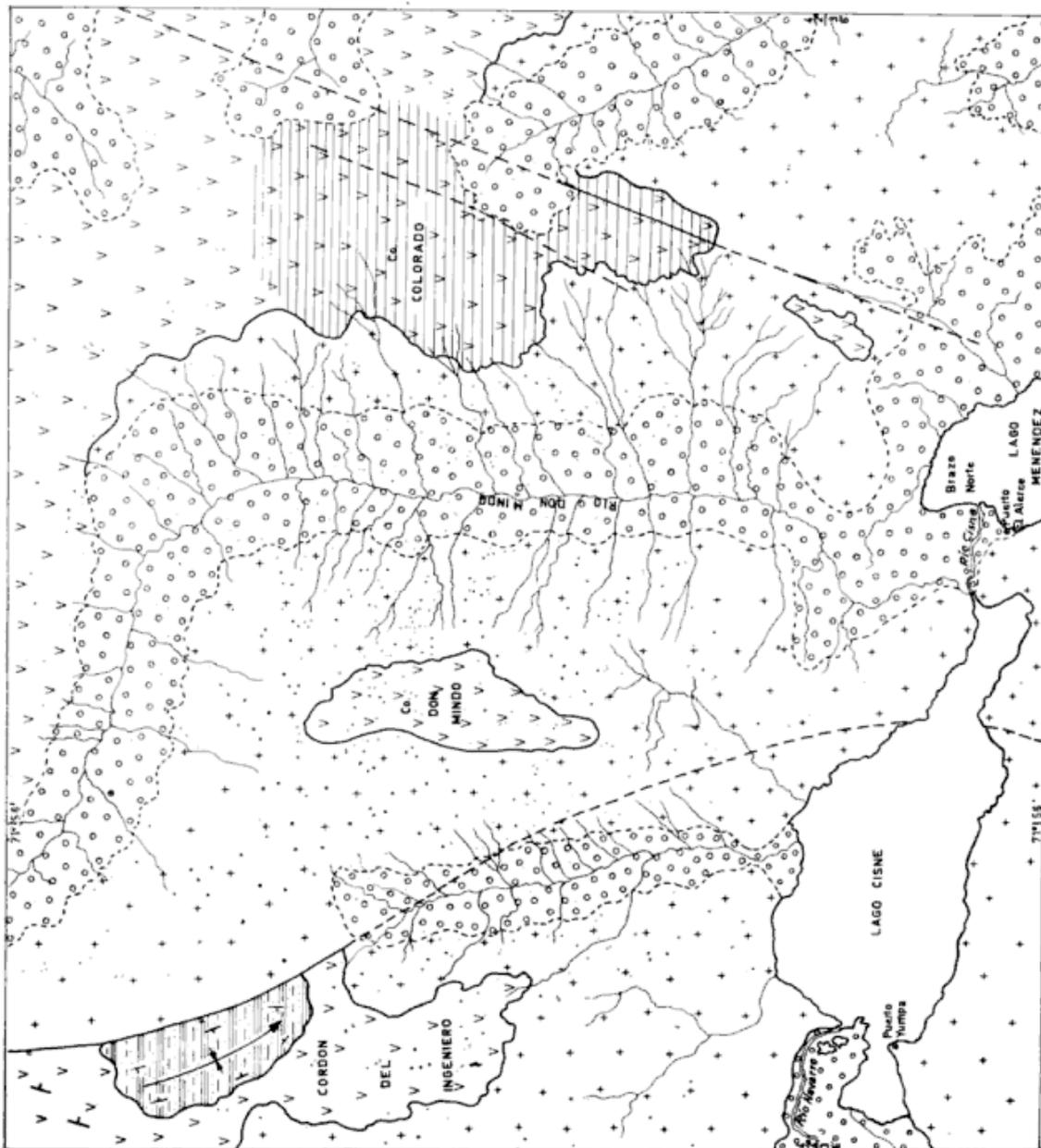
GEOLOGÍA Y ÁREA DE ALTERACIÓN EN EL CERRO COLORADO Y ALREDEDORES CHUBUT NOROCCIDENTAL
 por
 E.G. SEPÚLVEDA Y R. VIERA

ESCALA
 0 2 km

REFERENCIAS

- Cuartario indiferenciado
- Sedimentitas marinas del Lago Cisne
- Vulcanitas Mahuel Huapi
- a) Zona de alteración
- Plutonitas Lago Menéndez
- Contacto supuesto
- Contacto observado
- Falla observada
- Falla cubierta
- Sinclinal

-1979-



43°45' de latitud sur hasta el extremo suroeste de la Hoja 43 a-b "Esquel"; y con la Formación Lago General Vintter, representante de la "fase plutónica principal" del Batolito Andino (Pesce, 1979), de la zona del lago homónimo.

2. VULCANITAS NAHUEL HUAPI (Cazau, 1972)

Consideramos perteneciente a la unidad del epígrafe a un conjunto de rocas aflorantes en la parte superior del Cordón del Ingeniero, que coronan el Cerro Don Mindo y constituyen el cresterío desde el Cerro Colorado hacia el norte.

Litológicamente se trata de brechas y aglomerados volcánicos y coladas, que según los estudios petrográficos de Godeas, Covaro y Carullo (1978), son de composición fundamentalmente andesítica y en menor grado basandesítica. Los tonos dominantes son: pardo, pardo rojizo, pardo violáceo y gris verdoso subordinado.

Fuera del área bosquejada, siguiendo hacia el norte el Cordón del Ingeniero, se encontraron intercalaciones sedimentarias de tonos pardo amarillento y oscuro con bancos carbonosos.

Asimismo también fue observada la presencia de diques de composición andesítica y dacítica. Cabe acotar, que la totalidad de las rocas de la unidad se presentan fuertemente dislocadas y diaclasadas.

Los espesores apreciados oscilan entre el centenar y setecientos metros aproximadamente.

Las relaciones de campo observadas en el Cordón del Ingeniero, permiten asegurar que se apoyan en una superficie de erosión sobre las Plutonitas Lago Menéndez, y subyacen a las sedimentitas marinas de la unidad siguiente.

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad según Cazau (*op. cit.*) es eocena lato sensu. El contenido palinológico de las sedimentitas intercaladas en afloramientos atribuibles a la misma unidad en el Cordón Oriental del Futalaufquen, indica una edad eocena media por la presencia de *Gothanipollis cf. claibornensis* Elsik & Dilcher, así como especies comunes con el Eoceno medio de América del Norte, Europa y Nueva Zelanda, y con el Eoceno de Río Turbio (Sepúlveda, 1980).

Es correlacionable con la Formación Ventana (González Bonorino, 1972), que González Díaz (1979 a y b) mapeara y describiera para la zona limítrofe con Chile entre los 40°30' y 41°00' de latitud sur, y cuyo vulcanismo vinculara a la primera fase del primer movimiento andino (Groeber, 1951).

3. SEDIMENTITAS MARINAS DEL LAGO CISNE

En forma provisoria daremos este nombre a un conjunto de sedimentitas marinas aflorantes en la ladera oriental del Cordón del Ingeniero, frente al Lago Cisne.

Litológicamente se trata de conglomerados, areniscas y pelitas de tonos pardo oscuro, pardo amarillento, gris azulado y pardo verdoso, de más de 100 metros de espesor.

Los conglomerados se presentan en la base de la secuencia seguidos por areniscas glauconíticas de grano grueso con estratificación entrecruzada, fosilíferas, y hacia arriba por bancos pelíticos con fósiles escasos o ausentes.

Se apoyan en discordancia angular de bajo grado sobre las Vulcanitas Nahuel Huapi, y están en contacto lateral por falla con las Plutonitas Lago Menéndez, lo que también ha provocado un pliegue sinclinal con eje de rumbo noroeste-sureste. El techo es una superficie de erosión cubierta por detritos.

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad sería equivalente por su megafauna similar (Rossi de García y Levy de Caminos, 1979), a la de las sedimentitas que Lizuaín (1979) encontró en Cerro Plataforma al noreste de esta localidad.

No obstante, es de destacar la presencia de *Chlamys (Anatipecten) praenunciatus* (Ih), y especies del género *Lutraria* entre otros bivalvos, gastrópodos, equinodermos y cnidarios.

El bioestratigrama de *Chlamys (Anatipecten) praenunciatus* (Ih) según Newell (1969) se registra desde el Oligoceno al Plioceno, mientras que el género *Lutraria*, según el mismo autor, comienza en el Mioceno y continúa en la actualidad. En consecuencia, dado que las demás formas conocidas presentes son en general longevas y se continúan en la actualidad, es seguro que la depositación de estas sedimentitas ha comenzado después del Eoceno, y suponemos

dada su posición estructural que no ha superado el Mioceno.

Las relaciones que guarda con otros afloramientos de sedimentitas marinas de la Cordillera Norpatagónica no están todavía suficientemente esclarecidos ni la región bien conocida como para evaluar la necesidad de crear una nueva entidad litoestratigráfica de orden regional.

Asimismo, entendemos necesario puntualizar que esta unidad no es correlacionable con las sedimentitas marinas intercaladas en las vulcanitas de la Formación Ventana de la zona de San Carlos de Bariloche, aflorantes en el cerro Tres Picos (González Díaz, *op. cit.*) ya que su megafauna, pese a que contiene formas similares a las de esta unidad, difiere en dos aspectos fundamentales: primero, contiene restos de la especie *Melongena* aff. *M. pyruloides* Grateloup var. *bonnetensis*; la que es considerada característica del Eoceno y que está ausente en las sedimentitas del Lago Cisne; segundo, no se ha encontrado en esa fauna a la especie *Chlamys* (*Anatipecten*) *praenunciatus* (Ih) ni al género *Lutraria* cuya presencia en las sedimentitas del Lago Cisne, como hemos dicho, es uno de los factores determinantes para su ubicación estratigráfica.

4. CUARTARIO INDIFERENCIADO

Incluimos como Cuartario sin diferenciar, a un conjunto de sedimentos y sedimentitas poco consolidados de origen glacial, glacifluvial, fluvial y piroclástico, que se acumulan en el fondo de los valles y laderas que bordean al río Don Mindo, río Navarro, y otros cursos de agua pertenecientes a la cuenca del Lago Menéndez.

No está entre nuestros objetivos inmediatos separar las unidades cuartarias, tanto en orden genético como cronológico, lo único que podemos comentar al respecto es que aquí incluimos a las piroclastitas holocenas que Laya (1970) denominó Formación Río Pireco, que se presentan en afloramientos saltuarios reducidos pero que indudablemente constituyen una de las principales rocas edafogénicas.

Estructura

La estructura dominante se encuentra dentro del estilo tectónico imperante en la Cordillera Norpatagónica. Se trata de fracturación en bloques desigualmente elevados

y volcados, tal cual fueran descritos por Petersen y González Bonorino (1947) para la cercana zona de Cholila.

En el área se observaron dos sistemas principales de fallas, uno de rumbo nor-noroeste y otro de rumbo nor-noreste.

El sistema nor-noroeste está perfectamente expuesto en el flanco occidental del Cerro Don Mindo, donde una falla inversa pone en contacto las sedimentitas marinas con las Plutonitas Lago Menéndez y hace inclinar hacia el este al bloque del Cordón del Ingeniero; el rechazo supera los quinientos metros.

Por otro lado el sistema nor-noreste está representado por una falla directa que al sureste del Cerro Colorado pone también en contacto las Plutonitas Lago Menéndez con las Vulcanitas Nahuel Huapi.

De menor importancia son las fracturas oeste-noroeste y este-noreste que se reflejan en la red de drenaje del área bosquejada.

Respecto a las fases diastóricas que han dejado huellas en el área, podemos mencionar las siguientes: Patagónica e Incaica, y posiblemente Larámica y Quechuica.

La fase Patagónica inicial es considerada la causante del emplazamiento de las Plutonitas Lago Menéndez.

Posiblemente corresponda a la fase Larámica la discordancia erosiva sobre la que se encuentran las Vulcanitas Nahuel Huapi.

Se atribuye a la fase Incaica la discordancia angular que separa a las Vulcanitas Nahuel Huapi de las Sedimentitas Marinas del Lago Cisne.

Por último, posiblemente se vinculen a la fase Quechuica los movimientos que hicieron inclinar hacia el este al bloque del Cordón del Ingeniero, y ascender al bloque del cerro Don Mindo produciendo un pliegue de arrastre en las Sedimentitas Marinas del Lago Cisne.

Área de alteración cerro Colorado

La forma del área alterada es elongada, presentando su eje mayor en dirección nortesur una longitud de 3,6 kilómetros, y su eje menor 2,1 kilómetros en dirección este-oeste. La superficie es de aproximadamente 7,5 kilómetros cuadrados.

Todas las rocas aflorantes en el sector se encuentran afectadas en mayor o menor grado por procesos hidrotermales.

Ha sido posible observar el siguiente esquema de alteraciones, cuya diferenciación requerirá un detalle que no fue posible rea-

lizar en esta etapa de trabajo a escala regional.

Se ha constatado la presencia de una zona central de intensa silicificación y piritización donde las rocas tienen sus características distintivas completamente obliteradas, y están transformadas en una masa de cuarzo secundario con piritita diseminada en elevado porcentaje y en venillas.

Se observó hacia la periferia de la zona, alteración propilitica intensa, la que con diferentes grados de intensidad se manifiesta en toda la región adyacente conformando propilitización regional. En la misma se destaca fuerte epidotización, acompañada por piritita diseminada e integrando el cuadro venillas de calcita y hematita; se aprecia que esta inyección se hace más importante hacia el sector de vulcanitas del Cordón del Ingeniero.

Si bien la meteorización y los procesos de oxidación-lixiviación no son muy manifiestos, debido probablemente a la sobreprotección de nieve y hielo que cubre al sector durante una gran parte del año, fue posible observar que el intemperismo ha atacado los afloramientos alterados confiriéndoles una tonalidad roja parduzca. Esta se debe a la formación de ocre limoníticos generados a partir de la oxidación de la piritita, que hacen resaltar el sector topográficamente más elevado del Cerro Colorado contrastando conspicuamente con los alrededores.

Mineralización

Veremos al respecto en primera instancia la mineralización en toda el área de estudio, para pasar luego a la mineralización en particular de la zona de alteración.

Se han observado en varias localidades del Cordón del Ingeniero cuarzo en venillas de poca potencia y variados rumbos con calcopirita y malaquita, en rocas de caja andesíticas propilitizadas y hematizadas. Hacia el norte del mencionado cordón, existe fuerte epidotización y carbonatización en general emplazados en planos de diaclasas, en rocas de composición andesítica.

Se localizaron también algunos sectores de andesitas silicificadas con piritita diseminada, coincidentes con pequeñas fracturas. En algunos afloramientos de plutonitas del Cordón del Ingeniero es muy común la presencia de magnetita diseminada parcialmente alterada a hematita, acompañada de calcopirita y piritita diseminada de escasa im-

portancia, ya que el porcentaje es inferior al 2 % de las muestras calcográficas procesadas (Ametrano y Donnari, 1978).

Pequeños cuerpos de pórfidos riolíticos, no representables bidimensionalmente en el mapa debido a la escala, presentes en la margen norte del Lago Cisne, son portadores de piritita diseminada en un porcentaje del 10 %.

Muestras litoquímicas de este sector, analizadas por espectrofotometría de absorción atómica (Canero, 1978), presentan valores que oscilan entre: 12 y 94 ppm. en cobre; 14 y 22 ppm. en plomo; 24 y 156 ppm. en zinc; 2 y 6 ppm. en molibdeno, sin presentar valores ponderables en oro y plata.

El comportamiento de las muestras de sedimentos fluviales en los drenajes del Lago Cisne y Brazo Norte del Menéndez es el siguiente: cobre, 12 a 120 ppm.; plomo, 12 a 130 ppm.; zinc, 20 a 76 ppm.; molibdeno, 6 a 33 ppm.; todos negativos en oro y sólo los drenajes del Brazo Norte del Menéndez muestran trazas de plata de 0,2 ppm.

La mineralización en el área de alteración corresponde a sulfuros diseminados y vetas; entre los primeros y en orden de importancia podemos mencionar a la piritita, luego a la calcopirita, molibdenita, y la posible presencia de galena y blenda. Los mejores valores geoquímicos para este sector (Canero, *op. cit.*) son los siguientes:

En ppm.	Cu	Pb	Zn	Mo
Rocas	86	94	110	11
Sedimentos fluviales	94	130	74	36
Suelos residuales	116	34	64	42

La mineralización vetiforme fue observada en el sector sureste del área, con vetas de hematita especular de hasta 0,15 metros de potencia y de variados rumbos, con sus corridas muy cubiertas.

Conclusiones

1. — Se constató la presencia en esta región de extensos afloramientos de granitoides pertenecientes al Plutonismo Cretácico de la Cordillera Patagónica.
2. — Se encuentra en el área importante manifestación del Vulcanismo Eoceno.

3. — Los depósitos Oligo-Miocenos de origen marino, que transgreden sobre las vulcanitas eocenas, posiblemente se encuentren vinculadas con la ingresión Patagónica. De esta forma se constata la existencia de por lo menos dos ingresiones marinas en el Terciario para el borde oriental de la Cordillera Patagónica; una en el sector de Bariloche de segura edad eocena (González Díaz, *op. cit.*), y otra oligo-miocena en el sector aledaño al sur.
4. — Un análisis del esquema de alteraciones presentes en el Cerro Colorado permite hacer las siguientes consideraciones: el nivel de erosión ocupa una posición bastante elevada, cortando la zona de manera que los tipos de alteraciones que se observan son, un área silicificada-piritizada central y un área de propilitización que la rodea. Avala este criterio la determinación —según principios geomorfológicos— de una expresión topográfica en etapa juvenil. Estos elementos indican una falta de madurez geomorfológica.
5. — No fueron observados durante las investigaciones minerales oxidados de cobre en superficie, presumiendo que debido al elevado porcentaje de pirita con relación a calcopirita, la retención de éstos en superficie no fue posible, debido a la fuerte acción lixivante de la mena piritica y a la ausencia de una ganga reactiva.
6. — La edad de la mineralización presente corresponde regionalmente al Ciclo Metalogénico Cretácico superior-Cenozoico, y de acuerdo a las relaciones de campo se deduce que la misma no sería anterior al Eoceno, ni posterior al Oligoceno inferior.
7. — El área de alteración del Cerro Colorado se encuentra dentro de la franja del tramo medio de la Cordillera Patagónica sugerida por Pesce (1979), como la de mayores posibilidades para la localización de yacimientos de cobre diseminado.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ametrano, S. y E. I. Donnari, 1978. *Informe calcográfico de muestras de la Hoja 43 a-b "Esquel"*. Serv. Min. Nac. Plan Patagonia Comahue (Comodoro Rivadavia). Informe inédito.
- Canero, A., 1978. *Informe sobre geoquímica de rocas, sedimentos fluviales y suelos residuales de muestras de la Hoja 43 a-b "Esquel"*. Serv. Min. Nac. Plan Patagonia Comahue (Comodoro Rivadavia). Informe inédito.
- Cazau, L., 1972. *Cuenca de Ñirihua-Norquinco-Cushamen*. En: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 727-740, Córdoba.
- Cucchi, R., 1976. *Informe petrográfico de muestras de la Hoja 43 a-b "Esquel"*. Serv. Geol. Nac. Informe inédito.
- Godeas, M. C., M. I. Covaro y M. Carullo, 1978. *Informe petrográfico de muestras de la Hoja 43 a-b "Esquel"*. Serv. Min. Nac. Plan Patagonia Comahue (Comodoro Rivadavia). Informe inédito.
- González Bonorino, F., 1972. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche, provincias del Neuquén y Río Negro*. Rev. Museo La Plata, n.s., Geol. (en prensa).
- González Díaz, E. F., 1979 a. *Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41°00' de latitud sur (Provincia del Neuquén)*. Actas VII Congr. Geol. Arg., I: 525-538, Buenos Aires.
- 1979 b. *La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (2): 113-124, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y J. Valvano, 1979. *Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (Provincia del Neuquén)*. Actas VII Congr. Geol. Arg., I: 228-242, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1951. *La alta cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Mus. Arg. Cienc. Nat., Bernardino Rivadavia, Rev. Cienc. Geológicas I (5): 235-352, Buenos Aires.
- Halpern, M., P. N. Stipanovic y R. O. Toubes, 1975. *Geocronología (Rb/Sr) en los Andes australes argentinos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (2): 180-192, Buenos Aires.
- Laya, H. A., 1970. *Génesis de suelos a partir de productos piroclásticos postglaciales - Sector entre Port Puyehue (Chile-Argentina) y Nahuel Huapi (Neuquén)*. Actas Vª R.A.C.S., 387-397, Santa Fe.

- Lizuaín, A., 1979. *La edad de las sedimentitas del Cerro Plataforma, Provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 69-72, Buenos Aires.
- Newell, N. D., 1969. En Moore, *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part. N: 355.
- Pesce, A. H., 1979. *El plutonismo del Cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal, en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, República Argentina*. IV Congreso Geológico Latino Americano, Port of Spain (en prensa).
- Petersen, C. y F. González Bonorino, 1947. *Observaciones Geológicas en el Chubut Occidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev. II (3): 177-222, Buenos Aires.
- Rossi de García, E. y R. Levy de Caminos, 1979. *Estudio paleontológico de megafaunas de la Hoja 43 a-b "Esquel"*. Serv. Geol. Nac. Informe inédito.
- Sepúlveda, E. G., 1980. *Estudio Palinológico de Sedimentitas intercaladas en la "Serie Andesítica Andina". Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut. Parte I: Restos de hongos*. Asoc. Geol. Arg. Rev. (este volumen).
- Thiele, R., J. C. Castillo, R. Hein, G. Romero y M. Ulloa, 1979. *Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00'-43°45' latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena)*. Actas VII Congr. Geol. Arg. I: 577-592, Buenos Aires.

Recibido: Febrero 1, 1980.

ROBERTO M. VIERA

Servicio Minero Nacional
Plan Patagonia Comahue
Barrio Don Bosco - Km 8 - C. C. 38 "B"
9003 Comodoro Rivadavia

ELISEO G. SEPULVEDA

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548, 2º piso
1060 Buenos Aires

UN NUEVO AFLORAMIENTO DEL TERCIARIO INFERIOR CONTINENTAL (= FORMACION ÑORQUINCO) EN EL CERRO PILTRIQUITRON, SUROESTE DE RIO NEGRO

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ y MARIO A. ZUBIA

Resumen

En la localidad tipo de la Formación Piltriquitrón, situada en la ladera occidental del cordón homónimo y en la sucesión sedimentaria también considerada como característica de dicha unidad, se hallaron restos fósiles vegetales (Flora de *Nothofagus*), que permiten establecer una edad mucho más joven para la misma que la sostenida previamente. Este hallazgo, modifica sustancialmente la anterior asignación al Liásico de estos sedimentos (Formación Piltriquitrón), de modo que el conjunto de pelitas y psamitas (intruidas por mantos y diques básicos) es ubicado temporalmente en el Terciario inferior, en tanto que las hipabisales intrusivas, de una general composición basáltica, debe ser consideradas aún de menor edad.

Introducción

Ante las conclusiones alcanzadas durante la revisión del área de la sierra Chata (González Díaz y Zubia, 1980), que permitieron referir al Terciario inferior las sedimentitas integrantes de la Formación Piltriquitrón y asignar provisionalmente una edad no más antigua que oligocena a las rocas hipabisales básicas "asociadas", lógicamente el interés de los autores se desplazó hacia la comarca de la localidad-tipo. Como se sabe esta entidad fue establecida por González Bonorino (1944, pág. 10), con respecto a "un conjunto de estratos que afloran en la falda occidental del cordón Piltriquitrón", frente a la localidad de El Bolsón, bajo la denominación de "Serie del Piltriquitrón y sus intrusivas asociadas" (ver fig. 1).

En una recorrida llevada a cabo por esa ladera, el trayecto se inició en la parte norte del cordón, a partir del puesto Nahuelpan y culminó por el sur, en la parte alta del camino de ascenso para vehículos ("El Mirador") desde donde se alcanza a pie el refugio.

Luego de atravesar el área de sedimentitas de la "serie" y las masas básicas interpuestas, perturbadas por fenómenos de

Abstract

In the western slope of sierra de Piltriquitrón (Type-locality of Piltriquitrón Formation) a Paleobotanic rest were found. Based in this floristic *Nothofagus Assemblage*, the authors recognise a younger age that before was established. These fossils assemblages are included in sedimentites of Piltriquitrón Formation that we assign here from Lower Tertiary age.

The basic hypabisals dikes included in this unit, are also younger that this age.

remoción en masa, particularmente por asentamientos (González Díaz, 1980), se alcanzaron niveles donde se observan los cierres morénicos de pequeños circos glaciares.

A partir de allí se recorrió la vertiente oeste del cordón, desplazándose alternativamente por encima y por debajo de un grueso manto básico, dispuesto concordantemente en la parte superior de la sucesión. En una de las exposiciones de pelitas y psamitas consideradas como típicas de la Formación Piltriquitrón, recientemente asignada al Liásico (González Bonorino y González Bonorino, 1978), se logró obtener una reducida cantidad de formas paleobotánicas. Allí las sedimentitas se disponen casi horizontalmente, con alternancia marcada y reducidos espesores; en ocasiones albergan delgados mantos de rocas hipabisales básicas.

El espesor registrado en este asomo, con la base oculta, es calculado en unos 80 metros; las paleoformas fueron extraídas de la parte basal del afloramiento. Del mismo modo que en la sierra Chata, son evidentes los efectos térmicos de las magmatitas basálticas



Fig. 1.- Mapa de Ubicación

sobre las sedimentitas, en especial en aquellas de facies pelítica.

Nuevamente en esta oportunidad, se recolectaron elementos correspondientes a la "Flora de *Nothofagus*", los que gentilmente fueron analizados por el doctor E. J. Romero¹.

Un resumen de su estudio, expresa que la colección hallada en la ladera occidental del cerro Piltriquitrón, está integrada por numerosas piezas con hojas completas y fragmentos, normalmente en mal estado de conservación; pese a ello pudo determinar:

- Phyllites sp. 4** Fiori, 1939
- Myrcia cf. mitens** Engelhardt, 1891
- Nothofagus cf. variabilis** Dusen, 1907
- Nueva forma**

Como puede comprobarse, la mayoría se corresponde totalmente con las paleoformas establecidas para el ambiente sedimentario de la sierra Chata (González Díaz y Zubia, *op. cit.*). Sólo reviste carácter de novedad, el segundo fósil y aquella considerada provisionalmente por Romero como "nueva forma" *Phyllites sp.* y *Myrcia cf. mitens*, fueron identificadas por Fiori (1939), en la localidad de "Mina del Petróleo", situada al sur de San Carlos de Bariloche, en la cuenca de drenaje del río Ñirihuau (ver también Feruglio, 1941); *Nothofagus cf.*

¹ Investigador adscripto del CIRGEO, Dpto. Cs. Biológicas, FCEN, Univ. Bs. Aires y Miembro de la Carrera del Investigador (CONICET).

variabilis, es registrada en numerosos y distintos yacimientos florísticos del Eoceno de Patagonia. Según Romero (*com. verb.*, 1979), los ejemplares con que Fiori (*op. cit.*) ilustra la localidad "Medio Río Ñirihuau", a pesar de estar bajo otros nombres específicos, bien podrían corresponder a esta última especie.

Por último, la nueva forma es comparable con otros elementos integrantes de un material inédito, cuyo estudio aún no ha concluido Romero y que fuera recogido con uno de los autores (G. D.), en la "Mina de Carbón" de Pico Quemado (Hoja 41 b, Río Foyel), Río Negro; el conjunto sedimentario portador correspondería al Eoceno.

Los mencionados yacimientos de Fiori, se hallan ubicados claramente en el ambiente que fuera distinguido por González Bonorino (1973), como Formación Ñirihuau, del Grupo Nahuel Huapí. Esa entidad, según González Bonorino (1978) y Romero (1979), tendría una edad entre eocena superior a oligocena.

Estos datos permiten comprobar que en su localidad-tipo, en la integración de la Formación Piltriquitrón tal como fuera definida, participan depósitos más modernos que lo manifestado al presente.

En términos generales, dichas sedimentitas corresponden al Terciario inferior; no se ha podido avanzar mucho más de esta especificación temporal. Serían equivalentes al antiguo "Patagoniano continental" o "Capas con *Nothofagus*". Para tiempos más recientes, un intento de correlación las equipararía con la Formación Norquincó (Cazau, 1972), distinguida al sur de San Carlos de Bariloche. Según González Bonorino (1973), ésta tendría su equivalente en la Formación Ñirihuau.

Recientemente Diez y Zubia (1979), han diferenciado en el área de El Bolsón la Formación Mallín Ahogado, en la que distinguen dos miembros: el inferior, denominado Río Azul, corresponde a un ambiente marino; el superior o Miembro Loma del Medio, depositado en un medio lacustre a continental. El primero se correspondería con el "Patagoniano marino", y el segundo con el "Patagoniano continental". La edad propuesta por estos autores para el complejo, es eocena inferior a media, de acuerdo al estudio de polinomorfos llevado a cabo por Pöthe de Baldi (1979 b), para la facies continental.

El análisis palinológico de sedimentitas portadoras de restos paleobotánicos en el

cerro Piltriquitrón (Pöthe de Baldis, 1979 a), comprobó que la mayor parte de los palinomorfos evidencia una fuerte carbonización. Predominan granos de Angiospermas, especialmente *Nothofagidites cincta*, del grupo "fusca", *Myrtaceidites sp.*, escasos granos de tricolpados psilados y tricolpados con escultura y algunas esporas de hongos. En menor proporción hay esporas de pteridofitas: *Leiotriletes sp.*

A pesar de las determinaciones de la megafloora y palinomorfos hallados en el cerro Piltriquitrón, una concreta asignación cronológica se hace difícil. Sólo puede aseverarse que las sedimentitas corresponden al Terciario inferior; una tentativa extendería su asignación entre el Eoceno inferior (Paleoceno superior?) hasta el Oligoceno. La consideración de sus relaciones de campo sólo permite asegurar su posterioridad a las Vulcanitas Nahuel Huapi (Cazau, 1972) (ex "Serie Andesítica"), y su acumulación previa a las hipabisales básicas "asociadas"².

Se evidencia así la necesidad de un estudio geológico detallado y realización de perfiles, para lograr alguna definición temporal.

Como referencias generales complementarias se agregan algunas informaciones que obran en poder de los autores. Uno de ellos (M. Z.), envió varias muestras para su análisis palinológico; las mismas son de la Formación Mallín Ahogado (Diez y Zubia, 1979), correspondientes al Miembro Loma del Medio o facies continental o "Patagónico continental" de otros autores. Sus resultados (Pöthe de Baldis, 1979 b), expresan que la mayor parte de los elementos pertenecen a esporas de Pteridofitas de gran tamaño, en especial las "lisas". Son asignadas a *Cyathidites cf. patagonicus* Arch.; otros géneros observados son *Leiotriletes sp.* y *Neoraistrickia sp.* Las Angiospermas están representadas principalmente por *Nothofagidites* del grupo "brassi", con *Nothofagidites cf. cranwellae*, como elemento más destacado. Granos de polen tricolpados sincolpados pertenecen a *Myrtaceidites eugeniodes* Cooks y Pike y *Myrtaceidites sp.* (Fasola, 1969). Además hay esporas de hongos.

Romero (1977), en el cuadro 3 (pág. 114), basándose en "yacimientos bien datados", incluye bien dentro del Oligoceno el registro de *Nothofagidites cranwellae*, que a partir de esa situación se proyecta hacia

el Terciario superior. De acuerdo a este autor y tomando en cuenta sus "yacimientos de datación dudosa", su presencia se observaría a partir del Eoceno medio. Con anterioridad, según el referido cuadro, no hay evidencias de su registro. Si se considera como cierta la identificación de esta especie a través de *Nothofagidites cf. cranwellae* reconocida por Pöthe de Baldis (1979 b), en la parte superior de la Formación Mallín Ahogado, la edad de esta unidad no sería más antigua que Eoceno medio, con grandes posibilidades de su inclusión en el Oligoceno.

Sin embargo, cabe destacar que, Menéndez y Caccavari de Félize (1975), han acordado que *Nothofagidites cranwellae* Couper es conocida en el "Paleoceno superior, Oligoceno medio de Nueva Zelandia"; además que es "descrita por Fasola (1969) para el Eoceno Oligoceno de Punta Arenas, Chile" y por último, que en Tierra del Fuego tiene "su mayor representación en el Oligoceno, con registros en el Eoceno y Paleoceno?".

En el Diagrama 5, los autores citados en primer término, expresan que la frecuencia de las esporas de *Nothofagidites*, *N. cranwellae*, exhibe un desarrollo secundario en el Paleoceno; desaparecería, o tendría un mínimo registro entre el Eoceno inferior a medio, reapareciendo en el límite Eoceno-Oligoceno, con un marcado incremento en el Oligoceno superior.

Habría entonces discrepancias entre los especialistas; por lo tanto la escasa definición del bioestratigrama de *N. cranwellae*, impide su utilización para la determinación temporal de la entidad. Se considera más conveniente por el momento, mantener una general asignación de las sedimentitas del cerro Piltriquitrón que definen a la Formación homónima, al Terciario inferior, como posteriores a la ex "serie Andesítica", a la que cubren en discordancia.

En la recorrida realizada por los autores, se comprobó que hacia la zona del "Mirador o El Refugio" el ambiente de rocas graníticas —sobre el que se apoyan discordantemente estas sedimentitas terciarias— es intrusivo en un conjunto dislocado e integrado por vulcanitas mesosilíceas (o sector inferior), las que hacia arriba se intercalan con sedimentitas marinas, que parecen predominar o ser exclusivas en la parte superior de dicho conjunto. Una situación semejante a la expuesta, ha sido reconocida por Marin (1979) en el cercano cerro Pirque. Allí,

² Dos muestras de éstas fueron enviadas al INGEIS para su datación radimétrica, según K/Ar, roca total.

granitoides de la Formación Pirque, provisoriamente referidas al "Cretácico superior" (corelacionables con la Formación Los Machis), intruyen un complejo volcánico-sedimentario similar, que es equiparado con el Grupo Huemul.

Conclusiones

1) Las sedimentitas continentales que participan en la constitución de la Formación Piltriquitrón en su localidad-tipo y que permitieron su establecimiento, son portadoras de una "Flora de *Nothofagus*" y pertenecen a un ciclo sedimentario de edad terciaria inferior, o sea, más joven que la edad liásica sostenida hasta ahora.

2) Tomando en cuenta sus relaciones con las Vulcanitas Nahuel Huapi (= facies volcánica de la Formación Ventana), se hace evidente la alternativa de asignar una edad posterior a estas pelitas y psamitas continentales del cerro Piltriquitrón, también posteriores los granitoides vecinos.

3) De confirmarse la participación de otra entidad en el ámbito que anteriormente era asignado a la Formación Piltriquitrón (González Bonorino; 1944; 1973; 1974), se haría necesario el desdoblamiento de esta última en dos unidades de distinta edad: una más antigua, un complejo volcánico-sedimentario, cuya determinación y edad aún no ha sido definida y otra más moderna motivo de esta información, del Terciario inferior (hasta post-eoceno?), integrada por sedimentitas (arcillitas, limolitas y areniscas principalmente), que han soportado efectos

termometamórficos, como resultado de la intrusión de hipabisales básicas. Aparentemente, esta última sería correlacionable con la Formación Ñorquinco (o "Capas con *Nothofagus*"), aunque se aclara que no se comparte la referencia cronológica propuesta por Cazau para dicha entidad.

4) Se ratifica con respecto a las rocas básicas alojadas en las sedimentitas de esta parte del cerro Piltriquitrón, lo establecido previamente en la sierra Chata (González Díaz y Zubia, 1980). Las intrusivas son posteriores, por lo menos al Eoceno; no extrañaría que fueran aún más recientes (Mioceno?).

5) Se modifica la edad de las sedimentitas que fueran adjudicadas al Jurásico en la localidad-tipo para la Formación Piltriquitrón; las mismas corresponden genéricamente al Terciario inferior.

6) Por último, se reemplaza el término Formación Piltriquitrón por aquel de Formación Ñorquinco (Cazau, 1972) o Ñirihuau (González Bonorino, 1973), para distinguir a las sedimentitas terciarias del cerro Piltriquitrón. Este criterio se sustenta en el hecho de que estos dos últimos términos son de uso más corriente y de mayor difusión para el reconocimiento de los depósitos continentales eoterciarios de esta parte de la Cordillera Patagónica. Los autores se inclinan por el primero, en apoyo de las investigaciones regionales hechas por Cazau (1972). Para esta licencia se ha tomado en cuenta el inciso b), del artículo 11, del Código de Nomenclatura Estratigráfica (1972)

Lista de trabajos citados en el texto

- Bertels, A., 1979. *Microfósiles calcáreos de los "Estratos de Río Foyel" (Paleógeno)*. Reunión de Cámara 30/10/79, Datos paleontológicos de la Región de San Carlos de Bariloche.
- Cazau, L., 1972. *Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen*, en: *Geol. Reg. Arg.*: 727-740, Ed. A. F. Leanza, Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- Diez, O. y M. Zubia, 1979. *Informe preliminar de la Hoja 41 a, El Bolsón, provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Sector Documentación, Inf. n° 987, Inéd.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja San Carlos de Bariloche (Patagonia)*. Bol. Inf. Petrol., XVIII (200): 27-64, Buenos Aires.
- Fiori, A., 1939. *Fillite terziare della Patagonia. I. Fillite del Río Ñirihuau*. Gior. Geol. (Ann. R. Mus. Geol. Bologna), 4: 101-116, Bologna.
- González Bonorino, F., 1944. *Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b, Río Foyel (Terr. Río Negro)* Dir. Minas Geol. Hidrog., Bol. n° 56, Buenos Aires.
- 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao, provincia de Río Negro*. Fundación Bariloche, Publ. Dpto. Recursos Nat. y Energía, n° 16, San Carlos de Bariloche.
- 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Porfirítica" de la Cordillera Nordpatagónica*. Nota preliminar. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (2): 145-153, Buenos Aires.

- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche. Un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (3): 175-210, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1979. *La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del Lago Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (2): 113-129, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y M. Zubia, 1980. *La "Serie del Piltriquitrón" de la sierra Chata: su edad y la de sus plutonitas asociadas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 186.
- Marín, G., 1979. *Geología de la zona del Cerro Pirque, Provincia del Chubut*. Fac. Cienc. Exactas Nat. (UBA), Dpto. Cienc. Geol., Tema de Licenciatura, Inéd.
- Menéndez, C. A. y M. A. Caccavari de Felici, 1971. *Distribución y frecuencia del polen fósil de Nothofagus en depósitos cretácicos y terciarios del norte de Tierra del Fuego, Argentina*. Primer Congr. Arg. Paleont. Bioestrat., Actas, II: 241-255, Univ. Nac. Tucumán, Tucumán.
- Pöthe de Baldis, D., 1979 a. *Estudio palinológico de muestras pertenecientes a la Hoja 41 b, Río Foyel, provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Sector Documentación, Inf. nº 981, Inéd.
- 1979 b. *Estudio palinológico de muestras del Proyecto 15 AM (El Bolsón), provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Sector Documentación, Inf. nº 982, Inéd.
- Romero, E. J., 1977. *Polen de gimnospermas y Fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Santa Cruz, Argentina*. CIRGEO: 219, Buenos Aires.
- 1979. *Paleoecología y paleofitogeografía de los tofobloros del cenofítico de Argentina y áreas vecinas*. Ameghiniana, XV (1-2): 209-227, Buenos Aires.

Recibido: Mayo 29, 1980.

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

Servicio Geológico Nacional,
Avda Santa Fe 1548 - 2º
1060 Buenos Aires.

MARIO A. ZUBIA

Servicio Minero Nacional; Plan Patagonia,
Comahue.
Bº Don Bosco, Km 8
9003 - Comodoro Rivadavia.

LOS BASALTOS CRETACICOS Y LA EVOLUCION MAGMATICA DEL CHUBUT OCCIDENTAL

MARIO R. FRANCHI y ROBERTO F. N. PAGE

Resumen

Se da a conocer la naturaleza y extensión de un extenso episodio volcánico, principalmente basáltico (Formación Tres Picos Prieto), de edad cretácica superior, desarrollado en el Chubut occidental.

Estas rocas, anteriormente conocidas sólo en forma parcial, eran consideradas miocenas o más jóvenes aún. Su reubicación temporal indujo a los autores a analizar críticamente la edad de los depósitos infrayacentes. Como consecuencia de nuevas observaciones geológicas y con los resultados de un programa de dataciones radiométricas, quedó conformado un cuadro regional esencialmente diferente al conocido.

Las nuevas evidencias señalan que con posterioridad a la deposición de los Grupos Tepuel y Río Genoa, durante el Pérmico superior y el Triásico, en esta región se desarrolló un ciclo eruptivo representado por andesitas permotriásicas en El Molle y por granodioritas triásicas en José de San Martín. Asociado a este ciclo eruptivo se ha reconocido un importante plutonismo básico (Complejo Cresta de Los Bosques), cuyo emplazamiento se produjo a través de varios pulsos: uno Pérmico superior, otro Triásico superior y un tercero Jurásico inferior a medio.

En el Jurásico inferior se reanudó la sedimentación, en este caso con características marinas, y continentales con gran aporte piroclástico y aún volcánico. Se corrobora así la existencia de vulcanitas intercaladas en las secuencias liásicas.

La historia posterior al Jurásico inferior, es la de una sucesión recurrente de episodios volcánicos; mesosilícicos desde el Dogger hasta el Cretácico superior y de tipo basáltico con intercalaciones piroclásticas desde esa edad hasta el Cuartario. Por su carácter inédito se trata con mayor amplitud la descripción de los basaltos cretácicos de la Formación Tres Picos Prieto. Esta unidad está constituida por basaltos, aglomerados volcánicos y conglomerados, areniscas y tobas con restos plantíferos. De acuerdo con sus características litológicas se la ha dividido en cinco miembros. Estas rocas se han acumulado en una faja elongada norte sur, paralela a la actual cordillera andina, desde por lo menos la latitud de Paso Flores, en el río Limay, por el norte, hasta el lago Fontana por el sur.

La historia geológica de esta comarca se destaca por la notable actividad magmática, especialmente volcánica. La información existente permite encuadrar los distintos episodios en tres ciclos magmáticos principales; Variscico (Pal. superior-Triásico), Patagónico (Jurásico medio-Cretácico superior) y Andico (Cretácico superior?-Cuartario). Por otra parte, las características litológicas de las

Abstract

The nature and extent of an important Upper Cretaceous volcanism (Tres Picos Prieto Formation) from western Chubut is discussed. These rocks, only partially known before, were considered of Miocene or younger age. Their temporal resetting induced the authors to analyse critically the age of the underlying deposits. As a consequence of new field work and with the results of a radiometric dating program, a new stratigraphical scheme, essentially different from the previously known was obtained.

The new evidence shows that after the deposition of the Tepuel and Río Genoa Groups, an eruptive cycle developed in Upper Permian and Triassic times. In this area it is represented by the permotriassic volcanics from El Molle and the José de San Martín triassic granodiorites. Important basic intrusives (Cresta de Los Bosques Complex) are associated with this eruptive cycle. The intrusion of the basic igneous rocks took place in three steps, the first one in Upper Permian times, the other is Triassic and the third Lower to Middle Jurassic.

After the Upper Palaeozoic sedimentary sequences, the sedimentation recommenced during the Lower Jurassic, in this case marine and continental with volcanic and pyroclastic rocks interbedded.

The post Lower Jurassic history is one of recurrent volcanic events, mesosilicic from Middle Jurassic up to Upper Cretaceous and from that age to the Quaternary basaltic with tuffs interbedded. The rocks of the Tres Picos Prieto Formation are described with more detail due to their inedit character. This unit is composed by basalts, agglomerates and conglomerates, sandstones and tuffs, the later with flora remains. It has been divided in five members according to the different lithologic types. The Tres Picos Prieto Formation has accumulated in an elongated belt, marginal to the Andean Cordillera, more than 500 km in length, that stretches at least from Paso Flores in the north up to Lago Fontana in the south.

The geological history of this area is remarkable for the magmatic activity, specially volcanic. The known data allows to group the different events in three main magmatic cycles: Variscic (Upper Palaeozoic-Triassic), Patagonidic (Middle Jurassic-Upper Cretaceous) and Andean (Upper Cretaceous?-Quaternary). Besides, the characteristics of the lithologic assemblages of the Variscic and Patagonidic Cycles show that they are remnants of two overimposed magmatic arcs, the oldest permotriassic, and the other one of Jurassic-Cretaceous age.

asociaciones petrográficas producidas durante los ciclos Variscico y Patagonídico, indican que las mismas son producto de la actividad de dos arcos magmáticos sobreimpuestos, uno permotriásico y el otro Jurásico-Cretácico.

Introducción

El levantamiento geológico de la región ubicada al oeste del meridiano de 70° de longitud oeste, entre los paralelos de 43°30' y 44°30' de latitud sur (fig. 1), permitió identificar una importante secuencia lávico-piroclástica, principalmente basáltica, de gran extensión areal. Esta asociación, anteriormente considerada como miocena o aún más joven, era conocida sólo en forma parcial. En este trabajo se establece su edad cretácica superior y se da a conocer su naturaleza y extensión.

La reubicación temporal de estas rocas indujo a los autores a analizar en forma crítica la edad de los depósitos infrayacentes, especialmente los atribuidos a la "Serie Andesítica Eocena". Como consecuencia, se programó un conjunto de dataciones radiométricas, cuyos primeros resultados, junto con las observaciones geológicas y la reinterpretación de la información previa, permitieron establecer una cronología de eventos magmáticos y de esta manera acotar en el tiempo las principales secuencias sedimentarias y los ciclos diastróficos más importantes. Quedó así conformado un cuadro regional esencialmente diferente al conocido y que sin duda ha de ser de utilidad para la solución de algunos de los problemas estratigráficos aún pendientes en el Chubut extraandino. En razón de lo expuesto, se creyó necesario incluir en este trabajo una breve descripción de la estratigrafía local incluyendo las modificaciones más importantes.

La comarca descripta forma parte del sector occidental del llamado Chubut Extraandino. Constituye aproximadamente la mitad oriental de las Hojas 45 b (Sierra de Tepuel) y 46 b (José de San Martín), levantadas durante 1976-1978 por los autores (respectivamente Roberto F. N. Page y Mario R. Franchi) en cumplimiento del programa de confección de hojas geológicas que realiza el Servicio Geológico Nacional.

Los autores desean expresar su agradecimiento a las autoridades de dicho Servicio por autorizar la publicación de este trabajo y a los Licenciados Miguel Haller y Julio Lage por la lectura crítica del manuscrito.

A. Estratigrafía

Se tratarán en forma somera las distintas unidades estratigráficas; se señalan los principales antecedentes bibliográficos, la sinopsis litológica y su distribución areal y se discute, según los casos, su estratigrafía particular. La Formación Tres Picos Prieto, en cambio, dado su carácter inédito y su importancia estratigráfica, se describe con mayor amplitud.

El cuadro estratigráfico (cuadro I), que presenta las distintas unidades en su ubicación temporal según un patrón de edades absolutas tomadas de Van Eysinga (1978), resume las principales características litológicas y esquematiza las relaciones estratigráficas.

Carbónico-Pérmico

Grupo Tepuel

Las primeras referencias sobre estos depósitos se deben a Keidel (1920) y a Piatnitzki (1933, 1936), pero su correcta ubicación estratigráfica, así como la identificación de las distintas unidades que lo conforman, son mérito del doctor Tomás Suero. Este autor reconoció en las sierras de Tepuel y Tecka una potente secuencia marina de edad carbónica inferior-pérmica inferior a la que denominó "Sistema de Tepuel" (Suero, 1948), en la que distinguió una sección inferior y otra superior. Posteriormente Freytes (1970) describió en detalle el tramo medio y septentrional de la sierra de Tepuel y propuso, en su informe inédito, para las secciones de Suero, la denominación de Formación Pampa de Tepuel y Formación Mojón de Hierro respectivamente. Estas unidades fueron luego formalizadas por Lesta y Ferello (1972). Recientemente Chebli *et al.* (1979) propusieron denominar Formación Arroyo Garrido a la parte pérmica del Grupo Tepuel, aunque no señalaron su litología, sección tipo ni distribución areal.

En esta comarca el Grupo Tepuel aflora en la ladera oriental de la sierra de Qui-

CUADRO 1

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADES ESTRATIGRAFICAS PRINCIPALES FASES DIASTRÓFICAS	LITOLOGÍA	AMBIENTE	CICLOS MAGMÁTICOS	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	BASALTOS		CONTINENTAL EFUSIONES CENTRALES	ANDICO	
		PLEISTOCENO	BASALTOS				
	TERCIARIO	PLIOCENO	BASALTOS		CONTINENTAL EFUSIONES CENTRALES		
		MIOCENO	BASALTOS		CONTINENTAL PLATEAU BASÁLTICO		
		OLIGOCENO	↓ TOBAS DE SARMIENTO	TOBAS BLANCAS Y PARDAS TERROSAS	CONTINENTAL		
		EOCENO					
		PALEOCENO	BASALTOS MOVIMIENTOS MAPUCHICOS		CONTINENTAL PLATEAU BASÁLTICO		
MESOZOICO	CRETÁCIICO	SUPERIOR	FORMACION TRES PICOS	MIEMBRO LA GUADALOSA MIEMBRO LAGUNA VERDE MIEMBRO AGUADA LA PIEDRA MIEMBRO CARRADON PELADO	BASALTOS TOBAS, IGNIPIRITAS BASALTOS CONGLOMERADOS, AGLOMERADOS, BRECHAS	CONTINENTAL	
			MIEMBRO TOCITOS DE QUICHUARA MOV. PATAGONICIZACION (FASE POSTUMAL)	BASALTOS			
			FORMACION LA CAUTIVA		DACITAS, RIODACITAS, TOBAS, ARENISCAS TOBACEAS IGNIPIRITAS RIOLITICAS	CONTINENTAL	
			?				
			INFERIOR	COMPLEJO VOLCÁNICO CRETÁCIICO INFERIOR JURÁSICO SUPERIOR	DACITAS, ANDESITAS, BASANDESITAS	CONTINENTAL	
	JURÁSICO	MALM		MOV. ARAUCANICOS			
		DOGGER		GRUPO LONCO TRAPAL	ANDESITAS	CONTINENTAL	
		LIAS		SEDIMENTITAS LIÁSICAS	CONGLOMERADOS, ARENISCAS, PELITAS, TOBAS	MARINO CONTINENTAL	
	TRIÁSICO	SUPERIOR		FORMACION JOSÉ DE SAN MARTIN	GRANODIORITAS, DIORITAS, TONALITAS, PORFIRIOS GRANÍTICOS	EPIZONA POSTECTÓNICO (SPIKERMAN)	
		MEDIO		?			
INFERIOR			VULCANITAS PERMO-TRIÁSICAS	ANDESITAS BASANDESITAS, BRECHAS VOLCÁNICAS, CONGLOMERADOS	CONTINENTAL		
PALEOZOICO	PERMIICO	SUPERIOR				VARISCICO	
		INFERIOR		GRUPO RÍO GENOA	CONGLOMERADOS, ARENISCAS, PELITAS		CONTINENTAL CON INTERCALACIONES MARINAS
	CARBÓNICO	SUPERIOR		GRUPO TEPUEL	CONGLOMERADOS PARACONGLOMERADOS, ARENISCAS, PELITAS		MARINO, MIXTO
INFERIOR			---	?			

DIB: TEGDORF SCHMID - 1979

chaura, en la base de la meseta Los Pocitos, en Pocitos de Quichaura y al noroeste y suroeste de El Molle. En esta última localidad, Perrot (1961) describió 2.500 m de sedimentitas que dividió en dos secciones referidas al Missisippiano y Pennsylvaniano respectivamente. Según Ugarte (1965), el Grupo Tepuel también aflora en Lomas Chatas, en el sector suroeste de la región.

No fue observada la base de esta unidad. El techo, en cambio, está cubierto en discordancia por vulcanitas permotriásicas, como se observa en la quebrada de Lefiú. Según Perrot (1961), al noroeste de El Molle está cubierta en discordancia por sedimentos del Liásico marino.

De acuerdo con las observaciones efectuadas por los autores en esta comarca y en la sierra de Tepuel, se considera que esta unidad está constituida por tres secciones con características definidas: 1) Sección inferior (Formación Pampa de Tepuel), caracterizada por la presencia de areniscas y conglomerados, carente de lutitas y con escasas pelitas, frecuentes intercalaciones de paraconglomerados, escasos fósiles marinos y ocasionalmente algunos restos plantíferos. 2) Sección media (según Freytes, 1970, Miembro Cerro Montgomery de la Formación Mojón de Hierro), formada por secuencias cíclicas de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y escasas pelitas, rematadas por lutitas negras. Esta sección es portadora de abundantes restos fósiles y en ella se encuentra la mayoría de las estructuras sedimentarias direccionales presentes en el Grupo. Por último, 3) Sección superior, correspondiente a los miembros medio y superior de la Formación Mojón de Hierro y probablemente a la Formación Arroyo Garrido; en esta comarca comienza con un potente conglomerado polimíctico de aproximadamente 30 m de espesor. Este conglomerado está constituido por clastos subredondeados, de tamaño variado, algunos de hasta 20 cm. Predominan los fragmentos líticos de granitos, cuarcitas, vulcanitas y cuarzo blanco. Se lo observa claramente en la quebrada del puesto Lefiú, frente a una pequeña laguna ubicada inmediatamente al oeste de la ruta nacional n° 265. En esta quebrada las secuencias que cubren al conglomerado están muy disturbadas y sólo se observan escasos afloramientos de areniscas y pelitas. Aparentemente, en este sector faltaría la sección superior de la Formación Mojón de Hierro. Se debe destacar que en la sierra de Tepuel no se

observó ningún conglomerado de la magnitud del mencionado. Esto podría deberse a que la sección de Tepuel se encontraba en una posición un tanto alejada de la costa paleozoica. Según la interpretación de los autores, el conglomerado de Lefiú atestigua una discordancia entre la acumulación de las secciones media y superior del Grupo Tepuel.

Según Suero (1953) y Amos y Sabattini (1969), la depositación de estas rocas habría comenzado en el Carbónico inferior, extendiéndose hasta el Pérmico inferior.

Grupo Río Genoa

Se asignan a este Grupo las sedimentitas suprapaleozoicas del sur de la región estudiada. Afloran al este del río Genoa, en los alrededores de Mulanguineu, cerro Zalazar y, en asomos dispersos y pequeños, al norte y sur de esas localidades.

Keidel, (1920), Piatnitzky (1933, 1936) y Wanish de Carral Tolosa (1942) fueron los primeros autores en describir esta unidad, aunque asignándole edad liásica. Suero (1953), apoyado en las determinaciones plantíferas realizadas por Frenguelli, estableció su edad pérmica. Suero (*op. cit.*) reconoció dos secciones, una inferior, el Grupo Conglomerádico de Piedra Shotle y otra superior, la Serie de Nueva Lubecka.

Según Ugarte, (1965), en la localidad de Lomas Chatas se observa la relación entre el Grupo Tepuel y el Grupo Río Genoa. De acuerdo con este autor, en dicha localidad, la base del Grupo Piedra Shotle, constituida por un conglomerado polimíctico, cubre en discordancia a una secuencia marina y continental, que correlacionó con la parte superior del Sistema (Grupo) de Tepuel. Como Suero, dividió las sedimentitas del río Genoa en dos unidades, el Grupo Piedra Shotle y el Grupo Nueva Lubecka.

Lesta y Ferello (1972) redefinieron los términos de Suero y Ugarte y propusieron las denominaciones de Formación Piedra Shotle y Formación Nueva Lubecka, reunidas ambas en una unidad mayor, el Grupo Río Genoa.

De los trabajos citados se desprende que la Formación Piedra Shotle está compuesta por conglomerados y areniscas, con escasas intercalaciones lutíticas. La Formación Nueva Lubecka, en cambio, está formada principalmente por lutitas y areniscas, registrándose esporádicos asomos conglomerádicos. El límite entre ambas unidades no está cla-

ramente establecido. Ugarte (*op. cit.*) sin embargo menciona un pasaje gradual.

De acuerdo con lo observado por los autores, las diferencias litológicas entre ambas unidades parecerían no ser tan netas. En efecto, en la localidad de Piedra Shotle, entre las capas de conglomerados existen potentes bancos lutíticos, portadores de floras en buen estado de conservación. En los afloramientos restantes se hallan conglomerados intercalados en la secuencia psamopelítica de la Formación Nueva Lubecka, aunque es cierto, no con la magnitud y frecuencia que en Piedra Shotle. Por ello se ha preferido tratar a estas unidades en forma conjunta. Es opinión de los autores que puede tratarse de una unidad estratigráfica, constituida por conglomerados, areniscas y lutitas, con predominio de la fracción gruesa en la parte inferior y fina en la superior.

En resumen, el Grupo Río Genoa está constituido por conglomerados polimícticos con clastos de cuarzo, de rocas graníticas y de areniscas cuarzosas esencialmente. Además contiene areniscas arcóscicas de grano mediano a grueso; vaques de grano fino; pelitas grises y lutitas. El espesor es del orden de 1.700 metros.

En el contacto con el supuesto Grupo Tepuel, en Lomas Chatas, no se observó discordancia en la base de los conglomerados.

El Grupo está cubierto en discordancia por diferentes unidades: Sedimentitas liásicas, Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior y Formación Tres Picos Prieto.

La edad de las sedimentitas de este Grupo se considera pérmica inferior, de acuerdo a las asignaciones temporales de la flora que contienen, realizadas por Feruglio (1951), Frenguelli (1953 a y b), Archangelsky (1960), Archangelsky y de la Sota (1960) y Archangelsky y Arrondo (1965 y 1966).

Vulcanismo permotriásico

Se utiliza esta denominación para el conjunto de andesitas, brechas andesíticas, conglomerados volcánicos y conglomerados que aflora en las inmediaciones de El Molle, a ambos lados de la ruta nacional n° 265, en el sector central de la sierra de Quichaura y en la ladera oriental de su prolongación al norte de la ruta provincial n° 18. Un asomo ubicado al este de José de San Martín se atribuye con reservas a esta unidad.

Perrot (1961), en la zona de El Molle

describió estas rocas como pertenecientes a la "Serie Porfírica" del Jurásico medio.

Predominan las andesitas moradas y verdes, en general de tonos oscuros, compactas. Suelen presentarse en bancos macizos, sin estratificación visible. Se encuentran asociadas a potentes bancos brechosos aglomerádicos y aún conglomerádicos, con clastos en general de rocas porfíricas y matriz tobáceo-andesítica, de variada granulometría y escasa selección. Donde predomina la fracción clástica, la secuencia tiene estratificación poco marcada, como se observa en la base de la ladera oeste del cerro Quichaura.

Características distintivas de estos depósitos son la notable meteorización de sus rocas, el color morado oscuro que presentan, la abundante participación de calcita en forma de venillas y el elevado grado de desplazamiento de los afloramientos.

No se ha observado la base de esta unidad, sin embargo en la región de El Molle, al este del puesto Lefiú, parece apoyarse en discordancia sobre el Grupo Tepuel. A su vez, es cubierta en discordancia por depósitos liásicos como se observó al este de la tapera de Lefiú y en la sierra de Quichaura. Perrot (*op. cit.*) supuso una edad jurásica media para estos depósitos. Sin embargo, en base a consideraciones estratigráficas y correlaciones con secuencias de la región de Pampa de Agnia y Ferraroti, Lesta y Ferello (1972) y Fernández Garrasino (1977), respectivamente, sugirieron que deben ser post-carbónicas y preliásicas. Las observaciones geológicas realizadas por los autores y las dataciones radimétricas confirman esta última asignación. Así el fechado de una andesita proveniente del noroeste de El Molle, extraída aproximadamente sobre la traza del perfil BB' de Perrot (*op. cit.*), atestiguó 199 ± 10 m.a., Triásico superior. Otra muestra, colectada por Di Tomasso (1978), al sur de El Molle fue datada en 254 ± 10 m.a., Pérmico medio.

Los disímiles valores obtenidos de las dataciones radimétricas, aunque insuficientes, sugieren la posibilidad de la existencia de dos distintos ciclos volcánicos, uno Pérmico y otro Triásico aunque ello aún no fue comprobado sobre el terreno.

Complejo Cresta de Los Bosques

Se utiliza esta denominación para el conjunto de cuerpos intrusivos gábricos de esta región. Corresponde a la formación homónima descrita por Freytes (1970, y en Chebli *et al.*, 1979). Se propone denomi-

narla complejo por cuanto se considera que incluye rocas de edad y origen posiblemente diversos.

Suero (1948) fue el primero en reconocer estas rocas en la sierra de Tepuel, a las que denominó Diabasas Jurásicas. En la zona de El Molle fueron descritas por Perrot (1961).

Los afloramientos que dan nombre a esta unidad, según la descripción de Freytes (*op. cit.*) se encuentran ubicados en la Cresta de Los Bosques, en el filo y la ladera oriental del tramo medio de la sierra de Tepuel.

En la comarca afloran en la ladera oriental de la sierra de Quichaura; al sudeste de La Cautiva; al sur del puesto de Santos Lavayén; al este de la tapera de Lefiú; en Pocitos de Quichaura y en asomos aislados, pequeños y dispersos, en la región de Mularguineu. Se trata de cuerpos irregulares, de tamaño variado, desde pequeños afloramientos de filones capa a cuerpos de varios kilómetros de extensión. Están constituidos por rocas grises oscuras a negras, homogéneas. En ocasiones presentan un característico moteado verdoso debido a la alteración de las plagioclasas y serpentización de los máficos. Un gabro, colectado al sur del puesto de Santos Lavayén fue descrito de la siguiente manera por S. Page (1980):

“...roca de color gris oscuro y textura granosa hipidiomorfa. Al microscopio se observa que está constituida principalmente por plagioclasa de composición labradorítica, (aunque algunos individuos zonados tienen núcleos más cálcicos) que se presenta en cristales tabulares subhedrales de pequeño tamaño. Con porcentaje algo menor se reconoce ortopiroxeno en grandes cristales subhedrales que incluyen total o parcialmente a otros minerales. En cantidad subordinada se observan cristales redondeados de buen tamaño de olivina; esta se presenta siempre incluida en el piroxeno y atravesada por numerosas grietas rellenas de material serpentínico. Hay escasos cristales de clinopiroxenos de composición augítica; en cantidad accesoria se observan minerales opacos y biotita. En algunos intersticios se observa plagioclasa más sódica”.

El cuerpo ubicado al este de la tapera de Lefiú, al sudeste de la ruta nacional n° 265 fue descrito por Perrot (*op. cit.*). Es un cuerpo concordante de más de 300 metros de espesor y 800 metros de

longitud. Según este autor, presenta modificaciones composicionales debidas a diferenciaciones gravitativas; así, el techo está constituido por diabasas leucocráticas con orto y clinopiroxenos, sin olivina, mientras que la base muestra diabasas olivínicas con ortopiroxenos.

Respecto al modo de emplazamiento de estas rocas, Lesta y Ferello (1972, pág. 625) señalan: “...no parece aventurado admitir que dichas rocas correspondan en realidad a efusiones de carácter submarino, dentro de las cuencas de sedimentación y contemporáneas con los sedimentos que las incluyen...”. Freytes (1970) en cambio, postula un emplazamiento netamente intrusivo, criterio que aquí se comparte.

En la comarca intruyen al Grupo Tepuel y, en algunos casos, a las sedimentitas liásicas. Esta última relación se observa al sur del puesto de Santos Lavayén, y fuera de esta zona, en el cerro Negro de Quichaura. Allí, por arriba del cuerpo básico, permanecen como colgajos restos de la secuencia liásica. Al este de este cerro se observó como los gabros son cubiertos en discordancia por las rocas del Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior.

Perrot (*op. cit.*), al referirse al cuerpo ubicado al este de la tapera de Lefiú interpreta que es post-liásico. Sin embargo una datación radimétrica realizada sobre estas rocas atestiguó 237 ± 10 m.a., Pérmico superior (Di Tomasso, 1978).

Para esta región se interpreta que la intrusión de estos cuerpos básicos comprendería, por lo menos, dos episodios magmáticos, uno Pérmico y otro Jurásico inferior a medio. Las dataciones radimétricas de los gabros de la sierra de Tepuel, publicadas por Linares (1977), parecen indicar que también en ella se pueden diferenciar dos ciclos diferentes; uno Pérmico, constituido por los plutones de la Cresta de Los Bosques que intruyen al Grupo Tepuel, con edades del orden de 243 ± 10 m.a., aproximadamente coincidentes con la edad de la diabasa de Lefiú y otro Jurásico inferior a medio, representado por los cuerpos que intruyen al Liásico, con valores de 178 ± 10 m.a. (Linares, *op. cit.*). Una muestra colectada por uno de los autores (R. P.) de un grabo intrusivo en el Liásico, de las inmediaciones del puesto Garrido, en la ladera oriental de la sierra de Tepuel, atestiguó también 171 ± 5 m.a. (cuadro II) coincidente con el fechado señalado por Linares (*op. cit.*).

CUADRO II. — *Dataciones radiométricas.*

FORMACION	LITOLOGIA	LOCALIDAD	K %	Ar A _{1m} ⁴⁰ %	Ar ⁴⁰ Rad x 10 ⁻¹⁰ mol/g	EDAD
Basaltos paleocenos	Basalto (1)	Cerro La Guadaluza, Pocitos de Quichaura	2,74	6,1	2,494	52 ± 3
	Basalto	Piedra Shotle, 5 km al este del arroyo Genoa	1,29	92	1,185	52 ± 20
Formación Tres Picos Prieto	Basalto	Pto. Arrendo, 40 km al NO de José de San Martín	0,58	46,6	0,634	62 ± 3
	Basalto (1)	Nordeste de pto. Nanco, Pocitos de Quichaura	0,48	50,7	0,611	72 ± 2
	Basalto (2)	Cerro Tres Picos Prieto	0,68	25,9	0,877	72 ± 3
	Basalto	Cerro Cacique, sureste de Ea. Quichaura	1,13	0,1	1,490	74 ± 10
	Basalto	Ea. Los Manantiales, este de cerro Mesa Chata, Cañadón Pelado	0,72	52,5	2,149	75 ± 5
	Basalto (2)	Este de Ea. Comerci, margen derecha arroyo Antileo	0,84	13,9	1,215	80 ± 3
Fm. La Cautiva	Basalto	4 km al SE de Lomas Chatas, Mulanguineu	0,74	82,5	1,093	83 ± 10
	Dacita	Cerro Arrendo, 4 km al SE de Ea. La Cautiva	2,81	15,5	3,646	73 ± 2
Complejo Volcánico Cretácico inferior-Jurásico superior	Andesita	Margen derecha valle Lanza-Niyeu	2,11	59,1	3,426	91 ± 3
	Basandesita	Cordón del Cherque, 3 km al norte del arroyo Shaman	0,56	30,8	1,380	137 ± 5
Gr. L. Trapial	Andesita (1)	Puesto Huechaqueo, Pocitos de Quichaura	0,20	79,8	0,530	147 ± 5
	Granodiorita	Nordeste de José de San Martín	1,76	94,0	5,354	167 ± 30
Formación J. de San Martín	Tonalita hornblendífera (3)	José de San Martín, Chubut	—	—	—	197 ± 10 (4)
	Monzodiorita cuarcifera	5 km al O de ruta 40, zona de Ea. La Blanca	1,12	21,9	4,267	207 ± 10
Complejo Cresta de los Bosques	Gabro	Ea. Garrido, N de Gob. Costa, sierra de Tepuel	0,88	35,1	2,733	171 ± 5
	Gabro piroxénico (3)	Laguna Quichaura, Chubut	—	—	—	178 ± 10
	Gabro	Ruta 40, 10 km al NE de valle de las Salinas	0,22	39,3	0,855	211 ± 10
	Diabasa (2)	Este de pto. Lefiú, paraje El Molle	0,23	74	1,010	237 ± 10
Vulcanitas permotriásicas	Gabro cuarzo alcalino (3)	Cerro Cresta de los Bosques	—	—	—	243 ± 10 (5)
	Andesita	Paraje El Molle	1,25	73,8	4,665	199 ± 10
	Andesita (2)	SE de pto. Lefiú, SE de El Molle	1,49	56,7	7,055	254 ± 10

(1) En Vera, 1980; (2) En Di Tomasso, 1978; (3) En Linares, 1977; (4) Datación sobre biotita; (5) Valor promediado. Todas las dataciones fueron realizadas en el laboratorio del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), por el método K/Ar sobre roca total, salvo (4).

Fuera de esta región, en la parte sur del Cordón del Cherque hay evidencias de la existencia de un ciclo magmático básico de edad triásica. Allí, basaltos y gabros, cubren e intruyen respectivamente a rocas del Paleozoico superior. Muestras de estas rocas colectadas por uno de los autores (M. F.), fueron datadas en 206 ± 10 m.a. y 211 ± 10 m.a. respectivamente.

En la Cordillera Patagónica han sido reconocidas rocas similares a las del Complejo Cresta de Los Bosques. Ramos (1976, 1977) denominó Formación Muzzio a un conjunto de cuerpos intrusivos básicos que afloran en la margen sur del Lago Fontana, de edad neocomiana. Cabe aclarar que Ramos descartó, por no corresponder con las relaciones estratigráficas observadas, la datación de una muestra de esa unidad que atestiguó 220 ± 10 m.a. En el río Falso Engaño, cordón de las Tobas y río Corcovado, Pesce (1979a) denominó Formación Morro Serrano a dioritas, pórfiros dioríticos y diabasas. Por relaciones de intrusividad con respecto a los granitos cretácicos, avaladas por el resultado de una datación radimétrica (78 ± 4 m.a.), asignó al Cretácico superior esa unidad.

Según Spikermann (1976, 1978), en la sierra de Tepuel también habría manifestaciones de un ciclo intrusivo diorítico, posterior al emplazamiento de los granitos cretácicos. Sin embargo y de acuerdo con Freytes (1973), estas rocas se encuentran atravesadas por emisiones adamellíticas del granito. Su emplazamiento entonces sería anterior que el de los granitos. La edad de 60 ± 5 m.a., mencionada por Spikerman (*op. cit.*) podría corresponder a la de la apertura del sistema por efecto de la intrusión de los granitos cretácicos.

En resumen, la escasa información disponible acerca de la edad absoluta de estos intrusivos básicos, parece indicar que su emplazamiento se produjo en por lo menos tres episodios distintos: uno Pérmico superior, uno Triásico medio a superior y otro Jurásico inferior a medio. Hay algunas evidencias que en la Cordillera Patagónica los afloramientos de rocas similares son más jóvenes y corresponden a diferenciaciones magmáticas del Batolito Andino. En ese sentido los trata Pesce (1979b), quien incluye en el Grupo Lago General Vintter-Palena tanto a los granitos cretácicos como a la Formación Morro Serrano.

Triásico

Formación José de San Martín

Se propone esta denominación para el cuerpo intrusivo granodiorítico aflorante al este de la localidad de José de San Martín.

Suero (1953), fue quien primero se ocupó de esta unidad a la que incluyó dentro de sus "Granitos Preliásicos". El mismo autor (1958) en el mapa que acompaña al trabajo, la denomina "Granito Triásico". Spikermann (1978) describe en detalle una sección transversal del mismo.

Se trata de un stock de forma elongada, orientada según una dirección noreste-suroeste, con una longitud aproximada de 10 km y un ancho medio de dos kilómetros.

Las características petrográficas del stock y sus relaciones con la roca de caja fueron descritas por Spikermann (*op. cit.*) quien realizó un detenido análisis del mismo. Según este autor, la roca dominante es una granodiorita rosada-blancuecina a grisácea de grano mediano, con diferenciaciones dioríticas y adamellíticas. Pórfiros graníticos intruyen a la granodiorita, y son la culminación del episodio eruptivo.

Este cuerpo intrusivo está emplazado en sedimentitas suprapaleozoicas correlacionables con el Grupo Tepuel, en las que se han registrado efectos de metamorfismo de contacto.

Linares (1977) publicó la datación por el método K/Ar de una tonalita hornblendífera proveniente de José de San Martín, que tiene una antigüedad de 197 ± 10 m.a., Triásico superior. Sin embargo, una granodiorita datada por el mismo método, arrojó una edad de 167 ± 30 m.a. (cuadro II), aunque el alto contenido de argón atmosférico, expresado en la magnitud del error consignado relativiza el valor de esta muestra. Al suroeste de la comarca, en la zona de la Estancia La Blanca, cinco kilómetros al sur de la ruta nacional n° 40, Franchi (1979) señala la presencia de monzodioritas cuaríferas, correlacionables con las aquí descritas, datadas en 207 ± 10 m.a. (cuadro II).

Al este del cuerpo intrusivo principal, pequeños diques, posiblemente provenientes de aquél, intruyen a un conjunto de andesitas y brechas andesíticas, pertenecientes a las Vulcanitas permotriásicas.

Por esta relación de intrusividad y por el resultado de las dataciones radimétricas, se asigna este evento magmático al Triásico superior.

Liásico

Las rocas de esta edad se encuentran en el sector central y norte y en el extremo sur de la comarca. En líneas generales acompañan a los afloramientos del Paleozoico superior, aunque con una tendencia a desplazarse hacia el este, como ya lo señalaran Chebli *et al.* (1979).

Se trata de secuencias marinas y continentales con intercalaciones piroclásticas y volcánicas.

Las primeras referencias acerca de estos depósitos se deben a Keidel (1920) y a Piatnitzky (1933, 1936). Posteriormente se ocuparon de los mismos Wanish de Carral Tolosa (1942); Frenguelli (1953a y b); Feruglio (1949-1950, 1951); Suero (1953, 1958), etc.

Los principales afloramientos se encuentran en la sierra de Quichaura; en Los Pocitos de Quichaura; al noroeste y este de El Molle; en Mulanguineu y al norte de Ferraroti.

Se han reconocido dos tipos de secuencias liásicas con características litológicas propias. Por una parte, algunos de los afloramientos de Pocitos de Quichaura, de El Molle y de la región de Mulanguineu, se caracterizan por ser sedimentos marinos epiclásticos, estratificados, constituidos por pelitas, areniscas y algunos conglomerados. En general son rocas de color verde, amarillo o gris, que dan al conjunto una tonalidad anaranjada, a diferencia de los depósitos del Paleozoico superior, de tonos más oscuros. En esta sucesión se encontraron restos fósiles, determinados por Levy de Caminos (1978), entre los que se destaca la presencia de *Chlamys torulosus*, *Variamussium coloradoensis*, *Nuculoma patagonidica* y restos vegetales colectados en las inmediaciones del puesto de Santos Lavayén, en Pocitos de Quichaura. En El Molle, Perrot (*op. cit.*) menciona el hallazgo de *Vola*, *Pecten*, etc.

En líneas generales los depósitos marinos son correlacionables con la Formación Osta Arena (Herbst, 1966) y con la Formación Lomas Chatas (Robbiano, 1971). Sin embargo se diferencian de las mismas por la mayor heterogeneidad litológica y la marcada escasez fosilífera, particularmente en cuanto a amonites se refiere, a diferencia de las secuencias típicas de estas unidades del este de Pampa de Agnia donde son portadoras de abundantísima fauna.

Se debe señalar que Fernández Garrasino (1977) propuso la denominación de Formación Mulanguineu para los depósitos de

la comarca homónima correlacionables con los aquí descriptos.

El otro conjunto de afloramientos liásicos ubicados en la sierra de Quichaura; en la región del cañadón Pelado y al sur de El Molle, en los alrededores del puesto de Rechene, en cambio, se caracterizan por la gran participación piroclástica y aún volcánica. Son rocas claras, meteorizadas, a veces lajas y portadoras de restos vegetales en muy pobre estado de conservación. Al este del puesto de Santos Lavayén, mantos de vulcanitas mesosilíceas muy meteorizadas se intercalan en estas tobas y pelitas tobáceas.

Los depósitos piroclásticos volcánicos son, a su vez, correlacionables con la Formación Puntudo Alto (Robbiano, *op. cit.*), con la cual guardan, especialmente en los afloramientos de la sierra de Quichaura, marcada similitud litológica. Las intercalaciones volcánicas, podrían corresponder a la Formación El Córdoba (Robbiano, *op. cit.*). De ser así, la Formación Puntudo Alto engranaría lateralmente con la Formación El Córdoba, a diferencia de lo propuesto por Robbiano (*op. cit.*) para quien esta última infrayace a la primera y también a lo expresado por Nullo (1974) quien sostuvo que la Formación El Córdoba cubre a la Formación Puntudo Alto. Es posible que la relación entre estas dos unidades sea compleja y según donde se halle la sección estudiada se observe una u otra de estas relaciones.

Resta aún establecer las relaciones entre estas secuencias liásicas y las contemporáneas de la sierra de Tepuel. Al respecto las secciones de dicha sierra, caracterizadas por los espesos bancos de areniscas cuarcíferas, no han sido reconocidas en la comarca.

Las rocas liásicas están en discordancia tanto sobre las sedimentitas del Paleozoico superior, como sobre las Vulcanitas permo-triásicas; a su vez, están cubiertas por rocas atribuidas al Grupo Lonco Trapial, o por las vulcanitas del Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior. Están intruidas además por los gabros del Complejo Cresta de Los Bosques.

Con respecto a la edad de estas rocas, las mismas se habrían acumulado durante el Liásico superior, probablemente Toarciario, de acuerdo con el material paleontológico.

Jurásico medio-Jurásico superior

Grupo Lonco Trapial

Se asigna a esta entidad un pequeño conjunto de andesitas, aflorantes en la región

de Pocitos de Quichaura, en las inmediaciones del puesto Huechaqueo.

Se trata de andesitas verdes y pardas, de aspecto fresco, porfíricas, en general estratificadas, tienen rumbo suroeste-noreste e inclinación 30° al sureste. El espesor es de 15 metros.

Se apoyan discordantemente sobre sedimentos liásicos y son anteriores al derrame de los basaltos cretácicos de la Formación Tres Picos Prieto. Por su reducida extensión no han sido incluidas en el mapa geológico. Se interpreta que estas rocas son anteriores a las dacitas del Complejo Jurásico superior-Cretácico inferior ubicadas en el pie sur del cerro La Guadalosa, poco al norte de estos asomos. De acuerdo a estas relaciones estratigráficas su edad sería post-Toarciense. Una datación realizada por Vera (1979), ha atestado 147 m.a., Jurásico superior (cuadro II). Por tratarse de una sola medición, por el método K/Ar sobre roca total es posible que sean más antiguas. Dado su carácter lávico, podrían ser correlacionables con rocas equivalentes de la Formación Cañadón Puelman (Robbiano, 1971).

El carácter andesítico muy semejante a rocas del Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior, y también a algunas Vulcanitas permotriásicas crea la posibilidad que ciertos afloramientos atribuidos a uno de estos dos episodios correspondan en realidad a este grupo.

Estos asomos atribuidos al Grupo Lonco Trapial serían los más occidentales conocidos hasta la fecha.

Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior

Corresponde a una asociación volcánica y piroclástica mesosilícica constituida por rocas de edad diversa, las que se supone corresponden a dos ciclos independientes; uno Jurásico superior y otro Cretácico inferior.

En líneas generales la asociación jurásica está caracterizada por basandesitas y andesitas, mientras que las vulcanitas cretácicas presentan un carácter algo más ácido y una importante participación piroclástica, prácticamente ausente en el ciclo del Jurásico superior. Ambas se encuentran superpuestas y aún no han sido diferenciadas en el terreno, excepto en algunos perfiles característicos. Es por ello que se las trata en forma conjunta y bajo la denominación de Complejo.

Esta unidad tiene gran desarrollo hacia el oeste del meridiano de 70° de longitud

oeste; en forma semicontinua alcanza el límite con Chile, superándolo. Su distribución regional ha sido establecida por Ramos (1979) en lo que a la fracción del Cretácico inferior se refiere. En la comarca afloran en el sector occidental, en la sierra de Quichaura, en los alrededores de La Cautiva, con continuidad hacia el oeste fuera de la comarca, al sur de la ruta nacional n° 265 y al este del río Genoa.

Se apoya discordantemente sobre las unidades infrayacentes, ya sea sobre las Vulcanitas permotriásicas, el Complejo Cresta de los Bosques, o el Liásico y están cubiertas por las rocas de la Formación La Cautiva o por los basaltos de la Formación Tres Picos Prieto. En este último caso, con marcada discordancia angular. Al norte de José de San Martín están cubiertas por un conjunto volcánico de edad eocena. Las rocas jurásicas de este complejo son correlacionables con la parte efusiva de la Formación Taquetrén (Stipanovic *et al.*, 1968), descrita por Nullo y Proserpio (1975) en la sierra homónima, con la cual guardan similitudes litológicas. Además, como se mencionó, vulcanitas similares se hallan también expuestas en la Cordillera Patagónica donde se las ha reconocido como Formación Elizalde (Espinoza y Fuenzalida, 1971, en Skarmeta y Charrier, 1976). Posiblemente sean de esta misma edad las Formaciones Lago La Plata (Ramos, 1976), previamente atribuida al Jurásico medio, y Arroyo Cajón (Pesce, 1979 a), considerada por este autor como del Valanginiano medio sin descartar la posibilidad de una mayor antigüedad. A su vez, las rocas del Cretácico inferior, son correlacionables con la Formación Divisadero (Skarmeta y Charrier, 1976, Skarmeta, 1976), con la Formación Cordón de las Tobas (Fuenzalida, 1968) y con la Formación Carrenleufú (Pesce, 1979a).

Es de destacar, como señala Ramos (1979, pág. 425) que, "en el sector aledaño al batolito andino, el vulcanismo se mantuvo activo en forma intermitente desde el Jurásico superior hasta el Cretácico inferior, mientras que en el sector oriental del área externa hay una neta separación, ya que ambas series volcánicas están en discordancia".

La ingresión del mar tito-neocomiano no alcanzó la comarca, circunstancia que ha dificultado la individualización de los dos episodios volcánicos y sus relaciones estratigráficas.

Finalmente, de acuerdo con las relaciones

estratigráficas se puede establecer la edad de este Complejo como posterior a la sedimentación de los depósitos liásicos y previa a la acumulación de la Formación La Cautiva. Las dos únicas dataciones radimétricas realizadas en rocas de este complejo, colectadas al oeste de la comarca, han atestiguado 91 ± 3 y 137 ± 5 m.a., es decir Cretácico superior e inferior, respectivamente. Sin embargo, las características litológicas de algunas secciones permite su correlación con las secuencias del Jurásico superior de la Cordillera Patagónica. De esta manera se interpreta que la acumulación de estas rocas habría comenzado en el Jurásico superior, desarrollándose posiblemente hasta la parte baja del Cretácico superior.

Cretácico

Formación La Cautiva

Se agrupa con esta denominación al conjunto de rocas lávicas y piroclásticas, principalmente ácidas, depositadas por encima del Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior y por debajo de los basaltos de la Formación Tres Picos Prieto. Sus principales afloramientos se encuentran en los alrededores de la Ea. La Cautiva.

Los depósitos de La Cautiva fueron primeramente descritos por Suero (1947), que los consideró formando parte de la "Serie Andesítica" terciaria de la Patagonia. Se basó para ello en la asignación al Eoceno, realizada por Frenguelli, de la flora contenida en las tobas de La Cautiva. En ese sentido, junto con Groeber (en Groeber, 1954) propuso llamar "Cautivalitense" a esta serie. En trabajos posteriores Groeber, (1956, 1959) modificó este criterio y reservó el "Cautivalitense" para los depósitos de La Cautiva, que consideraba senonianos, y propuso denominar "Chilelitense" a las efusivas terciarias. Como los terrenos previamente asignados a la "Serie Andesítica" en esta comarca incluyen rocas pertenecientes al vulcanismo permotriásico, al Grupo Lonco Trapial y al Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior, Page (1980 b), aconsejó restringir la denominación de "Cautivalitense" para los depósitos mesosilíceos a ácidos de edad cretácica superior únicamente. A la vez, para la región de La Cautiva propuso el término de Formación La Cautiva, reemplazando al antiguo "Cautivalitense" y su equivalente Grupo La

Cautiva (Lesta y Ferello, 1972), criterio que aquí se sigue.

La Formación La Cautiva aflora en el sector central del área en los alrededores de la estancia que le da nombre, especialmente en las serranías del sur de la misma, sobre la margen derecha del cañadón de la estancia. También se la encuentra al oeste, sur y norte del puesto Arrondo. Estos asomos continúan hacia el sur hasta las inmediaciones de la estancia La Subida. Afloramientos menores se observan en el tramo sur de las laderas de la sierra de Quichaura.

Las rocas que forman esta unidad son dacitas y riodacitas con algunos mantos de ignimbritas ácidas asociadas, entre las que se intercalan bancos de tobas y tobas arenosas, distinguibles por el color amarillo fuerte, la gran consolidación y en ocasiones la silicificación que presentan. Estas tobas son portadoras de restos plantíferos.

Esta unidad se apoya en aparente concordancia, aunque en relación no clara, sobre las vulcanitas del Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior. Está cubierta, en discordancia angular, por los basaltos de la Formación Tres Picos Prieto.

Los restos plantíferos hallados en la zona de La Cautiva por Suero, fueron asignados por Frenguelli al Eoceno. De acuerdo con Feruglio (1950), Lesta y Ferello (1972) y Dessanti (1972) esta flora contiene elementos casi idénticos con las del río Chubut medio y las del arroyo Pichileufú. Sin embargo Groeber (1956) señaló que las floras de La Cautiva y de Mirhoja no pueden ser idénticas ya que... "las del Hunco (Mirhoja) reposan en el "Senoniano" que allí es marino. El Cautivalitense es paralelo al "Chubutiano" y, como él, Campaniano" (Groeber, 1956 pág. 254).

Con respecto a la edad de la Formación La Cautiva se comparte lo expuesto por Page (*op. cit.*) quien sobre dataciones radimétricas de basaltos de la Formación Tres Picos Prieto, reafirma la hipótesis de Groeber sobre la edad senoniana del Cautivalitense y establece que su acumulación se produjo, probablemente, en la base del Cretácico superior.

Formación Tres Picos Prieto

Se propone esta denominación para la asociación lávica-piroclástica, principalmente basáltica, de edad cretácica superior, que aflora al oeste del meridiano de 70° de

longitud oeste y entre los paralelos de $43^{\circ} 30'$ y $44^{\circ} 30'$ de latitud sur.

Corresponde a los basaltos mencionados por Suero (en Groeber, 1956 pág. 247; en Lesta y Ferello, 1972, págs. 646-647) al este de La Cautiva, y a los descriptos por Perrot (1961) al oeste de El Molle.

Como miembro, incluye a los conglomerados de Cañadón Pelado descriptos por Feruglio (1950) y por Page (1980 a).

Area de distribución

Los principales afloramientos se encuentran entre el Cañadón Pelado por el norte, hasta poco al sur de la laguna Grande ubicada al este del arroyo Genoa. Los más orientales coinciden aproximadamente con el meridiano de 70° , mientras que el límite oeste es impreciso: en algunos sectores alcanza el meridiano de $70^{\circ} 30'$ y en otros el de 71° , al oeste de la región. De norte a sur, constituye la parte principal de los Altos de Quichaura, las serranías al oeste de El Molle, la sierra de los Tres Picos, la sierra de la laguna Verde, y la parte superior de la ladera oriental de la sierra de Quichaura. Los afloramientos al sur de la sierra de la laguna Verde son de menor extensión y se concentran sobre la margen izquierda del arroyo Genoa, principalmente en el cerro Zalazar y sus alrededores, al sur del puesto Corralito y al sur y sureste del paraje Mulanguineu. Fuera de la comarca cartada se han reconocido afloramientos en el sector ubicado al norte de la estancia Pampa Chica, en los afluentes de la margen izquierda del río Tecka, en el tramo septentrional de la sierra de Tepuel, en el sector conocido como Calera Carstairs y, probablemente en la cúspide del cerro Mojón de Hierro. Finalmente otros asomos se encuentran en las márgenes del cañadón El Mojado, afluente occidental del arroyo Quichaura.

Sección tipo

Se propone como área tipo para esta unidad, la sección aflorante en las laderas del cerro Tres Picos Prieto, ubicado al sur de la estancia Comerci, sobre la margen izquierda de las nacientes del arroyo Antileo, 20 km al sur-suroeste de El Molle. Si bien el perfil de este cerro no permite reconocer la base de la secuencia, ésta se observa al

este del puesto Arrondo, donde apoya discordantemente sobre la Formación La Cautiva y sobre el Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior.

Otros perfiles significativos se encuentran en el cañadón Pelado, en la ladera oriental de la sierra de Quichaura y en las serranías al oeste de El Molle.

Litología

La Formación Tres Picos Prieto está constituida por una asociación de rocas volcánicas y piroclásticas con intercalaciones sedimentarias. Los tipos litológicos más abundantes son basaltos, aglomerados, tobas, brechas, ignimbritas ácidas, conglomerados y areniscas.

El perfil tipo del cerro Tres Picos Prieto permite observar una secuencia que comienza con basaltos, dispuestos en ocho o más coladas, con mantos del orden de seis o siete metros de espesor. Son en general de color gris oscuro a negro, de pasta fina, con cierta fluidalidad, y en ocasiones un marcado carácter lajoso. Sobre la margen izquierda del cañadón Antileo, frente al cerro Tres Picos Prieto, aparentemente por debajo de estos basaltos, aflora un banco de dos a tres metros de potencia constituido por aglomerados y conglomerados basálticos con intercalaciones de areniscas. Por arriba de la secuencia basáltica siguen en concordancia tobas brechosas pumíceas con fragmentos pumíceos irregulares de hasta 0,50 m de longitud. Una muestra fue descrita por Busteros (1979) como "aglomerado de color gris claro (N7); presenta textura porfiroclástica. Se destaca la abundancia y desarrollo de los fragmentos pumíceos, redondeados a subredondeados, cuyo tamaño varía desde escasos milímetros hasta 10 cm de longitud mayor, los colores varían entre el blanco grisáceo y gris negruzco; le siguen en importancia clastos de rocas tobáceas castaño amarillentas y gris rosado claras de textura vitroclástica; en cantidades menores se encuentran fragmentos de vulcanitas moradas a negras de textura porfírica y hasta afanítica, de naturaleza basáltica. En menor porcentaje integran la roca cristalo-clastos de hasta tres milímetros de longitud de cuarzo idiomorfo, feldespatos y minerales micáceos. El material aglutinante es cinerítico-arcilloso". Estas tobas tienen aproximadamente 40 m de espesor, sin estructuras distinguibles. Culmina la secuencia con ocho metros de basaltos estratificados en la base

y amigdaloides en el techo, con sus cavidades elongadas orientadas en forma subhorizontal.

En el cañadón Pelado, inmediatamente al norte de la comarca cartada, se observa una secuencia de 140 m de conglomerados con intercalaciones de areniscas (Conglomerados de Cañadón Pelado), por arriba de los cuales siguen areniscas y tobas finas, abigarradas, como se observa en el cerro Mesa Chata, algo diferentes a las tobas del cerro Tres Picos Prieto. Remata la secuencia con basaltos negros y masivos. Vonesh (1975) señala que poco al este del cañadón Pelado, entre los conglomerados y areniscas de la base y las areniscas y tobas abigarradas de la parte superior, se intercala un manto basáltico. Aguas abajo del cañadón, en su márgen derecha, al sur de la estancia Los Manantiales, por debajo de los conglomerados, afloran basaltos columnares.

En los altos de Quichaura la secuencia comienza con basaltos porfíricos. Por arriba siguen tobas verdes, grises y pardas. En las cercanías del puesto de Morales, estas tobas pasan verticalmente a ignimbritas muy peculiares con grandes fiammes de vidrio negro y marcada disyunción columnar. Finalmente basaltos grises oscuros, muy lajosos, culminan la sucesión,

En la sierra de Quichaura, al sur de la ruta provincial n° 18, en la ladera occidental del cerro Cacique, por encima de dacitas atribuidas al Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior, en aparente discordancia afloran basaltos con marcada disyunción columnar. Sobre ellos se depositaron conglomerados con restos de troncos petrificados y gruesas brechas basálticas. La secuencia finaliza con un manto basáltico de aproximadamente ocho metros de espesor. Algo más al sur, en las cercanías del cerro Los Bandoleros, predomina la fracción brechosa. Al norte de la ruta provincial n° 18 esta unidad está representada casi exclusivamente por conglomerados y brechas basálticas con algunas intercalaciones de areniscas y tobas. Estas últimas son portadoras de una abundante flora fósil, constituida por restos de troncos silicificados e improntas de hojas y tallos.

En la meseta Los Pocitos, en las inmediaciones del puesto de R. García, por arriba de rocas del Paleozoico superior se observa una secuencia que comienza con areniscas y conglomerados tobáceos de color grisáceo. Luego siguen gruesos y caóticos aglomerados basálticos y basaltos con notable disyunción en lajas horizontales. Remata la sucesión

con basaltos amigdaloides. El extremo oeste de la meseta está constituido por potentes bancos de aglomerados basálticos con intercalaciones de tobas, conglomerados y areniscas. Estos afloramientos siguen hacia el oeste hasta empalmar con los mencionados para la sierra de Quichaura. Algo al sur de la meseta Los Pocitos, en el cerro del puesto 16, discordantemente por encima del Grupo Tepuel afloran tobas y areniscas conglomerádicas tobáceas. Por arriba siguen 50 m de aglomerados con bloques de basaltos de hasta un metro de diámetro mayor, en general muy alterados. Siguen 50 metros de areniscas estratificadas. Un potente manto de basaltos con marcada disyunción en lajas constituye el techo del afloramiento.

Al sureste de la meseta Los Pocitos, en la base se encuentran basaltos columnares, infrayaciendo a aglomerados basálticos, brechas andesíticas y tobas blancas dacíticas algo pumíceas. Más al oeste, aguas arriba de la quebrada del puesto de Barrera, la secuencia se inicia con basaltos columnares, a los que se superponen aglomerados basálticos con más de 100 m de espesor, basaltos lajosos y luego vesiculares y basaltos negros, homogéneos.

En el cerro Aguada La Piedra, al noreste de La Cautiva y al sur de El Molle, afloran tres mantos de basaltos columnares, de rumbo aproximado norte-sur y 20° de inclinación al este. Por arriba siguen tobas muy meteorizadas. Remata la secuencia con 30 m de basaltos alterados, con marcada y característica disyunción lajosa. Estas lajas están dispuestas conformando figuras caprichosas de flexuras y plegamientos.

Al sureste de La Cautiva y este del puesto Arrondo, en el cerro Horqueta Arrondo afloran basaltos columnares en la base, luego brechas y 40 m de aglomerados basálticos y finalmente basaltos homogéneos y masivos.

En la región de la laguna Verde, al sur del cerro Tres Picos Prieto esta unidad está constituida por tobas e ignimbritas pardas, blancas o grises, muy características. Una muestra semejante a las mencionadas en las cercanías del puesto de A. Morales y parecidas a las tobas del cerro Tres Picos Prieto fue descrita por Spieguelman (1979) como "ignimbrita de color castaño amarillento claro (10 YR 6/2) bien consolidada, con estructura fluidal muy marcada. Está constituida por vitroclastos de color negro con estructura perlítica, de forma lenticular (deformados y aplastados) dispuestos sub-parallelamente, cuyas dimensiones varían

desde escasos milímetros hasta cinco centímetros de longitud mayor, confiriéndole a la roca un aspecto bandeado; cristaloclastos idiomorfos de hasta dos milímetros de longitud; litoclastos de vulcanitas porfíricas y una pasta vítrea afanítica. Al microscopio se observan claramente los vitroclastos ("fiammes") y trizas vítreas que conforman la textura de aplastamiento típicas de este tipo de rocas; alrededor de algunos clastos se observan "remolinos" de flujo. Los vitroclastos que constituyen esta roca son de dos tipos: a) vidrio transparente con textura perlítica y con abundantes canalículos orientados y b) vidrio color castaño oscuro, fracturado, con abundantes margaritos de opacos. Los cristaloclastos son de cuarzo y sanidina principalmente. Los litoclastos no son muy abundantes y provienen de basaltos olivínicos y en proporción subordinada de andesitas biotíticas. La mesóstasis es vitroclástica, con textura fluidal; el vidrio es de color castaño con abundantes opacos finamente diseminados. Todos los constituyentes de la roca se presentan en general frescos".

Al oeste del puesto Corralito, por encima del Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior, se observan aproximadamente 30 m de basaltos con grosera disyunción columnar. Una muestra fue descripta por Busteros (1979): "Al microscopio se observó una textura porfírica holocristalina, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. La primera es de hábito tabular, subhedral, con maclado defectuoso según leyes de albita y albita Carlsbad, de composición labradorita ácida. Estos fenocristales tienen un grado de alteración bastante avanzado, originándose como productos secundarios calcita, sericita y material arcilloso. Los fenocristales de piroxeno son ortopiroxenos de tipo hipersteno, en general alterados a agregados clorítico-serpentinicos. La pasta está integrada por clinopiroxenos de tipo augita y ortopiroxenos de la variedad hipersteno. Se observan además, en la mesóstasis, "parches" de material silíceo y carbonático".

De acuerdo con los caracteres litológicos observados en los perfiles descriptos, se han diferenciado cinco secciones distintivas. Se les ha dado categoría de miembros y se los enumera de abajo hacia arriba destacando sus características más significativas:

a) *Miembro Pocitos de Quichaura*: Está constituido por los basaltos de la base de la secuencia. En general son rocas negras, con marcada disyunción columnar. Afloran en

el curso inferior del cañadón Pelado; en Pocitos de Quichaura, donde son observables en los cortes de la ruta provincial n° 18; en la sierra de Quichaura; en el cerro Horqueta Arrondo y en el cerro Zalazar. Infrayace a los conglomerados de Cañadón Pelado. Su espesor máximo medido es del orden de los 30 metros. A veces presenta intercalaciones de rocas aglomerádicas.

b) *Miembro Cañadón Pelado*: Este miembro sobreyace al anterior y a su vez está cubierto por el Miembro Aguada La Piedra. Aflora en el cañadón que le da nombre; en la sierra de Quichaura; en la meseta Los Pocitos y, con gran extensión areal aunque poco espesor, entre El Molle y el cerro Tres Picos Prieto. Corresponde a los conglomerados de Cañadón Pelado descriptos por Feruglio (1950) y a los Conglomerados de Las Peñas de Perrot (1961). Está formado por un espeso conjunto de conglomerados polimicticos con predominio de fragmentos de gran tamaño de composición basáltica. Suele presentar intercalaciones lenticulares de areniscas y areniscas conglomerádicas, en ocasiones con estratificación entrecruzada. También existen intercalaciones de tobas blancas que ocasionalmente contienen restos de troncos petrificados e improntas de tallos y hojas. Lateralmente engrana con aglomerados y brechas basálticas. Ocasionalmente muestra basaltos intercalados.

c) *Miembro Aguada La Piedra*: Es el de mayor extensión y espesor. Cubre al Miembro Cañadón Pelado e infrayace al Miembro Laguna Verde. Está constituido por varias coladas superpuestas de basaltos grises, pardos o negros, que a veces presentan una notable disyunción en lajas.

d) *Miembro Laguna Verde*: Está formado por tobas, areniscas tobáceas e ignimbritas ácidas. Aflora en el cerro Tres Picos Prieto, en el cañadón Pelado, en el norte de la laguna Verde y, en la zona de Pocitos de Quichaura, se lo encuentra al norte del puesto Morales.

e) *Miembro La Guadalosa*: Está constituido por basaltos negros o rojos comúnmente amigdaloides. Cubren a todos los miembros descriptos y su distribución areal es algo incierta. Donde falta el Miembro Laguna Verde puede ser confundido con el Miembro Aguada La Piedra.

El mapeo detallado de los distintos miembros de la Formación Tres Picos Prieto no

ha sido realizado aún. Esta tarea ofrece ciertas dificultades ya que en las secciones donde los miembros Cañadón Pelado o Laguna Verde faltan o están pobremente expuestos, la identificación de los miembros formados por basaltos y su ubicación en la columna estratigráfica es difícil. En esos casos se ha contado con la ayuda de indicadores tales como el tipo de disyunción, el color o la morfología de los afloramientos. El valor estratigráfico de estos indicadores, sin embargo, es relativo, ya que, por ejemplo, se han observado basaltos lajosos, propios del Miembro Aguada La Piedra, en el miembro superior. La disyunción columnar del miembro inferior, en cambio, es exclusiva del mismo. A su vez, el Miembro Laguna Verde resulta una excelente guía para la vinculación de los diferentes afloramientos de esta unidad, pues en esta región estas rocas se encuentran ausentes del vulcanismo basáltico terciario y, de este modo, su presencia en la comarca, prácticamente asegura la edad cretácica superior de los basaltos con los cuales se encuentra asociado.

La inclusión, en esta unidad, de los basaltos columnares de la sección inferior ha sido objeto de algunas dudas. El hecho que estos basaltos infrayacen a una secuencia conglomerádica de la extensión y potencia que tienen los conglomerados de Cañadón Pelado, indudablemente señala que entre ambas unidades se produjo un período erosivo de cierta importancia. Sin embargo, el carácter continental y volcánico de las secuencias relativiza en parte el valor estratigráfico de esta discontinuidad. Por este motivo, y por considerar que todos los basaltos, incluidos los de la base, corresponden a un mismo ciclo volcánico, comprendido en el Cretácico superior, y a falta de mejores evidencias, se los incluye como el miembro basal de esta unidad.

Espesor

El espesor es sumamente variable dado el carácter continental y volcánico de esta unidad.

En la sección tipo el espesor se calcula en 500 metros. Feruglio (1950, III, pág. 273) estimó en 500 metros la potencia total de lo que llamó Conglomerados de Cañadón Pelado (aquí Miembro Cañadón Pelado).

Relaciones estratigráficas

La Formación Tres Picos Prieto se apoya en discordancia sobre distintas unidades: Grupo Tepuel, Vulcanitas permotriásicas, Liásico y Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior. En los alrededores de la estancia La Cautiva cubre a la formación homónima en discordancia angular. Allí, aglomerados volcánicos de hasta seis metros de potencia, basaltos, aglomerados y nuevamente basaltos, se superponen a vulcanitas mesosilícicas y ácidas.

Las rocas de esta formación están cubiertas por basaltos terciarios en la zona al sureste del área tipo y al noreste y sureste de la laguna Verde. En los Pocitos de Quichaura las cubren basaltos atribuidos al Paleoceno superior-Eoceno inferior.

No es clara la relación con las tobas atribuidas a las Tobas de Sarmiento que afloran al sureste de la laguna Verde. De lo observado en otros asomos de estas tobas, se infiere que se depositaron en cuencas elaboradas en las rocas de la formación aquí tratada.

Estructura

Se observó una inclinación regional hacia el este en los bancos de esta unidad. En el cañadón Pelado la inclinación medida es de 5° al sureste. En la sierra de Quichaura es de 15° a 20° al este, al igual que al oeste y sur de El Molle. En el área tipo presenta una suave inclinación al sureste.

Unos 10 km al suroeste del cerro Tres Picos Prieto se observó en los basaltos una estructura cómica de gran extensión areal.

Aunque se consignaron más arriba valores importantes, la mayoría de los afloramientos no presentan inclinaciones apreciables.

El diaclasamiento columnar de los basaltos inferiores y el diaclasamiento en lajas de los intermedios son características estructurales significativas y distintivas de esta entidad. Algunas de las ignimbritas del Miembro Laguna Verde también poseen un llamativo diaclasamiento columnar.

Caracteres bioestratigráficos

En la sierra de Quichaura, al norte de la ruta provincial n° 18, se halló una flora fósil constituida por troncos petrificados y abundantes improntas de hojas y tallos en tobas intercaladas en el Miembro Cañadón

Pelado. Esta flora aún no descripta, contiene de acuerdo con Romero (com. pers. autoriz.), formas afines a otras halladas en la flora de la laguna del Hunco.

Edad

De acuerdo con Page (1980 a y b) esta formación se acumuló durante el Cretácico superior (Senoniano). Concurren a esta aseveración el resultado de varias dataciones radimétricas realizadas en basaltos de la misma (cuadro II).

Correlaciones

Recientemente se han hallado evidencias de la edad cretácica superior de varias secuencias basálticas patagónicas, inicialmente consideradas terciarias. A los ya conocidos basaltos de Cotricó y a los basaltos presalamanquenses señalados por Ferello (1969) y los correspondientes a la Formación Tres Picos Prieto, se suman también los basaltos de los alrededores de la estancia El Triunfo, al sudeste del lago Fontana y suroeste de Alto Río Senguerr. Estos últimos han atestiguado una edad de 72 ± 6 m.a. (Caminos, com. pers. autoriz.). También son de esta edad los mencionados por González Díaz (com. pers.) en la zona del río Limay, en las cercanías de Paso Flores, aguas arriba de la ubicación propuesta para el cierre de Alicurá (Variante I). Estos basaltos previamente considerados como la base de la Formación Ventana en ese sector, fueron datados en 80 ± 5 m.a. (Linares, 1979).

En esa región Rolleri (1974, en Rabassa, 1975) y Rolleri *et al.* (1976) reconocieron una asociación basáltica con disyunción columnar, apoyada en discordancia sobre el basamento cristalino e infrayacente discordantemente por debajo de la Formación Collón Cura. Propusieron para esta unidad la denominación de Formación Cerro Petiso, en reemplazo de la denominación de Basalto 0 (Cero) de Galli (1969). Rabassa (*op. cit.*) consideró que los basaltos de la Formación Cerro Petiso integran la Formación Ventana. Este autor considera, además, que los basaltos de la región de Paso Flores, Coquelén, Paso Limay, valle inferior del arroyo Comallo, también pertenecen a la Formación Ventana. Para esta unidad postuló una edad Eocena inferior. Se debe destacar que el principal argumento para esta asignación es la datación de un con-

centrado de obsidiana proveniente de la región de Pichileufú. Sin embargo, párrafos más adelante señala que las obsidias constituyen necks intrusivos en la parte inferior y media de la unidad.

Nulló (1979) en cambio, considera que los basaltos de la Formación Cerro Petiso son más jóvenes que las rocas de la Formación Ventana. Apoya esta aseveración en la datación radimétrica de un basalto de aquella formación, que atestiguó una edad de 21 ± 2 m.a., Mioceno inferior.

De lo expuesto se desprende que los basaltos de las formaciones Ventana y Cerro Petiso, en esta región, son producto de diferentes efusiones, acaecidas en el Cretácico superior, Eoceno y Mioceno.

Por lo tanto, es posible que *algunos* de los basaltos previamente atribuidos al Terciario sean en realidad algo más antiguos que lo supuesto, tal vez contemporáneos de los basaltos cretácicos de la región de Paso Flores.

Page (1980 a), supuso que los basaltos de la Formación Arroyo Lyn (Pesce, 1979 a) de la región de Corcovado; los basaltos de la sierra Colorada, en el sector de Trevelín, descriptos por Haller (1976) y la secuencia de aglomerados basálticos y basaltos del Cañadón de la Horqueta, descriptos por Volkheimer (1965), al sur del río Chubut medio, son de edad cretácica superior.

Finalmente, Freytes (1970) destaca la similitud litológica que existe entre las rocas que denomina miembro superior de la Formación La Cautiva, aquí consideradas pertenecientes a la Formación Tres Picos Prieto y los depósitos de la Formación Palaoco del norte de Neuquén.

De acuerdo a lo señalado, los afloramientos de basaltos del Cretácico superior conformarían una faja elongada norte-sur de aproximadamente 500 km de longitud y que se extendería por lo menos desde la latitud de Paso Flores hasta el lago Fontana. El límite oriental de esta faja es aún incierto, sin embargo los basaltos presalamanquenses señalados por Ferello (1969) están situados aproximadamente a los 68° de longitud oeste.

Basaltos cenozoicos

Se agrupa con este nombre a las vulcanitas básicas terciarias y cuartarias de la región mapeada. Afloran principalmente en el sector oriental, desde el centro hacia el

sur. Otros asomos se hallan al sur y este de José de San Martín, en Pocitos de Quichaura, El Molle y cañadón Pelado. Cubren a diferentes unidades paleozoicas y mesozoicas.

De acuerdo con las relaciones estratigráficas, las dataciones radimétricas y los aspectos morfológicos, se pueden diferenciar cuatro ciclos efusivos independientes.

El más antiguo, referido al Paleoceno superior-Eoceno inferior, está representado por los afloramientos de Pocitos de Quichaura y del noroeste de El Molle. Cubren a los basaltos cretácicos y, a diferencia de estos, forman mesetas. Una muestra proveniente de la primera localidad citada fue datada en 52 ± 3 m.a. (Vera, 1979).

Otro ciclo, tentativamente ubicado en el Oligoceno-Mioceno, dio origen a los basaltos de la extensa meseta estructural del sector oriental. Sobreyacen a las Tobas de Sarmiento. El espesor puede llegar a 80 m, como se observa al sur de la laguna Verde.

El tercer ciclo, atribuido al Plioceno-Pleistoceno, está representado por coladas aflorantes al oeste de José de San Martín y otras ubicadas al este de la estancia Ormaechea, en el sector sudoriental. Estos derrames basálticos rellenan valles, pero, a diferencia de los holocenos, están disectados y erosionados.

Por último, los basaltos asignados al Holoceno constituyen el cerro Puntudo del Bajo y son producto de una erupción central. El relieve de la superficie de sus coladas es sumamente irregular y la parte distal de las mismas está encauzada.

Tobas de Sarmiento

Se refieren tentativamente a esta unidad, por su similitud litológica con las Tobas de Sarmiento, pequeños afloramientos ubicados al oeste de Pocitos de Quichaura, al sudoeste de El Molle, en la laguna Blanca y sur de la laguna Verde. Estos últimos, por su reducida extensión, no han sido representados en el mapa.

Son tobas de color blanco y castaño amarillento, en algunos casos con estructuras pedogénicas. Forman estratos macizos de hasta un metro de espesor y se depositaron en depresiones.

En la laguna Verde están cubiertas por basaltos atribuidos al Oligoceno.

De acuerdo con su posición estratigráfica, con reservas se asignan estas rocas al Eoceno-Oligoceno.

B. Magmatismo

Por las observaciones geológicas y las dataciones radimétricas realizadas, ha quedado de manifiesto que esta comarca se caracteriza por la notable actividad magmática, especialmente volcánica.

Todas las rocas efusivas conocidas previas al Cretácico superior son mesosilíceas de tipo calcoalcalino y, según los episodios, se caracterizan por asociaciones del tipo basandesita-andesita y andesita-dacita. (En raras ocasiones se intercalan en algunas secuencias mantos de riolitas o ignimbritas ácidas). En cambio, el vulcanismo posterior es de tipo basáltico, con manifestaciones escasas de ignimbritas mesosilíceas a ácidas y tobas.

La información existente permite encuadrar los distintos episodios en tres grandes ciclos magmáticos bien definidos: Variscico, Patagonídico y Andico.

Con referencia al primer ciclo magmático, en la región se encuentran manifestaciones de la prefase del segundo subciclo, a la que Ramos y Ramos (1979) propusieron denominar Fase Sanrafaélica. Está representada por las vulcanitas pérmicas aflorantes al sur de El Molle. En el capítulo estratigráfico han sido agrupadas con las vulcanitas triásicas, por falta de mayor información. Con todo, se interpreta que corresponden a diferentes episodios. También forman parte de este magmatismo los gabros más antiguos del Complejo Cresta de los Bosques (243 m.a.).

Los eventos correspondientes a la fase principal del segundo subciclo no han sido registrados, pero, en cambio, se ha documentado un episodio Triásico superior. Está representado por la intrusión de la granodiorita de José de San Martín y por las vulcanitas de la región de El Molle (199 ± 10 y 197 ± 10 m.a., respectivamente) que marcan la finalización del magmatismo Variscico en la región.

Los episodios del magmatismo Jurásico inferior y medio marcan una transición entre los ciclos Variscico y Patagonídico. Es posible que constituyan un ciclo independiente, vinculado con la fisuración del Gondwana previa a la apertura del Atlántico. En este sector está pobremente representado y solo se conocen las manifestaciones del Jurásico inferior: las intercalaciones volcánicas en las sedimentitas y piroclastitas del Liásico continental (Formación Puntudo Alto). Hacia el este, en las sierras de Lonco Trapial,

Cajón de Ginebra y de Pampa de Agnia, esta serie porfírica liásica aumenta en su magnitud, mereciendo el carácter formacional [Formación El Córdoba (Robbiano, 1971) en el sentido de Nullo (1974)].

Durante el Jurásico medio y la base del Jurásico superior, se produjo el derrame de las lavas andesíticas que forman el Grupo Lonco Trapial y que posiblemente correspondan a la finalización de este ciclo. Al este, en el ámbito de la costa atlántica, estas manifestaciones volcánicas del Jurásico medio engranan con las extensas secuencias de riolitas y rocas ignimbríticas ácidas de la Formación Marifil.

El Ciclo Magmático Patagonídico se encuentra representado por el Complejo Volcánico Jurásico superior-Cretácico inferior, la Formación La Cautiva y los basaltos de la Formación Tres Picos Prieto. Estas unidades determinan una asociación andesita-dacita-riolita, típica de regiones orogénicas. Los basaltos, producidos como consecuencia del alivio tensional generalizado, posterior al emplazamiento de los granitos del Cretácico medio-superior, son contemporáneos con los episodios póstumos de la intrusión del batolito andino y marcan el fin de este ciclo, o bien el inicio del Ciclo Andico. Es de destacar que la discordancia que separa la Formación Tres Picos Prieto de la Formación La Cautiva, indica claramente la acción de lo que Ramos y Ramos (1979) denominaron Fase Póstuma del Diastrofismo Patagonídico. Dada la edad de estas unidades, se puede ubicar estos movimientos como producidos en el lapso Turoniano-Coniaciano.

El magmatismo Andico, caracterizado por basaltos de plateau y de efusiones centrales, comenzó en el Paleoceno superior y, en forma intermitente, se manifestó hasta el Holoceno. Este vulcanismo basáltico es el resultado de la fisuración profunda de la región que, a partir del Cretácico superior, se comportó en forma rígida. La fisuración es, a su vez, producto de alivios tensionales posteriores a períodos de convergencia entre las masas corticales americana y pacífica. Como ya lo señalaron Ramos y Ramos (*op. cit.*) la actividad magmática en el Cenozoico es coincidente con episodios de la expansión de los fondos oceánicos.

La correcta ubicación en el tiempo de las diversas manifestaciones magmáticas es de gran ayuda para la interpretación de la evolución de la comarca. Es muy significativa la contemporaneidad de las granodio-

ritas de José de San Martín y las andesitas más jóvenes de El Molle (197 ± 10 y 199 ± 10 m.a., respectivamente). Esta asociación de rocas volcánicas y plutónicas es característica de los llamados orógenos plutónico-volcánicos, diagnósticos de los arcos magmáticos producidos como consecuencia de la convergencia de masas siálicas y placas de corteza oceánica. Si bien es escasa la información acerca de este supuesto arco magmático (volcánico), (Halpern, 1973; Forsythe, 1980), es posible que se puedan hallar evidencias sobre el mismo, investigando en el extremo occidental de los macizos del Deseado y Nordpatagónico, caracterizados por la presencia de afloramientos saltuarios de rocas graníticas del Paleozoico superior y Triásico. Queda por establecer la naturaleza, extensión, polaridad y, fundamentalmente, la duración en el tiempo de esta asociación petrotectónica. Al respecto, no debe descartarse la posibilidad de que la mayoría de las magmatitas variscas conocidas en este sector de la Patagonia, sean el resultado de un único proceso geotectónico desde el Carbónico hasta el Triásico superior.

A partir del Jurásico superior se presenta una situación semejante a la anterior, es decir una asociación temporal de rocas volcánicas y graníticas. Si bien estas últimas no están representadas en la comarca, sus afloramientos se hallan ampliamente documentados en las sierras de Tepuel y Putrachoique y en la cordillera Patagónica (Toubes y Spikermann, 1973; Freytes, 1973; Halpern, Stipanovic y Toubes, 1975; Linares, 1977; Spikermann, 1978; Pesce, 1979 a; etcétera). Este tipo de asociación, como se mencionó, corresponde a arcos volcánicos, pero en este caso de características bien definidas. Su trazado es paralelo a la cordillera Patagónica actual, y su desarrollo consecuencia de la convergencia de la masa siálica de América con la corteza oceánica adyacente. La interacción activa de ambos segmentos corticales habría sido constante desde el Jurásico medio-superior hasta fines del Cretácico inferior.

C. Conclusiones

De lo expresado en este trabajo se desprenden las conclusiones siguientes:

- a) Se comprobó la existencia en esta porción de la Patagonia Extraandina, de

- un ciclo eruptivo de edad permotriásica.
- b) Se ha reconocido un magmatismo básico (Complejo Cresta de Los Bosques), cuyo emplazamiento se produjo a través de varios pulsos: uno Pérmico superior, otro Triásico superior y un tercero Jurásico inferior a medio.
- c) Se corrobora la existencia de un vulcanismo mesosilíceo intercalado en la secuencia liásica.
- d) En esta comarca las rocas atribuidas a la Serie Andesítica Terciaria corresponden en realidad a rocas volcánicas de edad pérmica, triásica, jurásica superior-cretácica inferior o cretácica superior.
- e) El vulcanismo basáltico comenzó en el Cretácico superior (Formación Tres Picos Prieto) y continuó en forma intermitente hasta el Holoceno.
- f) La discordancia angular que separa a la Formación Tres Picos Prieto de la Formación La Cautiva, permite inferir la existencia de una fase diastrófica relacionada con la Fase póstuma de los Movimientos Patagónicos. Se pueden ubicar estos movimientos como acaecidos en el lapso Turoniano-Coniaciano.
- g) La contemporaneidad de las vulcanitas permotriásicas con la granodiorita de José de San Martín, señala una asociación petrotectónica típica de orógenos plutónico-volcánicos, a su vez diagnósticas de arcos magmáticos producidos como consecuencia de la convergencia, en una zona de subducción, de masas siálicas y placas adyacentes de corteza oceánica.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J. y N. Sabattini, 1969. *Upper Palaeozoic Faunal Similarity between Argentina and Australia*. En: *La Estratigrafía del Gondwana*. Coloquio de la IUGS, Buenos Aires, 1-15 de octubre de 1967, UNESCO, Col. Ciencias de la tierra, París.
- Archangelsky, S., 1960. *Lycopsida y Sphenopsida del Paleozoico superior de Chubut y Santa Cruz, Patagonia*. Acta Geol. Lilloana, III: 21-36, Tucumán.
- Archangelsky, S. y O. G. Arrondo, 1965. *Elementos florísticos del Pérmico argentino. I) Las Glossopterídeas de la Serie Nueva Lubecka, provincia de Chubut*. Rev. Mus. La Plata (N. Ser.), IV, Paleont. (26): 259-264, La Plata.
- 1966. *Elementos florísticos del Pérmico argentino. II) Rhacopteris chubutiana n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, Provincia de Chubut, con notas sobre las especies argentinas del género Rhacopteris*. Rev. Mus. La Plata (N. Ser.), V, Paleont. (28): 1-16, La Plata.
- Archangelsky, S. y E. de la Sota, 1960. *Contribución al conocimiento de las Filíceas pérmicas de la Patagonia Extraandina*. Acta Geol. Lilloana, III: 85-126, Tucumán.
- Busteros, A., 1979. *Descripción petrográfica de muestras de la Hoja 46 b, José de San Martín, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac. Informe inédito.
- Chebli, G. A., C. Nakayama y J. C. Sciuto, 1979. *Mapa geológico de la provincia del Chubut*. VII Cong. Geol. Arg. Actas, I: 639-655, Buenos Aires.
- Dessanti, R. N., 1972. *Andes Patagónicos Septentrionales*. En: A. F. Leanza (Dir. y edit.) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Ciencias Córdoba: 655-678, Córdoba.
- Di Tomasso, I., 1978. *Geología del sector comprendido entre el paraje El Molle y el cerro Tres Picos. Depto. Tehuelches, provincia del Chubut*. Univ. Bs. As., Fac. Cienc. Exat. y Nat. Trabajo final de Licenciatura. Informe inédito.
- Espinosa, W. y R. Fuenzalida, 1971. *Geología de la Provincia de Aysén entre los paralelos 45° y 46° latitud sur*. Convenio CORFO-Aysén-IIG, informe inédito, Santiago de Chile.
- Ferello, R., 1969. *Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz norte*. Cuartas Jorn. Geol. Arg., Actas, I: 293-310, Buenos Aires.
- Fernández Garrasino, C. A., 1977. *Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre Estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro, Departamento de Tehuelches, provincia del Chubut, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (2): 130-144, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949-1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. I-III. Dir. Gral. YPF, Buenos Aires.
- 1951. *Sobre algunas plantas del Gondwana del valle del río Genoa (Patagonia)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VI (1): 14-20, Buenos Aires.
- Forsythe, R. D., 1980. *The La Palaeozoic Panthalassa Margin of Gondwanaland in Southern South America*. Fifth Gond. Symp., Abstracts, Wellington.
- Franchi, M. R., 1979. *Informe preliminar de la Hoja 46 b, José de San Martín*. Serv. Geol. Nac., Informe inédito.

- Frenguelli, J., 1953 a. *Las Pecopterídeas del Pérmico de Chubut*. Not. Mus. La Plata, XVI, Paleont. (99): 287-296, La Plata.
- 1953 b. *Recientes progresos en el conocimiento de la geología y la paleogeografía de la Patagonia, basados en el estudio de sus plantas fósiles*. Rev. Mus. La Plata (N. Ser.), Geol., IV: 321-342, La Plata.
- Freytes, E. A., 1970. *Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel (Departamentos de Languiñeo y Tehuelches - Provincia de Chubut)*. YPF, Informe inédito.
- 1973. *Relaciones de contacto y edad del granito de la sierra de Tepuel (Chubut, Argentina)*. Act. Quint. Cong. Geol. Arg., III: 407-410, Buenos Aires.
- Fuenzalida, R., 1968. *Reconocimiento geológico del Alto Palena, Chiloé continental*. Univ. Chile, Dpto. Geol., pub. 31: 95-159, Santiago de Chile.
- Galli, C. A., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 38 c, Piedra del Aguila, provincias de Neuquén y de Río Negro*. Dir. Nac. de Geol. y Min., Bol. nº 111, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1954. *La Serie Andesítica Patagónica, sus relaciones, posición y edad*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IX, 1: 39-42, Buenos Aires.
- 1956. *Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario*. Asoc. Geol. Arg., Rev. X, 4: 234-261, Buenos Aires.
- 1959. *Supracretácico*. En: *Geografía de la República Argentina*. II, 2ª Parte. Soc. Arg. de Est. Geogr. GAEA, Buenos Aires.
- Haller, M., J., 1976. *Informe preliminar del levantamiento geológico de la Hoja 44 a-b, Trevelin*. Serv. Geol. Nac. Informe inédito.
- Halpern, M., 1972. *Geochronologic evolution of southern South America*. An. Acad. brasil. Cienc., 44: 149-160, Río de Janeiro.
- Halpern, M., P. N. Stipanovic y R. O. Toubes, 1975. *Geocronología (Rb-Sr) en los Andes Australes Argentinos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX, 2: 180-192, Buenos Aires.
- Herbst, R., 1966. *La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia*. Ameghiniana, IV, 9: 337-349, Buenos Aires.
- Keidel, J., 1920. *Investigaciones especiales. Memorias de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología correspondiente al año 1917*. Anal. Min. Agric. Secc. Geol. Mineral. y Min., XIV, 2: 23-35, Buenos Aires.
- Lesta, P. J. y R. Ferello, 1972. *Región Extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz*. En: A. F. Leanza (Dir. y edit.) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 601-653, Córdoba.
- Levy de Caminos, R., 1978. *Descripción de material paleontológico procedente de la Hoja 45 b, Sierra de Tepuel*. Serv. Geol. Nac., Informe inédito.
- Linares, E., 1977. *Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. II) años 1974-1976 realizados por INGEIS sin publicar. I) años 1972-1974*. Asoc. Geol. Arg., Pub. esp., Ser. B, nº 4, Buenos Aires.
- 1979. *Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. III) años 1977-1978. Catálogo de edades radiométricas realizadas por INGEIS y sin publicar. II) años 1975-1976*. Asoc. Geol. Arg., Pub. esp., Ser. B, nº 6, Buenos Aires.
- Nulló, F., 1974. *Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX, 3: 377-378, Buenos Aires.
- Nulló, F. y C. A. Proserpio, 1975. *La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX, 2: 133-150, Buenos Aires.
- Page, R. F. N., 1980 a. *Los conglomerados de Cañadón Pelado, Languiñeo, Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV, 1: 80-86, Buenos Aires.
- 1980 b. *La edad del Cauticalitense en su área tipo, Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV, 1: 151-155, Buenos Aires.
- Page, S., 1980. *Petrografía de los gabros de la Sierra de Tepuel*. Univ. Bs. As., Fac. Cienc. Exat. y Nat. En preparación.
- Perrot, C., 1961. *Estudio geológico de las inmediaciones del paraje El Molle, Depto. Tehuelches, provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XV, 1-2: 53-79, Buenos Aires.
- Pesce, A. H., 1979 a. *Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos de 43°30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas*. VII Cong. Geol. Arg., Actas, I: 257-270, Buenos Aires.
- 1979 b. *El plutonismo del Cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal, en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, República Argentina*. IV Congr. Latinoamericano de Geología, Port of Spain (en prensa).
- Piatnitzki, A., 1933. *Rético y Liásico en los valles de los ríos Genua y Tecka y sedimentos continentales de la Sierra de San Bernardo*. Bol. Inf. Pet., nº 103: 151-182, Buenos Aires.
- 1936. *Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua*. Bol. Inf. Pet., nº 137: 83-115, Buenos Aires.
- Rabassa, J., 1975. *Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina*. Fund. Bariloche, Public. del Depto. de Rec. Nat. y Energ., nº 17, pág. 128, San Carlos de Bariloche.

- Ramos, E. D. y V. Ramos, 1979. *Los ciclos magmáticos de la República Argentina*. VII Cong. Geol. Arg. Actas, I: 771-786, Buenos Aires.
- Ramos, V., 1976. *Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut, República Argentina*. Act. Prim. Cong. Geol. Chil., I (A): 43-64, Santiago de Chile.
- 1977. *Descripción geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac. Informe inédito.
- 1979. *El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica*. VII Cong. Geol. Arg., Actas, I: 423-435, Buenos Aires.
- Robbiano, J., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI, 1: 41-56, Buenos Aires.
- Rolleri, E. O., M. E. Guichón, J. Rabassa y R. A. Scanavino, 1976. *Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Aguila y Paso Limay (provincias de Neuquén y Río Negro)*. Sexto Cong. Geol. Arg., Actas, I: 257-265, Buenos Aires.
- Skarmeta, J., 1976. *Estratigrafía del Terciario sedimentario continental de la región central de la provincia de Aisén, Chile*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI, 2: 73-82, Buenos Aires.
- Skarmeta, J. y R. Charrier, 1976. *Geología del sector fronterizo de Aysén entre los 45° y 46° de latitud sur, Chile*. Sexto Cong. Geol. Arg., Actas, I: 267-286, Buenos Aires.
- Spiegelman, A., 1979. *Descripción petrográfica de muestras de la Hoja 45 b, Sierra de Tepuel*. Serv. Geol. Nac. Informe inédito.
- Spikermann, J. P., 1976. *Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut*. Univ. Bs. As., Fac. de Cienc. Exac. y Nat. Tesis doctoral. Inédito.
- 1978. *Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII, 1: 17-35, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N., F. Rodrigo, O. L. Baulies y C. G. Martínez, 1968. *Las Formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII, 2: 67-98, Buenos Aires.
- Suero, T., 1947. *Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre Cordón Chenque-Cordón Putrachoique-Río Tecka y Sierra de Languiño (Departamento Tehuelches y Languiño-Territorio Nacional de Chubut)*. YPF, Informe inédito.
- 1948. *Descubrimiento del Paleozoico en la zona extraandina del Chubut*. Bol. Inf. Pet., n° 287, Buenos Aires.
- 1953. *Las sucesiones suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII, 1, Buenos Aires.
- 1958. *Datos geológicos sobre el Paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores*. Rev. Mus. La Plata (N. Ser.) Sec. Geol., 5, La Plata.
- 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 latitud sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII, 4: 382-396, Buenos Aires.
- Ugarte, F. R. E., 1965. *El Suprapaleozoico del Río Genoa e inmediaciones*. Seg. Jorn. Geol. Arg., Actas, III, Tucumán.
- Van Eysinga, F. W. B. (comp.), 1978. *Geological time table*. 3ª ed. 3ª reimp. Elsevier, Amsterdam.
- Vera, M. C., 1980. *Geología de la región comprendida entre los Altos de Quichaura y la sierra del Cañadón Calfo, Languiño, provincia del Chubut*. Univ. Bs. As., Fac. Cienc. Exac. y Nat. Trab. fin. de Lic., Informe inédito.
- Volkheimer, W., 1965. *Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX, 3: 326-350, Buenos Aires.
- Vonesch, T. L., 1975. *Estudio geológico del curso medio del Cañadón Pelado y adyacencias*. Univ. Bs. As., Fac. de Cienc. Exac. y Nat. Trab. fin. de Lic., Informe inédito.
- Wanish de Carral Tolosa, E., 1942. *Observaciones geológicas en el oeste del Chubut-Estratigrafía y fauna del Liásico en los alrededores del Río Genua*. Min. de Agric., Dir. Min. y Geol. (51), Buenos Aires.

Recibido: Abril 4, 1980.

MARIO R. FRANCHI

ROBERTO F. N. PAGE

Servicio Geológico Nacional

Av. Santa Fe 1548 - 2º

1060 Buenos Aires.

EL MESOZOICO DE LA CORDILLERA PATAGONICA CENTRAL

MIGUEL J. HALLER y OMAR R. LAPIDO

Resumen

La Cordillera Patagónica Central, situada entre los 43° y 47° latitud sur, presenta una sucesión estratigráfica cuya unidad más antigua es el Grupo Lago La Plata, constituido principalmente por vulcanitas y vulcanoclastitas, que en el sector septentrional tienen una composición predominantemente andesítica con intercalaciones ácidas, mientras que en el tramo austral la composición es principalmente ácida. Sobre este grupo yace el Grupo Coyhaique integrado por lutitas, calizas y areniscas que caracterizan la sedimentación titono-neocomiana de esta región. Los términos superiores de esta unidad presentan en algunos sectores de la cuenca, intercalaciones volcánicas, correspondientes al Grupo Divisadero, de edad aptiana, constituido por andesitas con intercalaciones dacíticas y términos riolíticos subordinados. El Batolito Andino está representado por granodioritas, tonalitas y granitos, y dioritas y gabros en menor proporción. Se reconocieron dos ciclos netos de intrusión, el primero correspondiente al Albiano superior y el segundo al Coniaciano.

Estas unidades constituyen una faja elongada de rocas volcánicas y plutónicas de naturaleza calco-alcalina, que constituyen un ensamble petrotectónico característico de un arco magmático de margen continental.

Introducción

En este trabajo se dan a conocer datos inéditos sobre tres comarcas de la cordillera Patagónica, sobre las cuales la información geológica era incompleta, se trata de las comarcas de Trevelin, Río Pico y sur del lago Buenos Aires. Al mismo tiempo se esboza un cuadro estratigráfico regional del sector de los Andes Patagónicos comprendido entre los paralelos de 43° y 47° de latitud sur. Por último se presenta una interpretación de la evolución geotectónica de la región.

Estudios anteriores

Los primeros investigadores que realizaron observaciones geológicas detalladas en este tramo de los Andes Patagónicos fueron H. Fuenzalida (1935 y 1957) y Heim (1940). En los últimos años, se efectuaron una serie

Abstract

In this paper we describe the Geology of the Cordillera Patagónica Central, that stretches between the 43° and 47° parallels.

The oldest rocks of the Cordillera Patagónica Central are those belonging to the Lago La Plata Group formed by volcanics and volcanoclastics, which to the north are predominantly andesites with interbeddings of more acid components; while southwards their composition is rhyolitic and rhyodacitic. This unit is overlaid by shales, limestones and sandstones of the Coyhaique Group of Tithonian-Neocomian age. The upper section of the Coyhaique Group is interbedded with volcanics of the Divisadero Group of Aptian age, integrated by andesites, dacites and subordinate rhyolites. The Andean Batholith is represented by granodiorites, tonalites and granites, and diorites and gabbros subordinates. Two plutonic pulses were recognized, the first one in the Upper Albian and the second in the Coniacian.

These units form an elongated belt of calc-alkaline volcanic and plutonic rocks, which conform the distinctive petrotectonic assemblage of an Arc Massif of Continental Margin.

de estudios, los cuales enumerados de norte a sur son: Thiele *et al.* (1979) dieron a conocer la estratigrafía de la región de Futaleufú-Palena. El sector adyacente, del lado argentino, fue reconocida por Haller (1979). La comarca de Alto Palena fue estudiada por R. Fuenzalida (1968), quien sentó las bases de la estratigrafía local. Pesce (1979a y 1979b) describió la geología del sector Corcovado-Lago General Vinter. La comarca de Río Pico fue estudiada por Lapido (1979a). La estratigrafía de los alrededores de los lagos La Plata y Fontana fue dada a conocer por Ramos (1976, 1977, 1979a y 1979b) y por Ploszkiewicz y Ramos (1977). La geología de la comarca de Coyhaique fue descrita por Stiefel (1970), Skarmeta (1976) y Skarmeta y Charrier (1976). El sector del lago Buenos Aires-General Carrera fue estudiado por Skarmeta

(1978) en el sector chileno y por Lapido (1979 b) en el sector argentino. Charrier *et al.* (1979) dieron a conocer dataciones radimétricas realizadas en esta comarca.

Los Andes Patagónicos Centrales

Los Andes Patagónicos constituyen una faja orogénica que se extiende desde los 38° 30' (l.s.) hacia el sur, empalmando con la cordillera Fueguina.

Los diversos autores que realizaron estudios complexivos en los Andes Patagónicos, dividieron a la cordillera considerando las diversas características que presenta en su desarrollo longitudinal. De esta manera, Dessanti (1972), considera que la cordillera Norpatagónica se extiende entre los 38° 45' y 41° de latitud sur. Por su parte González Díaz y Nullo (1976) presentan un cuadro geológico regional de los Andes Patagónicos Septentrionales situados entre los 38° 30' y 40° (l. s.). Leanza (1972) describe la porción de los Andes Australes de Patagonia que se extienden al sur del lago Fontana. Un dominio "geosinclinal" fue definido por Auboin *et al.* (1973) en los Andes Australes, que está separado por una zona de transición, los Andes Norpatagónicos, del dominio "geoliminar" en los Andes Meridionales. Gansser (1973) considera que el golfo de Penas limita los Andes Centrales de los Australes.

De lo expuesto surge que los criterios y límites adoptados son disímiles. Entendemos que el tramo de la cordillera Patagónica situada entre los 43° y 47° (l.s.) constituye una unidad morfoestructural diferente, para el cual proponemos el nombre de Cordillera Patagónica Central.

La Cordillera Patagónica Central está caracterizada por la presencia de tres ciclos de acumulación mesozoicos y la falta de reconocimiento de rocas paleozoicas.

El primer ciclo de acumulación, de edad dogger a málmica, dio lugar a una secuencia volcánoclastica cuya composición es primordialmente andesítica y dacítica en el sector septentrional y composición principalmente ácida, con rocas mesosilíceas subordinadas, en el sector austral. Las rocas fueron reunidas bajo la denominación Grupo Lago La Plata.

El segundo ciclo de acumulación se inició en el Malm superior, cuando aún en otros sectores continuaba el vulcanismo. La sedimentación, de características principalmente neríticas, continuó hasta el Cretácico infe-

rior alto. Estas sedimentitas fueron agrupadas bajo el nombre Grupo Coyhaique (Ramos, 1977).

El tercer ciclo de acumulación comenzó en el Cretácico inferior alto, concomitantemente con los últimos estadios de deposición del ciclo anterior. Está integrado por piroclastitas y efusivas de composición primordialmente andesítica y dacítica, con psamitas y pelitas continentales intercaladas. Queda aún por dilucidar si este ciclo no continuó en algunos sectores inclusive hasta el Terciario inferior. Estas rocas fueron reunidas bajo el nombre de Grupo Divisadero (Lapido, 1979b).

El límite septentrional de la Cordillera Patagónica Central se encuentra a la latitud de Trevelin, pues en las cercanías de esa localidad desaparecen los afloramientos del mar titono-neocomiano. Coincidentemente, es al norte de Trevelin que comienzan las primeras manifestaciones de la Serie Andesítica Eocena en el sector cordillerano (Sepúlveda, 1980 y Sepúlveda y Viera, 1980), ausente en la Cordillera Patagónica Central pero bien desarrollada hacia el norte. El límite austral está situado a la latitud del golfo de Penas. Este accidente geográfico ya ha sido indicado por Gansser (1973) como un sector de importancia geotectónica. Como indicara Ramos (1979a), el vulcanismo cretácico termina en esa latitud. Al sur del mismo, los únicos eventos volcánicos cretácicos conocidos son de pequeña extensión y de edad senoniana (Riccardi, 1971). Por otra parte, a esa latitud desaparece el vulcanismo reciente a subreciente. La zona de relativa tranquilidad sísmica, característica de la Cuenca Austral, termina en el Golfo de Penas. Al norte del mismo la actividad sísmica es intensa. Estas características son correlacionables con la posición actual de la dorsal de Chile (Herron y Hayes, 1969 y Herron y Tucholke, 1975) que controla el límite sur de la placa de Nazca. El comportamiento estructural es diferente al sur de esta latitud, en ese sector predominan los corrimientos (Nullo *et al.*, 1978 y Ramos, 1979c) mientras que en la Cordillera Patagónica Central se observa una estructura simple, con un fracturamiento de alivio compresional y plegamientos de gran radio de curvatura.

Estratigrafía

Las figuras 1 y 2 muestran la distribución areal de las unidades mesozoicas de la

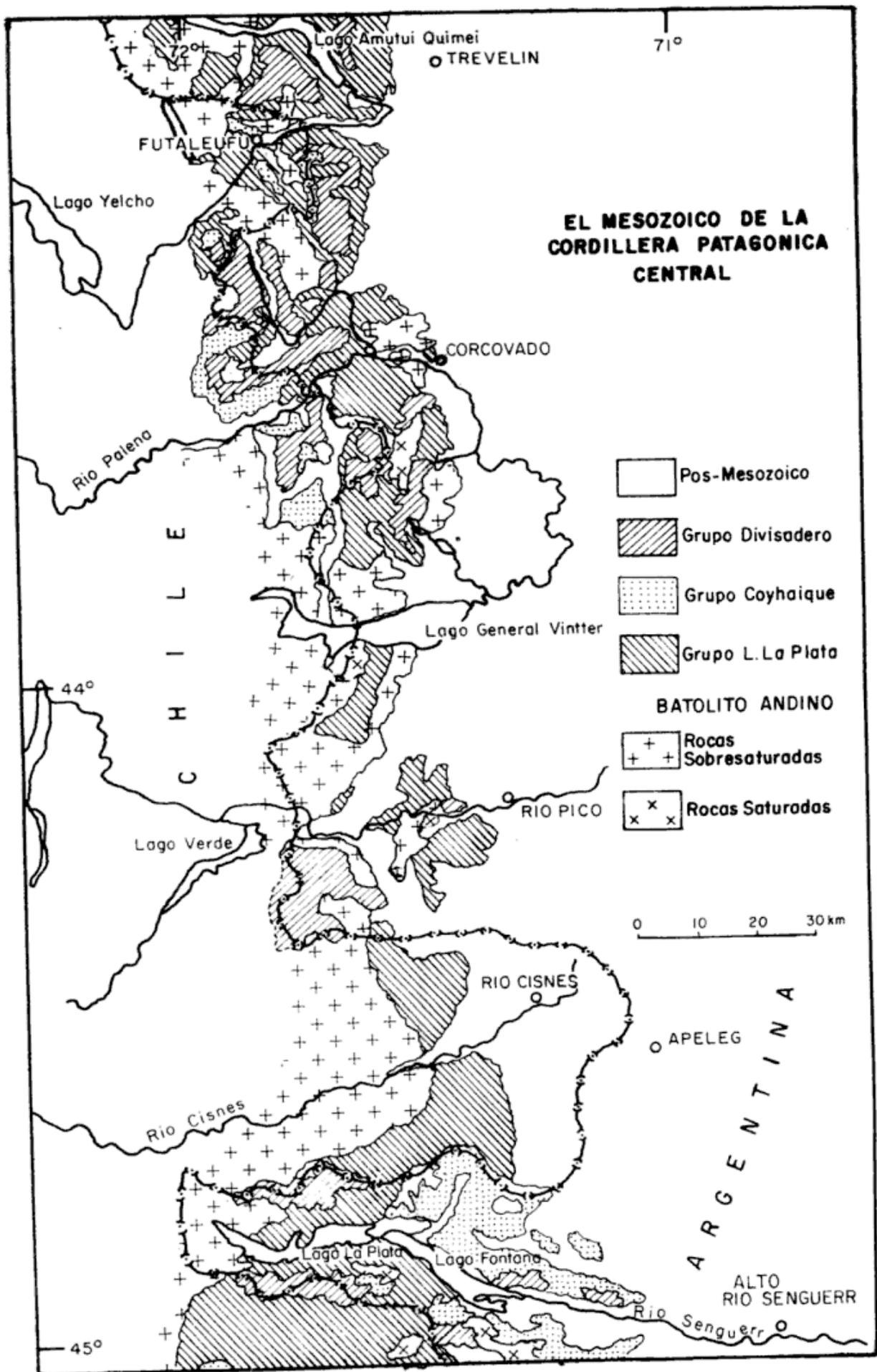


Figura 1.

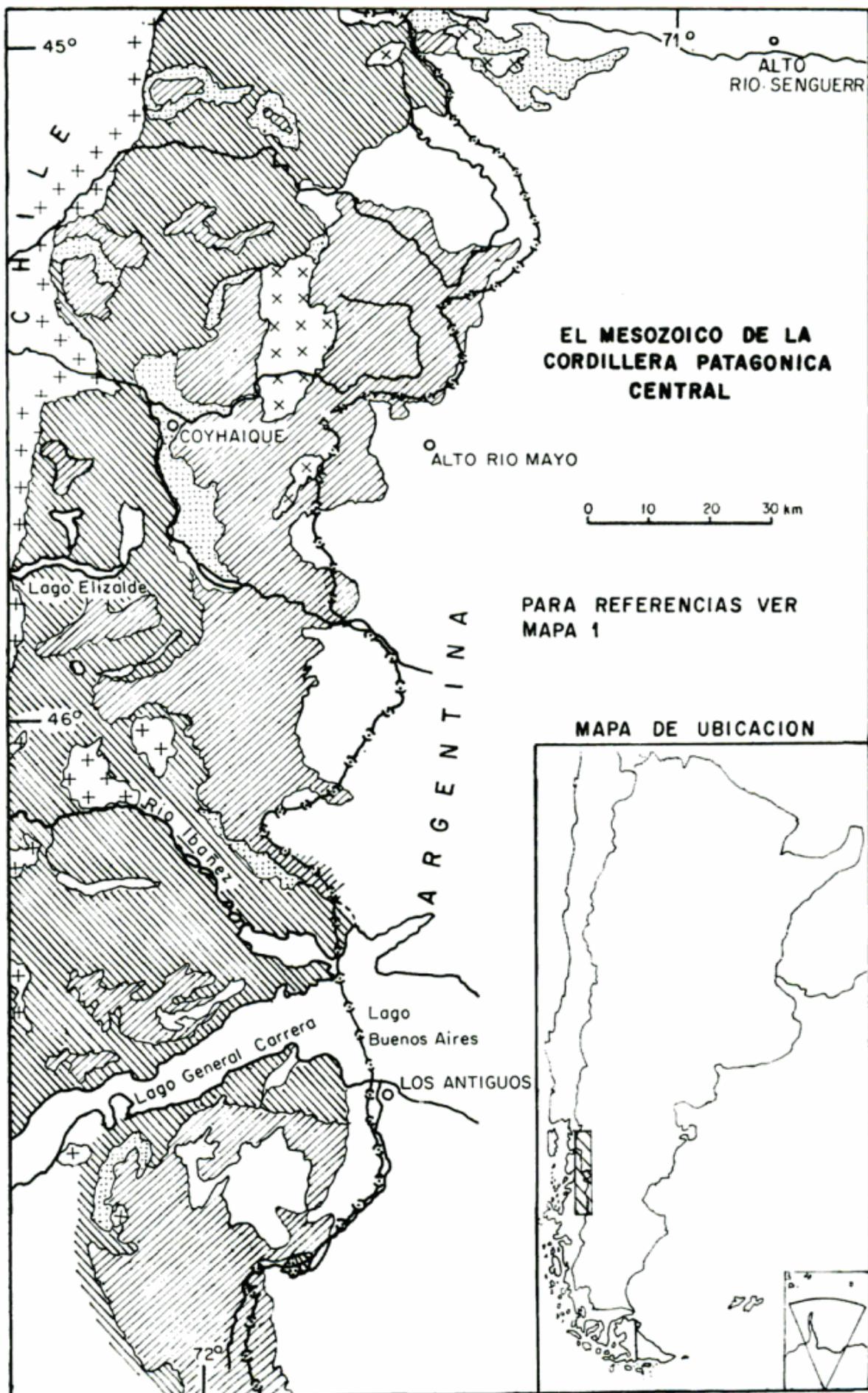


Figura 2.

Cordillera Patagónica Central. Por su parte, en el cuadro I están ilustradas las columnas estratigráficas de las diferentes comarcas que integran la región. Se indican las relaciones temporales asignadas por los diferentes autores.

Grupo Lago La Plata

Se agrupan bajo esta denominación las vulcanitas y vulcanoclastitas jurásicas que representan el inicio del vulcanismo Mesozoico, en la Cordillera Patagónica Central.

Esta unidad fue reconocida en la literatura geológica sucesivamente como Complejo Volcánico de El Quemado (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.* 1938); Serie Ibañez, Heim (1940). En trabajos posteriores Feruglio (1949) al referirse a la misma, habló de Complejo Porfírico de la Cordillera. Posteriormente se utilizaron denominaciones locales. En este trabajo se adopta la denominación de Grupo Lago La Plata y se incluyen dentro de él a las rocas de las siguientes unidades: Formación Huemul (Thiele *et al.*, 1979) para el sector de Futaleufú; Formación Lago La Plata, definida por Ramos (1976) y aflorante en las comarcas de Trevelin (Haller, 1979); Río Pico (Lapido, 1979a) y Lagos La Plata y Fontana (Ramos, 1976); La Formación Arroyo Cajón (Pesce, 1979a), para el sector de Palena-Carrenleufú y la Formación Elizalde, (Espinoza y Fuenzalida, en Skarmeta y Charrier, 1976) para la región de Coyhaique. Para los afloramientos más australes de esta unidad se incluyen dentro de este Grupo, a la Formación Ibañez (Niemeyer, en Skarmeta, 1978 y Charrier *et al.*, 1979) y las rocas de la comarca ubicada al sur del lago Buenos Aires, incluidas por Lapido (1979b) en el Complejo El Quemado (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.*, 1938, enmend. Riccardi, 1971).

Los afloramientos del Grupo Lago La Plata conforman una faja alargada, prácticamente continua a lo largo de las altas cumbres, con un mayor desarrollo areal desde Lago Fontana hacia el sur.

En el sector septentrional, el Grupo Lago La Plata posee una composición litológica predominantemente andesítica con intercalaciones ácidas. Por ejemplo para la región de Futaleufú, Thiele *et al.* (1979) y Haller (1979) señalaron la existencia de coladas andesíticas que hacia el techo pasan a dacitas, característica litológica que se mantiene, en las comarcas de Carrenleufú (Pesce,

1979 a), Río Pico (Lapido, 1979 a), Lago Fontana (Ramos, 1977) y Coyhaique (Skarmeta y Charrier, 1976). En las cercanías del Cerro Castillo, ubicado inmediatamente al norte del río Ibañez, Skarmeta (1978) señaló la presencia de intercalaciones de pórfidos cuarcíferos en tobas andesíticas, hacia los términos superiores del perfil.

Algo más al sur, en Palavicini, Skarmeta (1978) menciona que la litología corresponde a una facies volcanoclástica predominantemente ácida, que se continúa al sur del Lago Buenos Aires-General Carrera, (Charrier *et al.*, 1979 y Lapido 1979 b).

En algunas localidades el pasaje del Grupo Lago La Plata a las sedimentitas del Grupo Coyhaique es concordante, como ocurre al norte del Lago Buenos Aires-General Carreras (Skarmeta, 1978). En la localidad de Coyhaique el contacto entre ambas unidades está dado por una discordancia erosiva (Skarmeta y Charrier, 1976). Mientras que para la comarca de Carrenleufú-Palena, según Pesce (1979a), ambas están en discordancia.

En la Cordillera Patagónica Central, las numerosas dataciones efectuadas por el INGEIS por el método K-Ar sobre roca total, y tabuladas para la región por Haller y Lapido (1980), no permitieron circunscribir una edad para el vulcanismo jurásico, porque los valores generalmente dan una edad más joven que la de las sedimentitas titono-neocomianas que lo suprayacen. Esto estaría relacionado con el efecto térmico que produjeron en la región los procesos diastróficos, el vulcanismo posterior y intrusión del Batolito Andino.

Sin embargo las relaciones de campo descriptas señalan una edad preneocomiana para los términos superiores de esta unidad.

En la región al este del lago Fontana, Malumán y Ploszkiewicz (1976) hallaron a la Formación Lago La Plata sobre el Toarciano fosilífero, sobre el cual Blasco *et al.* (1978) realizaron un estudio detallado. De esta manera quedaría fijado el límite inferior del vulcanismo jurásico.

En conclusión, podemos considerar que la edad del Grupo Lago La Plata está comprendida entre el Toarciano-Titoniano.

Grupo Coyhaique

La denominación del epígrafe ha sido propuesta por Ramos (1977), para reunir las formaciones titono-neocomianas de origen

sedimentario que afloran en la región de los lagos La Plata y Fontana y zonas aledañas. El nombre de la localidad chilena había sido utilizado por H. Fuenzalida (1935) para caracterizar las "Arcillas Negras de Coyhaique". En este trabajo se reúnen bajo el nombre de Grupo Coyhaique las unidades sedimentarias titono-neocomianas aflorantes en este tramo de la Cordillera Patagónica. Además se incluye dentro del Grupo Coyhaique a la Formación Cotidiano (Ramos, 1976 y 1979 b) de edad kimmeridgiana por considerar que pertenece a este mismo ciclo de acumulación.

De esta manera, quedan incluidas dentro del Grupo Coyhaique las siguientes unidades, enumeradas de norte a sur: Miembro Tres Monjas de la Formación Tamango y Formación Alto Palena (Thiele *et al.*, 1979) "Sedimentitas del Cerro Ver" (Haller, 1979); Formaciones Aserradero, El Aceite, Río Palena y Cerro Díaz (R. Fuenzalida, 1968); Formación Cerro Campamento (Pesce, 1979 a); Formaciones Cotidiano y Katterfeld (Ramos, 1976); Formaciones Tres Lagunas y Apeleg (Ploszkiewicz y Ramos, 1977); Formación Coyhaique (Skarmeta y Charrier, 1976 y Skarmeta, 1978) y las sedimentitas aflorantes en el río Jeinemeni, al sur del lago Buenos Aires, asignadas por Lapido (1979 b) a la Formación Río Mayer (Hatcher, 1897; enmend. Riccardi, 1971).

Los afloramientos de la cuenca titono-neocomiana se extienden desde Futaleufú hasta el río Jeinemeni en una faja discontinua norte-sur, a lo largo del límite internacional. Las localidades más conspicuas de esta unidad son Futaleufú, Palena, Lago Fontana y Coyhaique.

La litología de Grupo Coyhaique presenta variaciones de facies descritas por los diversos autores que estudiaron esta unidad. Generalizando, es posible resumir que en el sector septentrional aflora una alternancia de lutitas y areniscas, con delgados bancos de calizas e intercalaciones de vulcanitas ácidas, con un espesor máximo de 350 metros. Los términos superiores de la secuencia muestran un mayor aporte piroclástico. A la latitud del lago Fontana, Ploszkiewicz y Ramos (1977) describen una sucesión de areniscas, areniscas arcillosas, lutitas y calizas negras, portadoras en sus diferentes niveles de los siguientes fósiles:

Steinmannella cf. S. transitoria (Stein.)

Exogyra couloni Deifr.

Megatrigonia concardiiformis (Krauss)

Ptychomia koeneni Bher.

En el sector interno de la cuenca, el Neocomiano está registrado por 300 m de lutitas negras con abundantes concreciones de origen orgánico y fauna de *Favrella americana* en los niveles superiores (Ploszkiewicz y Ramos, 1977). En los afloramientos más occidentales del Grupo Coyhaique, en el río Emperador Guillermo, Skarmeta (1976) y Skarmeta y Charrier (1976) describen intercalaciones volcánicas en la secuencia. En este mismo perfil citan la presencia de *Spiticeras (spiticeras)* que según Ploszkiewicz y Ramos (1977) sugiere la existencia de un ambiente más distal para el Berriano de esa región, coexistente con el vulcanismo intermitentemente activo del Cretácico inferior. Skarmeta (1976) indica que el aporte volcánico provenía del oeste.

Los términos inferiores del Grupo Coyhaique se interdigitan con los bancos superiores del Grupo Lago La Plata, como sucede en las cercanías del Lago Fontana. En otras localidades, algunos autores señalan la presencia de una concordancia entre ambas unidades (Skarmeta, 1976; Skarmeta y Charrier, 1976 y Skarmeta, 1978), mientras que otros interpretan la existencia de una discordancia (Pesce, 1979 a).

Edad

La edad del Grupo Coyhaique fue determinada en base al contenido fosilífero. Las rocas más antiguas del Grupo, son las calizas y epiclastitas de la Formación Cotidiano, que según Ramos (1979 b) tienen un límite inferior "no más viejo que Kimmeridgiano". La sedimentación continuó hasta el Barremiano en diversas partes de la cuenca. Para la región de Palena, R. Fuenzalida (1968) menciona la presencia de:

Blanfordiceras patagoniensis (Favre)

Berriasella cf. alternans (Gerth)

Lucina neuquensis (Haupt)

en los estratos inferiores, los que según Fuenzalida (1968) indican una edad valanginiana inferior.

En cuanto al Miembro Tres Monjas de la Formación Tamango, su edad dogger fue asignada por Thiele *et al.* (1979) en base

a la presencia de "*Ostrea*" (*Alectryonia*) *marshii* Sowerby. Sin embargo, la posición de la "*Ostrea*" (*Alectryonia*) *marshii* es dudosa; Pérez y Reyes (1977) citan la presencia de este ostreido en terrenos toarcianos, mientras que Arkell (1931) indica que *Ostrea marshii* caracteriza el Cornbrash superior y el Caloviano y aparentemente se extiende al Oxford Clay de Normandía. Analizada en el marco regional la posición del Miembro Tres Monjas, entre dos unidades volcanoclásticas, al igual que las sedimentitas titono-neocomianas de la región (ver cuadro 1), es preferible asignarle una edad equivalente a esta unidad.

En base a las relaciones de campo y consideraciones paleontológicas, los diversos investigadores que estudiaron las demás Formaciones de este Grupo, les asignaron edades que comprenden el lapso Kimmeridgiano-Barremiano.

El desarrollo del mar Coyhaique está relacionado con la fase diastrófica Araucánica. El alivio compresional de esta fase habría desarrollado una serie de fracturas gravitacionales que dieron origen a la cuenca titono-neocomiana.

Grupo Divisadero

Heim (1940) definió la "Serie Divisadero" en la comarca de Coyhaique. Lapido (1979 b) propuso reunir bajo la denominación Grupo Divisadero a las formaciones volcanogénicas cretácicas que yacen estratigráficamente por encima de las sedimentitas titono-neocomianas, en este tramo de los Andes Patagónicos. De esta manera se incluyen dentro del Grupo Divisadero a la Formación Cordón de las Tobas, definida por R. Fuenzalida (1968) y citada por Thiele *et al.* (1979), Haller (1979) y Lapido (1979 a); al Miembro Ventisquero de la Formación Tamango, descrita por Thiele *et al.* (1979); a la Formación Carrenleufú, Pesce (1979 a); a la Formación Divisadero, Heim (1940) y mencionada por Skarmeta y Charrier (1976), Skarmeta (1978) y Charrier *et al.* (1979); la Formación Ñirehuao citada por Skarmeta y Charrier (1976) y Ramos (1977); a la Formación Chile Chico descrita por Niemeyer (en Charrier *et al.* [1979]) y las Formaciones Chacabuco y El Alamo, definidas por Lapido (1979 b), en la comarca situada al sur del lago Buenos Aires.

Los afloramientos del Grupo Divisadero están distribuidos en forma discontinua desde

la latitud de Trevelin hasta el río Ñirehuao. De allí hacia el sur se extienden en una faja continua que sigue el límite internacional hasta el río Ibáñez, con un mayor desarrollo en territorio chileno. Más hacia el sur existen asomos cercanos a la margen septentrional del lago Buenos Aires-General Carrera, en territorio chileno. Al sur del mismo lago, a la latitud de la sierra de Chacabuco, reaparece la faja cretácica en territorio argentino.

La composición litológica del Grupo Divisadero varía de andesita a riolita. En el sector de Trevelín-Alto Palena predominan las andesitas con intercalaciones dacíticas y riodacíticas en el techo de la secuencia; también son comunes las facies piroclásticas con tobas y brechas. Los términos piroclásticos basales se habrían depositado en un ambiente sub-acueo (Thiele *et al.*, 1979 y Haller, 1979). Hacia el sur la secuencia está integrada por andesitas, en ocasiones dacitas, con intercalaciones de brechas tobáceas, pelitas y areniscas (R. Fuenzalida, 1968 y Pesce, 1979 a). En Río Pico son abundantes las andesitas con intercalaciones de dacitas hacia el techo de la secuencia (Lapido, 1979 a). En la región de los lagos La Plata y Fontana, Ramos (1977) reconoce diferencias litológicas entre el vulcanismo aflorante en el sector cordillerano occidental y el expuesto al este del lago Fontana, pero considera correlacionables ambas secuencias. En el sector occidental, las unidades asignables al Grupo Divisadero están integradas por andesitas con intercalaciones de dacitas hacia el techo; mientras que en el sector oriental, Ploszkiewicz y Ramos (1977) señalan la presencia de tobas y vulcanitas ácidas, cubiertas por andesitas porfíricas, ignimbritas y piroclastitas; la secuencia remata con dacitas y pórfidos dacíticos a riodacíticos. En la región ubicada al noroeste de la anterior, el afloramiento más occidental de esta unidad está constituido por tobas y andesitas porfíricas, riolitas, brechas y areniscas volcánicas (Skarmeta, 1976 y Skarmeta y Charrier, 1976). Para la comarca situada entre el lago Buenos Aires-General Carrera y el río Ibáñez, Skarmeta (1978) describe la existencia de areniscas tobáceas y tobas principalmente riolíticas y dacíticas, que hacia el oeste pasan progresivamente a andesitas y pórfiros andesíticos. Al sur del lago mencionado, según Charrier *et al.* (1979) la secuencia se caracteriza por pórfiros cuarcíferos, frecuentemente ignimbríticos, tobas y brechas riolíticas a dacíticas

y hacia el techo, intercalaciones de coladas andesíticas, niveles arenosos y conglomerádicos con esporádicos lentes calcáreos. Sobre ellos, riolitas sódicas, dacitas, tobas arenosas y brechosas con algunas intercalaciones de conglomerados. Estas rocas pasan en continuidad hacia territorio argentino, donde Lapido (1979 b) señala la existencia de vulcanitas y tobas riolíticas a dacíticas y sobre ellas una secuencia de tobas arenosas, areniscas y conglomerados interestratificada.

El Miembro Ventisquero de la Formación Tamango definida por Thiele *et al.* (1979) y asignada por estos autores al dogger, fue incluida en el Grupo Divisadero porque consideramos que esta unidad se homologa con la Formación Cordón de las Tobas definida por R. Fuenzalida (1968). Hay gran similitud litológica entre las rocas descritas para el Miembro Ventisquero y las de la Formación Cordón de las Tobas; la falta de capas elásticas, comunes en la última unidad, es fácilmente explicable dadas las características de este vulcanismo continental. Los afloramientos del Miembro Ventisquero se continúan en territorio argentino, donde Haller (1979) las asigna a la Formación Cordón de las Tobas por correspondencias estratigráficas y litológicas. El Miembro Ventisquero yace en forma concordante sobre el Miembro Tres Monjas, cuya posición estratigráfica fue discutida anteriormente. Se dispone de tres dataciones radimétricas de rocas de esta unidad, extraídas en territorio argentino, que indican una edad pos-Neocomiana (Haller y Lapido, 1980).

La Formación Chile Chico (Niemeyer, en Charrier *et al.*, 1979) fue integrada al Grupo Divisadero al tener en cuenta las dataciones y conclusiones presentadas por Charrier *et al.* (1979) que indican que la Formación Chile Chico podría ser parte de la Formación Divisadero, como ya lo postulara Ruiz (1946). Ambas unidades pasan a territorio argentino, donde Lapido (1979 b) las denominó Formación El Alamo y Formación Chacabuco respectivamente, considerándolas cogenéticas y que representan variaciones de facies transversales a la cordillera, correlacionables con el Grupo Chubut de la Patagonia extraandina, como lo propusiera Ramos (1979 a).

El Grupo Divisadero yace en concordancia sobre el Grupo Coyhaique, con excepción de la comarca del río Carrenleufú, donde Pesce (1979 a) menciona la existencia de una discordancia entre ambas unidades,

también en el sector al naciente del lago Fontana, Ramos (1977) cita la presencia de una discordancia. Por el otro lado, diversos autores describen una concordancia (R. Fuenzalida, 1968; Thiele *et al.*, 1979) e incluso un pasaje gradual (Skarmeta, 1976; Skarmeta y Charrier, 1976; Skarmeta, 1978 y Thiele *et al.*, 1979) entre ambas unidades. Las aparentes discordancias descriptas en el borde oriental de la cuenca pueden deberse a episodios locales, ya que el contacto entre los Grupos Coyhaique y Divisadero es gradual en los sectores de la cuenca en los cuales ambas unidades están bien expuestas.

Edad

Las relaciones de campo y las numerosas dataciones radimétricas efectuadas sobre rocas del Grupo Divisadero permiten acotar esta unidad. La edad máxima del Grupo queda firmemente establecida por la relación concordante de esta unidad sobre las sedimentitas neocomianas, portadoras de fósiles. En lo que respecta a la edad mínima, existen dos valores coincidentes de 64 ± 2 m.a., realizadas sobre roca total por el método K-Ar (Haller y Lapido, 1980). Consideramos que se trata de dos valores aislados que podrían representar una reapertura posterior del sistema, debido a fenómenos térmicos o tectónicos; o bien, el vulcanismo cretácico habría continuado en algunas comarcas hasta el tramo superior del período.

Si dejamos de lado los valores del Cretácico superior, el pico de las dataciones se encuentra en el intervalo 109-111 m.a. (Haller y Lapido, 1980), lo que indica una edad aptiana para esta unidad.

Plutonismo del Ciclo Eruptivo Patagónico

El Batolito Andino está bien representado en la Cordillera Patagónica Central. Está integrado por los siguientes tipos rocosos: granodioritas, tonalitas, granitos, dioritas y gabros, enumerados en su orden de participación. A los efectos de su descripción, hemos agrupado las rocas plutónicas en sobresaturadas y saturadas.

Plutonitas sobresaturadas

Se reunieron bajo esta denominación las plutonitas del "Batolito" mencionadas por

Klohn (en Ruiz, 1965) para la Cuenca Austral; las rocas del "Batolito Andino", reconocidas por R. Fuenzalida (1968) en la región de Alto Palena; los intrusivos Lonconao, Futaleufú-Palena y Matreras, definidos por Thiele *et al.* (1979) para la comarca de Futaleufú-Palena; el Granito Palena citado por Haller (1979) en el sector Trevelin-Corcovado; los Granitos Lago General Vintter y Corcovado de las comarcas homónimas, descritos por Pesce (1979a) y reunidos en un trabajo posterior (Pesce, 1979b) en la Formación Lago General Vintter; el Granito La Plata Chico aflorante en la región de los lagos La Plata y Fontana, descrito por Ramos (1976 y 1977); el Granito La Magdalena, definido por Ploszkiewicz y Ramos (1977), aflorante al este de la comarca anterior; el Complejo Granítico Patagónico, que Skarmeta (1976) y Skarmeta y Charrier (1976) estudiaron en la región de Coyhaique; la Formación Morro Grande definida por Lapido (1979a) en la comarca de Río Pico y los Intrusivos Graníticos descritos por Skarmeta (1978) en el sector al norte del lago Buenos Aires-General Carrera.

Las rocas presentan una composición que varía de granitos a tonalitas, con facies diferenciables y cuerpos menores. En la región septentrional de la Cordillera Patagónica Central, afloran granodioritas y adamellitas, hasta monzodioritas (Thiele *et al.*, 1979; Fuenzalida, 1968 y Pesce, 1979a y 1979b). En el sector medio, en la comarca situada entre el lago Fontana y Coyhaique, las rocas granosas varían entre granitos y adamellitas (Ramos, 1976 y 1977; Ploszkiewicz y Ramos, 1977 y Skarmeta y Charrier, 1976). En el sector austral, el rango de composición es aún mayor, variando de granitos a tonalitas.

En la comarca de Trevelin aflora un complejo intrusivo cuya composición es granodiorita-adamellita. Se trata de rocas de color rosado grisáceo claro y estructura granosa mediana. Los cuerpos presentan abundantes xenolitos de rocas andesíticas en las franjas cercanas a los contactos. Intruyen al Grupo Lago La Plata. Presentan una trama de diques básicos que los intruyen de ca. 1,5 m de potencia. En la comarca de Río Pico, la Formación Morro Grande tiene una composición granito-granodiorita-tonalita y presenta nítidos cambios de granulometría hacia los bordes del cuerpo.

Las rocas sobresaturadas del Batolito Andino afloran principalmente sobre la línea

de las altas cumbres y se extienden ampliamente hacia el oeste. En territorio argentino los afloramientos son relativamente más reducidos y esporádicos y no hay manifestaciones de los mismos al sur de la comarca de lago Fontana.

Las plutonitas saturadas

Bajo la denominación del epígrafe se reúnen los "stocks" mencionados por Fuenzalida (1968) para la comarca de Alto Palena; los "otros intrusivos" descritos por Thiele *et al.* (1979) en la región de Futaleufú-Palena; la Formación Morro Serrano, definida por Pesce (1979a y b) y citado por Haller (1979), aflorante en la comarca comprendida entre Trevelin y Lago General Vintter; las Formaciones Cerro Victoria y Muzzio definidas por Ramos (1977) y aflorantes en la región de los lagos Fontana y La Plata y al este de la misma (Ploszkiewicz y Ramos, 1977); la Formación Lago 5 de la comarca de Río Pico, definida por Lapido (1979a) y los Intrusivos Dioríticos descritos por Skarmeta y Charrier (1976) en la región de Coyhaique.

Estas rocas presentan una textura granosa a porfírica y la composición varía de dioritas a gabros. En ocasiones presentan una modificación posterior o hibridización que les confiere un carácter más ácido (Ramos, 1977).

Las rocas saturadas constituyen cuerpos aislados, que afloran principalmente a lo largo del límite internacional y zonas aledañas. En ocasiones presentan xenolitos de rocas graníticas ácidas. Intruyen a las vulcanitas y piroclastitas del Grupo Divisadero, observándose metamorfismo de contacto en algunas oportunidades.

Edad

El Batolito Andino constituye un complejo plutónico en el cual se cita la presencia de rocas de edades jurásicas hasta miocenas (Klohn, en Ruiz, 1965 y Skarmeta y Charrier, 1979). En la región que nos ocupa, tenemos fechados radimétricos y relaciones de campo que indican edades cretácicas. La figura 3 muestra la concentración de las edades teniendo en cuenta el error de las determinaciones.

En la Cordillera Patagónica y zonas aledañas, distintos autores consideraron la existencia de dos eventos plutónicos duran-

CUADRO 2

LOCALIDAD	LITOLOGIA	% K	Ar ⁴⁰ Rad 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ Atm %	m.a.	REFERENCIA
Río Huemul, SO Trevelin	pórfiro gábrico	2.32	4.101	4.8	99 ⁺³	Haller (1979)
C°Buitre, NO Río Pico	granito	3.38	4.651	18.6	76 ⁺⁵	Lapido (1979a)
Lago 3, SO Río Pico	granito	2.35	3.546	30.0	83 ⁺⁵	Lapido (1979a)
S. Lago Vinter	pórfiro andesítico	.41	.535	80.8	72 ⁺¹⁰	Pesce (1979b)
C°Bayo Moro, N Corcovado	pórfiro monzodiorítico	1.84	2.612	29.8	78 ⁺⁴	Pesce (1979b)
C°Tres Lagunas, Lago Vintter	monzogranito	5.22	6.964	16.6	74 ⁺³	Pesce (1979b)
Corcovado	monzogranito	3.32	4.878	12.4	81 ⁺⁵	Pesce (1979b)
Lago La Plata	granito	2.47	4.001	20.4	90 ⁺⁵	Ramos (1977)
Lago La Plata	granito	2.54	3.803	11.8	85 ⁺⁵	Ramos (1977)
N Lago Fontana	microdiorita	2.62	6.084	19.4	126 ⁺¹⁰	Ramos (1977)
Río Apeleg	granodiorita	2.25	4.235	16.8	103 ⁺¹⁰	Ramos (1977)
S Lago Fontana	diorita gábrica	.90	3.754	29.2	220 ⁺¹⁰	Ramos (1977)*
Lago Amutuí Químei	tonalita	.60	.931	70.8	84 ⁺¹⁰	Toubes y Spikermann (1973)
Lago Vintter	granodiorita	.53	.819	26.2	85 ⁺⁵	Toubes y Spikermann (1973)

*Esta edad fue desechada por Ramos (1977, pp.91) por contradecir los datos de campo.
Todas las dataciones fueron realizadas en el INGEIS, Buenos Aires.

te el Cretácico-Eoterciario. Así en la región precordillerana del Chubut, Spikermann (1978) establece una secuencia eruptiva con una fase principal plutónica, representada por granitos y tonalita-granodioritas; una fase tardío-plutónica con venas de microgranito y una fase post-plutónica, evidenciada por dioritas cuarzosas y cuerpos riolíticos, diques dacíticos, riocacitas y diabasas. Los fechados radimétricos indican 90 ± 3 m.a., para la fase principal plutónica y 60 ± 5 m.a., para la fase post-plutónica.

Para la región del Lago Nahuel Huapi, González Díaz y Valvano (1979) distinguen dos eventos magmáticos a los que consideran dos "pulsos" de un mismo episodio que suponen comagmáticos, o bien dos intru-

siones unitarias. El primer "pulso" corresponde a 101 ± 4 m.a. y el segundo a 80 ± 4 m.a.

Zanettini (1979) distinguió en la comarca de Campana Mahuida, Neuquén una secuencia magmática del Cretácico superior, integrada por la granodiorita Tres Puntas y la Andesita El Sillero, a los que considera comagmáticos. La intrusión de la Andesita El Sillero presenta biotita hidrotermal que acusó una edad de $74,2 \pm 1,4$ m.a.; en base a consideraciones respecto de la alteración, asigna los acontecimientos intrusivos al Albiano superior-Cenomaniano inferior.

Para la comarca de Corcovado-Lago General Vintter, Pesce (1979 b) propone la existencia de un magmatismo cretácico integrado por dos episodios genéticamente vinculados. El primero, al que denomina fase plutónica principal, está integrado por granodioritas y tonalitas agrupadas bajo el nombre de Formación Lago General Vintter; mientras que el segundo episodio está representado por stocks y cuerpos menores, de composición más básica que tonalita, considerados como episodios tardíos de la cristalización magmática, las rocas correspondientes a esta unidad son denominadas Formación Morro Serrano. Las edades radimétricas varían entre 101 ± 5 y 81 ± 5 m.a., para la Formación Lago General

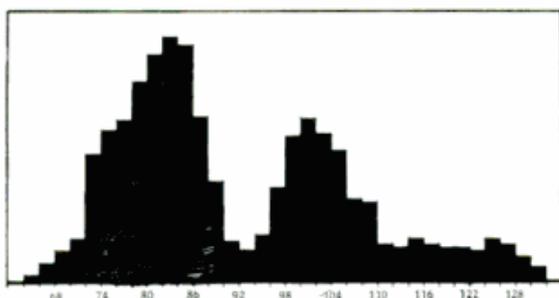


Fig. 3.—Ponderación estadística de las edades radimétricas de las Rocas Plutónicas considerando los entornos de las dataciones.

CUADRO 3

LOCALIDAD	METODO	LITOLOGIA	m.a.	REFERENCIA
Río Aysen	Pb-alfa	Granito	104 [±] 10	Ruiz (1965)
Río Aysen	K - Ar	Granito	83 [±] 45	Ruiz (1965)
Lago Futalaufquen	Rb-Sr	Granito	116 [±] 6	Halpern <i>et al</i> (1975)*
Coyhaique	Rb-Sr	Adamellita	100 [±] 6	Halpern y Fuenzalida (1978)
N. Coyhaique	Rb-Sr	Granodiorita	109	Halpern y Fuenzalida (1978)
S. Coyhaique	Rb-Sr	Adamellita	106 [±] 9	Halpern y Fuenzalida (1978)

* Con isocrona de referencia en base a cinco análisis.
 Dataciones citadas en la bibliografía.

Vintter; mientras que las edades de la Formación Morro Serrano se encuentran en el intervalo 72 ± 10 y 78 ± 4 m.a.

De las edades radimétricas disponibles (cuadros 2 y 3) y su ponderación estadística considerando los entornos de las dataciones (fig. 3), surge la existencia de dos ciclos netos de intrusión, el primero con un máximo en el intervalo 100-102 m.a. y el segundo en el intervalo 82-84 m.a., coincidentes con los señalados por González Díaz y Valvano (1979). Esto indica que los episodios de la intrusión de las plutonitas se produjeron en el Albiano superior y el Coniaciano.

El plutonismo de la Cordillera Patagónica Central está asociado al vulcanismo que dió origen al Grupo Divisadero y coincide con la fase diastrófica Patagónica, que afectó intensamente a la región.

Evolución geotectónica

Las unidades descriptas constituyen en la región una faja elongada de rocas volcánicas y plutónicas de naturaleza calco-alcalina. Las vulcanitas corresponden a asociaciones andesíticas y dacíticas, pero con importantes contribuciones riolíticas y riodacíticas. Las plutonitas son predominantemente granodioríticas a adamellíticas, con dioritas y gabros asociados. Hay indicios para un mismo origen magmático, por lo menos para las rocas eruptivas cretácicas (Skarmenta, 1976). Esta asociación petro-tectónica caracteriza un arco magmático de borde continental, resultado de la convergencia de la placa sudamericana con la placa pacífica adyacente.

Una serie de perfiles geotectónicos idealizados transversales a los Andes Patagónicos Centrales (fig. 5), bosqueja la evolución de la región. Durante el Jurásico superior (fig. 5a) el arco magmático estaba emplazado en el margen occidental de Sudamérica. Algunas dataciones permiten inferir que el arco habría comenzado en el Jurásico medio. Pequeñas cuencas de aguas someras ocupaban pequeñas porciones en la vertiente oriental; La Formación Cotidiano y los bancos de calizas de los términos superiores de las vulcanitas del Grupo Lago La Plata, constituyen los registros de este estado embrionario de la pequeña cuenca marina que habría de evolucionar durante el Titoniano-Neocomiano. La diferencia de composición de las vulcanitas (Grupo Lago La Plata), predominantemente andesíticas y dacíticas en el sector septentrional y riolítico-riodacítico mayoritaria en el sector austral, puede explicarse por una diferencia en la pendiente de la zona sísmica en los dos sectores.

La pequeña cuenca marina del Titono-Neocomiano habría evolucionado por un adelgazamiento de la masa ensiálica. Este adelgazamiento tuvo características más reducidas, que aquél que provocara el desarrollo de la Cuenca Austral. La interdigitación de sedimentitas marinas y piroclastitas y la ubicación oriental de algunos conductos volcánicos con respecto a las sedimentitas, sugiere que el arco magmático tenía en esa época una manifestación en forma de un arco de islas volcánicas (fig. 5b). La naturaleza calco-alcalina de los bancos piroclásticos intercalados indica que el arco de islas

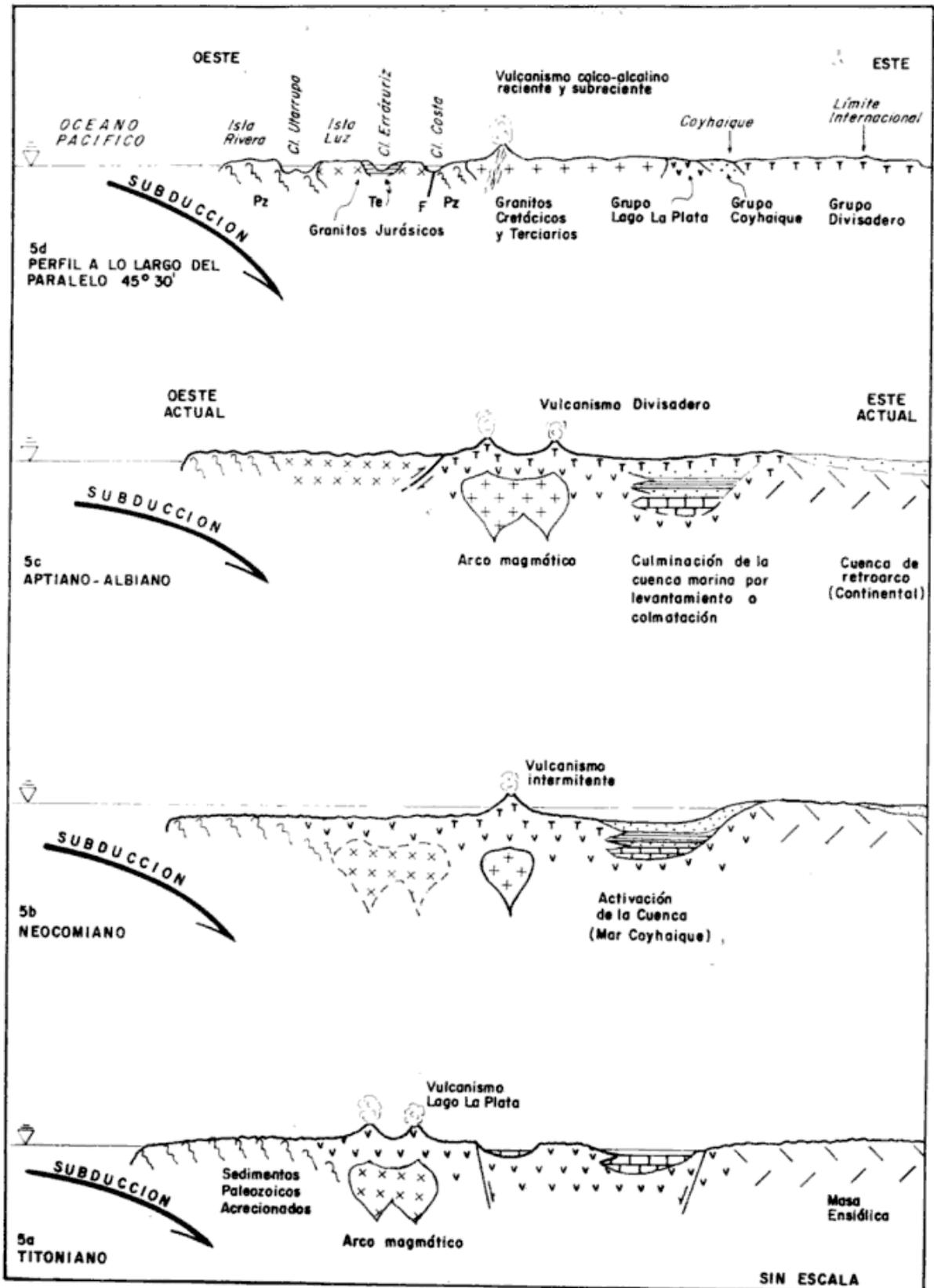


Figura 5.

estaba desarrollado sobre corteza ensiálica. La falta de registro en Río Pico y Palavicini (ver fig. 4) indicaría una costa de forma irregular en ese mar titono-neocomiano. La presencia de un arco de islas en el borde continental fue propuesta entre otros por Dalziel (1974), Dalziel *et al.* (1975), Skarmeta (1976) y Tarney *et al.* (1976).

El Grupo Coyhaique es el registro de un mar de dimensiones reducidas y restringido en el tiempo al Titoniano-Neocomiano.

Los levantamientos que se produjeron al término del Neocomiano, provocaron la regresión del mar Coyhaique, ya sea por elevación de la cuenca o por colmatación debida al aumento del relieve relativo de las áreas de aporte. El pasaje gradual entre el Grupo Coyhaique y el Grupo Divisadero quedó bien documentado en el río Emperador Guillermo.

Durante el Cretácico inferior alto (figura 5 c), el arco magmático estuvo caracterizado por un vulcanismo calco-alcalino representado por el Grupo Divisadero, que en términos generales evolucionó de términos relativamente máficos hacia términos relativamente félsicos. Esto sugiere, de acuerdo a Dickinson y Seely (1979) que los registros más altos del Grupo Divisadero habrían indicado los últimos estadios de la actividad ígnea del arco magmático mesozoico en la Cordillera Patagónica Central. Los potentes bancos volcánoclasticos que se intercalan en el Grupo, son comunes en los arcos volcánicos. El aumento de los elementos clásticos como feldespato rosado, cuarzo con extinción ondulada y pertitas en los bancos superiores del Grupo Divisadero (Fuenzalida, 1968 y Haller, 1979), indican un área de aporte de rocas graníticas durante la depositación de los mismos. Esto señala los importantes ascensos que se produjeron en las áreas vecinas, que expusieron a la erosión las raíces plutónicas del arco.

Durante el Neocomiano se desarrolló una importante cuenca de retroarco de características continentales, en la Patagonia Extraandina, que dio origen al Grupo Chubut. La relación espacio-temporal entre el vulcanismo Divisadero y el Grupo Chubut fue analizada por Ramos (1979 a). El fin de la sedimentación de la cuenca de retroarco coincide con el vulcanismo del Cretácico superior de esa comarca (Page, 1980) que se inició con características ácidas a mesosi-

líceas y culminó con términos basálticos (Franchi y Page, 1980).

La existencia de varios pulsos plutónicos en el Batolito Andino, es una característica similar más, que esta faja orogénica muestra con los arcos magmáticos de borde continental. Una serie de edades radimétricas publicadas por Halpern y Fuenzalida (1978) para la faja de los Andes Patagónicos Centrales muestran edades jurásicas y del Neocomiano más bajo en la costa pacífica y el archipiélago de Chonos y edades aptiano-albianas en el continente. Como los granitos representan la raíz del arco magmático, podemos suponer una migración del arco en sentido oeste-este en el período Jurásico superior-Cretácico inferior alto. Esto indicaría una migración en sentido contrario a la fosa, característica de aquellos orógenos en los cuales el crecimiento acrecional es insuficiente para dominar el sistema arco-fosa (James, 1971). Corresponde señalar que hay otras interpretaciones sobre la evolución geotectónica de la región (Skarmeta, 1976 y Thiele y Hein, 1979).

La evolución geotectónica descrita está vinculada con los mayores eventos en la historia de la extensión de los fondos oceánicos del Pacífico y del Atlántico. El vulcanismo del Jurásico superior y la apertura de la pequeña cuenca marina en la zona de retroarco, están relacionados con el período de extensión lenta (125-110 m.a.) descrito por Larsen y Pitman (1972). Del mismo modo, es posible vincular el comienzo del vulcanismo Divisadero y los pulsos plutónicos con el período de extensión rápida de los océanos (110-85 m.a.).

Es interesante comparar la evolución geotectónica de la Cordillera Patagónica Central, con la de otras regiones. El arco magmático calco-alcalino se extiende a lo largo de la margen occidental de América del Norte y América del Sur. El comportamiento del arco en el segmento más austral de los Andes Patagónicos, donde se ha podido establecer en forma relativamente completa la evolución, es similar en grandes rasgos. Presenta un vulcanismo calco-alcalino y sus plutonitas cogenéticas de edad jurásica. A continuación se desarrolló una cuenca de retroarco de aguas profundas y ambiente euxínico. A diferencia de lo que sucede en los Andes Patagónicos Centrales, en el sur de la Cuenca Austral la sedimentación continuó hasta el Terciario.

En la región ubicada más al norte, en los Andes Peruano-Chilenos, se desarrolló

un arco volcánico incipiente durante el Triásico alto-Jurásico bajo (James, 1971) con basaltos submarinos y lavas andesíticas cerca de la costa. Concomitantemente, hubo un plutonismo granítico en la cordillera oriental. El Batolito Andino de esta región se emplazó durante el Cretácico alto-Terciario bajo. Durante el Mioceno se desarrolló un vulcanismo intenso con plutonismo granítico coetáneo; el vulcanismo se incrementó en el Plioceno-Pleistoceno y continuó en forma atenuada hasta los tiempos históricos.

Las historias geológicas, vistas en detalle, son diferentes en los diversos segmentos de la Cordillera de los Andes, lo cual indica que las distintas regiones evolucionaron en forma independiente. Esta evolución independiente debe estar relacionada a procesos de subducción disímiles en cada región. Las diferencias en la actividad eruptiva desarrollada en cada uno de los tramos de los Andes es reflejo de desemejanzas en el vector de movimiento de los distintos segmentos corticales involucrados o en la pendiente de la zona sísmica.

Conclusiones

- 1) La Cordillera Patagónica Central es caracterizada como una unidad morfoestructural independiente, porque presenta una evolución geotectónica diferente a la de los otros tramos de los Andes Patagónicos.
- 2) El cuadro estratigráfico regional presentado establece las correlaciones y equivalencias entre las unidades geológicas descritas para la región.

- 3) Las Formaciones que pertenecen a un mismo ciclo de acumulación, han sido agrupadas bajo los nombres de Grupo Lago La Plata, Grupo Coyhaique y Grupo Divisadero, respectivamente. Estas unidades son informales y constituyen elementos de trabajo para sintetizar mejor la historia geológica de la región. En un estudio posterior habremos de formalizar las unidades propuestas.
- 4) El arco magmático de borde continental de este tramo del continente sudamericano fue continuo desde el Jurásico superior hasta el Cretácico superior bajo y habría continuado con intermitencias, hasta el final del período.
- 5) La evolución geotectónica de la Cordillera Patagónica Central tiene algunas similitudes con otras regiones de los Andes. Sin embargo hay diferencias significativas que señalan una evolución independiente.

Agradecimientos

Deseamos dejar expresado nuestro agradecimiento al Lic. R. F. Page y al Dr. V. A. Ramos por las valiosas sugerencias vertidas durante la redacción del manuscrito. Al Dr. F. N. Nullo por la lectura crítica del trabajo y los acertados comentarios sobre el mismo. Nuestro reconocimiento a las autoridades del Servicio Geológico Nacional por la autorización concedida para la publicación de este trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Arkell, W. J., 1931. *A Monograph of British Corallian Lamellibranchia*. Palaeontographical Society, LXXXV: 181-228, Londres.
- Auboin, J., A. V. Borrelo, G. Cecioni, R. Charrier, J. Frutos, R. Thiele y J. C. Vicente, 1973. *Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales*. Geogr. Phys. Geol. Dynam, 15 (2): 11-43.
- Blasco, G., R. Levy y J. V. Ploszkiewicz, 1978. *Las Calizas Toarcianas de Loncopán*. Actas IIº Cong. Paleont. y Bioestrat. Arg. y Iº Latinoamericano de Paleon. y Bioestrat. (en prensa).
- Charrier, R., E. Linares, H. Niemeyer y J. Skarmeta, 1979. *Edades Potasio-Argón de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta Buenos Aires, Aysen, Chile, y su significado geológico*. VII Congr. Geol. Arg., Actas, II: 23-41, Buenos Aires.
- Dalziel, I. W., 1974. *Evolution of the Margins of the Scotia Arc*. C. A. Burk & C. L. Drake, edit.: *The geology of Continental Margins*. Springer Verlag, N. York.
- Dalziel, I. W., R. H. Dott, R. D. Winn y R. L. Bruhn, 1975. *Tectonic Relations of South Georgia Island to the Southernmost Andes*. Geol. Soc. Amer., Bull., 86: 1034-1040, Boulder.
- Dessanti, R. N., 1972. *Andes Patagónicos Septentrionales*, en A. F. Leanza, edit.: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba, 655-687, Lanús.

- Dickinson, W. R. y D. R. Seely, 1979. *Structure and Stratigraphy of Forearc Regions*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 63 (1): 2-31.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. YPF, contr., I, Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., E. Feruglio y J. Yussen de Campana, 1938. *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica*. Bol. Inf. Petrol., 171: 31-95, Buenos Aires.
- Franchi, M. y R. F. N. Page, 1980. *Los basaltos cretácicos y el Magmatismo del Chubut occidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): (este volumen).
- Fuenzalida, H., 1935. *Observaciones geológicas en el territorio de Aysén*. Mus. Nac. Hist. Nat., Bol., XIV: 1-15, Santiago.
- 1957. *Pizarras negras de Coyhaique*. Léxico Estr. Intern., V, Amér. Lat. (7) Chile: 86-87, Centre Nat. Rech. Paris.
- Fuenzalida, R., 1968. *Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé Continental)*. Univ. de Chile, Fac. de Cs. Fis. y Matem., Dpto. Geol., Publ. 31, Santiago.
- Gansser, A., 1973. *Facts and theories on the Andes*. Journ. Geol. Soc., 129: 93-131, Londres.
- González Díaz, E. F. y F. E. Nullo, 1976. *Andes Patagónicos Septentrionales*. II Simposio de Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Cienc. (en prensa), Córdoba.
- González Díaz, E. F. y J. Valvano, 1979. *Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (provincia del Neuquén)*. VII Congr. Geol. Arg., Actas, I: 227-242, Buenos Aires.
- Haller, M. J., 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 44 a-b, Trevelin, Prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Inf. inédito, Buenos Aires.
- Haller, M. J. y O. R. Lapido, 1980. *The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Patagonian Septentrional Andes*. Trabajo leído en el Simposio de la Evolución Magmática de los Andes, XXVI Congreso Geológico Internacional, París y aceptado para su publicación en el Earth Science Reviews, Amsterdam.
- Halpern, M. y R. Fuenzalida, 1978. *Rubidium-Strontium Geochronology of a Transect of the Chilean Andes between latitudes 45° and 46° S*. Earth and Planetary Science Letters, 41: 60-66, Amsterdam.
- Halpern, M., P. N. Stipanovic y R. O. Toubes, 1975. *Geocronología (Rb/Sr) en los Andes Australes Argentinos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (2): 180-192, Buenos Aires.
- Hatcher, J. B., 1897. *On the Geology of Southern Patagonia*. Am. Journ. Sc., IV (23): 327-354, N. Haven.
- Heim, A., 1940. *Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report)*. Eclog. Geol. Helvet, XXXIII (1): 25-1, Zürich.
- Herron, E. M. y D. E. Hayes, 1969. *A Geophysical study of the Chile Ridge*. Earth Pla. Sc. Letters, 6: 77-83, Amsterdam.
- Herron, E. M. y B. Tucholke, 1975. *Sea-Floor magnetic patterns and basement structure in the Southeastern Pacific*, en: P. Worstell, edit.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Nat. Sc. Found. & Univ. of Calif., XXXV.
- James, D. E., 1971. *Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes*. Geol. Soc. Amer., Bull. 82: 3325-3346, Boulder.
- Lapido, O. R., 1979 a. *Descripción geológica de la Hoja 46 a, Río Pico, Prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Inf. inédito, Buenos Aires.
- 1979 b. *Descripción geológica de la Hoja 51 a, Los Antiguos, Prov. de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac., Inf. inédito, Buenos Aires.
- Larsen, R. L. y W. C. Pitman, 1972. *World-wide correlation of Mesozoic magmatic anomalies, and its implications*. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 3645-3662, Boulder.
- Leanza, Armando F., 1972. *Andes Patagónicos Australes*, en A. F. Leanza, edit.: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 689-706, Lanús.
- Malumián, N. y J. V. Ploszkiewicz, 1976. *El liásico fosilífero de Loncopán, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (4): 279-280, Buenos Aires.
- Nullo, F. E., C. Proserpio y V. A. Ramos, 1978. *Estratigrafía de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile*. VII Congr. Geol. Arg., Actas, I: 455-470, Buenos Aires.
- Page, R. F., 1980. *La edad del Cauticalitense en su área tipo. Provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (1): 151-155, Buenos Aires.
- Pérez, E. y R. Reyes, 1977. *Las Trigonias Jurásica de Chile y su valor cronoestratigráfico*. Inst. Inv. Geol. Chile, Bol. 30, Santiago.
- Pesce, A. H., 1979 a. *Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos de 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas*. VII Congr. Geol. Arg., Actas, I: 257-270, Buenos Aires.
- Pesce, A. H., 1979 b. *El plutonismo cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica. República Argentina*. IVº Congr. Geol. Latinoamer. (en prensa), Port of Spain.

- Ploszkiewicz, J. V. y V. A. Ramos, 1977. *Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Provincia del Chubut)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (3): 209-226, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1976. *Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, Prov. del Chubut*. Actas I Cong. Geol. Chileno, I (A): 43-64, Santiago.
- 1977. *Descripción Geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, Prov. del Chubut*. Inf. inéd., Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- 1979 a. *El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica*. Actas VII. Cong. Geol. Arg., I: 423-435, Buenos Aires.
- 1979 b. *Los arrecifes de la Formación Cotidiano (Jurásico superior) en la Cordillera Patagónica y su significado paleoclimático*. Ameghiniana XV (1-2): 97-109, Buenos Aires.
- 1979 c. *Tectónica de la región del Río y Lago Belgrano Cordillera Patagónica, Argentina*. II Cong. Geol. Chileno, Actas, II: B1-B32, Santiago.
- Riccardi, A. C., 1971. *Estratigrafía en el oriente de Bahía La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata (N.S.) Geol., VII: 245-318, La Plata.
- Ruiz, C., 1946. *Posibilidades mineras de Aysén*. Inst. de Geografía Univ. de Chile, Publ. 1: 70, Santiago.
- 1965. *Geología y Yacimientos Metalíferos de Chile*. Inst. de Inv. Geol. Chile, Santiago.
- Sepúlveda, E. G., 1980. *Estudio Palinológico de sedimentitas intercaladas en la "Serie Andesítica Andina" Cordón oriental del Futalaufquen, Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): (este volumen).
- Sepúlveda, E. G. y R. M. Viera, 1980. *Geología y área de alteración en el cerro Colorado y alrededores, Chubut Noroccidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (2): (este volumen).
- Skarmeta, M. J., 1976. *Evolución tectónica de los Andes Patagónicos de Aysen, Chile*. Actas I Congr. Geol. Chileno, I (B): 1-15, Santiago.
- 1978. *Geología de la Región continental de Aysen entre el lago General Carrera y la Cordillera Castillo*. Carta Geológica de Chile; Escala 1:250.000, Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, N° 29, Santiago.
- Skarmeta, M. J. y R. Charrier, 1976. *Geología del sector fronterizo de Aysen entre los 45°-46° Lat. Sur, Chile*. Actas VI Congr. Geol. Argentino, I: 267-286, Buenos Aires.
- Spikermann, J. P., 1978. *Contribución al conocimiento de la intrusividad en el paleozoico de la región extraandina del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (1): 17-35, Buenos Aires.
- Stiefel, J., 1970. *Das Andenprofil im Bereich des 45. südlichen Breitengrades*. Geol. Rundschau, 59: 961-979, Stuttgart.
- Tarney, J., I. W. Dalziel y M. J. de Wit, 1976. *Marginal Basin "Rocas Verdes" Complex from S. Chile: A Model for Archaean Greenstone Belt Formation*. B. F. Windley edit.: *Early History of the Earth*, Wiley, Londres.
- Thiele, R., J. C. Castillo, R. Hein, P. Romero y M. Ulloa., 1978. *Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y 43°45' latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena)*. VII Congr. Geol. Arg., Actas, I: 577-591, Buenos Aires.
- Thiele, R. y R. Hein, 1979. *Posición y evolución tectónica de los Andes Nord-Patagónicos*. II Congr. Geol. Chileno, Actas, II: B33-B46, Santiago.
- Toubes, R. O. y J. P. Spikerman, 1973. *Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (4): 382-396, Buenos Aires.
- Zanettini, J. C. M., 1979. *Geología de la comarca de Campana Mahuida (provincia del Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 61-68, Buenos Aires.

Recibido: Mayo 29, 1980.

MIGUEL J. HALLER { Servicio Geológico Nacional
OMAR R. LAPIDO { Av. Santa Fe 1548 - 2º
1060 Buenos Aires.

ESTUDIO PALINOLOGICO DE SEDIMENTITAS INTERCALADAS EN LA "SERIE ANDESITICA ANDINA", CORDON ORIENTAL DEL FUTALAUFGUEN, CHUBUT

Parte I: Restos de hongos

ELISEO G. SEPULVEDA

Resumen

Se describe una microflora del Terciario inferior Argentino proveniente de la llamada "Serie Andesítica Andina" de la Cordillera Nordpatagónica, de la provincia del Chubut.

Esta primera parte trata de los restos de hongos, de los que se describen e ilustran 36 especies de palinomorfos. Los mismos fueron hallados en lutitas carbonosas intercaladas entre las vulcanitas de dicha unidad, aflorantes en las cabecezas del arroyo El Encanto, del Cordón Oriental del Futalaufquen.

Las especies pertenecen a los siguientes géneros: *Inapertisporites*, *Lacrimasporonites*, *Monoporisporites*, *Diporisporites*, *Dicellaesporites*, *Didymoporisporonites*, *Dyadosporonites*, *Brachysporisporites*, *Diporicellaesporites*, *Multicellaesporites*, *Trichothyrites* (?) e *Hyphae*. La especie *Inapertisporites elcantense* es nueva.

En una segunda parte se tratarán las esporas y granos de polen.

Introducción

La llamada "Serie Andesítica Andina" se encuentra desarrollada en la Cordillera Norpatagónica desde aproximadamente los 39° hasta cerca de los 45° de latitud sur, en inmediaciones del Lago Fontana.

Se interpreta como tal a un conjunto de vulcanitas de composición litológica variada, con representantes extremos entre riolitas y basaltos, pero con predominio de rocas mesosilíceas, fundamentalmente andesitas. Presenta además intercalaciones de sedimentitas continentales y marinas con horizontes carbonosos.

La intensa dislocación, que por efectos de la tectónica terciaria han sufrido estas rocas, sumado a la abrupta topografía y densa vegetación que las cubre, dificulta enormemente el ordenamiento de este complejo en una sucesión cronológica clara y coherente, máxime si tenemos en cuenta la pobreza de elementos bioestratigráficos. Esto sin considerar aún la presencia en la región de

Abstract

A Lower Tertiary microflora from the Serie Andesítica Andina (Andean Andesitic Serie), Northern Patagonic Cordillera, Chubut province Argentina is described.

This first part only refers to the fungal remains. They were found in bituminous shales interbedded between volcanics of the above stratigraphical unit, in the heads of the El Encanto stream, Cordón Oriental del Futalaufquen (Futalaufquen Oriental Range).

The species belong to the following genera: *Inapertisporites*, *Lacrimasporonites*, *Monoporisporites*, *Diporisporites*, *Dicellaesporites*, *Didymoporisporonites*, *Dyadosporonites*, *Brachysporisporites*, *Pluricellaesporites*, *Diporicellaesporites*, *Multicellaesporites*, *Trichothyrites* (?), and *Hyphae*. New taxon. *Inapertisporites elcantense*.

In a second part, spores and pollen grains will be described.

vulcanitas pertenecientes a otros ciclos efusivos preterciarios que en muchos casos pueden confundirse con ellas.

Distinta antigüedad se ha asignado a este complejo litológico en la literatura geológica, que varía entre Cretácico superior y Oligoceno, pero en los lugares en que las observaciones han sido más frecuentes y detalladas se ha logrado separar distintos ciclos y dar a los mismos nominación formal. Tal es el caso de la zona de San Carlos de Bariloche donde los trabajos de González Bonorino y González Bonorino (1978), y González Díaz (1978, 1979) han esclarecido prácticamente en su totalidad la geología de las unidades cenozoicas.

En este contexto geológico se incluye al Cordón Oriental del Futalaufquen (Chubut) ubicado entre los 42°30' y 43°00' de latitud sur, sobre el meridiano de 71°30' de longitud oeste, donde fueron muestreadas sedimentitas intercaladas en la base de una

secuencia volcánica, a efectos de investigar su contenido palinológico para determinar su edad.

Tal investigación fue efectuada por el autor merced a una beca otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, bajo la dirección del doctor Wolfgang Volkheimer en el Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia".

Trabajos anteriores y rasgos geológicos principales

No se conocen estudios palinológicos anteriores de la unidad litológica mencionada, en la región. Referente a aspectos geológicos regionales del área de muestreo, existe un informe de Bergmann (1959, inédito YCF), y más recientemente Sepúlveda (1976, inédito S.G.N.), en el que se dan detalles de distribución de las unidades litológicas.

Ubicación y litología del área de muestreo

El muestreo fue realizado en las cabeceras del arroyo El Encanto, parte media del Cordon Oriental del Futalaufquen, que tiene orientación aproximada norte-sur, donde a la altura de 1.500 m s.n.m. aproximadamente, aflora un perfil con las siguientes características megascópicas:

De abajo hacia arriba:

base cubierta.

- 5 m: Limolitas carbonosas, en parte arenosas, de tono oscuro finamente laminadas en capas de algunos mm a 2 cm de espesor, con abundantes improntas foliares en regular estado de conservación. De este paquete fueron tomadas las muestras 1535 (base), 1536 (mitad), 1537 (techo).
- 0,2 m: Arenisca tobácea de grano grueso, compacta, de tono pardo amarillento.
- 0,3 m: Limolita carbonosa de tono oscuro, finamente laminada con restos de tallos y frondas.
- 0,9 m: Arenisca tobácea, de grano grueso, pardo claro amarillento.
- 4 m: Limolita carbonosa de tono oscuro, finamente laminada con restos vegetales macerados. Muestra 1538.

- 15 m: Toba arenosa, en parte sabulítica, de tono amarillento blanquecino con restos de tallos vegetales.
- 10 m: Aglomerado volcánico, de tono pardo blanquecino.

Más de 700 m: Coladas de andesitas y basandesitas.

Las sedimentitas se presentan inclinadas hacia el oeste con rumbo de N 8°, y un buzamiento de 15° al oeste, plegadas muy suavemente con ejes de rumbo aproximado a O-SO.

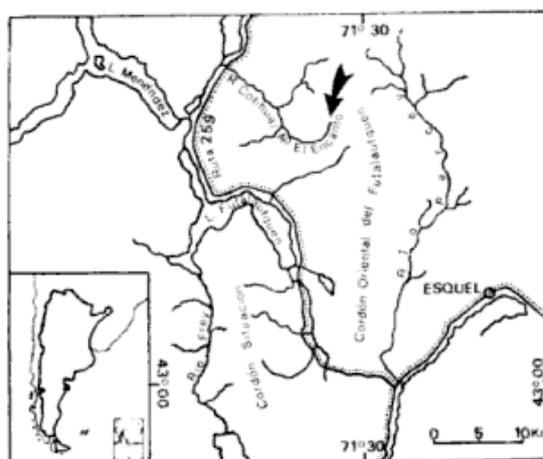


Fig. 1. — Croquis de ubicación.

De las cuatro muestras procesadas, la 1535 dio una microflora estudiable, objeto del presente trabajo, siendo malo el estado de conservación de los palinomorfos de las muestras restantes.

Paleontología y edad

Existe una abundante megaflores en las sedimentitas, pero al presente no se ha realizado ningún estudio de ellas. Referente a la edad, Sepúlveda (*op. cit.*) intenta correlacionarlas con las sedimentitas portadoras de la taflores de Laguna del Hunco, asignadas al Paleoceno superior (Archangelsky, 1974).

Métodos, técnicas y materiales

La extracción química de las muestras palinológicas fue hecha con los métodos usuales de eliminación de carbonatos y silicatos con HCl y HF respectivamente, seguido de una suave oxidación con HNO₃, y tratamiento posterior con NH₄OH.

La concentración de palinomorfos se logró mediante filtrados con malla de 180 y 40 μ,

y centrifugados breves para eliminar materia fina en suspensión.

El último lavado se hizo con el agregado de glicerina para eliminar la mayor parte posible de agua, y los montajes se hicieron en gelatina-glicerina.

El estudio se realizó con un microscopio Leitz Laborlux N° 597598 en el Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", División Paleobotánica, Avenida Angel Gallardo 470, Buenos Aires, en cuya microteca paleopalínológica se encuentran depositadas las preparaciones (BA PB), bajo el número 1535.

En las descripciones sistemáticas, cada ejemplar está caracterizado por el número de preparación y coordenadas correspondientes al microscopio.

Se ilustran todas las especies identificadas con microfotografías obtenidas con una cámara superponible Leitz Orthomat, y película Agfa Isopan 15° Din. La mayoría de las descripciones van acompañadas por un esquema de la especie, realizado con cámara clara.

Para la presente entrega, sólo se incluye a las esporas de hongos y palinomorfos afines estudiados, dejando constancia que el espectro es superior en número a las especies aquí descriptas.

Comentario sobre esporas de hongos como fósiles guía

El uso de las esporas de hongos como fósiles guía ha sido durante mucho tiempo en cierta forma relegado, y su utilidad dentro de los espectros palinológicos referido fundamentalmente a aspectos paleoecológicos.

Recién en la última década, aparecen dentro de la literatura palinológica trabajos que tienden a disipar los antiguos resquemores y a justificar con marcadas razones, la inclusión de estos palinomorfos en la nunca suficiente lista de recursos bioestratigráficos.

Así, y a este respecto, es sin duda uno de los principales antecedentes el importante trabajo de Varma y Rawat (1963) el que despierta el interés sobre la importancia que como fósiles guía tiene dicho material. Si bien en ese entonces se desconocía la verdadera naturaleza de los granos diporados que en cuestión trataban.

Pero indudablemente son los trabajos de

Elsik (1968, 1969, 1970, 1976), y Elsik *et al.* (1974 a y b; 1977), los que encaran frontalmente la problemática y proponen formalmente no sólo su incorporación al elenco de recursos bioestratigráficos, sino también una interesante clave para su clasificación taxonómica.

Los trabajos de Sheffy y Dilcher (1974); Jansonius (1976); y Lange & Smith (1971) entre otros, contribuyen enormemente al conocimiento de esta rica y variada gama de palinomorfos.

Lista taxonómica de especies identificadas correspondiente a esporas de hongos y palinomorfos afines

- Inapertisporites circularis* Sheffy & Dilcher 1971 (lám. I, fig. 1).
Inapertisporites cf. *scabridus* Sheffy & Dilcher 1971 (lám. I, figs. 2-3).
Inapertisporites cf. *nodulus* Sheffy & Dilcher 1971 (lám. I, fig. 5).
Inapertisporites cf. *obpyriformis* Sheffy & Dilcher 1971 (lám. I, fig. 4).
Inapertisporites elencantense n. sp. (lám. I, figs. 6-9).
Inapertisporites sp. (lám. I, fig. 10).
Lacrimasporonites cf. *singularis* Sh. & Dil. 1971 (lám. I, fig. 13).
Lacrimasporonites sp. (lám. I, fig. 12).
Monoporisporites sp. 1 (lám. I, fig. 14).
Monoporisporites sp. 2 (lám. I, fig. 15).
Monoporisporites sp. 3 (lám. I, fig. 17).
Monoporisporites sp. 4 (lám. I, fig. 16).
Diporisporites harrisii (Varma & Rawat) Elsik 1968 (lám. I, fig. 19).
Diporisporites sp. (lám. I, fig. 18).
Dicellaesporites aculeolatus Sheffy & Dilcher 1971 (lám. I, fig. 20).
Dicellaesporites sp. (lám. I, fig. 21).
Didymoporisporonites sp. 1 (lám. I, fig. 25).
Didymoporisporonites sp. 2 (lám. I, fig. 24).
Didymoporisporonites sp. 3 (lám. I, fig. 23).
Didymoporisporonites sp. 4 (lám. I, fig. 22).
Dyadosporonites sp. 1 (lám. II, fig. 2).
Dyadosporonites sp. 2 (lám. II, fig. 1).
Brachysporisporites sp. 1 (lám. I, fig. 26).
Brachysporisporites sp. 2 (lám. I, fig. 27).
Brachysporisporites sp. 3 (lám. II, fig. 7).
Pluricellaesporites sp. 1 (lám. II, fig. 5).
Pluricellaesporites sp. 2 (lám. II, fig. 4).
Diporicellaesporites cf. *acuminatus* Sh. & Dil. 1971 (lám. II, fig. 10).
Diporicellaesporites sp. 1 (lám. II, fig. 3).
Diporicellaesporites sp. 2 (lám. II, fig. 8).
Multicellaesporites sp. 1 (lám. II, fig. 6).
Multicellaesporites sp. 2 (lám. II, fig. 9).
Trichothyrites (?) sp. (lám. II, fig. 14).
Hyphae tipo 1 (lám. II, fig. 12).
Hyphae tipo 2 (lám. II, fig. 11).
Hyphae (?) (lám. II, fig. 13).

Descripciones sistemáticas

Género: *Inapertisporites* (V. D. Hammen)
Elsik 1968.

DIAGNOSIS ENMENDADA (Elsik 1968, pág. 269): "Espora de hongo inaperturada, psilada; uniceldada, no septada; contorno variable".

ESPECIE TIPO: *Inapertisporites variabilis* V. d. Hammen 1954, pág. 104, t. 20.

Inapertisporites circularis

Sheffy & Dilcher 1971
Lám. I, fig. 1

Descripción: Espora de hongo inaperturada, uniceldada, de contorno subcircular. Pared lisa de $1,3 \mu$ de espesor, compuesta de dos capas de aproximadamente igual espesor.

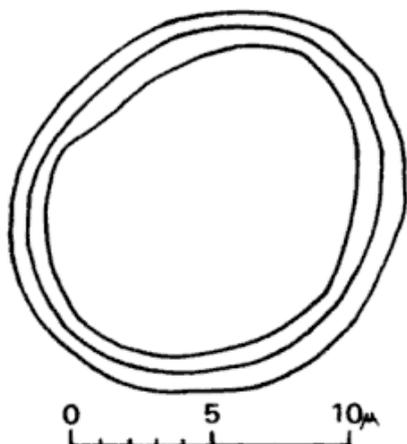


Fig. 2. — *Inapertisporites circularis*
Sheffy & Dilcher.

Dimensiones: Diámetro: 13μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 af: 26,1/109,5 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Inapertisporites circularis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 39, t. 13, f. 2; t. 15, f. 2), tiene perfecta semejanza en tamaño y forma con este material, razón por la cual se lo incluye en dicha especie.

Inapertisporites laevigatus Rouse (1959, pág. 312, t. 2, f. 30), al igual que *I. circularis* Sheffy & Dilcher, tiene respecto de este material las mismas semejanzas.

Lám. fig.: este trabajo.
t., f.: otros trabajos.

Inapertisporites cf. scabridus

Sheffy & Dilcher 1971
Lám. I, figs. 2-3

Descripción: Espora de hongo uniceldada, inaperturada, de contorno redondeado con una pequeña proyección esférica. Pared escabrada de tono opaco, excepto en la proyección que es de tono claro, lisa y en ella el espesor es de aproximadamente $0,8 \mu$, de una sola capa.

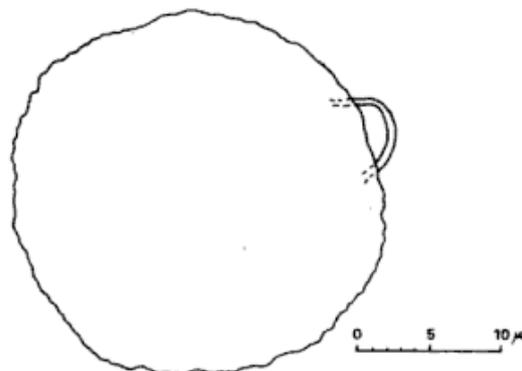


Fig. 3. — *Inapertisporites cf. scabridus*
Sheffy & Dilcher.

Dimensiones: Diámetro: 26μ ; proyección: $4,5 \mu$.

Material estudiado: 1535 j: 32,5/98,2 (1 ejemplar) BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Inapertisporites scabridus* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 40, t. 13, f. 17; t. 15, f. 17), del Eoceno medio de Tennessee, tiene conformación exactamente igual a este material; la única diferencia se da en el tamaño y que en nuestro material no se puede apreciar el espesor de la pared excepto en la proyección, esta es la razón por la cual sólo se lo compara.

Sontag (1966, t. 11, f. 3c), ilustra *Inaperturopollenites poliformosus* (Thierg., 1937) Th. & Pf. 1953, dsgl., subfsp. 1b, en el que se observa la superficie escabrada y una proyección muy similares a la de la especie. Con este material guarda mucha semejanza, y difieren en el hecho de que en aquél se observa el espesor de la pared.

Observación: Las fotos se han tomado en distintos planos para resaltar la proyección que no se puede apreciar bien en el mismo plano que el resto de la espora.

Inapertisporites cf. nodulus

Sheffy & Dilcher 1971

Lám. I, fig. 5

Descripción: Espora de hongo inaperturada, uniceldada, de contorno subredondeado con una pequeña prolongación subesférica. Pared lisa de tono oscuro, de $0,7 \mu$ de espesor compuesta de una sola capa. La prolongación es de tono más claro.

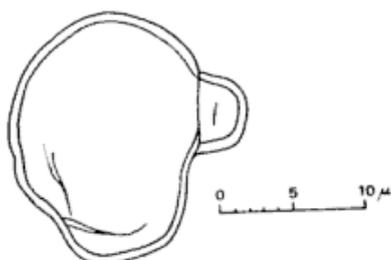


Fig. 4. — *Inapertisporites cf. nodulus* Sheffy & Dilcher.

Dimensiones: Diámetro: 18μ ; proyección: $5,5 \mu$.

Material estudiado: 1535 p: 39,1/111,6 (1 ejemplar) BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Inapertisporites nodulus* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 39, t. 13, f. 11; t. 15, f. 11), del Eoceno medio de Tennessee, posee características similares a este ejemplar, pero éste es algo más grande y de pigmentación tal que ha permitido observar el espesor y constitución de la pared, cosa que no es observable en *I. nodulus* Sheffy & Dilcher. Esta es la razón por la que sólo se compara la especie.

El material ilustrado por Kedves (1961, pág. 104, t. 2, f. 10), del Eoceno de Dorog (Hungria), al cual los autores de la especie hacen referencia, es opaco, y la prolongación característica no es muy conspicua.

Sontag (1966, t. 11, f. 2a-2b), ilustra *Inaperturopollenites polyformosus* (Thierg., 1937) Th. & Pf. 1953, subsp. 1a, que tiene características muy similares a este material, con la única diferencia que su tamaño es un poco mayor.

Inapertisporites cf. obpyriformis

Sheffy & Dilcher 1971

Lám. I, fig. 4

Descripción: Espora de hongo inaperturada de contorno subcircular con una pro-

yección redondeada. Pared lisa semiopaca de aproximadamente $0,7 \mu$ de espesor, compuesta por una sola capa.

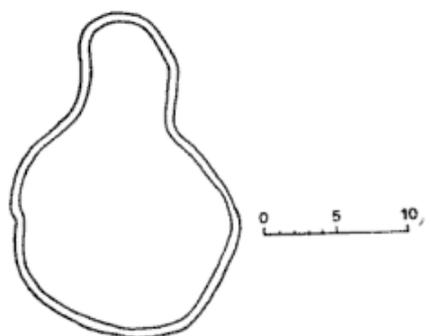


Fig. 5. — *Inapertisporites cf. obpyriformis* Sheffy & Dilcher.

Dimensiones: Diámetro: 17μ ; proyección: $8 \times 7 \mu$.

Material estudiado: 1535 x: 40/113,5 (1 ejemplar) BA PB.

Comparaciones: *Inapertisporites obpyriformis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 39, t. 13, f. 15; t. 15, f. 15), del Eoceno medio de Tennessee, posee características similares a este material, pero su tamaño es ligeramente menor.

Inapertisporites elencantense n. sp.

Lám. I, figs. 6-9

Derivatio nominis: El nombre se refiere al locus typicus de la especie.

Holotipo: 1535 aa: 33,8/93,9 BA PB, $19 \times 10 \mu$ (Lám. I, Fig. 6).

Locus typicus: Cabeceras del arroyo El Encanto, parte media del Cordón Oriental del Futalaufquen (provincia del Chubut).

Diagnosis: Esporas de hongo inaperturadas, uniceldadas, de contorno subvoidal-espátulado. Relación largo: ancho aproximadamente 2:1. Paredes lisas compuestas de dos capas, ligeramente engrosadas en los extremos. Leve aplanamiento en uno de los extremos.

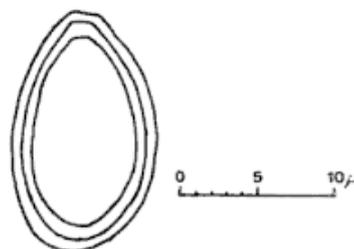


Fig. 6. — *Inapertisporites elencantense* n. sp.

Dimensiones: Largo: 14-20 μ ; ancho: 8-13 μ , (52 ejemplares).

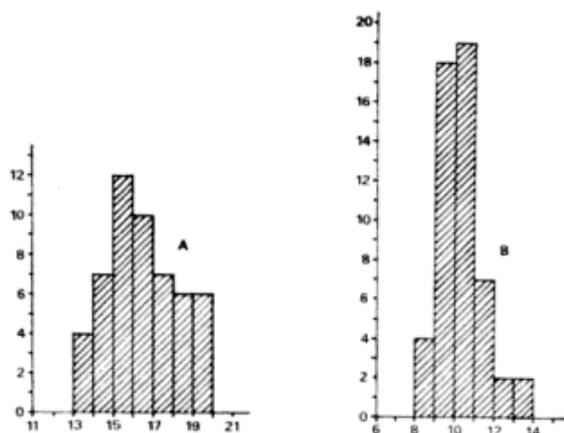


Fig. 7. — Distribución de tamaño de *Inapertisporites elencantense* n. sp. Abscisas: tamaño en micrones. Ordenadas: número de ejemplares A: ancho; B: largo.

Holotipo: Espora de hongo inaperturada, uniceldada, de contorno espatulado, 19 x 10 μ . Pared lisa de 1,2 μ de espesor, compuesta de dos capas de aproximadamente igual espesor, que se engrosan ligeramente en los extremos hasta aproximadamente 2 μ , lo que en dichas partes da un tono más oscuro al grano. En un extremo tiene un leve aplanamiento de aproximadamente 2 μ .

Paratipos: 1535 y: 34,9/100 BA PB, 16 x 9 μ (lám. I, fig. 7); 1535 af: 32,5/97,4 BA PB, 16 x 10 μ (lám. I, fig. 8); 1535 ad: 37,8/96 BA PB, 15 x 10 μ (lám. I, fig. 9).

Material estudiado: 1535 a: 33/110,7; 1535 b: 33,9/95,8; 40,4/95,9; 1535 c: 27,6/112; 30,5/111,1; 1535 d: 32,4/94; 39,5/95,3; 1535 e: 38,1/101,6; 1535 f: 37,7/98,2; 36,3/98,9; 1535 u: 30,1/101,4; 32,9/103,2; 1535 v: 29,1/102,8; 41,4/105,9; 1535 y: 44,6/93,4; 43,7/106,6; 1535 aa: 25,8/94,6; 1535 ad: 41,4/95,7; 39,5/98,4; 1535 ae: 39,6/95,3; 47,1/107,5 BA PB, y otros ejemplares más.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Inapertisporites* sp. 1 Elsik (1968, pág. 269, t. II, f. 7), del Paleoceno de Texas, difiere del presente material en que no tiene engrosamiento de la pared en los extremos, ni aplanamiento en uno de ellos; además tiene un "área basal" no presente en nuestro material.

Lange & Smith (1971, pág. 678, t. 4, f. 194, 195, 212, 220, 221, 222, 229, 231, 233, 239, 147, 149, 158, 259 y 187), ilustran un conjunto de amerosporas del Eoceno medio de Australia, de las cuales, las citadas guardan mucho parecido con nuestro material, y siempre que no tengan apertura funcional podrían ser incluidas en la especie.

Observaciones: *Lacrimasporonites* sp. (lám. I, fig. 12), es similar a este material. La diferencia fundamental la constituye la presencia de poro en el extremo aplanado de *Lacrimasporonites* sp. Posiblemente ambas morfoespecies constituyan dos estadios distintos en la maduración de un mismo tipo de espora.

Inapertisporites sp.

Lám. I, figs. 10-11

Descripción: Espora de hongo inaperturada, monoceldada, de contorno elipsoidal, con el extremo basal aplanado. Pared lisa, de 1,2 μ de espesor compuesta de dos capas de aproximadamente 0,6 μ , que en el extremo basal se engrosa hasta aproximadamente 2,3 μ . El extremo basal puede estar unido a una porción de hyphae.

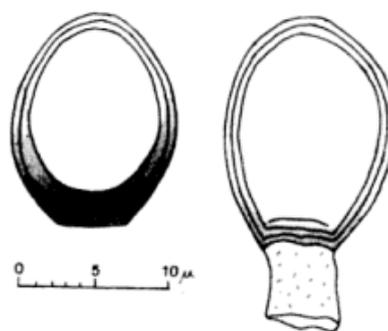


Fig. 8. — *Inapertisporites* sp.

Dimensiones: Largo: 12-17 μ ; ancho: 10-12,6 μ (6 ejemplares).

Material estudiado: 1535 m: 29,4/95,1; 1535 p: 46,9/96,7; 1535 x: 37,3/111,8; 1535 ae: 43,3/97,9; 47,4/107,9; 1535 ag: 41,5/111,3 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Monoporisporites cupuliformis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 40, t. 13, f. 23; t. 15, f. 23), tiene mucha semejanza morfológica y de tamaño con el

presente material, difieren principalmente en que este material tiene pared menos espesa y compuesta de dos capas, además de no presentar poro.

Monoporisorites sp. 2 (lám. I, fig. 15), difiere fundamentalmente por la presencia del poro.

Observación: Al extremo basal del ejemplar de la figura 11, aún permanece unido un resto de hyphae.

Género: *Lacrimasporonites* (Clarke)
Elsik 1968.

DIAGNOSIS ENMENDADA (Elsik 1968, pág. 273): "Espora de hongo monoporada, no septada, psilada; espatulada a elíptica; poro apical".

ESPECIE TIPO: *Lacrimasporonites levis* Clarke 1965, pág. 87, t. I, f. 10.

Lacrimasporonites* cf. *singularis
Sheffy & Dilcher 1971
Lám. I, fig. 13

Descripción: Espora de hongo monocelada, monoporada, de contorno ovoidal, con un pequeño aplanamiento en el extremo más aguzado. Pared lisa de $1,4 \mu$ de espesor, compuesta de dos capas de aproximadamente $0,7 \mu$ cada una, que hacia los extremos se engrosa hasta aproximadamente 2μ . Poro pequeño, de alrededor de $0,5 \mu$, en el extremo aplanado de la espora.

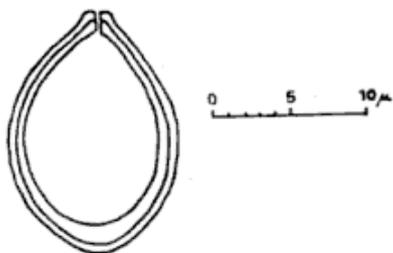


Fig. 9. — *Lacrimasporonites* cf. *singularis*
Sheffy & Dilcher.

Dimensiones: Largo: $10,5-12 \mu$; ancho: $16,2-17,2 \mu$ (2 ejemplares).

Material estudiado: 1535 af: $28,4/112,7$; 1535 ag: $39,7/96,8$ BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Lacrimasporonites singularis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 47, t. 14, f. 71; t. 16, f. 71), del Eoceno medio

de Tennessee, es en forma y tamaño igual al presente material. La única diferencia está referida al número de capas que componen la pared, que en nuestro caso son dos. Esta es la razón por la cual se decidió solamente comparar en lugar de asignar directamente el material a dicha especie.

Lacrimasporonites basidii Elsik (1968, pág. 273, t. II, f. 17), del Paleoceno de Texas, tiene mucha semejanza con nuestro material, pero difiere en que esa especie tiene la pared alrededor del poro combada hacia afuera.

***Lacrimasporonites* sp.**
Lám. I, fig. 12

Descripción: Espora de hongo monoporada de contorno espatulado. Pared lisa, de $1-1,2 \mu$ de espesor, compuesta de dos capas de aproximadamente $0,6 \mu$ cada una, que en ambos extremos se observa ligeramente engrosada. Poro en el extremo más aguzado, de aproximadamente $0,5 \mu$, alrededor del cual la pared sufre un leve hundimiento de $2,5 \mu$ de diámetro.

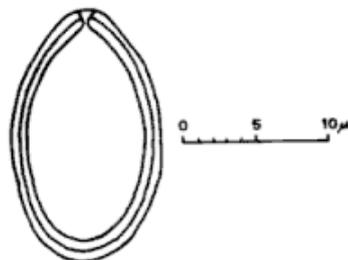


Fig. 10. — *Lacrimasporonites* sp.

Dimensiones: Ancho: $9-15 \mu$; largo: $16-27 \mu$ (6 ejemplares).

Material estudiado: 1535 n: $42,5/112,5$; 1535 ac: $37,1/103$; 1535 ae: $40,9/99,9$; 36,9/101,5; 44,9/109,7; 1535 ag: $43,3/105$ BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Lacrimasporonites basidii* Elsik (1968, pág. 273, t. II, f. 17/18/22), del Paleoceno de Texas, posee características similares respecto a forma, espesor de la pared y capas que la componen. Aunque el tamaño es ligeramente menor, la diferencia fundamental se da en la apertura, ya que alrededor del poro la pared de *Lacrimasporonites basidii* se comba hacia afue-

ra, contrariamente a lo que ocurre en este material.

Elsik & Dilcher (1974, pág. 71, t. 27, f. 28-29), ilustran dos ejemplares del Eoceno medio de Tennessee, de morfología externa similar al presente material, pero no dan detalles específicos de los mismos.

Género: **Monoporisporites** (V. d. Hammen)
Sheffy & Dilcher 1971.

DIAGNOSIS ENMENDADA (Sheffy & Dilcher 1971, pág. 40): "Espora de hongo o de alga, psilada a finamente puntuada, monoporada o hilada, no septada, de contorno esférico a subsférico".

ESPECIE TIPO: *Monoporisporites minutus* V. d. Hammen 1954, pág. 103, t. 20.

Monoporisporites sp. 1

Lám. I, fig. 14

Descripción: Espora de hongo de contorno subcircular, monoporada. Superficie levigada. Pared de aproximadamente $1,5 \mu$ de espesor, compuesta de dos capas de espesor aproximado a $0,7 \mu$ cada una. Poro de aproximadamente $0,5 \mu$, la pared se invagina alrededor del mismo.

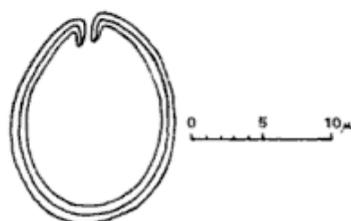


Fig. 11. — *Monoporisporites* sp. 1.

Dimensiones: $12,5 \times 16 \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 t: 37,5/93,8 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Elsik (1968, pág. 272, t. II, f. 31), describe del Paleoceno de Texas *Monoporisporites koenighii* cuyo rango de tamaño oscila entre 20 y 22μ , algo mayor que el del presente ejemplar, amén de que puede presentar una tercera y fina capa externa, y la pared se comba ligeramente alrededor del poro.

Van der Hammen (1954, pág. 130, t. 20) describe *Monoporisporites minutus A* y *Monoporisporites minutus B*, cuyo tamaño y forma se corresponden con este ejemplar,

sin dar detalles sobre el espesor y capas de la pared, o la conformación del poro.

Monoporisporites sp. 2

Lám. I, fig. 15

Descripción: Espora de hongo monocelada, monoporada, de contorno subredondeado-ovoidal, con uno de los extremos aplanado. Poro en el lado opuesto de aproximadamente $0,6-0,7 \mu$, alrededor del cual la pared se observa levemente invaginada. Pared de aproximadamente $1,2 \mu$, compuesta de dos capas de aproximadamente igual espesor. Extremo plano de $5,1 \mu$ de ancho, donde la pared aparece casi opaca y probablemente compuesta por 4 capas. Quizás se trate del extremo que conectaba la espóra a la hyphae u otra espóra.

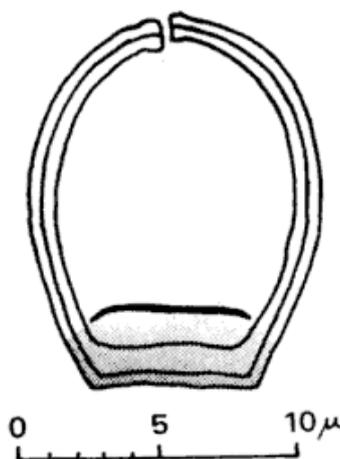


Fig. 12. — *Monoporisporites* sp. 2.

Dimensiones: Largo: 14μ ; ancho: 11μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ag: 45,6/109,9 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

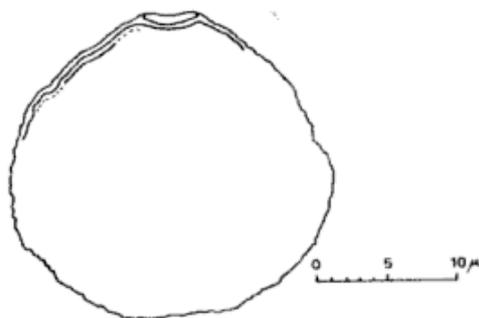
Comparaciones: *Monoporisporites cupuliformis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 40, t. 13, f. 23; t. 15, f. 23), del Eoceno medio de Tennessee, tiene mucha semejanza con este material en cuanto a forma y tamaño, difiere en que aquel material tiene pared de tres capas y que en el extremo aplanado la pared parece ser menos espesa que el nuestro.

Inapertisporites sp. (lám. I, fig. 10), difiere principalmente de este ejemplar por la ausencia de poro.

Monoporisporites sp. 3

Lám. I, fig. 17

Descripción: Espora de hongo monoceldada, monoporada, de contorno subcircular. Pared escabrada de tono muy oscuro, en partes opaco, de $1,2 \mu$ de espesor, compuesta por dos (?) capas de más o menos igual espesor. Poro de 3μ de ancho.

Fig. 13. — *Monoporisporites* sp. 3.

Dimensiones: Largo: $23,5 \mu$; ancho: 25μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ae: 31,2/110,8 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

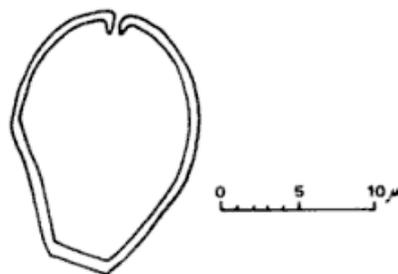
Comparaciones: *Monoporisporites koenighii* Elsik (1968, pág. 272, t. II, f. 31), del Paleoceno de Texas, es muy parecido a este ejemplar, tanto en forma como en tamaño, pero difiere en el tamaño del poro y que en él la pared se invagina.

Elsik & Dilcher (1974, pág. 71, t. 27, f. 27), ilustran para el Eoceno medio de Claiborne, Tennessee, *Monoporisporites* sp., de morfología similar al presente material, aunque el tamaño es menor. No dan detalles específicos del mismo.

Monoporisporites sp. 4

Lám. I, fig. 16

Descripción: Espora de hongo monoporada, de contorno cardiforme con la punta aplanada. Pared lisa, compuesta de una sola capa de aproximadamente $0,7 \mu$ de espesor que puede estar engrosada en el extremo aplanado hasta más de 1μ . Apertura en el otro extremo de aproximadamente 1μ , alrededor de la cual la pared se invagina 2μ .

Fig. 14. — *Monoporisporites* sp. 4.

Dimensiones: Largo: $16-18 \mu$; ancho: $10-13 \mu$ (3 ejemplares).

Material estudiado: 1535 y: 45,8/106; 1535 ae: 34,2/94,5; 30,1/94,5 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Monoporisporites cupuliformis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 40, t. 13, f. 23; t. 15, f. 23), del Eoceno medio de Tennessee, tiene cierta semejanza con nuestro material, pero a diferencia del nuestro su pared está compuesta por tres capas, su tamaño es menor y su forma más redondeada.

Diporisporites (?) sp. 1 Elsik (1968, pág. 278, t. II, f. 29), tiene cierto parecido con este material por la forma y el extremo aplanado, pero uno de los poros presenta un cuello y la superficie aplanada tiene un poro, razón por la cual no es posible la inclusión en el mismo género.

Género: *Diporisporites* (V. d. Hammen) Elsik 1968.

DIAGNOSIS ENMENDADA (Elsik 1968, pág. 271): "Espora de hongo uniceldada, diporada; poros en los extremos opuestos del grano. Los poros pueden estar modificados, por ejemplo con atrium, annulus, o septos, formando una cámara de poro; contorno variable, ornamentación variable".

ESPECIE TIPO: *Diporisporites elongatus* V. d. Hammen 1954, pág. 103, t. 20.

Diporisporites harrisii

(Varma & Rawat) Elsik 1968

Lám. I, fig. 19

1963. *Punctodiporites harrisii* Varma & Rawat, pág. 136, f. 16-19).

Descripción: Espora de hongo diporada de contorno fusiforme. Pared de $0,8-1 \mu$ de espesor, compuesta por una sola capa; superficie externa escabrada.

Poros en los extremos del huso, elevados por un cuello con forma de tronco cónico de 4,5-9 μ de largo, que conforma una cámara de poro de 5,5-9 μ en la base, y 2,5-5,7 μ en el poro externo.

La pared del cuello llega a 1,5 μ de espesor y está compuesta de dos capas de aproximadamente 0,7 μ cada una. La capa externa puede prolongarse sobre el poro externo hasta casi tapanlo formando un vestíbulo. Es frecuente observar en el cuello un adelgazamiento en sentido axial que se asemeja a un tajo.

Dimensiones: Ancho: 21-32 μ ; largo: 48-71 μ (29 ejemplares).

Material estudiado: 1535 t: 31,1/102,4; 1535 u: 33,8/93,5 y otros; 1535 v: 28,5/92 y otros; 1535 w: 31,4/101,4; 41,6/96,1; 1535 y: 40,4/98,4; 1535 z: 28,2/95,6; 1535 aa: 37,1/101,6; 1535 ac: 45/97,5 y otros BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Elsik & Dilcher (1974, pág. 72, t. 27, f. 31), ilustran para el Eoceno de Tennessee *Diporisporites* type 2, ejemplar que tiene cierta semejanza en el tamaño con este material, pero la conformación de los poros parece ser distinta. La falta de descripción no permite hacer otras comparaciones.

Varma & Rawat (1963, pág. 133, f. 11-12), describen e ilustran para el Terciario inferior de la India *Diporisporites anklavarensis* (Varma & Rawat) Elsik 1968, con características muy similares a este material, excepto la escultura de la pared que es foveolada. En cambio la descripción e ilustración de *Diporisporites harrisii* (Varma & Rawat) Elsik 1968, se ajustan muy bien al material estudiado, razón por la que se lo incluye en dicha especie.

Observaciones: Dado el estado de conservación del material, las formas estudiadas presentan frecuentes roturas y pliegues.

Diporisporites sp.

Lám. I, fig. 18

Descripción: Espora de hongo diporada, de contorno subovalado en vista ecuatorial. Pared lisa de 1,2-1,5 μ de espesor, compuesta de dos capas de aproximadamente igual espesor. Poros en ambos extremos de la

espora de aproximadamente 0,8 μ alrededor de los cuales la pared se observa invaginada.



Fig. 15. — *Diporisporites* sp.

Dimensiones: Largo 12 μ ; ancho: 9 μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ad: 41,5/94,8 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Diporisporites hammenii* Elsik (1968, pág. 278, t. II, f. 25-28), del Paleoceno de Texas, tiene dimensiones similares a este material y su conformación no es muy distinta. Difieren principalmente en que la pared alrededor de los poros de nuestro material se invagina, mientras que en *Diporisporites hammenii* se comba hacia afuera.

Elsik & Dilcher (1974, pág. 72, t. 27, f. 30), ilustran *Diporisporites* sp. type 1, de tamaño semejante al nuestro, pero de forma más elongada. La conformación de los poros, evidentemente más pequeños, parece también diferir.

Género: Dicellaesporites (Elsik)

Sheffy & Dilcher 1971.

DIAGNOSIS ENMENDADA (Sheffy & Dilcher 1971, pág. 41): "Esporas de hongos o cuerpos algales inaperturados. Diceldado, uniseptado, de contorno variable. Escultura psilada a escabrada".

ESPECIE TIPO: *Dicellaesporites popovii* Elsik 1968, pág. 269, t. II, f. 9.

Dicellaesporites aculeolatus

Sheffy & Dilcher 1971

Lám. I, fig. 20

Descripción: Esporas de hongos inaperturadas, diceldadas, de contorno alargado, constrictas en la región tabical. Pared levigada de 0,5-0,7 μ de espesor, compuestas de una sola capa. Tabique submediano de alrededor de 3,5 μ de espesor, compuesto de 3-4 capas de espesor variable.

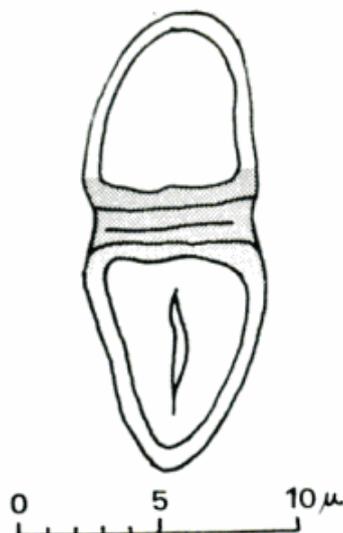


Fig. 16. — *Dicellaesporites aculeolatus*.
Sheffy & Dilcher.

Dimensiones: Ancho máximo: 7-10 μ ; largo: 14-23 μ (7 ejemplares).

Material estudiado: 1535 t: 44,4/96,9; 1535 u: 28,8/99,2; 32/101,2; 1535 v: 30/91,7; 1535 w: 48,1/106,1; 1535 ad: 40,3/95,3; 43,8/99,1 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Elsik & Dilcher (1974, pág. 69, t. 27, f. 19) ilustran un ejemplar de semejanza morfológica con este material, pero el tamaño es mayor y la región tabical no es constricta como este material.

D. popovii Elsik, es también de tamaño mayor, y por su morfología no puede confundirse con este material. En cambio *D. aculeolatus* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 41, t. 13, f. 26; t. 15, f. 26) del Eoceno medio de Tennessee, guarda caracteres idénticos a este material, excepto que en éste, aunque con dificultad, se distinguen las capas del tabique.

Dicellaesporites sp.

Lám. I, fig. 21

Descripción: Esporas de hongos diceldadas, inaperturadas, uniseptadas. Contorno alargado, constrictas en la región tabical. Celdas desiguales, siendo la mayor de contorno subredondeado con pigmentación más oscura; y la menor de tono más claro, contorno lanceolado y extremo romo. Pared lisa de aproximadamente 1,2 μ de espesor, com-

puesta de dos capas de aproximadamente 0,6 μ cada una. Tabique de tono casi opaco, de 4 μ de espesor, compuesto probablemente por 4 capas de aproximadamente 1 μ cada una.

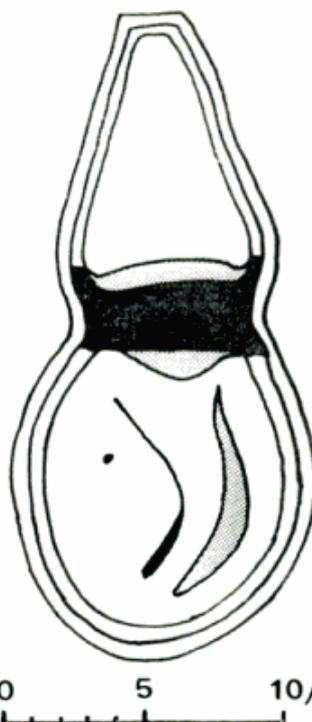


Fig. 17. — *Dicellaesporites* sp.

Dimensiones: Largo: 20-25 μ ; ancho máximo: 10-11,5 μ (6 ejemplares).

Material estudiado: 1535 v: 33,5/102,4; 1535 ae: 46,1/110,6; 1535 af: 35,6/107,3; 1535 ag: 30,3/98; 32,8/102,8; 41,5/107 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Dicellaesporites levis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 41, t. 13, f. 25; t. 15, f. 25) tiene un rango de tamaño similar a nuestro material, pero difiere fundamentalmente en su forma y en la composición de la pared que es de una sola capa.

Didymoporisporonites sp. 1 (lám. I, fig. 25), tiene mucha semejanza con este material en cuanto a tamaño, espesor y composición de la pared y contorno. Pero la celda más pequeña, además de ser porada, no tiene la forma lanceolada de éste.

Observaciones: Es frecuente en la celda de mayor tamaño una línea oscura algo ondulada, que se interpreta como un pliegue de la pared. En dos ejemplares, se observó

en el ápice romo que la capa interna de la pared presenta una discontinuidad, lo que se interpreta como la insinuación de un poro que no se concretó.

Género: *Didymoporisporonites*
Sheffy & Dilcher 1971.

ESPECIE TIPO: *Didymoporisporonites psilatus*
Sheffy & Dilcher, 1971, pág. 42, t. 13, f. 35;
t. 15, f. 35.

Didymoporisporonites sp. 1

Lám. I, fig. 25

Descripción: Espora de hongo diceldada, monoporada, de contorno con forma de número ocho. Celdas desiguales, ambas subredondeadas, la menor tiene el poro en su extremo libre y es de tono más claro. Pared lisa de 1,3-1,5 μ , compuesta por dos capas de aproximadamente igual espesor que se engrosan ligeramente alrededor del poro formando un anillo. Poro de 0,5 μ de diámetro. Tabique submediano de 4 μ de espesor y tono casi opaco, que probablemente esté compuesto por 4 capas, alrededor del cual la espora se presenta constricta.

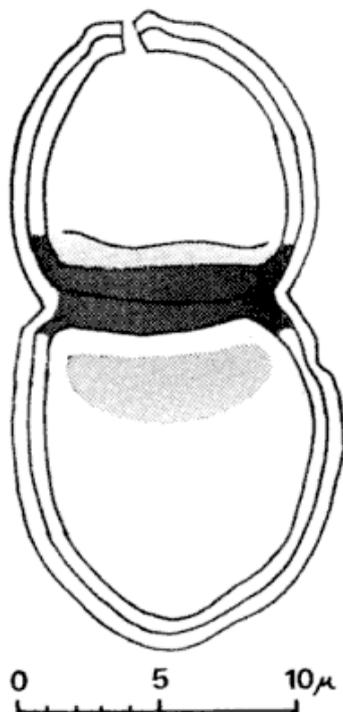


Fig. 18. — *Didymoporisporonites* sp. 1.

Dimensiones: Largo: 25-18,5 μ ; ancho máximo: 12,5-10,5 μ (2 ejemplares).

Material estudiado: 1535 af: 41,5/101; 26,2/106 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Didymoporisporonites inaequalis* Sheffy & Dilcher 1971, tiene un contorno y características que guardan mucha similitud con el presente material, pero el rango de tamaño es mucho menor. Además el engrosamiento de la pared alrededor del poro de este material es otro carácter diferenciable.

Didymoporisporonites sp. 2 (lám. I, fig. 24), tiene similitud con estos ejemplares en cuanto a conformación de la pared y tamaño, pero se diferencian tanto en los poros como en las formas de sus contornos.

Didymoporisporonites sp. 2

Lám. I, fig. 24

Descripción: Espora de hongo diceldada, uniseptada, monoporada de contorno alargado. Pared lisa de 1-1,3 μ de espesor compuesta de dos capas de aproximadamente igual espesor, que se engrosan alrededor de la apertura formando un anillo de 2,3 μ de espesor. Tabique de 3,3 μ de espesor, compuesto de cuatro capas de espesores más o menos iguales. La celda porada, de menor tamaño, es de tono más claro que la no porada. La zona tabical se presenta constricta. Poro de aproximadamente 1 μ de diámetro.

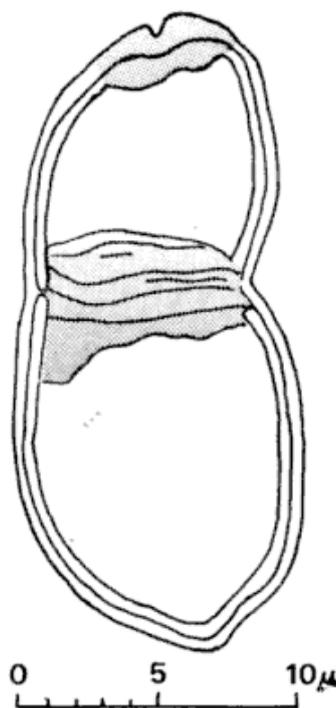


Fig. 19. — *Didymoporisporonites* sp. 2.

Dimensiones: largo: 24,5 μ ; ancho máximo: 11,5 μ , (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 v: 46,7/109,9 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina". (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: El presente ejemplar tiene mucho parecido con *Didymoporisporonites* sp. 1 (Lám. I, fig. 25), la diferencia fundamental reside en la conformación del poro y contorno de ambas formas.

Didymoporisporonites psilatus Sheffy & Dilcher 1971, tiene cierto parecido morfológico con este material, pero su tamaño y forma del poro es muy distinto.

Didymoporisporonites sp. 3

Lám. I, fig. 23

Descripción: Espora de hongo diceldada, monoporada, de contorno reniforme. Celdas desiguales, siendo la mayor casi el doble de la menor. Pared lisa de 1,3 μ compuesta por dos capas de aproximadamente igual espesor. Poro en el extremo libre de la celda menor de aproximadamente 0,7 μ , alrededor del cual la capa externa de la pared se invagina levemente hasta 2 μ . Tabique opaco de alrededor de 4 μ de espesor.

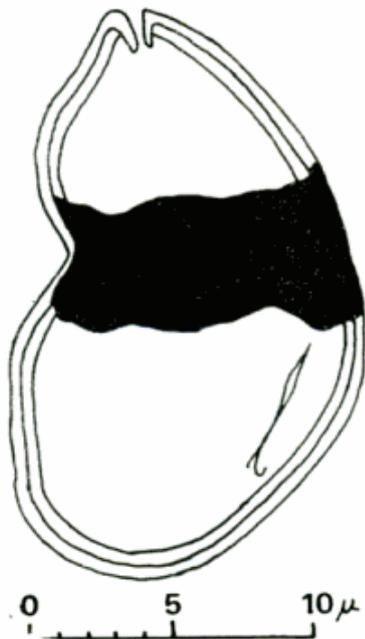


Fig. 20. — *Didymoporisporonites* sp. 3.

Dimensiones: Largo: 22 μ ; ancho máximo: 12,5 μ , (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ac: 33,3/100,5 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Didymoporisporonites* sp. 2 (Lám. I, fig. 24) se diferencia del presente ejemplar en las relaciones de tamaño entre las celdas, y en que el poro no presenta invaginación de la capa externa como en el presente material.

Didymoporisporonites psilatus Sheffy & Dilcher 1971, tiene una celda que es aproximadamente el doble del tamaño de la menor, pero su rango de dimensiones es mucho menor que nuestro material, tampoco su contorno adquiere la forma arriñonada de este ejemplar.

Didymoporisporonites sp. 4

Lám. I, fig. 22

Descripción: Espora de hongo diceldada, monoporada, de contorno fusiforme. Pared lisa compuesta por una capa de aproximadamente 0,6 μ de espesor. Poro en el extremo de una de las celdas de aproximadamente 0,5 μ . Tabique submediano, de tono muy oscuro compuesto de varias capas, probablemente 4, de aproximadamente 4 μ de espesor. Es frecuente que la celda no porada presente pliegues longitudinales en sentido axial.

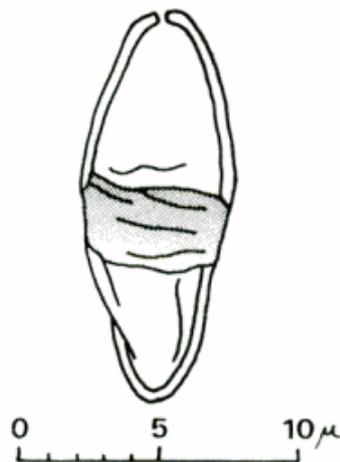


Fig. 21. — *Didymoporisporonites* sp. 4.

Dimensiones: Largo: 18,4-15 μ ; ancho: 8-5 μ (5 ejemplares).

Material estudiado: 1535 ad: 41,1/102,8; 1535 ae: 41,1/106,7; 45,5/112,2; 1535 ag: 45,8/96; 46/108,9 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Excepto el detalle del poro, es muy similar en el resto de sus caracteres a *Dicellaesporites aculeolatus* Sheffy & Dilcher 1971 (lám. I, fig. 20).

Didymoporisporonites normalis Sheffy & Dilcher 1971, presenta celdas más redondeadas en los extremos que nuestro material, y el rango de tamaño es levemente menor.

Género: *Dyadosporonites* Elsik 1968.

ESPECIE TIPO: *Dyadosporonites schwabii* Elsik 1968, pág. 279, t. II, f. 30.

Dyadosporonites sp. 1

Lám. II, fig. 2

Descripción: Espora de hongo diceldada, diporada, de contorno subelipsoidal, con un extremo redondeado y otro levemente aplanado. Pared lisa de aproximadamente $0,7 \mu$ de espesor compuesta por una sola capa. Tabique opaco de 5μ de espesor y posición submediana. Poros en ambos extremos de la espora, el del extremo redondeado de $0,5 \mu$ con la pared levemente invaginada a su alrededor; el del extremo aplanado de 1μ acompañado de un "vestíbulo" (?).

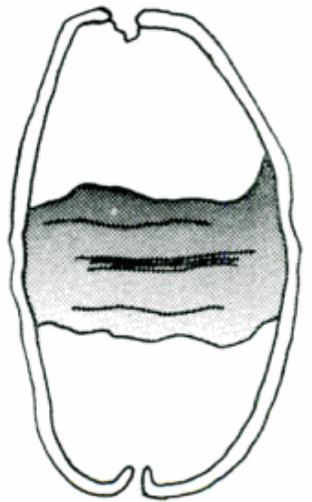


Fig. 22. — *Dyadosporonites* sp. 1.

Dimensiones: Largo: $19,5 \mu$; ancho: 11μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ag: 29,8/99,4 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Dyadosporonites subovalis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 43, t. 14, f. 40; t. 16, f. 40), posee características muy similares a este material, excepto el tamaño que es la mitad del nuestro y la conformación de los poros.

Dyadosporonites schwabii Elsik (1968, pág. 279, t. II, f. 30), del Paleoceno de Texas, tiene aproximadamente el mismo contorno y tamaño que este material, pero la conformación de sus poros es distinta, el tabique más delgado, y la pared está compuesta por dos capas.

Dyadosporonites sp. 2

Lám. II, fig. 1

Descripción: Espora de hongo diceldada, diporada, de contorno subelíptico y región tabical submediana ligeramente constricta. Celdas más anchas que largas, de extremos libres redondeados. Pared lisa compuesta de una sola capa, de $0,7-0,8 \mu$ de espesor. Tabique de tono casi opaco de $3,5-4 \mu$ de espesor, compuesto de probablemente 4 capas. Poros pequeños de aproximadamente $0,5 \mu$ bordeados por un anillo, y que se encuentran desplazados ligeramente hacia un costado de los extremos de la espora.

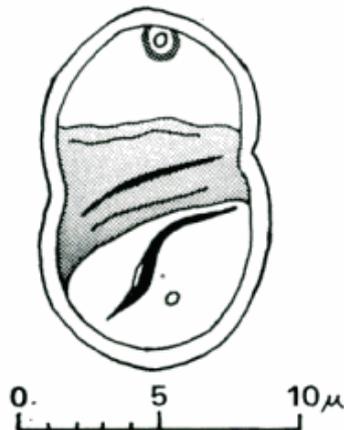


Fig. 23. — *Dyadosporonites* sp. 2.

Dimensiones: Largo: 14μ ; ancho máximo: $9,2 \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 y: 37,3/102,2 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Dicellaesporites granuliformis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 41, t. 13, f. 27; t. 15, f. 27), es muy parecido a este ejemplar en forma y tamaño, se diferencia en que el presente material además de ser diporado, tiene pared lisa mientras que en el otro es granulada.

Dyadosporonites subovalis Sheffy & Dilcher (1971, pág. 43, t. 14, f. 40; t. 16, f. 40), aunque bastante parecido, difiere de este material por ser de tamaño más chico, tener los poros en los extremos de las celdas, y uno de los extremos es ligeramente aplanado.

Género: *Brachysporisporites*
Lange & Smith 1971.
1974. ***Granatisporites***
Elsik & Jansonius

ESPECIE TIPO: *Brachysporisporites pyriformis*
Lange & Smith 1971, pág. 677, t. 6, f. C.

***Brachysporisporites* sp. 1**
Lám. I, fig. 26

Descripción: Espora de hongo inaperturada (?), de contorno subvoidal con un extremo aplanado, compuesta por cuatro celdillas alineadas. Dos celdillas constituyen las 4/5 partes de la espora, y sus anchos son el triple y cuádruple de las dos restantes que constituyen el extremo más aguzado. Pared lisa de $1,4 \mu$ de espesor, compuesta por dos capas, una interna de casi 1μ y

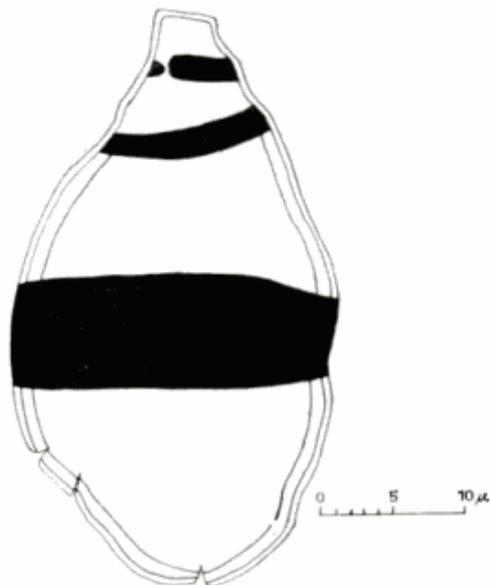


Fig. 24. — *Brachysporisporites* sp. 1.

la externa de menos de $0,5 \mu$. En las dos celdillas menores no se observa capa interna de la pared, lo que les confiere un tono mucho más claro que las mayores. Tabiques

opacos, el que separa las dos celdillas mayores de aproximadamente 7μ de espesor; los otros dos de alrededor de $2,5 \mu$. El tabique que separa las celdillas menores presenta una rotura que las comunica.

Dimensiones: Largo: 39μ ; ancho: 22μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ae: 43,2/103,1 BA PB.

Comparaciones: *Brachysporisporites pyriformis* Lange & Smith, del Eoceno medio de Australia, posee características parecidas a este material, pero su contorno es más alargado y el tabique que separa las celdas mayores, menos espeso.

Elsik & Jansonius (1974, pág. 954, t. I, f. 13), describen e ilustran *Brachysporisporites cotalis*, del Paleogeno del delta del Mackenzie, que difiere de nuestro material fundamentalmente por la presencia de poro en la celdilla menor, y en el tamaño.

Observación: Elsik & Jansonius notan como una característica genérica la presencia de algún tipo de apertura en la celdilla menor, en nuestro material este carácter no ha sido confirmado, pero como el estado de conservación no es bueno existe la posibilidad de que este obliterado. De cualquier manera la descripción genérica de Lange & Smith no menciona tal característica.

***Brachysporisporites* sp. 2**
Lám. I, fig. 27

Descripción: Espora de hongo inaperturada, tetraceldada, de contorno vesicular. Cel-

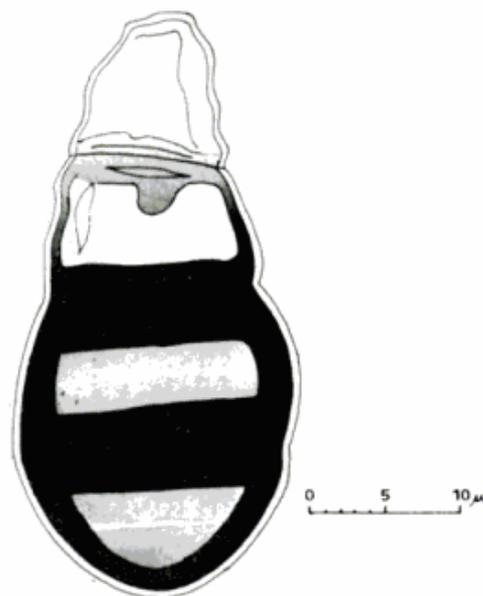


Fig. 25. — *Brachysporisporites* sp. 2.

das alineadas en orden de ancho decreciente. En un extremo las dos más grandes, de ancho más o menos igual, pigmentación semiopaca, con un tabique opaco de alrededor de $4\ \mu$ de ancho; ambas celdas conforman un balón con aplastamiento en la zona tabical que la une a la siguiente. En el medio una celda subtrapezoidal, de pigmentación oscura, translúcida, separada de las anteriores por un tabique opaco de $4,5\ \mu$. En el otro extremo la celda de menor tamaño de contorno también trapezoidal, separada de la anterior por un tabique de aproximadamente $3\ \mu$. Pared lisa a escabrada de $1,2-1,4\ \mu$ de espesor, compuesto por dos capas de similar espesor.

Dimensiones: Largo: $41\ \mu$; ancho máximo: $20,5\ \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ag: 30,7/107,1 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Rouse (1962, pág. 216, t. 5, f. 8), ilustra y describe "Designate W_{22} " como probable filamento algal, cuyo orden decreciente de tamaño de celdas lo asemeja en cierto modo a nuestro material. Lange & Smith (1971, t. 3, f. 151), ilustran una "Phragmospora", cuya forma tiene mucha similitud con este material, pero su tamaño es ligeramente mayor.

Observación: La celda menor se presenta rota en un costado, lo que se atribuye al estado de corrosión del material y no a un mecanismo de apertura.

Brachysporisporites sp. 3

Lám. II, fig. 7

Descripción: Espora de hongo inaperturada, pentaceldada de contorno vesicular alargado. Un extremo redondeado y el otro aplanado. Tabiques opacos de $4-5\ \mu$ de espesor. Pared lisa de aproximadamente $1,5\ \mu$ de espesor, compuesta por dos capas, la externa de alrededor de $0,6\ \mu$ y la interna de aproximadamente $0,9\ \mu$. En el extremo aplanado el tabique terminal se observa invaginado en su parte media hasta tocar el tabique siguiente, semejando un embudo.



Fig. 26. — *Brachysporisporites* sp. 3.

Dimensiones: Largo: $45\ \mu$; ancho máximo: $25\ \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ag: 45,6/104,3 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Rouse (1962, pág. 216, t. 5, f. 18-19), describe e ilustra "Designate W_{29} ", del Eoceno de Columbia Británica, cuya forma es muy similar a este material, difiere fundamentalmente en la presencia de poro, el tamaño es un poco menor.

Lange & Smith (1971, t. 3, f. 98), ilustran una "Phragmospora" con características muy similares a nuestro material, excepto que tiene una celdilla más y su tamaño es menor.

Observación: En el extremo aplanado quedan restos de pared de tono más claro, lo que podría significar que es el área de contacto de la espora con otras o con la hyphae.

Género: *Pluricellaesporites* (V. d. Hammen) Sheffy & Dilcher 1971.

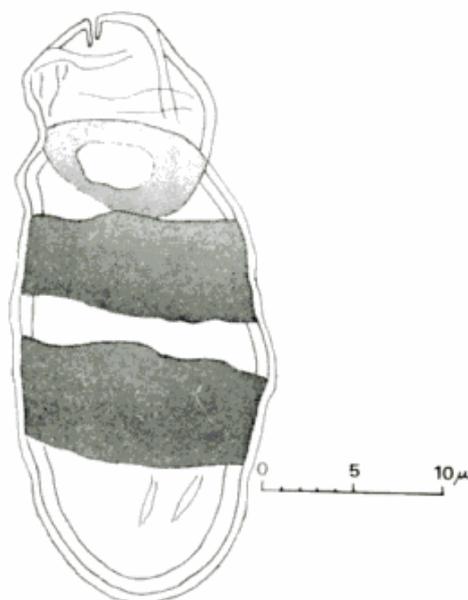
DIAGNOSIS ENMENDADA (Sheffy & Dilcher 1971, pág. 46): "Monoporadas, psiladas a escabradas esporas de hongo o alga de tres o más celdas; dos o más septos. Celdas alineadas a lo largo de un eje longitudinal".

ESPECIE TIPO: *Pluricellaesporites typicus* Van der Hammen 1954, pág. 104, t. 21.

Pluricellaesporites sp. 1

Lám. II, fig. 5

Descripción: Espora de hongo monoporada, tetraceldada, de contorno vesicular alargado. Celdas de aproximadamente igual tamaño, la del extremo cerrado termina en forma redondeada; la del extremo aperturado, de pigmentación más clara, en un poro de aproximadamente $0,7 \mu$ de diámetro alrededor del cual la pared se invagina. Pared lisa de $1,5-1,6 \mu$, compuesta de dos capas; la externa de $0,5 \mu$, y la interna de aproximadamente 1μ de espesor; excepto la celda porada que tiene sólo la capa externa y adquiere una forma globosa. Tabiques opacos de $2-7 \mu$ de espesor, el que separa la celda porada tiene una rotura que la comunica con la siguiente.

Fig. 27. — *Pluricellaesporites* sp. 1.

Dimensiones: Largo: $35,5 \mu$; ancho: 16μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ag: 37,7/95,8 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Pluricellaesporites hillsii* Elsik (1968, pág. 276, t. III, f. 5), del Paleoceno de Texas, tiene cierto parecido con nuestro material, pero la apertura no es simple; a diferencia de este material, se trata de una cámara de poro. Por lo demás si bien la forma se puede considerar seme-

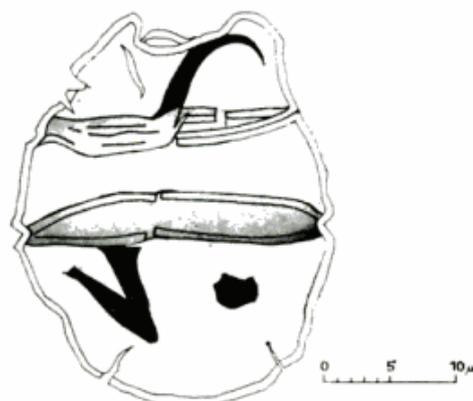
jante, varía en tamaño y número de celdas que constituyen la espora.

Multicellaesporites sacciformis Sheffy & Dilcher (1971, pág. 45, t. 14, f. 54; t. 16, f. 54), tiene semejanza con este material, pero su apertura está tapada. Además la celda "basal" parece no tener las características de la celda porada de nuestro material.

Pluricellaesporites sp. 2

Lám. II, fig. 4

Descripción: Espora de hongo monoporada, de contorno subovoide, con pequeñas incisiones en las zonas tabicales. Celda del extremo no porada casi del tamaño de las otras dos juntas, con pequeñas roturas a ambos lados del extremo subredondeado. Poro en el otro extremo de 9μ de diámetro. Tabiques de $1,8 \mu$, compuestos de dos capas de aproximadamente igual espesor. Pared lisa a escabrada de una sola capa de aproximadamente 1μ de espesor.

Fig. 28. — *Pluricellaesporites* sp. 2.

Dimensiones: Largo: 32μ ; ancho: $26,5 \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 aa: 41,4/107,7 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Pluricellaesporites subcapsularis* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 46, t. 14, f. 59; t. 16, f. 59), pese a tener un tamaño un poco menor que este material, tiene características muy semejantes a él; la diferencia fundamental reside en que este material tiene el poro en el lugar correspondiente al extremo aplanado en el otro material y viceversa.

Multicellaesporites capsularis Sheffy &

Dilcher (1971, pág. 44, t. 14, f. 47; t. 16, f. 47), tiene también características muy similares, pero carece de apertura y su forma es más elongada.

Género: *Diporicellaesporites* Elsik 1968.

ESPECIE TIPO: *Diporicellaesporites stacyi* Elsik 1968, pág. 279, t. III, f. 10-11.

Diporicellaesporites* cf. *acuminatus

Sheffy & Dilcher 1971

Lám. II, fig. 10

Descripción: Espora de hongo diporada, tetraceldada, de contorno lanceolado. Uno de los extremos es acuminado, y el otro ligeramente cóncavo. Tabiques opacos de aproximadamente $6-4 \mu$ de espesor. Pared lisa de aproximadamente 1μ , compuesta por dos capas de igual espesor. Poros en ambos extremos; el del extremo acuminado de más o menos $0,5 \mu$; alrededor del cual la pared se invagina levemente, el del extremo opuesto de aproximadamente $1,5 \mu$ de diámetro.

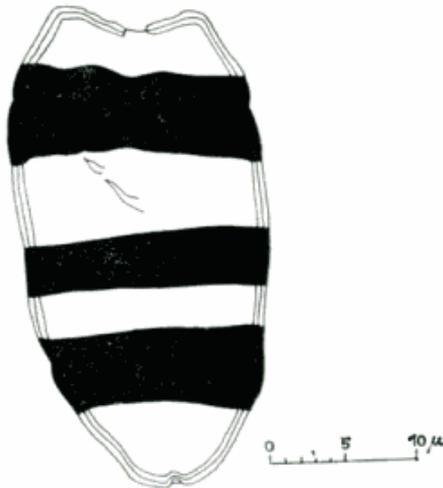


Fig. 29. — *Diporicellaesporites* cf. *acuminatus* Sheffy & Dilcher.

Dimensiones: Largo: 36μ ; ancho: 19μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 af: 42/110,5 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Diporicellaesporites acuminatus* Sheffy & Dilcher (1971, pág. 47, t. 14, f. 66; t. 16, f. 66), es muy parecido en sus características a nuestro material;

difiere en el tamaño, tiene una celdilla menos, y en que la pared del nuestro está compuesta por dos capas, siendo esto la razón por la cual sólo se lo compara.

Multicellaesporites? sp. Sheffy & Dilcher (1971, pág. 45, t. 14, f. 57; t. 16, f. 57), tiene también buen parecido morfológico externo con nuestro material. Difiere en la ausencia conspicua de poros, tamaño, y número de capas de la pared.

***Diporicellaesporites* sp. 1**

Lám. II, fig. 3

Descripción: Espora de hongo diporada, triceldada, de contorno ovoidal-"corrugado", con un extremo bien redondeado y otro semiaplanado. Pared levigada de $2,3 \mu$ de espesor compuesta de dos capas; una externa de $0,6 \mu$, y otra interna de aproximadamente $1,7 \mu$ de espesor. Poros en ambos extremos de la espora. El del extremo más redondeado de aproximadamente 2μ de ancho alrededor del cual la pared se comba ligeramente hacia adentro. El del otro extremo también de aproximadamente 2μ de ancho, se encuentra elevado por un cuello con forma de tronco cónico de 4μ de alto por 9μ de base mayor y 6μ de base menor; la pared del cuello es translúcida compuesta por una capa de $0,6 \mu$. Tabiques opacos que se confunden con el tono de la pared. A la altura de los tabiques la pared de la espora presenta leves incisiones.

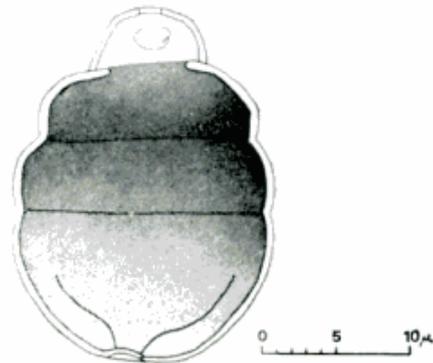


Fig. 30. — *Diporicellaesporites* sp. 1.

Dimensiones: Largo: $26,5-36 \mu$; ancho: $20-23 \mu$ (2 ejemplares).

Material estudiado: 1535 ae: 30,6/111,4; 1535 af: 35,8/106,7 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Pluricellaesporites* sp. 2 (lám. II, fig. 4), tiene cierto parecido con este material, pero carece de un poro, y el que tiene es simple. Además la pigmentación es muy distinta.

Pluricellaesporites subcapsularis Sheffy & Dilcher (1971, pág. 46, t. 14, f. 59; t. 16, f. 59), tiene una forma bastante semejante con este material, difiere por la falta del cuello con un poro y su pared es mucho más delgada compuesta por una sola capa.

Diporicellaesporites sp. 2

Lám. II, fig. 8

Descripción: Espora de hongo diporada, de nueve celdas. Contorno fusiforme. Ancho de las celdas que varía entre $16,5 \mu$, en la parte media, y 4μ en los extremos. Tabiques de aproximadamente 1μ , compuesto por dos capas de igual espesor que en su mayoría presentan una rotura en la parte central que comunica celdas contiguas. Pared lisa, de aproximadamente $0,5 \mu$ de espesor. Poros en ambos extremos de alrededor de 3μ de ancho.



Fig. 31. — *Diporicellaesporites* sp. 2.

Dimensiones: Largo: 44μ ; ancho máximo: $16,5 \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 ñ: 39,4/103,5 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Diporicellaesporites reticulatus* Elsik & Dilcher (1974, pág. 72, t. 27, f. 44-45), del Eoceno medio de Tennessee, tiene mucho parecido con nuestro material, tanto en el rango de medidas como en la forma, difieren fundamentalmente en que nuestro material no tiene como aquél pared reticulada.

Diporicellaesporites sp. Elsik & Dilcher (1974, pág. 72, t. 27, f. 42), tiene en cambio muchas más semejanzas, siendo quizás la única diferencia las celdas alargadas que tiene hacia uno de los extremos, cosa que no se observa en nuestro material.

Jansonius (1976, t. 1, f. 18), ilustra *Diporicellaesporites* sp. J40, cuyas características son prácticamente similares a nuestro material.

Género: *Multicellaesporites* (Elsik) Sheffy & Dilcher 1971.

DIAGNOSIS ENMENDADA (Sheffy & Dilcher 1971, pág. 43): "Inaperturada, psilada a escabrada espora de hongo o cuerpos algales de tres o más celdas; dos o más septos. Contorno variable alrededor del eje longitudinal".

Multicellaesporites sp. 1

Lám. II, fig. 6

Descripción: Espora de hongo inaperturada, triceldada, bitabificada, de contorno oblongo con una ligera constricción en la parte media. Tabiques de aproximadamente 2μ de espesor, compuesto de dos capas de más o menos 1μ . Pared lisa de aproximadamente 1μ de espesor, compuesta de una sola capa.

Dimensiones: Largo: $57,5 \mu$; ancho: $20,5 \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 aa: 36,7/107,3 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: *Multicellaesporites* (?) sp. (Sheffy & Dilcher, 1971, pág. 45, t. 14, f. 56; t. 16, f. 56), del Eoceno medio de Tennessee, tiene mucho parecido externo con este material, pero difiere en el número de celdas, además es algo menor que éste.

Prácticamente las mismas semejanzas y diferencias existen con *Multicellaesporites* sp.

Fig. 32. — *Multicellaesporites* sp. 1.

(Elsik & Dilcher 1974, pág. 70, t. 27, f. 14).

Observación: La profusa cantidad de roturas se atribuye al estado de conservación del material, y no ha sido posible establecer la existencia de ningún tipo de apertura funcional.

Multicellaesporites sp. 2

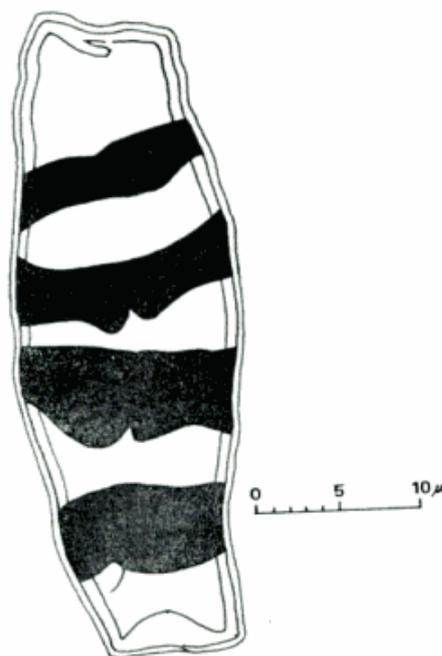
Lám. II, fig. 9

Descripción: Espora de hongo inaperturada, pentaceldada, de contorno alargado y extremos planos. Pared de $1,5 \mu$ de espesor compuesta de dos capas, una externa de aproximadamente $0,5 \mu$ y otra interna de alrededor de 1μ . Tabiques opacos de 4 a 6μ de espesor, que presentan una incisión en la parte media como si se tratase de una rotura. Ambos extremos presentan roturas en las capas de la pared, lo que se considera se debe al estado de conservación del material.

Dimensiones: Largo: 36μ ; ancho: 16μ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 x: 56,8/92,7 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Fig. 33. — *Multicellaesporites* sp. 2.

Comparaciones: Sheffy & Dilcher (1971, pág. 46, t. 14, f. 63; t. 16, f. 63) describen e ilustran *Pluricellaesporites serratus*, con características similares a nuestro material, pero difiere principalmente por la presencia de un poro conspicuo en uno de sus extremos.

Lange & Smith (1971, t. 2, f. 45), ilustran una "Phragmospora Linear", con características morfológicas muy parecidas a nuestro material, pero a diferencia de éste tiene 7 celdillas y no se observan las roturas en los tabiques.

Género: *Trichothyrites* Rosendahl 1943.

Trichothyrites (?) sp.

Lám. II, fig. 14

Descripción: Capa de celdillas ostiolada, de contorno subcircular. Ostiolo de aproximadamente 9μ de diámetro. Celdillas inaperturadas con paredes de aproximadamente $0,5 \mu$ y contorno irregular, dispuestas en círculos concéntricos alrededor del ostiolo. Se advierte un sensible aumento en el tamaño de las celdillas que se disponen en la periferia, respecto de las más internas.

Dimensiones: $35 \times 40 \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: 1535 p: 30,2/108,5 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Elsik (1968, pág. 282, t. III, f. 16), describe e ilustra *Notothyrites* (?) sp. que presenta cierta similitud morfológica con este material; pero la diferencia fundamental estriba en que en dicho material el tamaño de las celdillas disminuye hacia la periferia, a la inversa de lo que ocurre con este material.

Lange & Smith (1971, t. 5, f. 405), ilustran una "Dictyospora" con forma bastante parecida a este material, pero no se puede en la ilustración apreciar la presencia de ostiolo.

Hyphae tipo 1

Lám. II, fig. 12

Descripción: Cadenas de celdillas monoseriadas, compuesta por celdillas de contorno subredondeado. Pared lisa de una sola capa y menos de $0,5 \mu$ de espesor. Tabiques semiopacos de aproximadamente $1,5 \mu$ de espesor compuestos por dos capas de aproximadamente igual espesor. Los tabiques presentan un poro que comunica las celdillas contiguas.

Dimensiones: Largo de las celdillas: 9μ ; ancho: 10μ .

Material estudiado: 1535 aa: 23,6/97,8; 1535 ae: 42,1/102,4 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Elsik (1968, pág. 280, t. III, f. 13 y 15), describe e ilustra "*Hyphae type 1*" con características similares al material presente.

Hyphae tipo 2

Lám. II, fig. 11

Descripción: Cadenas de celdillas subrectangulares, monoseriadas. Pared lisa, recta, de aproximadamente $0,5 \mu$ de espesor, compuesta por una sola capa. Tabiques semiopacos de aproximadamente 1μ compuesto por dos capas de igual espesor. El tabique se presenta por lo general roto en la parte media, permitiendo una comunicación entre celdillas contiguas.

Dimensiones: Largo de las celdillas: $10-14 \mu$; ancho: $9-10 \mu$.

Material estudiado: 1535 ae: 42,1/102,4; 1535 aa: 23,6/97,8 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Elsik (1968, pág. 280, t. III, f. 14), describe e ilustra "*Hyphae type 2*", con características similares a este material, con excepción de la pared de la hyphae que en su material tiene dos capas.

Hyphae (?)

Lám. II, fig. 13

Descripción: Cadena de celdas monoseriada con pliegues en sentido axial. Celdas de 15μ de ancho máximo por $14-18 \mu$ de largo, constrictas en los extremos y uniones. Uno de los extremos termina en forma redondeada, el otro en un poro de 8μ de diámetro. Tabiques de $1,2 \mu$, compuesto de dos capas de igual espesor, con un canal de comunicación entre las celdas contiguas. Pared escabrada de aproximadamente $0,6 \mu$ de espesor.

Dimensiones: Largo: $48,5 \mu$; ancho máximo: 15μ .

Material estudiado: 1535 ag: 31,2/100,6 BA PB.

Distribución: Parte inferior de la "Serie Andesítica Andina" (Cordón Oriental del Futalaufquen, Chubut).

Comparaciones: Nuestro material tiene características y dimensiones que guardan mucha similitud con el que Elsik (1968, pág. 280, t. III, f. 18), propone con dudas como células de una hyphae.

Consideraciones estratigráficas sobre los palinomorfos descriptos

Hay entre los palinomorfos descriptos un conjunto de especies de significativo valor estratigráfico, dado en algunos casos el relativamente corto biocrón en que han sido reconocidos; y en otros casos, su aparición o desaparición en los registros fósiles de distintas partes del mundo (cuadro I).

Así tiene particular importancia la presencia de *Dicellaesporites aculeolatus* Sheffy & Dilcher, hallado en capas de la Formación Claiborne (Eoceno medio EE.UU.); especie que también fuera registrada por Kedves (*op. cit.*), en sedimentos del Eoceno de la cuenca de Dorog (Hungría).

CUADRO I

TAXON	EDAD	Paleo- Eoceno Oligo-			Distribución geográfica
		ceno	1 M S	ceno	
<i>Inapertisporites scabridus</i>					E.E.U.U., Alemania
<i>Inapertisporites nodulus</i>					E.E.U.U., Alemania
<i>Lacrimasporites singularis</i>					Hungría
<i>Diporisporites harrisi</i>					E.E.U.U., India
<i>Dicellaesporites aculeolatus</i>					E.E.U.U., Hungría
<i>Diporicellaesporites acuminatus</i>					E.E.U.U., Australia
<i>Brachysporisporites</i> spp.					Alaska

Distribución estratigráfica de algunas especies seleccionadas de esporas de hongos presentes en la "Serie Andesítica Andina" del cordón oriental del Futalaufquen.

También tienen importancia en este contexto *Inapertisporites scabridus* Sheffy & Dilcher, e *I. nodulus* Sheffy & Dilcher, especies citadas para las localidades anteriormente mencionadas y para el Eoceno de Alemania.

Brachysporisporites es un género con varias especies particularmente presentes en el Eoceno medio del sur de Australia, y en el Paleogeno (sin mayor acotación) del delta del río Mackenzie en Alaska.

Por último, estimamos de interés destacar que una importante cantidad de las especies descritas es comparable a las formas presentes en la Formación Claiborne, de segura edad eocena media.

Lista de trabajos citados en el texto

- Archangelksy, S., 1974. *Sobre la edad de la taoflora de la laguna del Hunco, Prov. de Chubut. Ameghiniana* XI (4): 413-417.
- Elsik, W. C., 1968. *Palynology of a Paleocene Rockdale Lignite Milam County, Texas, I, II Morphology and Taxonomy*. *Pollen et Spores*, 2 (10): 263-314; 3 (10): 599-664.
- 1970. *Fungal spores in stratigraphy*. *Geol. Soc. Amer., Abstr. with Programs*. V (4): 283.
- 1976. *Microscopic fungal remains and Cenozoic Palynostratigraphy*. *Geoscience and Man*, XV (august 23): 115-120.
- Elsik, W. C. y D. L. Dilcher, 1974. *Palynology and age of clays exposed in Lawrence Clay Pit, Henry County, Tennessee*. *Palaeontographica*, Abt. B. 146 (3-6): 65-87.
- Elsik, W. C. y J. Jansonius, 1974. *New genera of Paleogene fungal spores*. *Canadian Journal of Botany*, 52 (5): 953-958.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche: Un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXIII (3): 175-210.
- González Díaz, E. F., 1979 a. *Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41°00' de latitud sur (Provincia del Neuquén)*. VII Congr. Geol. Arg. (1): 525-537.
- 1979 b. *La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapi*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXIV (2): 413-417.
- Kedves, M., 1961. *Études palynologiques dans le bassin de Dorog II*. *Pollen et Spores*, 3 (1): 101-153.

Conclusiones

- Es sugestiva la cantidad y diversidad de esporas de hongos presentes en la microflora estudiada, lo que sugiere condiciones paleoecológicas especiales del ambiente de deposición, cuál pueden ser las de pantano con abundancia de especies arborecentes, o de delta.
- Las esporas y los granos de polen de la microflora, determinan para la misma una edad eocena media. No obstante ello, las esporas de hongos por sí solas permiten llegar, de acuerdo a lo expuesto en el cuadro I, a una conclusión similar.

Agradecimientos

Se agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por el otorgamiento de la beca que permitió realizar la investigación; a las autoridades del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" por la autorización a concretar este estudio en sus instalaciones de la División Paleobotánica; al doctor Wolfgang Volkheimer por la dirección del trabajo, y al doctor Williams Elsik (Exxon Company U.S.A.), por las sugerencias vertidas sobre la clasificación de algunas especies.

- Jansonius, J., 1976. *Paleogene fungal spores and fruiting bodies of the Canadian Arctic*. Geoscience and Man, XV (august 23): 129-132.
- Lange, R. T. y P. H. Smith, 1971. *The Maslin Bay flora, South Australia. III, Dispersed fungal spores*. Neues Jahrb. Geol. Paläont., Mh., H. 11: 663-681.
- Rouse, G. E., 1962. *Plant microfossils from the Burrard Formation of Western British Columbia*. Micropaleontology, 8 (2): 187-218.
- Sepúlveda, E. G., 1976. *Informe preliminar de la Hoja 43 a-b "Esquel" - Campaña 1976*. (S.G.N., inf. inédito).
- Sheffy, M. V. y D. L. Dilcher, 1971. *Morphology and taxonomy of fungal spores*. Palaeontographica, Abt. B. 133 (1-3): 34-51.
- Sontag, E., 1966. *Mikrobotanische (palynologische) Untersuchungen am 2. Niederlausitzer Flözhorizont*. Geologie, Jahrg 15, Beih. 54: 1-48.
- Van der Hammen, T., 1954 a. *El desarrollo de la flora Colombiana en los períodos geológicos, I. Maestrichtiano hasta Terciario más inferior*. Bol. Geol. Bogotá, 2 (1): 49-106.
- 1954 b. *Principios para la nomenclatura palinológica sistemática*. Bol. Geol. Bogotá, 2 (2): 3-24.
- 1956. *A palynological systematic nomenclature*. Bol. Geol. Bogotá, 2 (3-4): 63-101.
- Varma, C. P. y M. S. Rawat, 1963. *A note on some diporate grains recovered from Tertiary horizons of India and their potential marker value*. Grana Palynologica, 4 (1): 130-139.

Recibido: Mayo 29, 1980.

ELISEO SEPULVEDA

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 2º
1060 Buenos Aires.

Asociación Geológica Argentina

CONVOCATORIA

Estimado Consocio:

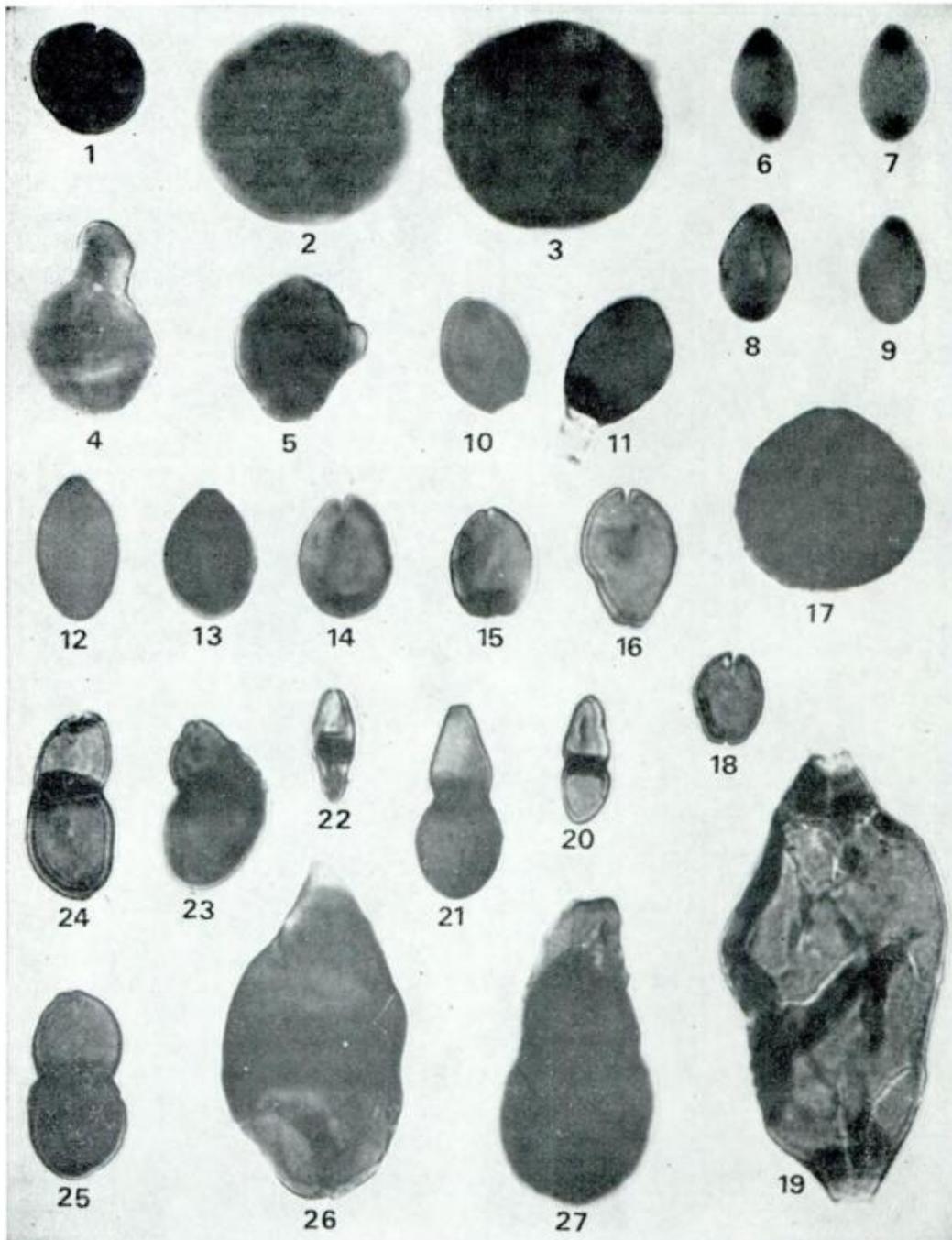
En cumplimiento de las normas estatutarias tenemos el agrado de invitarlo a concurrir a la Asamblea General Ordinaria que se realizará el 15 de setiembre de 1980 a las 18 horas en nuestra sede con el siguiente

Orden del Día

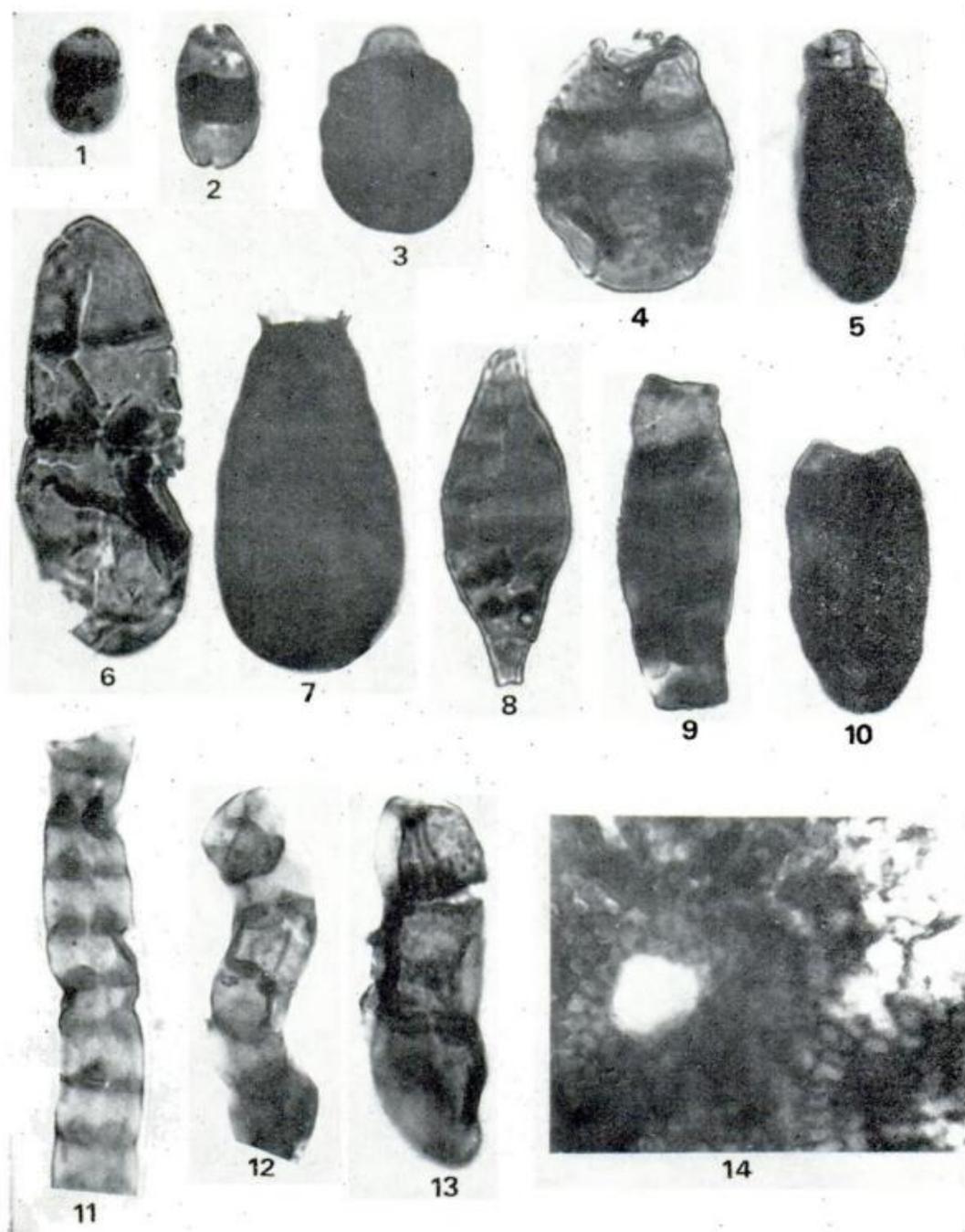
1. Consideración de la Memoria, Balance General, Cuentas de Gastos y Recursos e Inventario.
2. Elección de dos miembros para firmar el Acta de la Asamblea.

LIC. JULIO LAGE
Secretario

DR. VÍCTOR RAMOS
Presidente



Lám. I. (Todas x 1000): Fig. 1. — *Inapertisporites circularis* Sheffy & Dilcher, 1535 af: 26,1/109,5; pág. 251. Figs. 2-3. — *Inapertisporites* cf. *scabridus* Sheffy & Dilcher, 1535 j: 32,5/98,2; pág. 251. Fig. 4. — *Inapertisporites* cf. *obpyriformis* Sheffy & Dilcher, 1535 x: 40/113,5; pág. 252. Fig. 5. — *Inapertisporites* cf. *nodulus* Sheffy & Dilcher, 1535 p: 39,1/111,6; pág. 252. Figs. 6-9. — *Inapertisporites elencantense* n. sp.; pág. 252. Fig. 6. — Holotipo, 1535 aa: 33,8/93,9. Fig. 7. — Paratipo, 1535 y: 34,9/100. Fig. 8. — Paratipo, 1535 af: 32,5/97,4. Fig. 9. — Paratipo, 1535 ad: 37,8/96. Fig. 10. — *Inapertisporites* sp., 1535 ae: 43,3/97,9; pág. 253. Fig. 11. — *Inapertisporites* sp., 1535 x: 37,3/111,8; pág. 253. Fig. 12. — *Lacrimasporonites* sp., 1535 ae: 44,9/109,7; pág. 254. Fig. 13. — *Lacrimasporonites* cf. *singularis* Sheffy & Dilcher, 1535 af: 28,4/112,7; pág. 254. Fig. 14. — *Monoporisorites* sp. 1, 1535 t: 37,5/93,8; pág. 255. Fig. 15. — *Monoporisorites* sp. 2, 1535 ag: 45,6/109,9; pág. 255. Fig. 16. — *Monoporisorites* sp. 4, 1535 ae: 30,1/94,5; pág. 256. Fig. 17. — *Monoporisorites* sp. 3, 1535 ae: 31,2/94,5; pág. 256. Fig. 18. — *Diporisorites* sp., 1535 ad: 41,5/94,8; pág. 257. Fig. 19. — *Diporisorites harrisii* (Varma & Rawat) Elsik, 1535 ac: 31,5/102,8; pág. 256. Fig. 20. — *Dicellaesporites aculeolatus* Sheffy & Dilcher, 1535 t: 44,4/96,9; pág. 257. Fig. 21. — *Dicellaesporites* sp., 1535 ag: 30,3/98; pág. 258. Fig. 22. — *Didymoporisporonites* sp. 4, 1535 ag: 46/108,9; pág. 260. Fig. 23. — *Didymoporisporonites* sp. 3, 1535 ac: 33,3/100,5; pág. 260. Fig. 24. — *Didymoporisporonites* sp. 2, 1535 v: 46,7/109,9; pág. 259. Fig. 25. — *Didymoporisporonites* sp. 1, 1535 af: 26,2/106; pág. 259. Fig. 26. — *Brachysporisorites* sp. 1, 1535 ae: 43,2/103,1; pág. 262. Fig. 27. — *Brachysporisorites* sp. 2, 1535 ag: 30,7/107,1; pág. 262.



Lám. II. (Todas x 1000). — *Dyadosporonites* sp. 2, 1535 y: 37,3/102,2; pág. 261. Fig. 2. — *Dyadosporonites* sp. 1, 1535 ag: 29,8/99,4; pág. 261. Fig. 3. — *Diporicellaesporites* sp. 1, 1535 ae: 30,6/111,4; pág. 265. Fig. 4. — *Pluricellaesporites* sp. 2, 1535 aa: 37,1/107,7; pág. 264. Fig. 5. — *Pluricellaesporites* sp. 1, 1535 ag: 37,7/95,8; pág. 264. Fig. 6. — *Multicellaesporites* sp. 1, 1535 aa: 36,7/107,3; pág. 266. Fig. 7. — *Brachysporisporites* sp. 3, 1535 ag: 45,6/104,3; pág. 263. Fig. 8. — *Diporicellaesporites* sp. 2, 1535 n: 39,4/103,5; pág. 266. Fig. 9. — *Multicellaesporites* sp. 2, 1535 x: 56,8/92,7; pág. 267. Fig. 10. — *Diporicellaesporites* cf. *acuminatus* Sheffy & Dilcher, 1535 af: 42/110,5; pág. 265. Fig. 11. — Hyphae tipo 2, 1535 aa: 23,6/97,8; pág. 268. Fig. 12. — Hyphae tipo 1, 1535 ab: 41,2/105,3; pág. 268. Fig. 13. — Hyphae (?), 1535 ag: 31,2/100,6; pág. 268. Fig. 14. — *Trichothyrites* (?) sp., 1535 p: 30,2/108,5; pág. 267.

mación Elizalde, Skarmeta y Charrier, 1976; Formación Lago La Plata, Ramos, 1976; Formación Montes de Oca, González Díaz 1979; Formación Huemul, Thielier *et. al.*, 1979).

Las manifestaciones de sulfuros volcánicos se encontrarían relacionadas con este episodio efusivo.

Durante los estadios finales de este vulcanismo se produce una parcial subsidencia del área, que dio origen a la formación de cuencas marginales ensialicas, las que determinaron, en ciertos lugares de la Cordillera Patagónica Septentrional, la presencia de sedimentos marinos (Formación Cotidiano, Estratos Neocomianos y Formación Katterfeld, Ramos 1976; Formación C° Campamento, Pesce 1979 a; Miembro Tres Monjas, Thiele *et. al.* 1979).

Es posible que mientras se producían las intrusiones marinas, el vulcanismo se haya mantenido activo en forma intermitente hasta principio del Cretácico. Prueba de ello son las intercalaciones marinas-volcánicas que se encuentra en la región de Palena (Formación Alto Palena, Thiele *et. al.* 1979).

Con posterioridad a este episodio volcánico tiene lugar los movimientos de la Fase Orogénica Patagónica, que originaron el emplazamiento del Plutonismo Cretácico (Plutonitas Lago La Plata, Quartino 1952; Granito Lago La Plata Chico, Ramos 1976; Grupo Lago General Vintter-Palena, Pesce 1979 b; Formación Montes de Oca, González Díaz 1979). Relacionado con éste, y a partir del Aptiano-Albiano, como resultado de los esfuerzos actuantes se produjo un alivio tensional, que dio lugar a la deposición de una considerable secuencia extrusiva calco-alcalina (Formación Carreleufú, Pesce 1976). Se extiende a lo largo de la Cordillera Patagónica Septentrional, según Ramos 1979 (Formación Divisadero y Formación Ñirehuao, Skarmeta y Charrier, 1976; Formación Cordón de las Tobas, Fuenzalida 1968 y Thiele *et. al.* 1979) y se la vincula consaguineamente con la primera fase del Plutonismo Cretácico.

Los elementos resultantes de este evento plutónico se los ha diferenciado en tres episodios vinculados genéticamente: se reconoció una fase plutónica principal, en la que tuvo origen la masa granítica principal; una fase tardía magmática, que se caracteriza por la presencia de stock y cuerpos menores de composición intermedia a básica; y una fase póstuma representada por las

soluciones hidrotermales que dieron origen a manifestaciones de sulfuros (C° Bayo Moro, C° Poncho Moro, C° Riñón, en Pesce 1979 b). Estas últimas corresponden al segundo episodio mineralizante de ese tramo de la Cordillera Patagónica Septentrional.

Características de los depósitos de sulfuro volcánicos y consideraciones generales

La constante presencia de sulfuros en los mantos lávicos calco-alcalinos de las vulcanitas de la Formación Arroyo Cajón, es una de las características más llamativas, resaltada ya en trabajos anteriores.

Esta unidad se caracteriza por presentar considerables acumulaciones de mantos lávicos, formando bancos potentes, macizos, groseramente estratificados. Las manifestaciones se encuentran en los términos superiores de esta secuencia, ubicadas al sur del tramo norte del río Corcovado y entre el río Valle Hondo y el río Falso Engaño (fig. 1). En ambos lugares las vulcanitas presentan una considerable distribución de sulfuros, en general pirita y calcopirita. Las rocas en sus partes externas, presentan tonalidades rojizas a ocre, producto de la alteración meteórica de los sulfuros y óxidos de hierro.

La mineralización en la zona de los Cerros Colorados se encuentra esparcida en forma muy homogénea, entre un 10 a un 5 % (Ametrano, 1976); siendo común encontrar sectores que presentan una apreciable concentración de azufre.

Las manifestaciones tienen una disposición lenticular dentro del manto lávico. La parte superior del banco mineralizado presenta una fuerte silicificación, la que se encuentra en una íntima relación con los sulfuros.

Al respecto, los depósitos de sulfuros masivos de Kuroko, se encuentran íntimamente asociados a rocas calco-alcalinas emplazados en un ambiente marino somero y comprenden en su parte inferior una zona caracterizada por un cúmulo silicificado y una mineralización diseminada de cobre y pirita, que representa los canales alimentadores de los fluidos hidrotermales (Matsukuma y Horikoshi, 1970, en Sillitoe, 1973).

Hutchinson (1973) señala que los depósitos de sulfuros volcánicos podrían ser formados en un medio subácuo por la

actividad fumarólica, la cual ocurre periódicamente durante el vulcanismo.

Es de destacar que a lo largo de la secuencia volcánica del Jurásico superior, es frecuente la presencia de sulfuros diseminados en las rocas. En el sector norte de la Cordillera Patagónica Septentrional, González Díaz (1979), señala que una de las características más llamativas de la Formación Montes de Oca es la constante presencia de pirita.

En los sectores australes de la Cordillera Patagónica Septentrional en la vertiente chilena, al sur de lago Fontana, los mantos lávicos de vulcanitas del Jurásico superior presentan intercalaciones de sulfuros masivos (mina Toqui, Ramos 1979). Son mantos de blenda de 7 a 8 m de potencia, asociados a otros mantos de blenda con pirita.

Las asociaciones geológicas observadas en los depósitos de sulfuros masivos, sugieren que su generación es parte de la actividad volcánica en centros distribuidos en las cuencas marginales y en los arcos de islas (Sillitoe, 1973). Según Stanton (1972)

la formación de estos depósitos puede ser considerada como parte integral de la actividad volcánica.

Conclusiones

En el tramo medio de la Cordillera Patagónica Septentrional, los dos episodios magmáticos se vinculan con manifestaciones de sulfuros.

En base a la nueva consideración genética (sulfuros volcánicos), el primero de ellos, que dio origen a la secuencia del Jurásico superior, es el que se relaciona con manifestaciones de sulfuros volcánicos. El segundo evento magmático en cambio, corresponde a los pulsos póstumos del plutonismo cretácico, que dio origen a distintas zonas con alteración hidrotermal.

Agradecimientos

Se agradece al licenciado Julio Lage por la lectura del manuscrito.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ametrano, S., 1976. *Informe Calcográfico de muestras pertenecientes a la Hoja 45 a Lago Gal. Vintter*, Serv. Geol. Nac., inf. inédito.
- Fuenzalida Ponce, R., 1968. *Reconocimiento geológico del Alto Palena, Chiloé Continental*, Univ. de Chile, Dt. Geol. pul 31: 95-159, Santiago.
- Hutchinson, R. W., 1973. *Vocanogenic sulfide Deposits and their Metallogenic Significance*. *Econ. Geology*, 68 (8): 1223-1246.
- González Díaz, E. F., 1979. *Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° 30' y 41° de latitud sur (Prov. del Neuquén)*, Actas VIIº Congr. Geol. Arg., I: 525-537, Buenos Aires.
- Pesce, A. H., 1976. *Informe Preliminar de la Hoja 45 a, Lago Gal. Vintter*, Serv. Geol. Nac. inf. inédito.
- 1979 a. *Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 43° y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas*. Actas VIIº Congr. Geol. Arg., I: 257-270, Buenos Aires.
- 1979 b. *El Plutonismo del Cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal, en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, República Argentina*, IVº Congr. Geol. Latinoam. Port. of Spain (en prensa).
- Quartino, B. J., 1952. *Rasgos Geológicos y Litológicos de la cuenca de los lagos La Plata y Fontana*, Tesis, Universidad de Buenos Aires (inédita).
- Ramos, Víctor A., 1976. *Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut*. Actas I. Congr. Geol. Chileno, I (A): 43-64, Santiago.
- 1979. *El Vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica*. Actas VIIº Congr. Geol. Arg., I: 423-435, Buenos Aires.
- Skarmeta, J. y R. Charrier, 1976. *Geología del sector fronterizo de Aisen entre los 45° y 46° de latitud sur, Chile*. Actas VIº Congr. Geol. Arg., I: 267-286, Buenos Aires.
- Shillitoe, R. H., 1973. *Environments of formation of Volcagenic massive sulfide deposits*, *Econ. Geol.* V. 68, P 1321-1336.
- Stanton, R. L., 1972. *Ore Petrology*. New York. Mc Graw-Hill, Inc. 713 p.
- Thieler, R., J. C. Castillo, R. Hein, G. Romero y M. Ulloa, 1979. *Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43° 00' y 43° 45' latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena)*. Actas VIIº Congr. Geol. Arg., I: 577-591, Buenos Aires.

Recibido: mayo 30, 1980.

ABEL PESCE

Servicio Geológico Nacional,
Av. Santa Fe 1548, 2º P
1060 Buenos Aires.

COMENTARIO

LA FORMACION PATAGONIA, SU NUEVO ESQUEMA ESTRATIGRAFICO Y OTROS TEMAS POLEMICOS

HORACIO H. CAMACHO

En uno de los números recientes de la Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2): 1978, el Dr. J. C. Riggi se refirió a las características litológicas y estratigráficas de las Formaciones San Julián y Monte León, aportando argumentos acerca de la edad de ambas. Los principales conceptos lito y bioestratigráficos expuestos por dicho autor en su trabajo motivaron que diéramos a conocer nuestra opinión al respecto (Camacho, 1979), la que obtuvo su correspondiente réplica (Riggi, 1979 b). Como saldo, resulta evidente la legitimidad de las Formaciones San Julián y Monte León ya que, de acuerdo con las exigencias internacionales, estas unidades disponen de sus respectivas localidad y perfil tipo, correctamente ubicados y detalladamente descritos en su litología. No sucede igual con la "Formación Patagonia", incorrectamente propuesta para reemplazar a otras denominaciones de diferente significación estratigráfica. Como suelta unidad litoestratigráfica, la "Formación Patagonia" carece de localidad y perfil tipo y para peor, fue introducida en la literatura (Stipanovic y Methol, 1972, pág. 594) aludiendo a sedimentitas marinas de la región del Macizo de Somun Cura, Sierra Grande y los arroyos Salado y Verde, de las que se tienen escasos conocimientos y que seguramente, son de edades variadas y distintas a las de las formaciones de Santa Cruz, de las que se hallan separadas por casi 1.000 kilómetros.

Las conclusiones logradas en su primer trabajo sirvieron a Riggi de base para que, en un nuevo aporte (Riggi, 1979 a) las extendiera a las sedimentitas aflorantes a lo largo de la costa patagónica, desde el Golfo de San Jorge hacia el norte, y que oportunamente denomináramos "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" (Camacho, 1974). La circunstancia de que ahora se confiera mayor tratamiento a la argumentación bioestratigráfica, fundamentándola

en criterios de cuestionable validez, una vez más nos obliga a expresar nuestro criterio.

Nuestra oposición a la validez de la "Formación Patagonia" es resistida por Riggi, pues: "Este criterio no ha sido adoptado por Expósito (1977) quien denominó "Sedimentitas marinas de Astra (formación innominada) o Formación Patagonia al Terciario marino de esa localidad en su Trabajo de Licenciatura..." y "Al apadrinar el doctor Camacho dicha Tesis, aceptó implícitamente el vocablo «Formación Patagonia» como unidad formacional". A modo de refuerzo, Riggi agrega: "Además, como puede comprobarse, el término Formación Patagonia está arraigado en el léxico geológico del país y también adoptado en una obra de la importancia de Geología Regional Argentina..." (Riggi, 1979 b).

En el texto oficial del trabajo de Expósito, así como en las copias oficiales de éste no se halla ninguna expresión como la que nos asigna Riggi. Por el contrario, al referirse Expósito (*op. cit.*, pág. 12) a la estratigrafía del Golfo de San Jorge manifiesta que, sobre el Grupo Sarmiento se asientan "sedimentitas marinas conocidas en la literatura como Formación Patagonia, Patagónica, Patagónica o Patagónica", y en el caso particular de Astra, la autora especifica claramente: "A esta secuencia marina, en el área de nuestro estudio se le da el nombre de sedimentitas marinas de Astra (formación innominada)" repitiéndose dicha denominación a lo largo de todo el resto del texto.

La "Formación Patagonia" apenas hace ocho años que figura en la literatura geológica y ha sido mencionada en cuatro trabajos (incluyendo los dos de Riggi), de manera que difícilmente se la podría considerar arraigada en el léxico del país. El añejamiento de los términos estratigráficos nada cuenta para la validez de ellos, excepto en los casos de prioridades, y la

literatura geológica y científica en general, contiene muchos términos y conceptos que a pesar de haber estado vigentes durante siglos, finalizaron tan desarraigados como el de "Formación Patagonia".

Riggi se manifiesta preocupado porque, desde el año 1974 hasta la fecha, aún no hemos dado nombre a las formaciones inominadas incluidas en los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" y se pregunta: "Ante esta situación, se podría pensar que requisitos especiales deben cumplirse y cuánto tiempo más deberá transcurrir para su definitiva caracterización y denominación formal". Debemos confesar que en nuestro ánimo jamás estuvo la intención de crear un cruento suspenso en base a este asunto, cuya solución los lectores podrán hallar leyendo algunas de nuestras futuras contribuciones.

La principal objeción que se puede formular al segundo aporte de Riggi es su persistencia en conceder valor cronoestratigráfico a la correlación litológica basándose en episodios que son cíclicos, como las efusiones piroclásticas y la producción de sílice biogénica. Acerca de las primeras no vale la pena agregar más de lo ya dicho (Carmacho, 1979) y, en cuanto a la segunda, está demostrada la íntima vinculación que existe entre ella y la productividad superficial de los mares, habiéndose identificado la presencia de valores máximos en el: Eoceno medio, Oligoceno temprano, Mioceno temprano y Mioceno tardío.

El trabajo que comentamos llega a la conclusión de que los depósitos denominados "Patagoniense", aflorantes en la franja atlántica de las Provincias del Chubut y Río Negro, resultan correlacionables con los del Leonense de la Provincia de Santa Cruz (Riggi, 1979 a, pág. 9). De esta manera, el "nuevo esquema estratigráfico" propuesto en dicho trabajo es totalmente coincidente con lo sostenido por otros autores desde 1921.

La edad oligocena de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" es fundamentada por Riggi en las razones siguientes:

a) La significación genética de la asociación epiclástica, a la que considera proveniente de rocas sustancialmente extrusivas, conocidas genéricamente como "Serie Andesítica". Dado que este complejo habría comenzado a formarse en el Eoceno temprano, alcanzando su culminación en el Eoceno medio y tardío, según Riggi (1979 a, pág. 7): "... es razonable admitir

que estos depósitos marinos, con exclusión de aquellos de la Formación Arroyo Verde, no deben ser considerados más antiguos que el Oligoceno".

El exacto sentido de esta argumentación no resulta clara ya que la "Serie Andesítica" del occidente patagónico, y los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*", de la región costera, no guardan entre sí ninguna relación directa de campo, si bien la fauna contenida en los niveles marinos intercalados en la "Serie Andesítica" es la misma (hasta incluye *Venericor*) que la de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*". Si se quiere expresar que las efusiones andesíticas ocurridas durante todo el Eoceno no aportaron materiales piroclásticos a las áreas de más al este hasta recién el Oligoceno, tal aseveración queda desvirtuada por la existencia de tobas eocenas en la cuenca de San Jorge y cuyo origen, de acuerdo con Feruglio y otros autores, está íntimamente ligado a las efusiones de la "Serie Andesítica". En consecuencia, no es extraño que la asociación epiclástica de referencia también esté presente en la secuencia marina de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*".

b) El valor biocronológico del género *Turritella*, cuya presencia en los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" sería indicadora de edad oligocena.

Este argumento resulta desconcertante por dos motivos. El primero es que si fuera así, no se explicaría la edad eocena que Riggi reconoce para la Formación Arroyo Verde, dado que ésta contiene a dos típicas especies de *Turritella* (Frenguelli, 1931, Rossi de García 1959, Rossi de García y Levy, 1977).

El reconocimiento del género *Turritella* en formaciones más antiguas que el Oligoceno se halla sustentado mundialmente por tal cúmulo de evidencias incontrastables que, restringir su biocron a las rocas oligocenas o más jóvenes, significaría tener que efectuar modificaciones estratigráficas y bioestratigráficas en todo el mundo, de impredecibles consecuencias, y que por otra parte, llevarían a verdaderos absurdos. Innumerables formaciones pletóricas de amonites y otros típicos fósiles mesozoicos, distribuidas por toda la superficie terrestre, así como muchas otras paleocenas y eocenas, contienen auténticos representantes de *Turritella* que además, en gran parte son excelentes fósiles guías de estratos preoligocenos. Para que no queden dudas al respecto, citaremos algunos ejemplos pertenecientes a distintos

continentes. En Egipto (Abbass, 1967), el Paleoceno es portador de por lo menos, cinco especies de *Turritella*, dos especies en el Eoceno medio y otras tantas en el Eoceno superior de Fayum, correspondientes a los subgéneros *Torquesia*, *Peyrotia* e *Ispharina*.

La Cuenca de Paris cuenta con una apreciable variedad de representantes de *Turritella* como se aprecia en el "Catalogue des Fossiles Tertiaires du Bassin de Paris (Furon y Soyler, 1947)", donde se mencionan 42 especies paleocenas y eocenas de dicho género.

El "British Cainozoic Fossils" publicado por el Museo Británico de Historia Natural (1971) cita tres especies de *Turritella* eocenas, correspondientes dos de ellas a los subgéneros *Ispharina* y *Haustator*.

El género *Turritella* ha sido particularmente prolífero en especies en las cuencas de la costa occidental norteamericana (Merriam, 1941; Anderson, 1958) y, en el "Index Fossils of North America" (Shimer y Shrock, 4ª ed., 1949) se describe e ilustra un número importante de especies guías del Cretácico y Terciario inferior de ese continente, muchas pertenecientes a los subgéneros antes mencionados. En el Cretácico superior de la costa occidental norteamericana, cada unidad estratigráfica tiene su propia forma de *Turritella* característica, habiéndose reconocido a los grupos siguientes:

1. — Grupo de la *Turritella tolinasensis* Merriam, Cenomaniano y Turoniano.
2. — Grupo de la *Turritella chicoensis* Gabb, Campaniano inferior y medio.
3. — Grupo de la *Turritella peninsularia* Anderson y Hanna, Maestrichtiano inferior y medio.

El Paleoceno-Eoceno norteamericano, entre sus especies más típicas cuenta a *Turritella mortoni* Conrad, también característica del Terciario inferior de Brasil, Venezuela y Perú.

Si bien se podría mencionar una lista muy extensa de *Turritella* preoligocenas, las evidencias anteriores son más que suficientes para mostrar que dicho género se halla bien representado desde el Cretácico superior y su origen, de acuerdo con los datos publicados se remontaría al Triásico.

Quiso la mala fortuna que Riggi basara su argumentación en una información incompleta, como se desprende de su simple

lectura (y nos fuera certificado epistolariamente por uno de sus autores) ya que en ella no se incluyeron a las formas mesozoicas y terciarias del género. No obstante, este hecho anecdótico sirve para poner de manifiesto que la argumentación bioestratigráfica debe hallarse fundamentada siempre en el juicio crítico y experimentado más que en la mera lectura de obras, por más calificadas que éstas sean.

c) El hallazgo de *Buccella* y *Cribrorotalia hornibrooki* en las localidades tipo de las Formaciones San Julián y Monte León, en la costa de Santa Cruz, en la Cuenca del Colorado y en el nivel ubicado por debajo de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" del cerro Chenque, indicaría una edad no mayor que oligocena.

En su oportunidad (Camacho, 1979) hemos criticado esta argumentación cuya debilidad reside en las siguientes evidencias:

1. — El género *Cribrorotalia* es conocido en el Eoceno de otras partes del mundo.
2. — *Cribrorotalia hornibrooki* Malumián y Masiuk es una especie propia de las cuencas argentinas y en consecuencia, por sí misma nada dice en cuanto a la edad de los sedimentos que la contienen. Para que ella pueda llegar a tener algún significado cronoestratigráfico previamente deberá ser calibrada por otros métodos.
3. — En la Cuenca del Colorado, *C. hornibrooki* y *Buccella* se hallan en la sección eocena. En el Gran Bajo de San Julián, *C. hornibrooki* es exclusiva de la asociación eocena de la Formación San Julián, mientras que la Formación Monte León (Oligoceno) tiene a otras especies de dicho género (Bertels, 1977). En otras localidades, principalmente del subsuelo, los niveles portadores de esta especie pueden considerarse tanto eocenos como oligocenos.

No debe extrañar pues, que en Comodoro Rivadavia, *C. hornibrooki* se halle más de 300 m debajo del nivel con *Venericor*, forma típicamente paleocena y eocena en todo el mundo, y dentro de la zona de distribución de *Neoinoceramus ameghinoi* Ihering, fósil guía por excelencia de la Formación

San Julián, que en Chile se encuentra 100 m arriba de la base de la Formación Agua Fresca, de edad Paleoceno tardío-Eoceno temprano. Riggi (1979 b, pág. 247) parece poner en duda este valor bioestratigráfico de *Neoinoceramus*, pues Newell, en 1969, consideró a dicho género como “?Oligoceno”. Es evidente que, en 1969, el mencionado especialista no pudo haber tenido en cuenta el hallazgo que Cecioni *et al.* harían en 1974.

La Formación San Julián contiene a otros megafósiles que confirman la edad eocena de su microfauna. Así, *Parinomya* es típico del Eoceno peruano e índico y en la actualidad, resulta totalmente imposible negar la edad eocena de dicha formación si se tienen en consideración a las evidencias paleontológicas. El contenido paleontológico de esta formación incluye abundantes diatomeas, como se puede apreciar en la figura 4 del trabajo de Bertels (1977).

d) *Venericor*, indicador de edad eocena en todo el mundo, no sería tal subgénero según los ejemplares patagónicos, pues:

- 1.— En opinión de Feruglio (1954), estos ejemplares pertenecen a *Megacardita*, un género que aparece en el Oligoceno.
- 2.— Según Rossi de García y Levy (comunicación verbal), “...los ejemplares de *Venericardia* recogidos personalmente en la franja costera entre Pico Salamanca y el río Chubut, como también aquéllos hallados durante los levantamientos geológicos realizados en este lustro por el Servicio Geológico Nacional, en la zona atlántica del Chubut y Río Negro, no corresponden al subgénero *Venericor* por detalles morfológicos de la charnela” (Riggi, 1979 a, pág. 8).
- 3.— La asociación de *Venericor* con *Turritella* señala, según el último género, una edad oligocena. Acerca de la interpretación errónea de este argumento nos hemos referido más arriba.

La primera mención de *Venericor* en Patagonia se halla en el trabajo de Gardner y Bowles (1939), monografía clásica sobre el grupo que aún tiene plena vigencia. Feruglio (1954, pág. 31-33) halló la

misma especie en la estancia Abasolo (actualmente Busnadiago), situada unos 15 kms al oeste de Comodoro Rivadavia y, si bien reconoció que los ejemplares patagónicos tienen singular semejanza con los del grupo *Venericardia* (*Venericor*) *planicosta*, terminó asignándolos a *Megacardita* pues: la especie patagónica se encuentra en estratos del Superpatagoniense, considerado Mioceno, y *Venericardia planicosta* de la Cuenca de París, es una forma más pequeña y alta, de costillas más numerosas y con el diente cardinal de forma algo diferente, que la especie patagónica. En consecuencia, esta última tendría que pertenecer al género *Megacardita*, a pesar de que el tipo de este último (*Venericardia jouanneti*, del Helveciano europeo), es de menor tamaño, proporcionalmente más alta y mucho más oblicua.

Ambas argumentaciones de Feruglio resultan metodológicamente falsas. En el primer caso, por adjudicar a priori una edad miocena a sedimentitas cuya edad hasta entonces nadie había establecido. Los estratos que en esos momentos se conocían como “Superpatagoniense” eran los que, en la boca del río Santa Cruz, coronaban a la Formación Monte León (Oligoceno) y cuya fauna es completamente diferente de la de Busnadiago, por carecer de *Monophoraster*, *Venericor* y las demás especies típicas de la asociación del Golfo de San Jorge.

En el segundo caso, Feruglio utilizó diferencias típicamente específicas para justificar un cambio de género, procedimiento evidentemente incorrecto. Por estas razones, reivindicamos (Fernández y Camacho, 1956) la determinación sistemática de Gardner y Bowles que, posteriormente tuvimos oportunidad de volver a confirmar mediante la comparación directa de los ejemplares patagónicos con otros de colecciones depositadas en el extranjero bajo el asesoramiento de especialistas en este grupo de bivalvos.

e) En el catálogo de edades radimétricas publicado por el INGEIS (Linares, 1979) se incluyen cuatro dataciones de tobas provenientes de dos localidades del área estudiada por Expósito (1977) y que Riggi considera como parte de las “sedimentitas marinas de Astra”. Dichas muestras dieron edades entre 40 ± 10 y 25 ± 5 m.a., por lo que Riggi aduciendo “razones obvias” descarta la más antigua y acepta a las restantes. Las dataciones mencionadas fueron solicitadas por nosotros en oportunidad

del Trabajo Final de Licenciatura referido, con la esperanza de disponer de una base radimétrica que facilitara la ubicación cronológica de los niveles marinos superpuestos. Dichas muestras de tobas se obtuvieron de la sección continental y corresponden a dos localidades próximas entre sí de un mismo horizonte. Desafortunadamente, ellas resultaron no hallarse en las condiciones óptimas para su correcto procesamiento, como lo revela el hecho de que las edades obtenidas abarcan el 50 % de la duración total del Terciario. En consulta con el INGEIS y ante la falta absoluta de confiabilidad de las cuatro muestras, se decidió descartarlas y no mencionarlas en el Trabajo Final de Licenciatura. Por lo tanto, los valores radimétricos referidos carecen de toda significación, excepto quizá, para esta-

blecer que las tobas en cuestión se hallan dentro del Terciario.

A los efectos de no extendernos en demasía prescindiremos de otras aclaraciones ecológicas que merecerían los trabajos comentados excepto cuando se nos manifiesta que, en la actualidad suelen aparecer en las costas marinas del país, cetáceos, pingüinos y aún lobos marinos, evidentemente muy alejados de su ambiente natural. Sin dejar de reconocer que algunas formas alóctonas veranean en nuestras latitudes, el mencionado juicio no resulta aplicable a *Otaria flavescens* (lobo marino) y *Spheniscus magellanicus* (Pingüino de Magallanes) que se reproducen a lo largo del litoral patagónico y que según los textos más comunes en la materia, tienen en esta región su área de distribución normal.

Lista de trabajos citados en el texto

- Abbass, H. L., 1967. *A Monograph on the Egyptian Paleocene and Eocene Gastropods*. Egyptian Gral. Arg. f. Min. and Geol. Res., Geol. Survey, Geol. Museum, Palaeont. Series, Monograph. nº 4: 1-154.
- Anderson, F. M., 1958. *Upper Cretaceous of the Pacific Coast*. Geol. Soc. Amer. Memoir 71: 378 págs.
- Bertels, A., 1977. *Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo, provincia de Santa Cruz, República Argentina*. Ameghiniana XIV (1-4): 233-293, Buenos Aires.
- Camacho, H. H., 1974. *Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. Acad. Nac. Cienc. Ex., Fis. y Nat. Anales 26: 39-57, Buenos Aires.
- 1979. *Significados y usos de "Patagoniano", "Patagoniense", "Formación Patagónica", "Formación Patagonia" y otros términos de la estratigrafía del Terciario marino argentino*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (3): 235-242, Buenos Aires.
- Cecione, G., G. von Goetsche y J. Alvarez, 1974. *Anticlinales Pratt y Canelos, Seno Otway y Magallanes*. Fac. Cienc. Fis. y Nat. Depto. Geol. Univ. Chile. Publ. 42: 1-18, Santiago de Chile.
- Expósito, E. S., 1977. *Estratigrafía del Terciario marino de Astra, Provincia del Chubut, República Argentina*. Trabajo Final de Licenciatura, Fac. Cienc. Ex. y Nat., Depto. Cienc. Geol. (UBA): 1-71, Buenos Aires.
- Fernández, J. y H. H. Camacho, 1956. *La transgresión patagoniense en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XI (1): 23-45, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1954. *Alcune nuove forme di Brachiopodi e Molluschi del Terziario e Cretaceo superiore della Patagonia*. Ist. Geol. Univ. Torino, Pubbl., fasc. II.
- Frenguelli, J., 1931. *Nomenclatura estratigráfica patagónica*. Soc. Cient. Sta. Fe. Anales III: 1-115.
- Gardner, J. y E. Bowles, 1939. *The Venericardia planicosta Group in the Gulf Province*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 189 F.
- Linares, E., 1979. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina III (1977-1978). Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar, II (1975-1976)*. Asoc. Geol. Arg., Ser. B, 6, Buenos Aires.
- Merriam, C. W., 1941. *Fossil Turritellas from the Pacific Coast Region of North America*. Univ. California Publ. 26 (1): 1-214, Berkeley y Los Angeles.
- Newell, N. D., 1969. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N*. (Ed. R. C. Moore). Geol. Soc. Amer. and Univ. of Kansas Press.
- Riggi, J. C., 1978. *La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2): 158-171, Buenos Aires.
- 1979 a. *Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 1-11, Buenos Aires.
- 1979 b. *Nomenclatura, categoría litoestratigráfica y correlación de la Formación Patagonia en la costa atlántica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (3): 243-248.

- Rossi de García, E., 1959. *Nuevos moluscos terciarios del arroyo Verde (Provincia de Río Negro)*. Ameghiniana I (4): 9-15.
- Rossi de García, E. y R. Levy, 1977. *Fauna de la Formación Arroyo Verde, Eoceno de la Provincia de Río Negro, Argentina*. Ameghiniana XIV (1-4): 45-52.
- Stipanovic, P. N. y E. J. Methol, 1972. *Macizo de Somon Cura*. En Leanza, A. F. (editor): *Geología Regional Argentina*, pág. 594, Córdoba.

Recibido: Noviembre 30, 1979.

HORACIO H. CAMACHO
CIRGEO
Ramírez de Velazco 839
1414 Buenos Aires.
Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas.

REPLICA

ACLARACION Y AMPLIACION DE CONCEPTOS
SOBRE EL NUEVO ESQUEMA ESTRATIGRAFICO
DE LA FORMACION PATAGONIA

JUAN CARLOS RIGGI

En el n° 3 de la Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII, Camacho publicó una nota que contiene comentarios sobre el trabajo del autor (Riggi, 1978), referido a la importancia de los materiales piroclásticos y de la sílice biogenética en el Miembro Monte León de la Formación Patagonia, que aflora en el litoral atlántico desde el río Santa Cruz, hasta Bahía Mazarredo (provincia de Santa Cruz).

Dicho trabajo reúne las evidencias que permiten establecer, hacia el sur de la zona mencionada, la correlación litoestratigráfica del Miembro Monte León con los tramos superiores de los depósitos marinos comprobados en el subsuelo de Puerto Coyle (Riggi, en Malumián *et al.*, 1971), Cabo Buen Tiempo (Riggi, 1979 c) y norte de Tierra del Fuego (datos inéditos del autor), y hacia el norte de aquella zona con las sedimentitas del cerro Chenque de Comodoro Rivadavia.

En la respuesta a los mencionados comentarios, publicada en el mismo número de la Revista, se demuestra claramente que aquel autor no aporta los criterios litoestratigráficos necesarios para refutar aquellos expuestos, basados en la identidad litológica, características mineralógicas, posición estratigráfica en la secuencia marina del Terciario y continuidad lateral, fundamentos que permitieron el reconocimiento regional del Miembro Monte León.

Camacho, en el presente número, publica una nota titulada "La Formación Patagonia, su nuevo esquema estratigráfico y otros temas polémicos", que contienen opiniones acerca del segundo trabajo del autor (Riggi, 1979 a). Dichas opiniones serán analizadas y comentadas a continuación.

Comienza manifestando: "Los principales conceptos lito y bioestratigráficos expuestos por dicho autor motivaron que diéramos a

conocer nuestra opinión al respecto (Camacho, 1979), la que tuvo su correspondiente réplica (Riggi, 1979 b). Como saldo, resulta evidente la legitimidad de las Formaciones San Julián y Monte León ya que, de acuerdo a las exigencias internacionales, estas unidades disponen de sus respectivas localidad y perfil tipo, correctamente ubicados y detalladamente descritos en su litología".

Los trabajos a que se refiere no contienen conceptos bioestratigráficos, puesto que están fundamenados en criterios litológicos. Sin embargo, al considerar necesario proponer modificaciones a la estratigrafía del Terciario marino, fue preciso citar las opiniones de distintos paleontólogos, sobre el significado temporal de su contenido fosilífero.

Como es de conocimiento, las unidades litoestratigráficas son esencialmente diferentes a las unidades bioestratigráficas.

Con respecto a la legitimidad de las unidades formacionales apoyada por Camacho, debe reiterarse que Bertels (1970) con el estudio de sólo dos perfiles propuso las denominaciones "Formación San Julián" y "Formación Monte León" a las que caracterizó litológicamente como "arcillas, areniscas y calcáreos" y "bancos arcillosos con gran aporte piroclástico", respectivamente, sin avenirse a las recomendaciones del Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (1972) del que Camacho fuera su vicepresidente. El Artículo 4 (b) del Código, referido a la *sección tipo* y *extensión*, dice: "La definición de una unidad litoestratigráfica debe basarse en el conocimiento más amplio posible de sus variaciones lateral y vertical, y con la finalidad de lograr su mejor definición debe designarse una sección tipo".

De acuerdo a la metodología estratigráfica

ca actual, el autor (Riggi, 1978) mediante detallados estudios, determinó en perfiles obtenidos en distintas localidades de la costa patagónica, en secciones y regionalmente, que la litología de ambas "Formaciones" no era tan simple como aquella de "arcillas, areniscas y calcáreos" y "bancos arcillosos con gran aporte piroclástico". Dichas localidades se extienden desde la desembocadura del río Santa Cruz hasta el sector sur del Golfo de San Jorge (Meseta Chica, Bajo San Julián, Monte Entrance, Cabo Curioso, El Pajonal y Bahía Mazarredo).

Criterio similar adopta Camacho (1979 b) en la descripción geológica de la Hoja Bahía Camarones, donde define a su "Formación Camarones" como integrada por "arcillas, areniscas cineríticas y bancos conglomerádicos". La utilización de una litología tan generalizada, demuestra que, aún habiendo propuesto una nueva unidad ("Formación Camarones") no contó con los perfiles y detalles litológicos indispensables, como para ajustarse a las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica, que en su Artículo 13 establece la necesidad de: I) expresión de la intención de designar una unidad formal; II) selección del nombre; III) definición de la unidad en el área-tipo con la ubicación específica de la sección-tipo; IV) características distintivas; V) definición de los límites y relaciones de los contactos; VI) forma y dimensiones.

El autor no acepta como suficiente argumento, para nominar unidades litológicas con rango de Formación, la caracterización litológica generalizada utilizada por Bertels y Camacho, y que éste considera de "evidente legitimidad", ni tampoco la afirmación de que los perfiles tipo de las "Formaciones San Julián y Monte León" están "detalladamente descritos en su litología".

El evidente atraso en el conocimiento estratigráfico de muchas regiones del país, se debe a que los estudios litológicos se realizan sin el detalle necesario.

Criterio similar traduce el trabajo de Di Paola y Marchese (1973) quienes al estudiar los perfiles tipo, modifican la categoría litoestratigráfica establecida por Bertels (*op. cit.*) reemplazándola por la de Miembro. Este procedimiento se encuentra contemplado por el Código de Nomenclatura Estratigráfica en sus Artículos 13 h, 14 y 16. Como los Miembros San Julián y Monte León debían ser asignados a una unidad formacional, los citados autores estimaron apropiado asimilarlos a la Formación Pa-

tagonia, debido a que esta denominación es utilizada en la terminología geológica; se evitaba así la variedad de nombres para una misma unidad. La justificación de tal criterio fue posteriormente fundamentada por el autor (Riggi, *op. cit.*).

Por otra parte, Camacho utiliza como argumento para objetar el empleo de la denominación "Formación Patagonia", la circunstancia de que ella fuera introducida en la literatura para depósitos marinos del Macizo de Somun Cura, Sierra Grande, etc., y "que seguramente, son de edades variadas y distintas a las de las Formaciones de Santa Cruz, de las que se hallan separadas por casi 1.000 kilómetros". Al respecto, sólo cabe transcribir parte del inciso (d), Art. 4, del Código de Nomenclatura Estratigráfica, referido a la *independencia de los conceptos de tiempo* y que dice: "Los conceptos de intervalo de tiempo, en cualquier forma que sean medidos, no tienen propiamente parte en la diferenciación o determinación de los límites de cualquier unidad litoestratigráfica". En relación a los casi 1.000 kilómetros de separación aludida, el mencionado Código no incluye ninguna limitación a la extensión regional de una entidad litoestratigráfica.

Se acepta la aclaración de Camacho cuando señala que en el trabajo de Expósito (1977) no se corresponden las "Sedimentitas marinas de Astra (formación innominada)" con la Formación Patagonia. El error se debió a que en los apuntes sobre dicho antecedente, fue agregado, como identificación de dichas sedimentitas, la denominación de la unidad mencionada. En consecuencia, se piden excusas a Expósito y Camacho por atribuirles esa sinonimia, a pesar de que el autor las considera una misma unidad.

Más adelante Camacho manifiesta: "La principal objeción que se puede formular al segundo aporte de Riggi es su persistencia en conceder valor cronoestratigráfico a la correlación litológica, basándose en episodios que son cíclicos, como las efusiones piroclásticas y la producción de sílice biogénica. Acerca de las primeras no vale la pena agregar más a lo dicho (Camacho, 1979) y, en cuanto a la segunda, está demostrado la íntima vinculación que existe entre ella y la productividad superficial de los mares, habiéndose identificado la presencia de valores máximos en el Eoceno medio, Oligoceno temprano y Mioceno tardío".

La correlación establecida por el autor, además de apoyarse en los materiales piroclásticos y la sílice biogenética que podrían ser cíclicos, se basa en principios litoestratigráficos tales como: la identidad litológica, constitución mineralógica, posición estratigráfica en la secuencia y continuidad regional. El mencionar trabajos paleontológicos de otros autores que le asignaron una determinada edad a esta sección marina del Terciario, no significa que se ha pretendido "conceder valor cronoestratigráfico a la correlación litoestratigráfica, basándose en episodios que son cíclicos..." Por otra parte, los materiales piroclásticos están vinculados a ciclos orogénicos, ubicados en la columna estratigráfica del Terciario.

Se comparte la opinión de Camacho, de que sobre las efusiones piroclásticas "no vale la pena agregar más a lo dicho", debido a que este autor no aportó pruebas como para ignorar la falta de materiales piroclásticos en el Miembro San Julián, ni tampoco la marcada abundancia de los mismos en el Miembro Monte León (Riggi, 1978, 1979 b).

En cuanto a la parte final del párrafo más arriba transcrito, dicho autor no ha demostrado que esa generalización, para las épocas mencionadas, se cumple en Patagonia.

Con referencia a las "formaciones innominadas", incluidas según Camacho (1974), en los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*", el problema sigue planteado a pesar de admitir que no tuvo intención de "crear un cruento suspenso en base a este asunto, cuya solución los lectores podrán hallar leyendo algunas de nuestras futuras contribuciones". Ello es debido a los criterios empleados por él para establecer pseudoconcordancias y relaciones estratigráficas en el Terciario marino cuando manifestó: "Superiormente, la Sección Inferior se halla cubierta por la Sección Superior aparentemente, en pseudoconcordancia ya que, al norte de Comodoro Rivadavia esta última se muestra claramente discordante sobre sedimentitas continentales (Deseadense) y, fuera del Golfo de San Jorge, depósitos equivalentes cubren rocas aún más antiguas" Camacho, *op. cit.*, pág. 50). Este criterio para interpretar "pseudoconcordancias" no es compartido por el autor, debido al hecho de que la llamada "Sección Superior" se observe en discordancia sobre el "Deseadense" y "rocas aún más antiguas", no significa que entre esta "Sección" y la

"Inferior" medie una "pseudoconcordancia".

Resulta oportuno recordar las relaciones estratigráficas de esta parte del Terciario, ya que Camacho (*op. cit.*, pág. 46) en el cuadro bioestratigráfico de la región sur de la provincia de Santa Cruz, separa la "Formación San Julián" de la "Formación Monte León" considerando que entre ambas hay un hiato desde el Eoceno inferior (y medio?) hasta el Oligoceno superior y, además una pseudoconcordancia. Teniendo en cuenta la edad que le asigna a las dos unidades, dicho hiato abarca al Eoceno medio(?) y superior, Oligoceno inferior y Oligoceno medio. Esta considerable interrupción en la continuidad del registro geológico, la atribuye a procesos erosivos, sin aportar evidencias. Leanza H. (comunicación oral, 1978) no observó pseudoconcordancia o discordancia entre ambas unidades. Bertels (*op. cit.*, pág. 499) afirma: "Entre la deposición de las Formaciones San Julián y Monte León, no existe un hiatus paleontológico detectable de importancia, ni discordancia de ninguna naturaleza".

Por otra parte, Malumián (1977; 1979) ubicó en el Oligoceno medio a superior a la fauna de *Cribrorotalia* que se encuentra en los depósitos del denominado "Patagoniense", y en los Miembros San Julián y Monte León, que integran la Formación Patagonia entre la Bahía Mazarredo y el río Santa Cruz, de la provincia homónima.

Estas opiniones coinciden con los conocimientos acerca de las características y condiciones geológicas regionales del Terciario de la Patagonia.

La provincia de Santa Cruz, excluida la franja cordillerana, forma parte de la plataforma patagónica y representa una dilatada región relativamente estable, que en el Terciario estuvo sometida a movimientos epirogénicos que originaron extensas invasiones marinas de aguas someras y grandes cuencas de acumulación continental. Estos movimientos, de relativa regularidad, determinaron que la sedimentación marina, pasara gradualmente a continental, de tal modo que los procesos sedimentarios no fueron bruscamente interrumpidos ni tampoco afectados por erosión prolongada; ejemplo de ello es la relación entre el Miembro Monte León y los suprayacentes depósitos continentales con mamíferos, de carácter transicional. En los casos de ambiente marino expuestos, la energía de las aguas sólo es capaz de erosionar delgados espesores sedi-

mentarios, en áreas de poca extensión. En estas condiciones de la cuenca marina, caracterizada por amplio y suave relieve, con un marco continental similar, y sin variaciones significativas del nivel de base, no se puede suponer la presencia de discordancias que representen lapsos de tiempo importantes. Las discordancias de mayor magnitud son propias de regiones con manifiesta actividad tectónica, como ha sido comprobado en algunas cuencas terciarias de California, donde depósitos con espesores considerables y en equilibrio inestable, fueron erosionados hacia las partes más profundas de las mismas (Krumbein y Sloss, 1969).

En el cuadro bioestratigráfico anteriormente mencionado, Camacho (*op. cit.*, pág. 46) en la columna referida al Golfo de San Jorge y norte de Patagonia, ubica en el Eoceno superior a los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" y los considera separados mediante una pseudoconcordancia de las suprayacentes "Sedimentitas con restos de pingüinos, ostras, etc." a las que correlaciona con la "Formación Monte León" (Oligoceno superior). Sin embargo, el mismo autor, en el capítulo correspondiente a los referidos estratos, en las páginas 49 y 50, señala: "En la región del Golfo de San Jorge, en Pampa del Castillo, sobre estos depósitos marinos seguirían otros continentales con mamíferos santacrucianos...".

Del párrafo anterior se desprende que Camacho ubica a estos estratos, especialmente a los que él considera de la "Sección Superior", en las partes altas de las mesetas que conforman Pampa del Castillo y, además, que a los mismos les seguirían depósitos continentales con mamíferos santacrucianos.

Es conocido que en todo el ámbito patagónico se ha comprobado que los sedimentos marinos del "Patagoniense" pasan gradualmente, incluso en Pampa del Castillo, a los depósitos continentales con mamíferos del Mioceno y como es lógico, sin interrupción en el registro temporal (Feruglio, 1936, 1949; Riggi, 1957). En consecuencia, se desconocen las razones por las cuales dicho autor, al señalar que en Pampa del Castillo, sobre los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" seguirían depósitos continentales con mamíferos santacrucianos, no reconoce el pasaje gradual mencionado de los terrenos marinos a continentales, sin considerar que en esa forma queda una interrupción estratigráfica que comprende a todo el Oligoceno. En síntesis, si los depó-

sitos santacrucianos son de edad miocena y los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" fueran del Eoceno superior, las relaciones estratigráficas entre ellos no podrían tener carácter transicional. Por otra parte, no proporciona la ubicación geográfica, extensión regional, constitución litológica y relaciones estratigráficas del techo de las "Sedimentitas con restos de pingüinos, ostras, etc."

Concretando, se considera que, tanto los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" como las "Sedimentitas con restos de pingüinos, ostras, etc.", que Camacho ubica en el Eoceno superior y Oligoceno superior, respectivamente, constituyen el Miembro Monte León (Oligoceno superior).

En otro párrafo del comentario Camacho expresa: "De esta manera, el nuevo esquema estratigráfico propuesto en dicho trabajo es totalmente coincidente con lo sostenido por otros autores desde 1921".

Dicha opinión es muy ambigua, porque no aclara si estas coincidencias son lito, bio o cronoestratigráficas, quienes son esos autores y qué regionalidad le asignaron.

El esquema expuesto por el autor se fundamenta exclusivamente en la caracterización litoestratigráfica de los Miembros San Julián y Monte León, reconocidos por primera vez a nivel regional, en el borde oriental de la Patagonia, en afloramientos y en el subsuelo (Riggi, en Malumián *et al.*, 1971; Riggi, 1978, 1979 a, b, c).

Luego Camacho expone: "La edad oligocena de los Estratos con *Monophoraster* y *Venericor* es fundamentada por Riggi en las razones siguientes". A continuación cita solamente una de las evidencias litoestratigráficas (asociación epiclástica) omitiendo otras igualmente importantes como lo son: distribución de los materiales piroclásticos y de sílice biogenética en la secuencia marina; identidad litológica; posición estratigráfica y continuidad litológica regional. En estos argumentos litoestratigráficos está esencialmente apoyado el esquema estratigráfico de la Formación Patagonia, que es coincidente con una serie de datos aportados por varios paleontólogos, mediante el estudio de foraminíferos (Malumián, 1977, 1979; Malumián y Masiuk, 1971); por la posición estratigráfica del Colhuehuapense y la evolución de los mamíferos (Marshall y Pascual, 1977); por la presencia de una fauna ictiológica (Cione, 1979) y por una reciente revisión del subgénero "*Venericor*" (Rossi de García y Levy, 1980).

Camacho cuestiona la génesis de la asociación epiclástica presente en los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*", aduciendo que la argumentación no resulta clara "ya que la Serie Andesítica del occidente patagónico, y los Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*, de la región costera, no guardan entre sí ninguna relación directa de campo...". Esta opinión es contradictoria, dado que posteriormente afirma "tal aseveración queda desvirtuada por la existencia de tobas eocenas en la cuenca de San Jorge y cuyo origen, de acuerdo a Feruglio y otros autores, está íntimamente ligado a las efusiones de la Serie Andesítica".

Por otra parte, la falta de "relación directa de campo" entre ambas unidades, no constituye un fundamento geológico. Como ejemplo ilustrativo pueden citarse a los Rodados Patagónicos distribuidos en distintas terrazas de la región extraandina, o formando depósitos en la costa marina atlántica, que si bien no guardan ninguna relación directa de campo con la roca madre, en la actualidad nadie duda que provienen de las unidades litológicas ubicadas en los Andes Patagónicos.

Con referencia a "que las efusiones andesíticas ocurridas durante todo el Eoceno no aportaron materiales piroclásticos a las áreas de más al este hasta recién el Oligoceno,..." ello no es aseveración del autor.

A continuación Camacho manifiesta: "En consecuencia, no es extraño que la asociación epiclástica de referencia también está presente en la secuencia marina de los Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*". Sobre este aspecto debe tenerse en cuenta el significado genético de los materiales piro y epiclásticos. Considerando, como ha sido demostrado, que los referidos "estratos" tienen edad oligocena y no eocena, resulta normal el contenido de materiales epiclásticos, dado que transcurrió el tiempo suficiente para que las rocas de la "Serie Andesítica", de las cuales provienen, pudieran ser erosionadas y sus componentes depositados en regiones alejadas.

En los siguientes párrafos, Camacho se refiere al valor cronológico de *Turritella*, *Cribrorotalia*, *Neoinoceramus*, *Parinomya* y *Venericor*.

Con respecto al género *Turritella* Lamarck, el autor lamenta que se considere más importante una "epístola" que un tratado como es el "Treatise on Invertebrate Paleontology" preparado y guiado por las siguientes agrupaciones científicas: Joint

Committee on Invertebrate Paleontology, Paleontology Paleontological Society of Economic Paleontologists and Mineralogists y Paleontographical Society.

Es opinión unánime entre los paleontólogos, que este género debe ser objeto de una revisión general, puesto que muchos ejemplares similares y de muy distintas edades fueron erróneamente asignados a *Turritella*; en consecuencia, hasta tanto esta revisión no sea realizada y publicada, debe recurrirse necesariamente a las últimas obras de la especialidad editadas.

Acerca de las "dos típicas especies de *Turritella*" que según Camacho han sido estudiadas por Frenguelli (1931), Rossi de García (1959) y Rossi de García y Levy (1977), debe advertirse que el primero de los autores menciona el área de Arroyo Verde, lugar donde también afloran depósitos cretácicos. La primera información paleontológica precisa, vinculada a la Formación Arroyo Verde, pertenece a Rossi de García (*op. cit.*).

Al dar el significado cronoestratigráfico de *Cribrorotalia*, hallado por debajo de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" y en los Miembros San Julián y Monte León de Santa Cruz (Malumián, en apéndice, Giménez, 1977; Malumián, 1977), Camacho no ha considerado que dicho género está referido a *Cribrorotalia hornibrooki* forma *typica*. Su asignación temporal se puede consultar en el trabajo de Malumián y Masiuk (1971, pág. 294), donde se lo considera del Oligoceno.

Sobre la presencia de *Neoinoceramus* se reitera que este género fue cuestionado en el Treatise (Newell, 1969, pág. 320); además no se explica cómo pudo haber sido considerado "fósil guía por excelencia de la Formación San Julián" si, desde su primera mención, no ha vuelto a ser hallado en la Patagonia. En su Artículo 21 (e) el Código de Nomenclatura Estratigráfica define el concepto de fósil guía como: "El fósil o fósiles más característicos de una cenozoona y los escogidos para denominarla, así como otros fósiles característicos del conjunto...".

El megafósil *Parinomya* no se encuentra en Patagonia, si fuese válido lo expresado por Camacho (1974, pág. 47): "Géneros característicos de la Formación San Julián son: *Iheringiella*, *Neoinoceramus* y *Parinomya*. Los dos primeros son exclusivos de la región austral y el tercero se halla restringido a la India y el Perú; en este último país se encuentra en las Formaciones

Parinas y Restin las que, por sus microfósiles, son del Eoceno inferior". Evidentemente, se trata de una correlación por vía indirecta no entendible, dado que *Parinomya* no se encuentra en la Patagonia. Además, si *Neoinoceramus* carece de valor por lo explicado, sería conveniente que Camacho diera a conocer los megafósiles que le permiten afirmar que la "Formación San Julián" es del Eoceno.

En el párrafo comentado, Camacho agrega: "El contenido paleontológico de esta formación incluye abundantes diatomeas, como se puede apreciar en la figura 4 del trabajo de Bertels (1977)".

Esta información es correcta en cuanto a la presencia de diatomeas, pero es relativa en lo que se refiere a la abundancia, ya que como es conocido, los micropaleontólogos realizan sus estudios con material fosilífero concentrado. El análisis de las secciones correspondientes a los Miembros San Julián y Monte León, fue ejecutado por el autor, mediante el método convencional empleado en los estudios litológicos detallados, es decir, utilizando el material disgregado de las muestras tal como se presenta para su observación microscópica. En ninguna de las muestras del Miembro San Julián se registró la presencia de diatomeas, en cambio, en las correspondientes al Miembro Monte León, es llamativa su abundancia y en muchos casos constituye el elemento esencial de la muestra, lo cual lleva a admitir que durante la acumulación de las sedimentitas de esta unidad, tuvo lugar una verdadera proliferación de las mismas. En consecuencia, la cantidad de diatomeas en el Miembro San Julián es tan escasa con relación a su profusión en el Miembro Monte León, que de por sí esta marcada diferencia, es sin duda uno de los argumentos decisivos para la diferenciación de ambas unidades*.

Para dar a conocer el nuevo valor cronológico del considerado subgénero "*Venericor*", se transcribe la conclusión a la que arribaron Rossi de García y Levy (1980, pág. 68), en un estudio especializado, donde manifiestan: "... estamos en presencia de un nuevo género, cuyas características son intermedias entre *Venericardia* (*Venericor*) Stewart y *Megacardita* Sacco, al cual deno-

minamos *Neovenericor* nov. gen., cuyo bioestrón es Oligoceno".

También es oportuno aclarar que el bioestrón del subgénero *Venericor* es típicamente Paleoceno-Eoceno y lo que caracteriza al Eoceno de la Cuenca de París es la especie *planicosta* y no el mencionado subgénero.

Por otra parte, si Camacho (*op. cit.*, pág. 44) afirma que *Venericor* identifica a depósitos paleocenos y eocenos, debería aclarar cuales son los argumentos para restringirlo al Eoceno en la Patagonia. Además, si *Venericor* abarca las dos épocas mencionadas, por qué razón no considera que los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" pudieran corresponder a ambas épocas y no solamente al Eoceno como él asegura.

Finalmente, si como señala el mismo autor, el *Venericor abassolensis* y *Venericor austroplata* son propios de la Cuenca Argentina, por qué no utiliza el mismo razonamiento empleado anteriormente, con relación al significado de *Cribrorotalia hornibrooki*, al manifestar: "... es una especie propia de las cuencas argentinas y en consecuencia, por sí misma nada dice en cuanto a la edad de los sedimentos que la contienen".

En cuanto al significado estratigráfico de los depósitos que alojan a este "subgénero", Marshall y Pascual (1977, pág. 98) consideran que resultaría inaceptable admitir que los sedimentos continentales infrapuestos al "Patagoniense" representen al Oligoceno tardío (Edad Colhuehuapense), si la asignación de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" al Eoceno superior dada por Camacho (*op. cit.*, pág. 46, 48 y 52) fuese correcta. Es de advertir que Marshall *et al.* (1976) ubican en el cuadro estratigráfico al Colhuehuapiano en el Oligoceno tardío. Los autores citados en primer término agregan: "Por otro lado es inexplicable la continua sucesión evolutiva de los mamíferos de esta Edad Colhuehuapense hacia los de la Edad Santacrucense, convencionalmente asignada al Mioceno temprano, a menos que aceptemos —como lo hemos hecho— a una más próxima antigüedad relativa. Más aún, si por las razones mencionadas precedentemente la Edad Colhuehuapense debiera ser asignada al Eoceno tardío o aún a un Eoceno anterior, más inexplicable es que en el resto de los tiempos terciarios (Paleoceno-Eoceno medio) puedan haberse producido procesos evolutivos tan relativamente acelerados como para

* Se consigna que esta aclaración no ha sido incluida en el trabajo del autor (Riggi, 1978), debido a que el correspondiente de Bertels, si bien figura en el Tomo XIV de 1977, se terminó de imprimir en el año 1979.

explicar las diferenciaciones sucesivas de tan disímiles comunidades de mamíferos como las que caracterizan las Edades Riochiquense, Casamayorense, Mustersense, Divisadense y Deseadense".

Con relación a las edades radimétricas publicadas por el INGEIS (Linares, 1979), correspondientes a tobas recogidas en los cerros La Lengua y del 55 (Astra), se obtuvieron valores de 40 ± 10 , 25 ± 5 , 26 ± 6 y 30 ± 3 millones de años. Como en este caso se trataba de establecer si dichos valores correspondían al Eoceno u Oligoceno, y considerando que el límite de ambas épocas se encuentra entre los 40 y 36 m.a., según distintos autores, es elemental aducir razones obvias para descartar la de mayor edad porque en un caso, sumando 10 m.a. a su edad sería de 50 m.a. (Eoceno) y en el otro, restando los 10 m.a., sería de 30 m.a. (Oligoceno). Es decir que quedarían las tres dataciones restantes, que sumando o restando la aproximación, confirmarían que la edad sería simple oligocena y/o miocena.

Camacho aclara que "las muestras de tobas se obtuvieron de la sección continental", con "la esperanza de disponer de una base radimétrica que facilitara la ubicación cronológica de los niveles marinos superpuestos". En la zona de Astra, según el mapa geológico adjunto al trabajo de Expósito (1977), afloran el "Grupo Sarmiento", las "Sedimentitas marinas de Astra" y el "Relleno aluvional". Si las denominadas sedimentitas marinas han sido el objeto exclusivo de dicho estudio y las mismas presentan frecuentes niveles tobáceos con abundante vidrio volcánico fresco, hubiera sido más razonable extraer muestras de esa

misma unidad para su datación, que buscar indirectamente su edad mediante las sedimentitas de una Formación infrayacente ("Grupo Sarmiento").

Al establecer las condiciones ecológicas imperantes durante la depositación de la "Formación Monte León", Camacho (1979, pág. 240) manifestó: "Indudablemente, ella fue depositada a mayor distancia de la costa y en aguas de menor temperatura que las julienses, lo que explica su contenido de cetáceos y pingüinos". Luego el autor reconoce que "algunas formas alóctonas veranean en nuestras latitudes" y además aclara que "dos formas bien definidas como *Otaria flavescens* (lobo marino) y *Spheniscus magellanicus* (Pingüino de Magallanes) se reproducen a lo largo del litoral patagónico y que según los textos más comunes en la materia, tienen en esta región su área de distribución normal".

En su comentario, dicho autor ha prescindido de "otras aclaraciones ecológicas" no aportando los fundamentos que le permitieron afirmar que la presencia de cetáceos y pingüinos, sin determinar especies, en la "Formación Monte León", indica "aguas más frías que las del juliense". Se considera que la presencia de cetáceos y pingüinos en la mencionada unidad, no significa que tuvo que haber un cambio en la temperatura de las aguas, dado que pueden haber existido especies similares a las por él referidas, que se adaptarían a distintas temperaturas. Por otra parte, es oportuno agregar que la asociación ictiológica y especialmente el taxa *Galeocерdo aduncus*, hallados en el Piso Leoniano, indican aguas de temperatura por lo menos templada cálida (Cione, 1979).

Lista de trabajos citados en el texto

- Bertels, A., 1970. Sobre el "Piso Patagónico" y la representación de la época del Oligoceno en la Patagonia Austral. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 495-501, Buenos Aires.
- Camacho, H. H., 1974. Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. Acad. Nac. Cienc. Exac., Fis. y Nat., Anales 26: 39-57, Buenos Aires.
- 1979 a. Significados y usos de "Patagónico", "Patagónico", "Formación Patagónica", "Formación Patagonia" y otros términos de la estratigrafía del Terciario marino argentino. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (3): 235-242, Buenos Aires.
- 1979 b. Descripción geológica de las Hojas 47 h y 48 g (Bahía Camarones), provincia del Chubut. Serv. Geol. Nac., Bol. n° 153, Buenos Aires.
- Cione, A. L., 1979. Aportes paleoictológicos al conocimiento de la evolución de las paleotemperaturas en el área austral de América del Sur durante el Cenozoico. Aspectos zoogeográficos y ecológicos conexos. Ameghiniana XV (1-2): 183-208, Buenos Aires.
- Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, 1972. Código de Nomenclatura Estratigráfica. Asoc. Geol. Arg., Rev. Serie "B" (Didác. y Compl.), n° 2, 40 págs. Buenos Aires.
- Di Paola, E. C. y H. G. Marchese, 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área

- tipo (Bajo de San Julián). Desembocadura del río Santa Cruz, Prov. de Santa Cruz, República Argentina. Actas V Congreso Geol. Arg., III: 207-222, Buenos Aires.
- Expósito, E. S., 1977. *Estratigrafía del Terciario marino de Astra, Provincia del Chubut, República Argentina*. Fac. Cienc. Exact. y Nat., Univ. de Buenos Aires. Trabajo de Licenciatura (inédito).
- Feruglio, E., 1936. *Relaciones estratigráficas entre el Patagoniano y el Santacruciano*. Rev. Museo La Plata. Tomo I, Geol. N° 4, La Plata.
- 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. YPF, I-III. Ed. Coni, Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1931. *Nomenclatura estratigráfica patagónica*. Soc. Cient. Santa Fe. Anales III: 1-115.
- Giménez, M. L., 1977. *Perfil geológico del cerro Chenque: Su litología y paleontología. Comodoro Rivadavia, Prov. del Chubut*. Fac. Cienc. Exac. y Nat., Univ. Buenos Aires. Trabajo de Licenciatura (inédito).
- Krumbein, W. C. y L. L. Sloss, 1969. *Estratigrafía y Sedimentación*. U.T.E.H.A., México.
- Linares, E., 1979. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina, III (1977-1978). Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar, II (1975-1976)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. Serie "B", n° 6, Buenos Aires.
- Malumián, N., 1977. *Informe micropaleontológico sobre muestras de la Formación Patagonia. Plan Fosforita*. Serv. Geol. Nac. (inédito).
- 1979. *Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina*. Ameghiniana, XV, 1-2: 161-171, Buenos Aires.
- Malumián, N. y V. Masiuk, 1971. *El Género Cribrorotalia Hornibrook, (Familia Elphidiidae) en la Argentina*. Rev. Española de Micropaleontología, III, n° 3: 293-300, Madrid.
- Malumián, N., V. Masiuk y J. C. Riggi, 1971. *Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC. I, prov. de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2): 175-208, Buenos Aires.
- Marshall, L. G. y R. Pascual, 1977. *Nuevos marsupiales Caenolestidae del "Piso Notohipidense" (SW de Santa Cruz, Patagonia) de Ameghino. Sus aportaciones a la cronología y evolución de las comunidades de mamíferos sudamericanos*. Publ. del Museo Municipal de Cienc. Nat. de Mar del Plata "Lorenzo Scaglia". V. 2, n° 4: 91-122, Mar del Plata.
- Marshall, L. G. R. Pascual, G. H. Curtis y R. E. Drake, 1977. *South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia*. Science, V. 195: 1325-1328.
- Newell, N. D., en R. C. Moore, 1969. *Treatise on Inv. Paleont.* Part. N. Geol. Soc. Amer. and Univ. of Kansas Press.
- Riggi, J. C., 1957. *Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XII (2): 65-97, Buenos Aires.
- 1978. *La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogenética en la estratigrafía de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2): 158-171, Buenos Aires.
- 1979 a. *Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 1-11, Buenos Aires.
- 1979 b. *Nomenclatura, categoría litoestratigráfica y correlación de la Formación Patagonia en la costa atlántica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (3): 243-248, Buenos Aires.
- 1979 c. *Estratigrafía cretácica terciaria del subsuelo de Cabo Buen Tiempo, Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (4): 255-270, Buenos Aires.
- Rossi de García, E., 1959. *Nuevos moluscos terciarios del Arroyo Verde (Prov. de Río Negro) Ameghiniana I (4): 9-15, Buenos Aires*.
- Rossi de García, E. y R. Levy, 1977. *Fauna de la Formación Arroyo Verde, Eoceno de la Provincia de Río Negro, Argentina*. Ameghiniana XIV (1-4): 45-52, Buenos Aires.
- Rossi de García, E., Regina Levy; Geología: Mario R. Franchi, 1980. *Neovenericor nov. gen. (Bivalvia) su presencia en el Miembro Monte León (Formación Patagonia)* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (1): 59-74, Buenos Aires.

JUAN CARLOS RIGGI

Servicio Geológico Nacional
Avda. Santa Fe 1548, 12° P.
1060 Buenos Aires.

Consejo Nac. de Investigaciones Cient. y Técnicas

NOTA NECROLOGICA



DR. JUAN CARLOS MANUEL TURNER
1918-1979

El fallecimiento del doctor Juan C. M. Turner, ocurrió el día 16 de noviembre de 1979, ha causado profunda impresión no sólo entre sus amigos, colegas y discípulos, sino también en toda la colectividad geológica nacional, donde gozaba de hondo y reconocido prestigio. La muerte lo sorprendió en un momento de su vida en que se hallaba plenamente dedicado a las investigaciones geológicas y cuando todavía podía aportar un caudal invaluable de conocimientos para el progreso de estas ciencias en el continente.

El doctor Juan C. M. Turner había nacido el 13 de enero de 1918 en Buenos Aires. Hijo de familia inglesa, realizó su educación oficial en el Saint Jorge College de Quilmes y en el Colegio Secundario Mariano Moreno. Los estudios universitarios los llevó a cabo en la antigua Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires que, el 25 de abril de 1947, le expidió el Título de Doctor en Ciencias Naturales, pues en esos tiempos, las orientaciones geológicas y biológicas tenían la primera parte de sus estudios en común.

En aquella histórica casa de la calle Perú 222 tuvimos muchas oportunidades de iniciar y cimentar una amistad que duraría incólume hasta sus últimos días. A lo largo de ese tiempo su personalidad se mantuvo invariable y sin que lo afectaran los halagos y honores que por su fecundo accionar, conquistó merecidamente. Profundamente sencillo en su manera de ser, sobrio en sus

expresiones, justo en sus opiniones, dejaba también translucir a través del trato personal una gran sensibilidad y deseos de cooperación en todo aquello que significara un beneficio para los demás. Hondamente afecto a la familia y la amistad, su presencia siempre era recibida con calidez en los medios que frecuentaba.

En el año 1942 ingresó en la entonces Dirección de Minas y Geología donde, antes de conseguir un cargo rentado necesitó trabajar un lapso prolongado ad-honorem. En esa institución realizó una importante trayectoria que culminó con la jerarquía de Jefe del Departamento de Geología, renunciando en 1971 para ocupar el cargo de Profesor Ordinario Titular (con dedicación exclusiva) de Geología Histórica y Regional de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA). Esta institución junto con la Facultad y Museo La Plata fueron los otros dos organismos a los que Turner dedicó gran parte de sus esfuerzos. En la primera comenzó su carrera docente en 1953 siendo Ayudante diplomado de Trabajos Prácticos de Climatología, para luego desempeñarse como Jefe de Trabajos Prácticos de Geología Estructural y Geología Histórica y Regional (1959). A partir de 1965 se hizo cargo del curso de Geología Histórica y Regional, del que fue su Profesor Titular desde 1968.

En la Universidad Nacional de La Plata enseñó Geología Estructural durante el lapso 1960-1971.

Turner preparaba sus clases con gran dedicación y fundamentación y era un sincero consejero de quienes se le acercaban para solicitar sus experimentadas opiniones. A través de sus enseñanzas, tanto en el aula como en el campo, forjó numerosos discípulos.

Apenas graduado, Turner obtuvo una beca del Consejo Británico que le permitió estudiar en la Universidad de Cambridge, Gran Bretaña, desde noviembre de 1948 hasta agosto de 1950. Allí bajo la dirección del doctor O. M. B. Bulman realizó un meduloso trabajo sobre las faunas graptolíticas sudamericanas, con el que obtuvo el grado de Doctor en Filosofía (especialidad Geología) en 1950. Dicho trabajo, posteriormente publicado en la Revista de la Asociación Geológica Argentina (1960), representa el mayor análisis en conjunto que se haya hecho hasta ahora de estos importantes fósiles paleozoicos en nuestro continente.

A su regreso a la Argentina, Turner inició una intensa actividad en los campos de

la Geología Regional y Estratigráfica del país. Particularmente, fue la región noroccidental argentina la que concentró su especial interés y sus investigaciones que, durante más de 30 años estuvieron dedicadas en gran parte a dicha área, contribuyeron a aclarar importantes problemas estratigráficos de la Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. La experiencia que adquirió sobre la geología de estas unidades estructurales posteriormente las presentó en esclarecedoras síntesis a través de publicaciones como "The Cambrian of Northern Argentina" (1963), "The Andes of Northeastern Argentina" (1970) y otras contribuciones efectuadas durante las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas (1972) y en la obra Geología Regional Argentina (1972).

Una mención especial merece su caracterización como unidad estructural que, en 1962, hiciera de las Sierras Traspampeanas.

Las fases tectónicas, su delimitación y nomenclatura, constituyen otro tema que preocupó a Turner y, juntamente con sus colaboradores, elaboró detallados cuadros estratigráficos en los que ubicó prolijamente a dichas fases empleando una terminología, en gran parte novedosa.

Sus profundos conocimientos de la geología argentina así como su gran laboriosidad y responsabilidad, le valieron ser designado Coordinador del II° Simposio de Geología Regional Argentina organizado por la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, de la que era Miembro Correspondiente. Además, le correspondió dirigir el Proyecto N° 44 "Paleozoico inferior de América del Sur" perteneciente al Programa Internacional de Correlación Geológica, al que se dedicó con gran devoción, e integró como Miembro Titular la Subcomisión Mundial de Estratigrafía del Devónico.

Turner dedicaba especial énfasis a todo lo que contribuyera a la pureza del idioma y la exactitud de las expresiones geológicas. En estos aspectos, como en todos los demás, era constantemente consultado por sus colegas, entre quienes sus autorizadas opiniones encontraban amplio reconocimiento.

La historia de la geología argentina fue otro tema cultivado por este investigador con maestría y pasión, siendo Miembro Correspondiente del Comité Internacional de Historia de las Ciencias Geológicas.

La actividad tan calificada llevada a cabo por Turner en el campo de la Geología, motivaron otros importantes reconocimientos, entre los que se hallaron: Miembro Titular

de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales; Miembro Honorario de la Asociación Geológica Argentina; Diploma de Honor al Mérito otorgado por la Universidad Nacional de La Plata y Premio Sociedad Científica Argentina (1975).

DR. HORACIO H. CAMACHO

Trabajos publicados

1953. *Graptolite faunas of South America*. Abstracts Dissert., Cambridge, Gran Bretaña.
1958. *Estratigrafía de la Sierra de Narváez (Catamarca y La Rioja)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XII (1957), 1 (Buenos Aires), págs. 18-60.
1959. *Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIII (1958), 1-2 (Buenos Aires), págs. 15-39.
1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Acad. Nac. Ciencias, Bol. XLI, 2 (Córdoba), págs. 163-196.
1960. *Faunas graptolíticas de América del Sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIV (1959), 1-2 (Buenos Aires), págs. 5-180.
1960. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja)*. Acad. Nac. Ciencias, Bol. XLII, 1 (Córdoba), págs. 77-127.
1961. *Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta)*. Acta Geol. Lilloana, III (Tucumán), págs. 191-226.
1962. *Las Sierras Traspampeanas como unidad estructural*. An. Primeras Jornadas Geol. Arg., II (Buenos Aires), págs. 387-402.
1962. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja)*. Acad. Nac. Ciencias, Bol. XLIII, 1 (Córdoba), págs. 5-54.
1963. *Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca (Catamarca)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVII (1962), 1-2 (Buenos Aires), págs. 11-45.
1963. *The Cambrian of northern Argentina*. Tulsa Geol. Soc. Digest, XXXI (Symp. Petr. Geol. S. Amer.) (Tulsa), págs. 193-211.
1964. *Descripción geológica de la Hoja 7 c, Nevado de Cachi (provincia de Salta)*. Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. N° 99, Buenos Aires.
1964. *Descripción geológica de la Hoja 15 c, Vinchina (provincia de La Rioja)*. Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. N° 100, Buenos Aires.
1964. *Descripción geológica de la Hoja 2 c, Santa Victoria (provincia de Salta y Jujuy)*. Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. N° 102, Buenos Aires.
1964. *Descripción geológica de la Hoja 2 b, La Quiaca (provincia de Jujuy)*. Inst. Nac. Geol. y Minería, Bol. N° 103, Buenos Aires.
1965. *Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX, 2 (Buenos Aires), págs. 153-184.
1965. *Sección Ordovícico en Índice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina*. Prov. Buenos Aires, Com. Inv. Cient. (La Plata), págs. 87-130.

1965. *Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (provincia del Neuquén)*. Acad. Nac. Ciencias, Bol. XLIV (Córdoba), págs. 5-52.
1966. *Perfil transversal de la Puna latitud 22° 15' S aproximada*. Actas Seg. Jorn. Geol. Arg., III (Buenos Aires), págs. 355-378.
1966. *Estratigrafía de la comarca de Santa Catalina, Jujuy*. Acta Geol. Lilloana, VII (S. M. de Tucumán), págs. 33-47.
1967. *Descripción geológica de la Hoja 13 b, Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja)*. Inst. Nac. Geol. y Minería, Bol. N° 106, Buenos Aires.
1968. *Rasgos geológicos de las Sierras de Chepes y de Ulapes (provincia de La Rioja)*. Actas Terc. Jorn. Geol. Arg., I (Buenos Aires), págs. 173-193. En colaboración con el doctor Enrique de Alba.
1969. *Bosquejo geológico de la Sierra Brava (provincia de La Rioja)*. Actas Cuartas Jorn. Geol. Arg., I (Buenos Aires), págs. 525-541.
1969. *Un perfil transversal de la Puna austral, latitud 26° 00' S. República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV, 4 (Buenos Aires), págs. 361-366.
1970. *Ciclos orogénicos y magmáticos en Angelelli, V., J. C. Fernández Lima A. Herrera y L. Aristarain. Descripción del Mapa Metalogénico de la República Argentina, Capítulo II. Dir. Nac. Geol. y Minería, An. XV, Buenos Aires.*
1970. *The Andes of northwestern Argentina*. Geol. Rundschau, LIX, 3 (Stuttgart), págs. 1028-1063.
1970. *Historia de la geología del noroeste argentino. Primer Congreso Argentino de Historia de la Ciencia*. Acad. Nac. Ciencias, Bol. XLVIII (Córdoba), págs. 495-512.
1971. *Descripción geológica de la Hoja 15 d, Famatina (provincia de La Rioja)*. Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. N° 126, Buenos Aires.
1972. *Puna en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Ciencias (Córdoba), págs. 91-116.
1972. *Cordillera Oriental en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Ciencias (Córdoba), págs. 117-142.
1972. *Cámbrico*. Actas Cuartas Jorn. Geol. Arg., III (Buenos Aires), págs. 182-190.
1972. *Ordovícico*. Actas Cuartas Jorn. Geol. Arg., III (Buenos Aires), págs. 191-209.
1972. *Silúrico*. Actas Cuartas Jorn. Geol. Arg., III (Buenos Aires), págs. 211-224.
1972. *Diccionario Geológico inglés-español, español-inglés*. Asoc. Geol. Arg., Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N° 1, Buenos Aires.
1972. *A Conspicuous Flexure in Regional Structural Trend in the Puna of Northwestern Argentina*. U. S. Geol. Surv., Research 1972, Prof. Paper 800-B (Washington), págs. B205-B209. En colaboración con el doctor Kenneth Segerstrom.
1973. *Descripción geológica de la Hoja 37 a, b, Junín de los Andes (provincia del Neuquén)*. Ser. Nac. Minero-Geológico, Bol. N° 138, Buenos Aires.
1973. *Descripción geológica de la Hoja 11 d, Laguna Blanca (provincia de Catamarca)*. Ser. Nac. Minero-Geológico, Bol. N° 142, Buenos Aires.
1973. *La exploración geológica de Stelzner por provincias del norte argentino*. Acad. Nac. Ciencias, Bol. L, 1-4 (Córdoba), págs. 45-57.
1975. *Síntesis en Geología de la Provincia de Buenos Aires*. Sexto Congr. Geol. Arg., Relatorio (Buenos Aires), págs. 9-27.
1975. *Comentario al Código Norteamericano de Nomenclatura Estratigráfica*. Primer Congr. Arg. Pal. y Bioestratigrafía. S. M. de Tucumán, págs. 661-674. En colaboración con el Profesor Doctor Horacio J. Harrington.
1975. *Uruguay en Encyclopedia of Earth Sciences, VIII The Encyclopedia of Regional Geology*, págs. 642-648. Reinhold Book Corporation, Nueva York.
1975. *Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina*. Acad. Nac. Ciencias Córdoba, Bol. N° 51, i-2, págs. 11-24. En colaboración con el Doctor V. Méndez.
1976. *Estratigrafía de la comarca de Cusi-Cusi (Provincia de Jujuy)*. VIº Congr. Geol. Arg. (Bahía Blanca), Actas I, págs. 287-296.
1976. *Comarcas de la República Argentina con con rocas de edad precámbrica sobre la base de dataciones radimétricas*. VIº Congr. Geol. Arg. (Bahía Blanca), Actas I, págs. 511-518. En colaboración con el Doctor E. Linares.
1977. *Perfil geológico Humahuaca - Pueblo Abra Laite (Jujuy, República Argentina)*. En colaboración con el Licenciado J. A. Salfity. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (2), págs. 111-121, Buenos Aires.
1978. *Estratigrafía del Pre-Jurásico*. VIIº Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Relatorio, págs. 25-36. En colaboración con el Doctor L. B. Cazau.
1979. *Perfil geológico entre los ríos Chubut y Tecka (Provincia del Chubut)*. Museo Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Rev. Geol. VIII, N° 3, págs. 71-93.
1979. *Geología de la comarca de mina "Pirquita" (provincia de Jujuy)*. VIIº Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Actas I, págs. 351-366.
1979. *Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina*. VIIº Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Actas I, págs. 367-388. En colaboración con los Doctores V. Méndez, C. S. Lurgo, R. Amengual y O. Viera.
1979. *La estructura transcontinental del límite septentrional de la Patagonia*. VIIº Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Actas II, págs. 225-238. En colaboración con el Doctor B. A. G. Baldis.
1979. *Paleozoico inferior de América del Sur*. Acad. Nac. Cienc. Ex. Fis. Nat., Anal. 31, págs. 25-31.

En prensa:

— *El Paleozoico inferior de la República Argentina*. Primer Simposio Nacional de Correlación Geológica. Acad. Nac. Cienc. Bolivia, La Paz, 1978.

RESUMENES

ESTUDIO COMPARATIVO DE LOS DISTRITOS MINEROS "ANDACOLLO" Y "CERRO ATRAVESADA". PROV. DE NEUQUEN, REP. ARGENTINA

Juan C. Danielli, Néstor Ronconi, Ana M. Case y Mario Gings

RESUMEN

Se efectúa un estudio comparativo de la geología regional, rasgos estructurales y mineralogénesis con el objeto de establecer provincias metalogenéticas. Geológicamente, en ambos distritos afloran rocas del basamento pre-Triásico representadas por vulcanitas y por intrusivos granítico-granodioríticos. El cuadro regional se completa con rocas de la Serie Porfirítica Triásica, sedimentos Jurásicos, vulcanitas Terciarias y basaltos y depósitos glaciales Cuaternarios.

Estructuralmente ambos distritos se presentan en braquianticlinales cuyos ejes mayores se orientan en dirección N-S.

La mineralogía constituida por un complejo polimetálico (pirita, calcopirita, arsenopirita, galena, blenda, argentita, oro) se presume de edad Terciaria y asociada a intrusivos andesíticos y dacíticos.

Publicado en: IIº Cong. Geol. Chileno, agosto 1979, Arica, Chile.

PETROLOGIA DE LAS ANFIBOLITAS DE LA QUEBRADA DEL GATO, SIERRA PIE DE PALO, PROVINCIA DE SAN JUAN, REP. ARGENTINA

Julio Llano y Ana Escalante

RESUMEN

Las rocas metamórficas de la zona son: mármoles, esquistos cuarzosos feldespáticos micáceos, esquistos verdes (tremolíticos-actinolíticos, cloríticos, talcosos, serpentínicos y epidóticos), anfibolitas.

Están afectadas por intrusiones tonalíticas a granodioríticas. La fuerte deformación ha producido protomilonitas y milonitas.

El metasomatismo es intenso, predominando el de tipo cálcico, originando venas de granate, turmalina, feldespato alcalino, cuarzo, calcita, epidoto y ópalo y epidotas y epidioritas?

La geoquímica indica que son ortoanfibolitas.

Publicado en: IIº Cong. Geol. Chileno, agosto 1979, Arica, Chile.

GEOLOGIA Y GEOCRONOLOGIA DE LAS ROCAS METAMORFICAS Y ERUPTIVAS DE LA PRECORDILLERA Y CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA

Roberto Caminos, Umberto G. Cordani y Enrique Linares

RESUMEN

Se presenta un número aproximado de 70 dataciones radimétricas por los métodos potasio-argón y rubidio-estroncio de rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal, de la provincia de Mendoza. La comarca en estudio se encuentra den-

tro del Subproyecto Piloto "Geotransversa de los Andes entre las latitudes 30° y 35° L.S." del Proyecto N° 120 del P.I.C.G.

Las rocas metamórficas, sobre la base de una isocrona Rb-Sr de referencia, tienen una edad de 500 ± 50 m.a., que las ubica en el Precámbrico superior-Cámbrico inferior. Las eruptivas dan edades que corresponden a tres ciclos magmáticos ubicados en 400-330 m.a. (Silúrico a Carbónico inferior), 275 ± 30 m.a. (Pérmico inferior) y 225 ± 20 m.a. (Pérmico superior a Triásico inferior).

Las edades determinadas en cada caso se discuten sobre la base de observaciones geológicas, el estudio petrográfico y los datos analíticos de las muestras analizadas.

Publicado en: IIº Cong. Geol. Chileno, agosto 1979, Arica, Chile.

TECTONICA DE LA REGION DEL RIO Y LAGO BELGRANO CORDILLERA PATAGONICA - ARGENTINA

Víctor A. Ramos

RESUMEN

Se realiza un breve análisis de la estratigrafía de la comarca que muestra la validez de las unidades propuestas por Hatcher, ya en el siglo pasado. Se reconoce un basamento metamórfico, sobre el que se apoya en marcada discordancia las vulcanitas jurásicas y las secuencias marinas y continentales cretácicas. En el Eoceno se desarrolla un extenso vulcanismo basáltico y rocas alcalinas asociadas, que anteceden a la ingresión patagónica desde el Atlántico. El ascenso de la Cordillera origina los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz, a la que siguen importantes períodos de distensión con efusiones basálticas.

La estructura del basamento está caracterizada por varias fases de plegamiento durante el ciclo varisco. La tectónica de la cubierta mesozoica se origina en una serie de fases del ciclo patagónico, que inicia el ascenso de la cordillera en el Cretácico. Este culmina con una importante fase de transpresión en el Oligoceno superior, la que produce una estructura de corrientes y bajocorrimientos, con los que se caracteriza los Andes Patagónicos Australes al sur del lago Pueyrredón.

Publicado en: IIº Cong. Geol. Chileno, agosto 1979, Arica, Chile.

ESTUDIO GEOLOGICO DE LA MINA ANGELA

Con énfasis en sus características estructurales

Hugo Bassi y Guillermo Rochefort

RESUMEN

La mina Angela, ubicada 50 km al NNE de Gastre (Prov. de Chubut, Argentina), se encuentra en un ambiente volcánico de edad jurásica, formado especialmente por coladas andesíticas, suavemente plegadas, intruidas por un ciclo hipabisal ácido (Tercia?).

La mineralización, expresada con mayor frecuencia en estructuras vetiformes y en un solo caso conocido como diseminada, se distribuye preferentemente en el mundo noreste, coincidiendo con el de los diques ácidos e identificándose con la tectónica de cizalla, seguramente de influencia regional.

El grupo filoniano más importante es la corrida Angela, la que constituye un sistema de vetas que en conjunto cubre unas 30 Ha elongadas por 1600 metros. Sus vetas, aisladamente son de longitud menor, oscilando entre los 100 y 500 m si bien, en los casos de encontrarse asociadas, como ocurre con Cobre-San José-Platífero, suelen alcanzar los 1000 metros de unidad explotatoria.

Se concluye como regla general que la mineralización se resuelve en sectores cortos de las corridas pero, como en la veta Cobre, con excepcionales espesores y leyes, lo que otorga a esta mina un hábito destacado respecto de otras similares. Además parece confirmarse que esos clavos están interconectados en una misma veta con fractura prácticamente sin mineral lo que proporciona una buena pauta de exploración al alentar el desarrollo de laboreo estéril en búsqueda de nuevas bonanzas.

El estudio incluye, como parte destacable del trabajo efectuado, un extenso y detallado programa de exploración, apoyado en la mayor cantidad de observaciones geológicas susceptibles de registrarse al estado actual del reconocimiento.

Se recomienda 1700 m de sondaje y 2100 m de laboreo orientados a reconocer del orden de medio millón de toneladas de mineral de veta y 1,5 millones de mineral diseminado. En promedio, la razón tonelada a explorar/metro de reconocimiento es 500 ts/m (163 ts/m para las vetas y 1400 ts/m para el diseminado).

Publicado en: IIº Cong. Geol. Chileno, agosto 1979, Arica, Chile.

ESTUDIO ISOTROPICO Rb-Sr DE LA "FAJA ERUPTIVA DE LA PUNA" A LOS 22°35' L.S., ARGENTINA

R. H. Omarini, U. G. Cordani, J. G. Viramonte, J. A. Salfity y K. Kawashita

RESUMEN

En el presente trabajo se dan a conocer siete determinaciones radimétricas efectuadas por el método Rb-Sr, sobre muestras colectadas a lo largo de un perfil transversal realizado en el sector norte de la "Faja Eruptiva de la Puna".

Los análisis se efectuaron sobre roca total y las edades absolutas obtenidas a partir de la isocrona elaborada es de 374 ± 7 m.a. (Devónico), con un relación inicial al origen Sr^{87}/Sr^{86} de 0.7183 ± 0.0004 .

Con estos nuevos elementos de juicio se realiza una interpretación compatible con los datos geológicos disponibles de este importante complejo litológico del norte argentino.

FE DE ERRATA

Rossi de García E., R. Levy y M. Franchi, *Neovenericor N. Gen. (Bivalvia) su presencia en el Miembro Monte León (Formación Patagonia)*. Tomo XXXV (1): 59-71.

En la lámina II (pág. 67) primera línea

Donde dice: *Neovenericor austroplata* (G. y Bow.)

Debe decir: *Neovenericor abasolensis* (Camacho).

CRONICA DE LA ASOCIACION

Miembros Correspondientes

De acuerdo con lo establecido en el artículo 7° del Estatuto de la Asociación Geológica Argentina, la Comisión Directiva designó como Miembros Correspondientes a los doctores Humberto Cordani, Jean Claude Vicente e Ian Dalziel. Esta categoría está reservada a las personas radicadas en el extranjero que se hayan destacado por sus actividades en las ciencias geológicas, y por sus importantes aportes al conocimiento de la evolución geológica de nuestro territorio. Los nombrados acreditan a través de su accionar en el ámbito de la geología sobrados méritos, que la A. G. A. reconoce al proceder a su designación.

Miembros Honorarios

En la Asamblea Extraordinaria realizada el día 30 de abril de 1980 en la Casa del Geólogo, en respuesta a la convocatoria formulada por la C. D., se procedió al nombramiento de nuevos Miembros Honorarios de la Asociación Geológica Argentina.

De acuerdo a lo que determina el artículo 6° del Estatuto en vigencia, la C. D. propuso a la Asamblea el nombre de once caracterizadas personalidades de reconocida y meritoria actuación en el campo de las ciencias geológicas. Luego de un breve intercambio de opiniones, la Asamblea Extraordinaria votó el nombramiento por unanimidad, considerando que los profesionales propuestos están estrechamente vinculados a la más jerarquizada y trascendente producción científica nacional.

Los nuevos Miembros Honorarios de la A. G. A. son: La doctora Pierina Passoti y los doctores Emiliano Aparicio, Enrique de Alba, Raúl Dessanti, Carlos Gordillo, Bernabé Quartino, Alberto Mingramm, Pedro Stipanovic, Edgardo Rolleri, Mario Teruggi y Marcelo Yrigoyen.

La distinción correspondiente consiste en un diploma de la Asociación Geológica Argentina que se entregará en un acto

público. El mismo coincide con la celebración del trigésimo quinto aniversario de la fundación de la entidad.

Premio Storni 1978 y 1979

El jurado nombrado oportunamente por la comisión directiva, siguiendo las instrucciones específicas establecidas en el reglamento del Premio Storni, seleccionó entre los trabajos publicados en el tomo XXXIII de la revista el premio correspondiente al año 1978. La distinción recayó en el doctor Jorge Rabassa por su trabajo sobre:

“Geomorfología cuantitativa de la cuenca del río Manso Superior, Río Negro, República Argentina. Primera parte: Análisis de Horton”.

publicado en el N° 2 (págs. 139-157) de nuestra Revista.

Asimismo el jurado nominado para seleccionar el premio de 1979, declaró al mismo desierto, debido que a pesar de la existencia de meritorios trabajos, los autores de los mismos no se ajustaban a las condiciones reglamentarias.

Sector documentación

A partir del número 1 del tomo XXXV con la aparición de la nueva sección Resúmenes de la revista, se ha creado el sector documentación de la Asociación Geológica Argentina. Se invita a todos los colegas que publiquen trabajos en el exterior relacionados con diversos tópicos de la Geología Argentina, remitir una separata al nuevo sector. De esta forma se publicará el resumen correspondiente y quedaría a disposición de los interesados la consulta del trabajo. Aquellos geólogos que deseen obtener una fotocopia de los mismos, la pueden solicitar a la sede de la A.G.A. Sector documentación, la que será remitida con la facturación correspondiente.

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

ZEIL, W., *The Andes. A geological review.* Gebrüder Borntraeger, 240 p., 143 figs. Berlín. Stuttgart.

El Profesor Dr. Werner Zeil, geólogo alemán conocido en nuestro medio por su contribución al conocimiento del magmatismo en los andes chilenos, nos ofrece esta obra de síntesis en la que aborda el examen de la faja andina suramericana en toda su extensión. No ha sido tarea fácil para el Dr. Zeil sintetizar la vasta información geológica disponible sobre este sector de la corteza terrestre (las obras consultadas ascienden a 865, de las cuales 135 corresponden a nuestro país) y ponderar con criterio de síntesis los datos que habrían de ser utilizados para la integración del cuadro geológico regional andino. Es obvio que la vasta experiencia acumulada en sus investigaciones en los andes chilenos ha sido de provecho para la preparación de esta nueva obra.

A los efectos de la pertinente descripción, la faja andina es dividida por el Dr. Zeil en un sector septentrional que comprende Colombia, Venezuela y Ecuador y otro, centro-meridional, que incluye a Perú, Bolivia, Chile y Argentina. Importa destacar que el término de "*andes*" es utilizado en sentido estructuras surgidas del geosinclinal mesozoico-amplio, incluyendo en el mismo no sólo las co sino también aquellas vinculadas con el desenvolvimiento de los geosinclinales paleozoicos, vale decir, hasta el borde de la plataforma suramericana.

Tras una introducción vinculada con los problemas geodinámicos que plantean los andes suramericanos, la obra se inicia con el examen de la corteza terrestre y manto subyacente a la luz de las más recientes investigaciones geofísicas. Se vierte información sobre distribución de sismos y profundidades relativas, valores de anomalías de la gravedad así como las variaciones de la inclinación que presenta el plano de Benioff a lo largo de la faja andina, que oscila entre 10 y 30 grados. Como dato ilustrativo se consigna que el espesor de la corteza terrestre bajo el altiplano, asciende a unos 70 km.

La participación de las rocas ígneas, plu-

tónicas y volcánicas, en la estructura de los andes es examinada en el capítulo o sección siguiente (los temas capitales no están numerados en la obra), que se inicia con la distribución geográfica de los cuerpos plutónicos siendo identificados por sus edades relativas. Datos geoquímicos y petrológicos complementan la información. El vulcanismo mesozoico-cenozoico es objeto de un tratamiento similar, agregándose datos sobre la repartición geográfica de los centros volcánicos.

El substrato de rocas metamórficas, cuencas de sedimentación paleozoicas y cobertura sedimentaria mesozoica-cenozoica son temas tratados en un capítulo específico. Son descritas las estructuras paleozoicas e incluso otras de mayor antigüedad, consignándose además columnas estratigráficas muy simplificadas, cuya descripción llega en algunos casos hasta el rango lito-estratigráfico de Grupo. En lo que atañe a las secuencias mesozoico-terciarias se enfatiza el engranaje lateral de facies.

Al considerar la faja andina como un cuerpo geodinámico, tema al que dedica un extenso capítulo, el Dr. Zeil subraya que los Andes no constituyen un orógeno uniforme en toda su extensión, sino que debe ser interpretado como una sucesión de orógenos superpuestos en el tiempo y en el espacio. Se describe la sucesión de eventos tectónicos que en la evolución de los andes se escalonan entre el Precámbrico tardío y los tiempos terciarios-cuaternarios. Numerosos perfiles geológicos de las estructuras afectadas por los eventos tectónicos complementan la labor descriptiva.

El sistema andino, considerado por diversos autores como un típico modelo estructural generado por corrientes de subducción dentro del marco de la tectónica global, es objeto de un agudo análisis en uno de los últimos capítulos de la obra. En tal sentido la posición adoptada por el Dr. Zeil es claramente escéptica y después de examinar los argumentos geofísicos y geológicos concluye expresando que las complejas condiciones tectónicas que caracterizan los andes en todo

su largo no pueden ser explicadas por un simple modelo de corrientes de subducción.

Culmina la obra con un capítulo sobre la geología económica andina proporcionándose datos muy escuetos sobre las concentraciones metalíferas más importantes, pasándose luego a considerar los depósitos de minerales no metalíferos así como la distribución de los yacimientos de hidrocarburos y carbón.

En suma, estamos frente a una obra que condensa en sus 240 páginas los rasgos más salientes de la estructura geológica de la faja

pacífica suramericana. Por ello consideramos que su lectura resultará de provecho, particularmente a nivel de cátedra universitaria.

Finalmente nos resta por mencionar la profusa ilustración gráfica que complementa el texto en todo su desarrollo. Tanto el autor de la obra como la editorial responsable no han escatimado esfuerzos en la preparación e impecable presentación del material gráfico, block-diagramas, perfiles y mapas que, en muchos casos, exceden el formato del libro.

ALFREDO J. CUERDA

V SIMPOSIO DE GONDWANA

Entre el 11 y el 16 de febrero de 1980 se realizó en Wellington, Nueva Zelanda, el V Simposio del Gondwana, evento de carácter internacional que reúne a los principales especialistas del mundo en la investigación del antiguo supercontinente, y por extensión, del Paleozoico superior del Hemisferio Sur. Estos simposios se realizan cada tres años, desde 1967 fecha del primero, realizado en Mar del Plata, Argentina; los siguientes tuvieron como sede Sudáfrica (1970), Australia (1973) e India (1976). El próximo se realizará en 1983 en los EE.UU.

En esta ocasión, durante los cinco días de sesiones se presentaron 124 contribuciones provenientes de profesionales de todo el mundo, pero especialmente de países de habla inglesa (106 trabajos), tanto del hemisferio sur como del hemisferio norte. Los trabajos abarcaron un amplio temario; sin embargo en forma generalizada se los puede agrupar de la siguiente manera: Reconstrucciones paleogeográficas y correlaciones (14), Geoquímica, Geocronología y Tectónica (38), Paleontología (27), Sedimentología (19), Estratigrafía (10), Geología económica (5), Petrología (4) y Varios (7).

Corresponde destacar el gran número de contribuciones basadas en el análisis sedimentológico, así como el de trabajos apoyados en técnicas geoquímicas o geofísicas, en contraposición con una menor participación relativa de los aportes puramente paleontológicos.

Gran porcentaje de trabajos fueron originales aportes al conocimiento del Gondwana, del Paleozoico superior y sus problemas. Entre ellos, por su magnitud, originalidad

y alcance, se destacaron los siguientes: "World Permo-Triassic Correlations: As a Basis for Palaeogeographic and Related Studies" (Anderson, Sudáfrica), "Classification of *Glossopteris* Species on the Basis of Morphographic Characters and Consideration of the Systematic Position of *Glossopteris* and Allied Genera" (Banerjee, India), "The Genus *Saurichthys* (Pisces, Actinopterygii) during the Gondwana Period" (Beltan y Tintori, Francia e Italia, respectivamente), "Antarctic Paleotectonics in the light of Gondwanaland Problem" (Grikurov, Rusia), "The Metamorphic History of Continental Crust in Antarctica as an Example of the Global Evolution of Metamorphic Processes" (Kamenev y Semenov, Rusia), y finalmente "Models for the Fragmentation of Gondwanaland" (Tarling, Inglaterra).

El elevado número (26) de contribuciones referidas a la geología de la Antártida, refleja de alguna manera el énfasis que el mundo actual asigna a la investigación en ese continente. En cambio llamó la atención la escasa participación de trabajos referidos al sector sudamericano del Gondwana, tanto por el número de contribuciones (11), como por la participación de profesionales latinoamericanos (1) en el Simposio.

El desarrollo del evento, que tuvo como marco el moderno edificio del Departamento de Geología de la Universidad Victoria, se caracterizó por una adecuada organización, que permitió el mayor lucimiento a la presentación y discusión de los trabajos. El programa incluyó excelentes excursiones pre y post Simposio, y como es usual, varios encuentros sociales, que culminaron con una

típica comida maorí, el Hagi, llamativa por su marcada similitud con los "curantos" mapuches de la patagonia.

Durante la ceremonia del cierre del Simposio se realizó un balance acerca de los estudios llevados a cabo en la última década, así como una prospectiva hacia el futuro. Se puso énfasis en orientar la investigación preferentemente hacia la paleoclimatología y el análisis de los paleoambientes del Gondwana; se recomendó una mayor integración y coordinación en los programas regionales de trabajo. En particular, en el campo del Paleomagnetismo, el doctor Embleton (Australia) mencionó que a esta especialidad le corresponde la tarea de resolver las relaciones precisas entre el Gondwana oriental (India, Australia y Antártida) y el occidental (Sudamérica y Africa). Señaló también que el mayor aporte que se espera del paleomagnetismo radica en la construcción de registros magnetoestratigráficos, que podrán ser utilizados para futuras correlaciones intercontinentales.

A su vez, la doctora Truswell (Australia) se refirió al campo palinológico y mencionó que la última década ha sido testigo del nacimiento de esquemas bioestratigráficos regionales basados en zonas palinológicas, desde el Carbónico superior hasta el Pérmico, en todos los actualmente dispersos continentes del Gondwana. Las correlaciones interregionales, basadas en estas zonaciones son aún incipientes, pero según afirmó, ya se puede ver el comienzo de una cronoestratigrafía basada en las mismas, y ya es posible una muy precisa correlación en intervalos selectos, entre zonas de Australia, India y el sur de Africa.

Finalmente, resulta un orgullo para la Argentina el que en ese balance se haya mencionado, a modo de ejemplo, los trabajos que llevan a cabo el Ing. Valencio y el Dr. Bonaparte, en el campo del paleomagnetismo y la paleontología de vertebrados respectivamente.

LIC. ROBERTO PAGE

**EL NUMERO 2 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 20 DE
AGOSTO DE 1980 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA**

El presente Tomo se ha financiado con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, y del Consejo de Investigaciones Científicas de la Prov. de Buenos Aires, que no se hacen responsables del contenido del mismo.

Nota Breve

Posible existencia de depósitos de sulfuros volcánicos en la Cordillera Patagónica Septentrional, Argentina. Reinterpretación

ABEL H. PESCE 273

Comentario

La Formación Patagonia, su nuevo esquema estratigráfico y otros temas polémicos

HORACIO H. CAMACHO 276

Réplica

Aclaración y ampliación de conceptos sobre el nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia

JUAN C. RIGGI 282

Necrológica

DR. JUAN CARLOS M. TURNER 290

Resúmenes 293

Fe de erratas 293

Crónica de la Asociación 296

Comentario Bibliográfico 297

**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.

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXV · Nº 2

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

CONTENIDO

Homenaje al Doctor Félix González Bonorino MIEMBRO FUNDADOR DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA	165
La Formación Esquel: Nueva interpretación estratigráfica RUBEN CUCCHI	167
Las Formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica, provincias de Río Negro y Chubut ANTONIO LIZUAÍN FUENTES	174
La "Serie del Piltriquitrón" de la sierra Cha'ia: Su edad y la de sus plutonitas asociadas EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ Y MARIO ZUBIA	183
La Formación Esquel, litología y estructura, provincia del Chubut OSCAR LÓPEZ GAMUNDI	187
Geología y áreas de alteración en el cerro Colorado y alrededores, Chubut noroccidental ELISEO SEPÚLVEDA Y ROBERTO VIERA	195
Un nuevo afloramiento del Terciario inferior continental (= Formación Ñorquinco) en el cerro Piltriquitrón, noroeste de Río Negro EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ Y MARIO ZUBIA	203
Los Basaltos Cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental MARIO R. FRANCOI Y ROBERTO E. N. PAGE	208
El mesozoico de la Cordillera Patagónica Central MIGUEL HALLER Y OMAR LAPIDO	230
Estudio palinológico de sedimentitas intercaladas en la "Serie Andesítica Andina", cordón occidental del Futalaufquen, Chubut. Parte I: Restos de Hongos ELISEO SEPÚLVEDA	248

(Continúa en el interior de la contratapa)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos