

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIV - N° 3
Julio-Septiembre
Buenos Aires 1979

GEOLOGIA DE LA PLANICIE COSTERA ENTRE PINAMAR Y MAR DE AJÓ, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

GERARDO PARKER

Resumen

En el presente trabajo se da a conocer la estratigrafía del subsuelo poco profundo entre Pinamar y Mar de Ajó elaborada en base a 19 perforaciones distribuidas en 4 perfiles de rumbo este-oeste.

Todas las perforaciones están comprendidas entre los 18 y 20 m bajo boca de pozo, habiéndose obtenido muestras de canaleta (cutting) cada 30 cm, además de testigos verticales con penetrómetro abierto a cada cambio litológico importante.

Se describen tres formaciones marinas del Pleistoceno, dos superiores que hacia el oeste del área estudiada pasan a sedimentos continentales y una inferior que se mantiene en facies marinas.

La más reciente de las tres es de edad pleistocena superior y está limitada en su base por una discordancia que acusa los efectos de movimientos tectónicos diferenciales, previos a su depositación.

La secuencia de formaciones marinas remata con una cuarta ingresión de edad holocena.

Introducción

El presente trabajo tiene por objeto dar a conocer el esquema estratigráfico del subsuelo poco profundo de la planicie costera comprendida entre Pinamar y Mar de Ajó, provincia de Buenos Aires. La información proviene del estudio geológico costero y litoral que el Servicio de Hidrografía Naval ha llevado a cabo a través de un contrato con el Complejo Portuario de Ultramar en Aguas Profundas (Parker et al., 1977).

El conocimiento del subsuelo del área se adquirió mediante la perforación de 19 pozos de aproximadamente 20 m de profundidad, llevados a cabo con un equipo manual, complementado con una bomba de 10.000 l/h accionada por un motor de 8 HP.

Se trabajó con inyección de bentonita en circuito cerrado con pileta de decantación y zaranda que permitió obtener muestras de

Abstract

This work shows the stratigraphy of the near subsurface between Pinamar and Mar de Ajó, Provincia de Buenos Aires, Argentina, worked with the information supplied by 19 drill-holes located along four E-W cross sections.

All the drill-holes were near of 20 meter depth, from then were obtained cutting samples at intervals of 0,30 m and were taken drive-tube samples at each litological change.

Three marine formations of Pleistocene age are described. The two upper formations change to continental to the west, and the lower is marine in all the studied area.

The later of the three is of upper Pleistocene age and at the bottom is limited by an unconformity that shows the effects of differential tectonic movements.

The upper sequences is covered by another marine formation of Holocene age.

canaleta (cutting) del retorno de la inyección a intervalos de 0,30 metros.

Para asegurar la correcta profundidad de la muestra, como su representatividad, después de perforados los 0,30 m (intervalo de muestreo), se circuló en el lugar hasta obtener muestra uniforme, las que fueron descriptas en forma visual en la boca del pozo y luego se analizaron con lupa binocular en el laboratorio.

En total se realizaron 76 ensayos de penetración Standard con penetrómetro abierto tipo Terzaghi de 5 cm de diámetro, cuyas probetas se rotularon convenientemente y sellaron con parafina sus extremos para su análisis de laboratorio, en promedio se efectuaron 4 por pozo, dispuestos de tal manera que cada formación fuera muestreada en un horizonte distinto a través de toda el área. Para asegurar esto es que se

This One



C4TZ-LKN-6D6W

Material protegido por derechos de autor

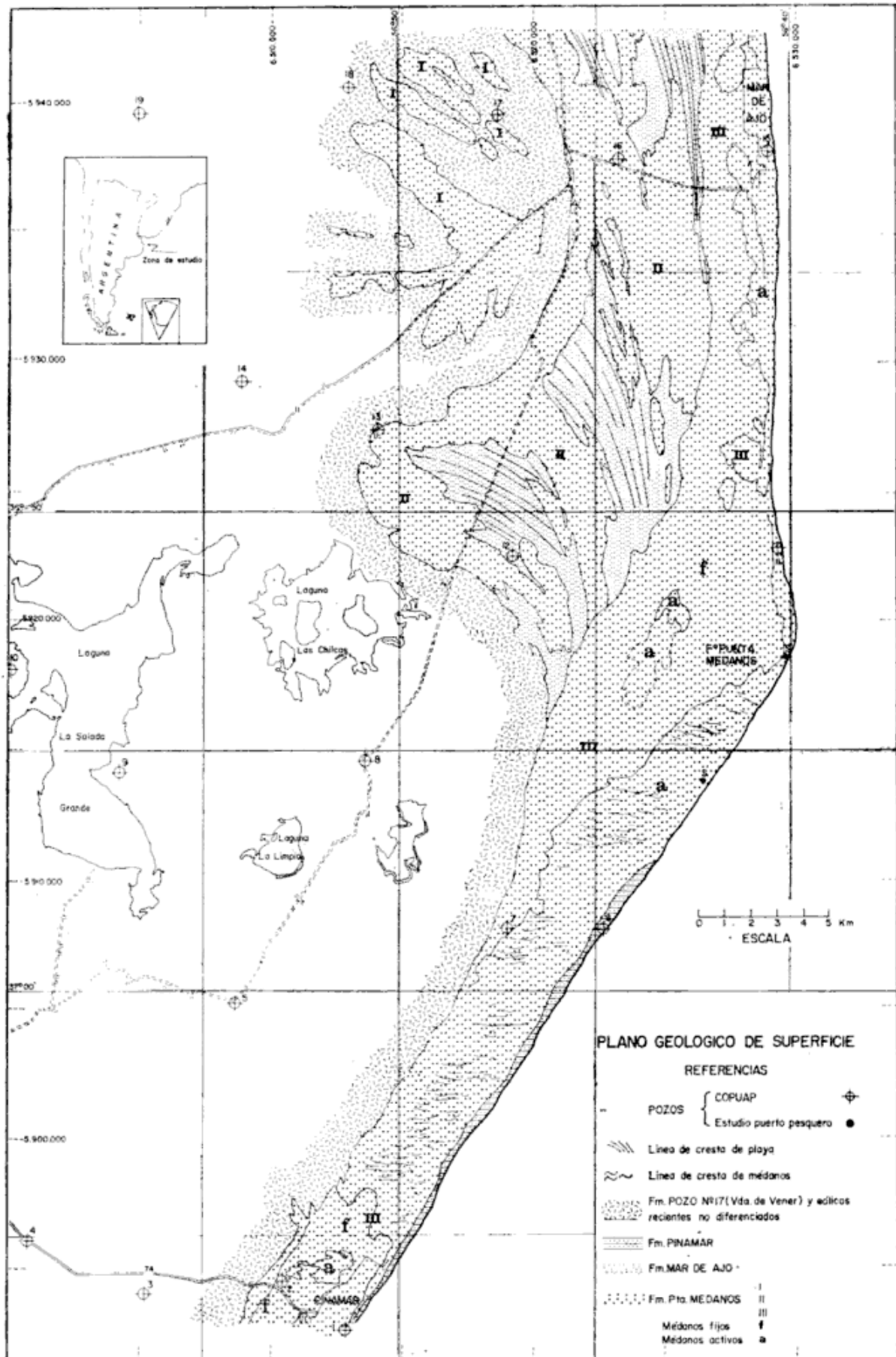


Fig. 1. — Plano geológico y mapa de ubicación de la región de estudio.

realizó el control de muestras de cuttings en la boca del pozo.

Los testigos Terzaghi fueron estudiados en el Laboratorio de Mecánica de Suelos del Servicio de Hidrografía Naval, donde se los clasificó de acuerdo al sistema unificado de Casagrande y se las sometió a ensayo en cámara Triaxial (Parker et al., 1977).

Las muestras de canaleta descriptas con lupa binocular permitieron hacer una columna litológica completa controlada cada 0,30 m para cada uno de los pozos, las cuales se correlacionan entre sí a partir de donde se establecieron las distintas unidades litológicas, perfiles estratigráficos y perfiles geotécnicos.

Esta información fue tomada como punto de partida para su análisis e interpretación bajo dos aspectos distintos, uno geológico en el sentido estricto y otro aplicado, teniendo en cuenta, bajo este último aspecto, las posibilidades de dragado y fundaciones, a que darían lugar las eventuales construcciones portuarias.

Estratigrafía

El cuadro estratigráfico sintetiza las relaciones laterales y de superposición existentes entre las distintas unidades litológicas diferenciadas.

En el presente trabajo se denominará a la unidad litoestratigráfica con el término "Formación", la cual se reconoce arealmente entre los distintos pozos ya sea por su color, su litología, sus relaciones de espesor y posición estratigráfica. Presentan variaciones litológicas laterales no obstante de mantener su posición estratigráfica, de tal modo que se aprecian litosomas muy característicos y representativos de costas de barrera que son identificadas con la denominación de Facies.

Las Facies pueden estar integradas por uno o más Miembros de una misma Formación.

En síntesis, el término Facies indica variación litológica lateral dentro de una misma Formación, variaciones que de ninguna manera permite la dilución de aquella, llegando a casos extremos que tales variaciones constituyan el elemento de correlación, por cuanto representa un subambiente de sedimentación complementario del ambiente regional que dio origen a la formación.

Una Formación puede, en cierta zona, estar representada por un sólo miembro, el cual a su vez, puede representar una Facies, es decir un ambiente uniforme durante todo ese intervalo estratigráfico mientras que en otras ocasiones la Formación puede estar representada por dos miembros, es decir, condiciones ambientales cambiantes, lo que también identifica a una Facies, área o zona sujeta a cambios de ambiente en este caso.

A las formaciones se les ha asignado el número del pozo en donde se encuentra su mayor desarrollo o donde se la ha considerado como unidad litológica tipo y junto con él, entre paréntesis, el lugar geográfico señalado en la plancheta I.G.M. esc. 1:50.000 más próximo a la perforación.

Las Facies llevan el nombre del lugar geográfico más importante en donde se la ha encontrado o bien del lugar geográfico relativo a su distribución dentro del área estudiada: oriental, central, etc.

Los miembros llevan el nombre del sedimento más frecuente en su composición.

CUADRO ESTRATIGRAFICO

HOLOCENO	Fm. Pta Medanos			
	Fm. Facies La Ernestina	Facies Mar de Ajó		
POZO Nº 17	Mb. Limos Arenosos			
	Mb. Arcillas Verdes			
PLEISTOCENO	Fm. Facies La Victoria	Facies Pinamar		
	Fm. Facies Maderiego	Mb. Arcillas Rojas	Mb. Arc. Vda Griacosa	
	Pozo Nº 8	Mb. Arena Arc. Pardas		
	Fm. Facies Occidental	Facies Central	Facies Oriental	
POZO Nº 10			Mb. Arc. Pdo. Rojas	
			Mb. Arcillas Pardas	
Fm. Pozo Nº 4				

Formación Pozo Nº 4 (Puesto Casales)

Distribución

Fue alcanzada sin atravesar todo su espesor en los pozos Nº 3, 4, 8, 9, 10, 14 y 19.

Litología

Margas pardo-verdosas y arcillas de igual color, a veces intercaladas en arcillas arenosas pardas, parcialmente cementadas y duras. Presenta intercalaciones escasas de conchillas y gránulos de tamaño de color verde negruzco, que fueron descriptos como glauconitas.

En general presenta un regular a buen grado de consolidación. En los pozos 14 y 19, se presentan en su techo arcillas manchadas con óxidos de hierro hidratados in-

tercaladas con arcillas blancas, que se interpretan como alteraciones propias de superficies de discordancia.

Relaciones Estratigráficas

No se conoce la base de esta formación. El máximo espesor alcanzado fue de 7 m en el pozo N° 4. Se estima que en Pinamar se encuentra por debajo de la cota —20 m, mientras que en Mar de Ajó por debajo de los —25 metros.

La Formación Pozo N° 10 (puesto Farías) se le superpone bajo relación de discordancia de transgresión.

Ambiente de Depositación

Plataforma Interior

Correlaciones

Se la correlaciona con la parte superior de la "Formación Entrerriana" tal cual figura en la perforación realizada en General Madariaga por el Ministerio de Agricultura de la Provincia de Buenos Aires (Dirección General de Minas y Geología, Servicio Geológico, Perfil N° 239, 1917), aunque se la considera de edad pleistocena inferior a medio en transición a Plioceno Verde, atravesado en las distintas perforaciones de exploración petrolera realizadas en la cuenca del Salado.

Formación Pozo N° 10 (Puesto Farías)

Distribución

Fue alcanzada en todos los pozos, pero atravesada en su totalidad sólo en los pozos 3, 4, 8, 10 y 14. El máximo espesor observado es de 14 m, en el pozo N° 1, sin haber alcanzado la base, aunque se la sospecha muy cercana.

Litología

Se diferencian tres Facies bien definidas: Occidental, Central y Oriental, cuyas características litológicas se describen a continuación:

FACIES OCCIDENTAL: No fue alcanzada en las perforaciones realizadas, corresponde a los sedimentos que en la Perforación N° 1 de Madariaga, citada anteriormente, se los describe como arena de loes ("Loss Sand"), calcárea amarillenta, comprendida entre los 3,6 y 9,6 m bajo boca de pozo (b.b.p.).

FACIES CENTRAL: Su columna tipo corresponde al pozo N° 4, además está presente en los pozos N° 1, 2, 3 y 5.

Son arenas de grano fino a mediano, pardo amarillentas con concreciones calcáreas y conchillas. En ocasiones presenta matriz arcillosa y nódulos de arenisca con cemento de color negro. En el pozo N° 4 se apoya discordantemente sobre la Formación Pozo N° 4 y yace, discordante también, bajo la Formación Pozo N° 8 (Ea. Las Chilcas). Hacia el Este del Pozo N° 4 pierde espesor progresivamente a expensas del Miembro Arcillas Pardas de la Facies Oriental, mientras que hacia el Norte (Pozo N° 5), se observa su total acuñamiento e interdigitación lateral con el Miembro Arcillas Pardas.

Su espesor varía entre 6,5 m en el Pozo N° 4 y 4,8 y 2,1 m para los Pozos N° 1 y N° 5 respectivamente. El carácter arenoso de grano medio a fino, su ubicación entre sedimentos continentales de la Facies Occidental y marinos de las Facies Oriental, sugiere un ambiente de depositación francamente litoral cuya disposición, revela cierta tendencia al crecimiento en forma de lengua hacia el Norte, lo cual puede vincularse con un fuerte transporte litoral en esa dirección.

Hacia el Oeste engrana lateralmente con la Facies Occidental y al Este lo hace con la Oriental Miembro Arcillas Pardas, cuyo contacto es de superposición y reemplazo de sus niveles inferiores por interdigitación, que se deduce en base a las cotas del contacto y el pasaje vertical transicional entre ambas unidades donde alternan sendas litologías (Pozos N° 2 y N° 3).

FACIES ORIENTAL: Se la encontró en todos los pozos efectuados, a excepción del N° 4 mientras que su base sólo se la alcanzó en los Pozos N° 8, 9, 10, 14 y 19 y posiblemente en el 13. Está compuesta por dos unidades litológicas superpuestas que de abajo hacia arriba son: Miembro Arcillas Pardas y Miembro Arcillas Pardo-Rojizas.

Miembro Arcillas Pardas: Se la halló en todos los pozos realizados a excepción del 4 y 19. Son arcillas pardas (castaño claro), con intercalaciones arenosas y abundantes conchillas verdosas, en mayor proporción donde el miembro se hace más espeso.

Los horizontes basales de este miembro

en los Pozos N° 3, 10, 13 y 14 contienen elementos clásticos gruesos, arena gruesa a grava y conchillas.

Miembro Arcillas Pardo-Rojizas: Fue detectado en los pozos ubicados al Norte (Perf. Estrat. 3 y 4), y en el Pozo N° 10 del Perfil N° 2. Está formado por arcillas parcialmente limosas de color rojo a pardo rojizo, semiduras, compactas, con abundantes concreciones calcáreas del tipo "tosca", que a veces presentan dendritas de manganeso en su interior.

En los horizontes próximos a los contactos con sedimentos marinos, presentan intercalaciones de arcillas blancas. En general la aparición de este miembro se manifiesta por un incremento marcado de los tiempos de perforación. La Facies Central de esta formación yace por encima del miembro arcillas pardas en el sector sur (Fig. 2), mientras que el Miembro Arcillas Pardo-Rojizas no muestra relaciones de superposición con aquella.

Se puede suponer que el Miembro Arcillas Pardo-Rojizas es un equivalente lateral de las arenas de la Facies Central por cuanto ambos se superponen al Miembro Arcillas Pardas; pero esta superposición indicaría aceptar la existencia de sedimentos rojos continentales a cotas inferiores que su equivalente occidental de ambiente litoral (playa), por tal motivo se infiere la existencia de fallas (Ver Tectónica).

El máximo espesor documentado para la Formación es de 13,9 m en el pozo N° 1, en donde se atravesó a representantes tanto de la Facies Central como de la Oriental cuyos espesores parciales fueron de 4,8 y 9,1 m respectivamente.

Correlaciones

Se superpone a la Formación Pozo N° 4, bajo relación de discordancia de transgresión, mediante un fino conglomerado basal, observado especialmente en las muestras de los Pozos del corte estratigráfico de la Fig. 2. Se correlaciona con las arenas de loess que en el pozo de Madariaga se encuentra entre cotas 0,5 m y —5,4 metros.

Ambiente de Depositación

Las tres Facies identificadas en esta formación muestran respectivamente distintos ambientes costeros, aquellos asociados a fajas medanosas litorales, representado por la Facies Occidental, ambientes marinos sublitoral de plataforma interior (Facies Orien-

tal, Miembro Arcillas Pardas), pasando a un ambiente francamente litoral de costas protegidas y abiertas al Norte, evidenciados por la Facies Central; el Miembro Arcillas Pardo-Rojizas contrasta con las unidades antes mencionadas, en cuanto a su falta total de fósiles marinos, su coloración roja y el alto contenido de concreciones de tosca que hace suponer un ambiente de depositación continental.

La disposición de las arenas litorales en cotas estructurales más altas, por encima de las Arcillas Pardas, en los cortes estratigráficos N° 1 y 5 junto con un marcado acuñamiento hacia el Este y Norte, indica la presencia de un evento regresivo que se completaría dentro de las Facies Oriental con depósitos continentales o relativamente más continentales por encima de arcillas pardas francamente marinas.

Formación Pozo N° 8 (Ea. Las Chilcas)

Distribución

Se encuentra en todas las perforaciones realizadas. Sus depósitos cubren un relieve esencialmente llano de suave pendiente al NE.

Litología

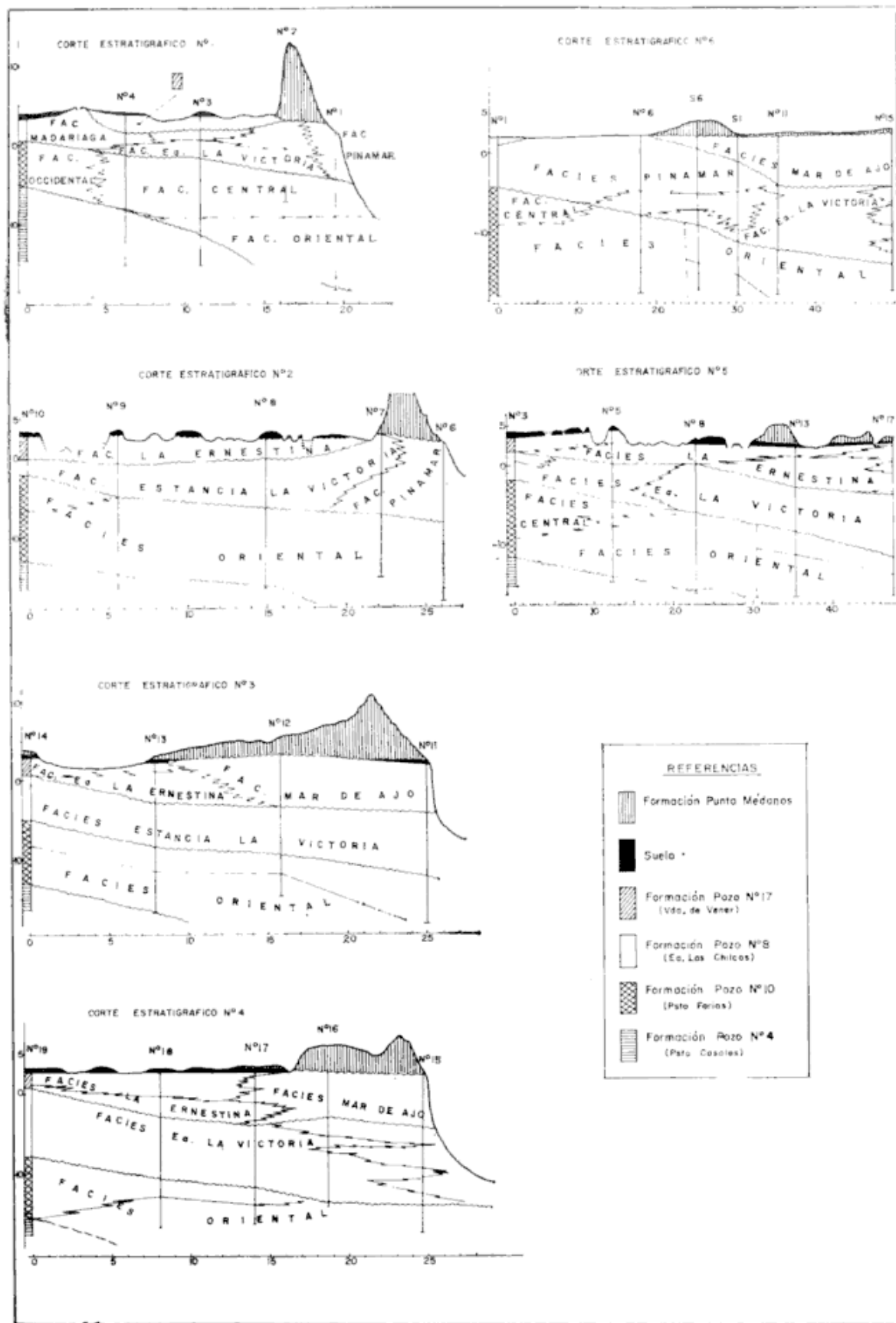
Se diferencian en ella 3 Facies: Madariaga, La Victoria y Pinamar.

FACIES MADARIAGA: Aflora en los alrededores de la ciudad de Madariaga, fuera del área de trabajo. Sobre sus sedimentos se ha labrado un micro acantilado que señala la línea de costa correspondiente a la Formación Pozo N° 17 (Vda. de Vener).

Sólo en el Pozo N° 4 se han registrado algunos horizontes basales de esta formación. Son sedimentos loessoides, que en el pozo N° 1 de Madariaga (Ministerio de Agricultura), se describen como loess parduzco poroso, calcáreo arenoso arriba y arenas finas parduzcas con concreciones calcáreas abajo.

Se encuentran bien expuestos en una cantera ubicada al Sur de la ruta provincial N° 74, a 10 km de General Madariaga.

Con características similares se la encontró en el pozo N° 4, entre las cotas 1,5 y 0,45 m, descritas como arenas finas pardas a pardo rojizas claras, con concreciones calcáreas. Se superpone a la Formación Pozo N° 10 (Pto. Farías), mediante relaciones de discordancia al Oeste del área es-



Cartógrafo: Claro Sanchez

Fig. 2. — Perfiles estratigráficos.

tudiada, mientras que al Este, por reemplazo de sus horizontes inferiores, se disponen sobre el Miembro Arenas Arcillosas Pardas de la misma Formación.

Se manifiesta entonces como una lengua extendida al Este. Hacia el norte engrana lateralmente con las arcillas rojas de la Facies La Victoria. Dangavs (1977), en las proximidades de la laguna El Carbón al noreste de General Madariaga, sobre la ruta 74, en una cantera vial, halló restos de *Glyptodon* sp. cuya distribución cronológica abarca el Pleistoceno medio hasta superior.

Al oeste de la laguna Salada Grande (Estancia Los Zorzales) se ha hallado un molar asignado a *Onohippidium* sp. cuya distribución cronológica abarca el Pleistoceno inferior al superior, Edades Mamífero Uquiense-Ensenadense y Lujanense.

En General Madariaga se halló además de placas de *Glyptodon* Owen (1840), una mandíbula de *Scelidotherium leptcephalum* del Pleistoceno superior. Se los considera incluidos en la Formación Pozo N° 8 (Ea. Las Chilcas) por el hecho de haber sido extraído a poca profundidad del suelo y por tal motivo muy probablemente dentro de los niveles de loess parduzco, arenoso, calcáreo, poroso y las arenas finas parduzcas con inclusiones calcáreas de la perforación realizada en Madariaga por la Dirección General de Minas y terminado en agosto de 1917, y considerados de edad Mamífero Lujanense (Pleistoceno medio a superior). Son sedimentos de depositación continental eólico-fluvial.

FACIES LA VICTORIA: Se desarrolla en el sector central y norte del área bajo estudio, incluido en los Pozos N° 2, 3, 5, 7, 8, 9, 10, 14 y 19. Comprende a tres miembros de la Formación que de abajo hacia arriba son:

- Miembro Arenas Arcillosas Pardas
- Miembro Arcilla Verde-Grisácea
- Miembro Arcillas Rojas

Como se puede apreciar a partir de la denominación de los miembros, esta Facies es esencialmente arcillosa, faltando los elementos arenosos o clásticos gruesos que están desarrollados en otras ubicadas al este y oeste de ésta.

Miembro Arenas Arcillosas Pardas: Se dispone a lo largo de la costa y en forma

de arco cóncavo al norte, en el sector sur del área.

Son arenas finas a muy finas pardo castaño oscuras con matriz arcillosa parda y abundantes conchillas. Contienen nódulos esféricos formados por arenas con cemento de color negro.

Se apoya discordantemente tanto en las Facies Central como oriental de la Formación Pozo N° 10. En la zona de Punta Médanos subyace a la Facies Pinamar, mientras que en Mar de Ajó se intercala en el miembro Arcilla Verde-Grisácea. Su máxima potencia se encuentra en el Pozo N° 7, donde alcanza los 5,4 m de arenas muy finas arcillosas pardo oscuras con conchillas.

En el corte estratigráfico N° 1 (Fig. 2), se puede apreciar su ubicación relativa a la Facies Madariaga y Pinamar. Este miembro se adosa por el Este mediante contactos laterales a la Facies Pinamar, mientras que el Oeste lo hace con el Miembro Arcillas Verdes-Grisáceas. Además, en el corte estratigráfico N° 6 (Fig. 2), se observa cómo este miembro infrayace a la Facies Pinamar acompañándola en todo su recorrido sur-norte. Siendo la Facies Pinamar un típico litosoma de barreras litorales, como se verá más adelante, no se duda en considerar éste miembro vinculado al proceso de formación de barreras, en especial en sus estados iniciales.

Se encuentra por debajo del Miembro Arcillas Rojas, hacia el Este pasa lateralmente a la Facies Pinamar y hacia el Norte al Miembro Arcillas Arenosas Pardas.

Miembro Arcillas Verde-Grisáceas: Es el de mayor distribución areal y espesor de esta Formación. Se lo encuentra en el sector norte del área (Fig. 2), fundamentalmente está constituido por arcillas verde-grisáceas a verde-azuladas en partes muy plásticas, con abundante material vegetal autóctono carbonizado, presenta también abundantes intercalaciones de lumachela, formadas por caparzones de pequeño diámetro, o concentraciones de biógenos en arcillas.

Entre los Pozos N° 8 y 9, se desarrolla un horizonte basal de arcillas pardo-verdosas y arenas finas que parecen correlacionarse con el Miembro Arenas Arcillosas Pardas.

Se superpone a la Formación Pozo N° 10 en todo el sector norte del área, donde soporta a la Formación Pozo N° 17 (Vda. de Vener), mientras que, hacia el sudoeste, se

apoya sobre el Miembro Arcillas Rojas. El carácter arcilloso, junto con el abundante material organógeno, tanto vegetal como animal, de vida subacnea a transicional, revela un ambiente de depositación marino costero de baja energía.

Hacia el sur y oeste se correlaciona con los Miembros Arcillas Rojas y Arenas Arcillosas Pardas, entre quienes se interpone, en forma de cuña. Hacia el este presenta contactos laterales con la Facies Pinamar y el Miembro Arenas Arcillosas Pardas.

Miembro Arcillas Rojas: Se extiende en forma curva desde el Pozo N° 3 al Oeste del Pozo N° 10 (Fig. 3). Son arcillas rojas a pardo rojizas, con concreciones calcáreas (toscas) y a veces con intercalaciones de arcillas con conchilla.

Yace por debajo, discordancia de erosión por medio, de la Formación Pozo N° 17 y se superpone al Miembro Arenas Arcillosas Pardas. El Pozo N° 5 muestra el máximo espesor atravesado (3,0 m). Hacia el oeste se correlaciona con la Facies Madariaga, mientras que al este y norte se conecta lateralmente con el Miembro Arcillas Verde-Grisáceas.

Obsérvese que este Miembro tiene un valor paleogeográfico similar al Miembro Arcillas Pardo-Rojizas, de la Formación Pozo N° 10 y se puede ver con claridad el esquema regresivo que conforma, conservando posiciones estructurales altas con relación a depósitos de ambiente francamente marino.

FACIES PINAMAR: En el subsuelo ocupa una estrecha faja a lo largo de la costa de rumbo Noreste, ubicada al Sur del Faro Punta Médanos. Aflora en forma discontinua a lo largo de la playa posterior que se extiende al sur del Faro.

Está constituida por arenas de grano medio a grueso, color pardo amarillento a veces oscura con abundantes bivalvos de tamaño medio y gravas. Son frecuentes las intercalaciones de arenas cementadas con carbonato de calcio, aparentemente de poco espesor, que bien podrían constituir playas litificadas (beach rocks), formadas de la manera expuesta por Delaney (1965), cuyos fragmentos se encuentran hoy en abundancia en el sector de playa ubicado al sur del Faro Punta Médanos.

A lo largo de la costa se apoyan sobre el Miembro Arenas Arcillosas Pardas y sobre ellas yacen los depósitos arenosos de barrera litoral de la Facies Mar de Ajó.

Su espesor es aproximadamente constante entre 5 y 6 m, a partir del Pozo N° 6.

Hacia el Norte se reduce marcadamente por truncamiento de la Formación Pozo N° 17 que se le superpone.

Contacta lateralmente hacia el oeste con el Miembro Arenas Arcillosas Pardas en sus términos basales y trasciende hasta oponerse al Miembro Arcillas Verde-Grisáceas.

Hacia el Norte, si bien está conectado lateralmente con la Facies Mar de Ajó, se la separa de ella por medio de una discordancia de erosión que representa el relieve de la interfase agua-sedimentos, durante el tiempo transcurrido entre los depósitos de las Formaciones Pozo N° 8 y Pozo N° 17. Es decir que dicho plano señala la terminación de la barrera hacia el Norte, durante su primera etapa de crecimiento.

La litología clástica gruesa, la forma prismática del litosoma y en especial el contacto lateral con el Miembro Arcillas Verde-Grisáceas de la Facies La Victoria, sustentan la interpretación de éste litosoma como una barrera litoral de rumbo nor-noreste.

Consideraciones Paleogeográficas

La arquitectura estratigráfica descrita para estos elementos señalan a esta Formación como producida por un período de elevación relativa del nivel general de los océanos hasta, aproximadamente, la cota de + 3,5 metros.

Este proceso transgresivo trajo aparejado un retroceso general de la línea de costa, diferenciándose en ella sectores de erosión y depositación de acuerdo a su topografía general. El sector bajo consideración no puede ser aislado del contexto geográfico regional, por cuanto se halla ubicado en el ámbito de la Cuenca del Salado, caracterizada por ser un área receptiva de sedimentos durante un largo tiempo geológico (todo el Mesozoico Superior, Terciario y Cuaternario).

La transgresión marina se produce sobre una topografía relativamente llana, donde se puede notar a pesar de su poco alcance regional la inflexión general de la costa por la presencia de la Cuenca del Salado. Las distintas Facies que comprenden esta formación permiten suponer que su depositación se produjo dentro de un área de diferentes características dinámicas. El límite de la Facies Madariaga fue inferido por medio de imágenes Landsat y es muy

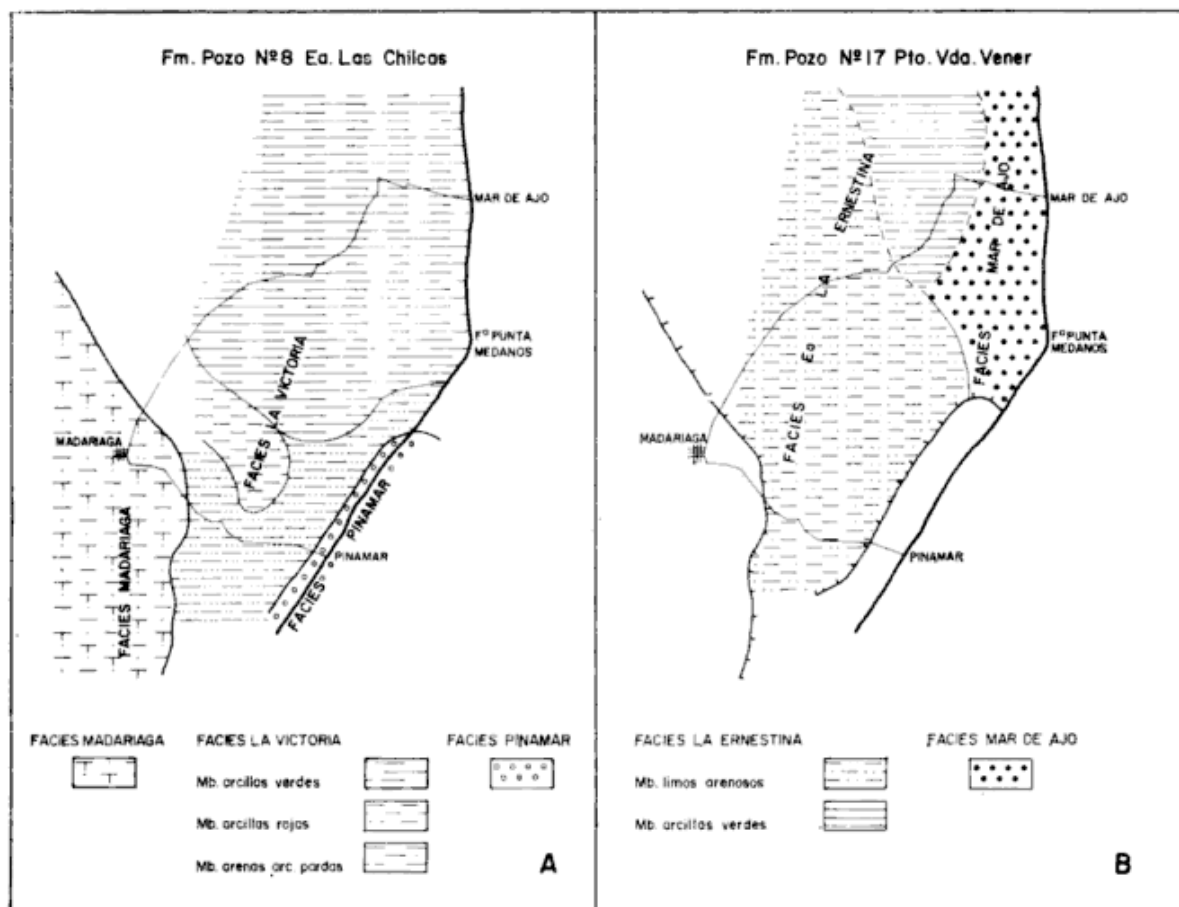


Fig. 3.—Áreas de deposición de las Formaciones Pozo N° 17 y Pozo N° 8.

probable que corresponda a la línea de costa de la Formación Pozo N° 17 (Vda. de Vener).

El elemento morfológico principal es la barrera litoral que, en forma de espiga, evoluciona hacia el norte de Villa Gessell.

El Miembro Arenas Arcillosas Pardas, representa una etapa previa a la constitución de la barrera, dando lugar a bancos sublitorales alineados según el sentido del transporte de sedimentos; sobre él se desarrolla la Facies Pinamar.

Entre la barrera litoral y la línea de costa interior se encuentran los distintos miembros de la Facies estancia La Victoria.

Al establecerse dicha barrera, la costa interior de la bahía formada consecuentemente, progresa por colmatación debido a un exceso de aporte sedimentario, a pesar que el nivel del mar continuó su ascenso.

Este proceso es regulado por el crecimiento en sentido vertical de la barrera litoral, que impide el pasaje de la energía litoral a la zona costera interior propiamente dicha.

De este cuadro se puede deducir la exis-

tencia de playas de costa (Coastal Beach), ubicadas al sur de Villa Gessell y playas de barrera de Pinamar al norte (Barrier Beach).

Así es que quedan establecidas las relaciones existentes entre las Facies Pinamar y el Miembro Arenas Arcillosas Pardas, que sugieren un transporte litoral importante, producido por corrientes y deriva litoral. Es decir que representan los pasos sucesivos hasta el establecimiento de la espiga que a partir de una playa de costa evoluciona por captación sucesiva de sedimentos en playa de barrera.

El Miembro Arcillas Rojas refleja una dispersión de sedimentos totalmente distinta, vinculadas a procesos de transporte debidos a la circulación dentro de la misma bahía.

Formación Pozo N° 17 (Viuda de Vener)

Distribución

Se la localizó en casi todos los pozos excepto en los N° 1 y 6. Aflora en todo el

sector central y costero, la mayoría de las veces cubierta por un manto de suelo de 0.6 m de espesor promedio, formado por sedimentos turbosos de pantano.

El relieve sobre el cual se depositó esta formación consistió en una zona deprimida al noreste del Faro Punta Médanos, extendida al sur-suroeste hasta el actual emplazamiento de la laguna La Salada Grande.

Litología:

Se han diferenciado dos Facies: La Ernestina y Mar de Ajó, en correspondencia con ambientes de depositación mixta (marino-continental) de baja energía, y francamente litoral de alta energía, respectivamente.

FACIES LA ERNESTINA: Está compuesta por los Miembros Arcillas Verdes y Limos Arenosos, en orden decreciente de edad.

Miembro Arcillas Verdes: Se la atraviesa solamente en los Pozos N° 13, N° 17 y N° 18. Son arcillas muy plásticas de color verde parduzco claro, a veces oscuras y azuladas otras, generalmente con elevado contenido en arenas muy finas y materia vegetal carbonizada. Es similar al Miembro Arcillas Verde-Grisáceas de la Formación Pozo N° 8 con la cual resulta difícil diferenciarlo.

Se ubica por encima del Miembro Arcillas Verde-Grisáceas de la Formación Pozo N° 8 y por debajo del Miembro Limos Arenosos de esta Facies y de las arenas litorales de la Facies Mar de Ajó.

Su espesor máximo se encuentra en el Pozo N° 13 donde alcanza los 3,9 m, en coincidencia con el área mencionada anteriormente.

Es importante aclarar que en los Cortes estratigráficos 2, 3 y 4 de la Figura 2, los límites entre la Formación Pozo N° 8 y N° 17 son dudosos por las razones expuestas más arriba.

Hacia el oeste y sur, se observa que los horizontes más altos engranan lateralmente con los más bajos del Miembro Limos Arenosos. Hacia el este contacta lateralmente por digitación con la Facies Mar de Ajó.

Sus características ambientales son similares a las del Miembro Arcillas Verde-Grisáceas, aunque tal vez el contenido orgánico sea menor. Se los considera sedimentos marinos depositados en un ambiente de poca energía (bahías cerradas o lagunas costeras).

Miembro Limos Arenosos: Ocupa la porción occidental del área, donde aflora por debajo de una cobertura de suelo. Está formada por limos arenosos pardo verdosos hasta rojizos, arcillosos en parte, con concreciones de óxido de hierro hidratado, en los niveles más altos de la zona noroeste y yeso en los niveles pardos ubicados más al sur y oeste. En los Pozos N° 3 y N° 4 presentan un aspecto muy similar a los limos arenosos del "Pampeano". Hacia el Sur adquiere tonalidades verdosas a pardo-verdosas a la vez que incrementa el contenido de materia orgánica y óxidos hidratados de hierro, hasta que, progresivamente, se torna francamente verdoso y muestra un alto contenido en conchillas, esta variación litológica está muy bien expuesta y documentada en Dangavs (1977), cuando describe a sus formaciones Las Chilcas, Los Zorzales y Salado Grande.

Hacia el este es más arenoso hasta convertirse en arenas finas, limpias a veces, de colores oscuros grises o castaños. Al oeste se superpone a la Facies Madariaga y al sur a distintos miembros de la Facies La Victoria.

En los Pozos N° 3 y N° 4 se superpone a sedimentos continentales de dicha Facies y en el Pozo N° 5 sobre el Miembro Arcillas Rojas de la Facies La Victoria.

En los Pozos N° 8, 9, 10, 14 y 19, se superpone al Miembro Arcillas Verde Grisáceas y en el N° 13 y N° 18, más al norte aún, al Miembro Arcillas Verdes de su propia formación.

Es decir que de sudoeste a noreste se apoya en unidades litológicas cada vez más modernas. Sobre este Miembro yacen bajo relación discordante, los depósitos eólicos de la Formación Punta Médanos y la cubierta de suelo reciente.

Su espesor máximo oscila entre 3 y 4 m y se extiende a lo largo de la línea que pasa por los Pozos N° 3, 9 y 18. Lateralmente y hacia el Este engrana con la Facies Mar de Ajó mientras que hacia el Norte sus horizontes inferiores se interdigitan con el Miembro Arcillas Verdes.

FACIES MAR DE AJÓ: Se extiende a lo largo de la costa a partir del Pozo N° 6, hacia el norte. Sus afloramientos se indican en la Figura 1 junto con las alineaciones de crestas de playas sucesivas que reflejan las etapas de programación de la línea de costa.

Son arenas pardo-amarillentas con abundantes conchillas y gravas, que en general, presentan características litológicas uniformes. En los Pozos N° 11 y N° 15 en su parte superior, entre las cotas de 1.4 y 0.2 m, se intercalan arenas pardas oscuras con abundante materia orgánica en forma de lengua que penetra desde el este.

A lo largo de la faja costera se apoya directamente sobre el Miembro Arcillas Verde-Grisáceas de la Formación Pozo N° 8 y por debajo de la Formación Punta Médanos. Al sur del Pozo N° 11 se apoya sobre la Facies Pinamar, mientras que hacia el oeste se superpone en forma progresiva el Miembro Arcillas Verdes.

Tanto su litología como las relaciones geométricas del litosoma y faciales y las estructuras sedimentarias superficiales, la indican claramente como depósitos de barrera litoral.

Consideraciones Paleogeográficas

En la Figura 3 b, se representa a las áreas de depositación de las distintas unidades litológicas de la Formación Pozo N° 17 (Pto. Viuda de Vener).

De su comparación con la figura 3 a surgen marcadas diferencias que señalan el sentido evolutivo de la paleogeografía del área a través de un notorio alargamiento de la barrera litoral anterior (Facies Pinamar) hacia el Norte, con una clara diferencia en el rumbo de la línea de costa con respecto a su primera etapa de crecimiento. Por lo cual quedó encerrada una porción de mar hacia el oeste, de muy baja energía y alta velocidad de sedimentación dando origen a un proceso regresivo representado por el Miembro Limos Arenosos (Facies La Ernestina). Las zonas de aguas más profundas quedan evidenciadas por el Miembro Arcillas Verdes cuya litología lo indican como continuación del proceso sedimentario del Miembro Arcillas Verde-Grisáceas de la Formación anterior sólo que en un área más restringida. En más de una oportunidad se pensó en fundir las Formaciones Pozo N° 8 y Pozo N° 17 en una sola, por las dificultades surgidas en la diferenciación del Miembro Arcillas Verde-Grisáceas, el Miembro Arcillas Verdes y las Facies Pinamar y Mar de Ajó.

Se consideró preferible el criterio adoptado, fundamentalmente por dos razones:

- 1) La existencia de una discordancia de transgresión observada entre el Limo

Arenoso de la Formación Pozo N° 17 y la Facies Madariaga de la Formación Pozo N° 8 en las proximidades de Madariaga y la que se observa en el Corte Estratigráfico N° 5, donde (Pozo N° 8) se aprecia a aquél (Miembro Limo Arenoso) depositarse sobre el Miembro Arcillas Verde-Grisáceas, mientras que en el Pozo N° 5 lo hace sobre el Miembro Arcillas Rojas con un alto contenido de materia orgánica en su base.

- 2) Por otro lado la Facies Pinamar se manifiesta como generada bajo condiciones ambientales distintas a la Facies Mar de Ajó. Aquella fue de crecimiento longitudinal y vertical, mientras que la segunda muestra un marcado desplazamiento hacia el continente en su etapa inicial y estructuras de progradación en formas de crestas de playas en su etapa final.

Tomando a las formaciones Pozo N° 8 y Pozo N° 17 desde un punto de vista global, ambas constituyen sendos ciclos de transgresión y regresión que tienen en común las tonalidades verdosas para los sedimentos marinos que las diferencian de los ciclos anteriores de tonalidades pardas. Tales argumentos inducen a asociar genéticamente a las dos ingresiones posteriores (Formaciones Pozo N° 8 y Pozo N° 17) y diferenciarlas de las otras dos más antiguas (Formaciones Pozo N° 4 y N° 10).

Suelos

En toda el área se desarrolla una cubierta de suelo en distintos grados de evolución. Los espesores varían entre 0,6 y 0,7 m en las de mayor desarrollo, coincidentes con los afloramientos de la Facies Madariaga de la Formación Pozo N° 8 (Ea. Las Chilcas).

Tanto el grado de evolución de dichos suelos como su espesor decrece notablemente hacia las zonas ubicadas al este y norte del área de trabajo, donde pasan a ser sedimentos de pantanos y suelos incipientes.

Al sur y oeste de la región se depositaron por encima de la Formación Pozo N° 8, al este y norte sobre la Formación Pozo N° 17, de mayor desarrollo areal, mientras que al este se la encontró debajo de las arenas eólicas de la Formación Punta

Médanos. Sus relaciones de yacencia y su estado evolutivo lo indican como depósitos tiempo transgresivo que evolucionaba hacia el este y norte.

En especial en la Perforación N° 8 en el contacto superior e inferior de la Formación Pozo N° 8 se observó abundante materia orgánica que bien podría corresponder con dos niveles distintos de Paleosuelos, el inferior del Pleistoceno superior y el superior "pre-holoceno", probablemente vinculado genéticamente al tratado aquí, aunque interrumpido en su proceso evolutivo por la transgresión holocena.

Formación Punta Médanos

Aflora en una franja costera alcanzando su máximo ancho, unos 3,5 a 4 km, al sur del Faro Punta Médanos, mientras que al norte sólo es de 1,5 km.

Por su expresión morfológica se las clasifica en dos grupos principales: Mantos y Médanos, presentando a su vez los médanos distintas etapas de madurez geomorfológica.

MANTOS I: En el Pozo N° 17 tiene 0,40 m de espesor y está formado por arenas muy finas algo arcillosas de color pardo muy oscuras, abundante veso y materia orgánica.

Hacia los Pozos N° 18 y 19 incrementa el espesor, no excediendo los 0,60 m siendo mayor el contenido de arcillas.

Su delimitación se realizó mediante fotos aéreas, donde se expresan mediante tonos de grises homogéneos.

Es posible que las zonas occidentales sufran la influencia de los depósitos loessicos aflorantes en Madariaga. Su ubicación areal coincide con el Miembro Arcillas Verdes de la Formación Pozo N° 17.

MÉDANOS II: Fue atravesada en los Pozos N° 12 y N° 16 conformada por arenas finas pardo amarillentas y pardo rojizas con materia orgánica, fragmentos de conchillas y nódulos terrosos oscuros u óxido de hierro hidratado.

Sus afloramientos están directamente vinculados a los de la Facies Mar de Ajó con los cuales se supone cierta vinculación genética. Su expresión fotográfica se asemeja a la de médanos fijos del área I y en el terreno se observan restos de médanos en forma de ondulaciones alineadas. Soportan una cubierta vegetal de pasturas naturales

y en parte están siendo sujetos a labores de nivelación y siembra de pasturas artificiales.

MÉDANOS III: Aflora a lo largo de toda la costa con un ancho promedio bastante constante, de aproximadamente 3,5 km para la costa sur y 2,5 km para la norte.

Su borde oeste es bastante definido y a partir de él hacia el este incrementa en forma notoria el relieve como consecuencia de su acumulación, alcanzando cotas cercanas a los 30 m en el sector sur donde presentan su mayor desarrollo vertical.

Son arenas pardo claras de grano fino a muy fino con abundantes fragmentos de conchillas trituradas y redondeadas. En el Pozo N° 2 se atravesaron 8,7 m de arena fina pardo amarillenta clara, cuarzosa, de granos limpios y fragmentos líticos aparentemente graníticos y minerales verdes.

En el mapa geológico de superficie se identifica su distribución como área III dentro de la cual se diferencian dos subáreas: una con típicos paisajes de médanos, sin cubierta vegetal, sujeta a movimientos e indicados como médanos vivos y otros de médanos fijos que soportan una cubierta vegetal incipiente que en las fotografías aéreas presentan tonalidades grises.

Se observan además calderas de deflación en las áreas de médanos fijos que avanzan hacia el norte.

Relaciones Estratigráficas

Es la unidad litológica más reciente del área bajo estudio. Sus depósitos son aún más modernos que el suelo desarrollado en los alrededores de Madariaga. Es posible que los mantos arenosos más occidentales de esta formación engranen lateralmente con aquellos, por lo menos con sus horizontes más altos.

Las tres subdivisiones hechas para esta formación responden a diferencias en el ambiente de depositación y madurez evolutiva. Los encontrados en mantos son considerados como el producto del acarreo de sedimentos en suspensión y saltación a poca distancia del suelo, capturados en cuencas de recepción arcillosas y húmedas que no permitieron su retransporte. Su área de dispersión se la infiere a partir de los sedimentos loessoides occidentales y médanos costeros, según las condiciones meteorológicas.

Las dos áreas restantes están vinculadas

directamente a la acción de los vientos provenientes del mar que levantan parte del material acumulado en la playa para depositarlo sobre la costa y sus diferencias morfológicas son el producto de la edad de los sedimentos y diferencias evolutivas en el proceso de la degradación de las costas.

Se considera que el área II fue originada durante las distintas etapas de progradación y crecimiento de la barrera hacia el Norte, por tal motivo no alcanzó a formar acumulaciones tan espesas y de alto relieve como las del área III, como consecuencia del desplazamiento simultáneo de la zona de aporte de las arenas (playa).

Al área III se la vincula directamente a las condiciones actuales de la línea de la costa con relación a la dirección principal de los vientos dominantes del Sur y Sureste, puesto de manifiesto en el arrumbamiento de las líneas de crestas de médanos vivos de forma transversal a aquella.

Tectónica

Es interesante destacar la inferencia de una falla gravitacional de rumbo noroeste-sudeste con el bloque bajo al norte que afecta a la Formación Pozo N° 4 (Puesto Casales) y Formación Pozo N° 10 (Puesto Farías) sin afectar a las unidades litológicas superiores. Se la infiere en base a la posición estructuralmente baja de depósitos rojos estériles, de ambiente continental, con relación a otros sincrónicos de ambiente litoral estructuralmente más altos, ubicados en áreas más cercanas a la vieja línea de la costa. Esta anomalía estructural se refleja también en diferencias estratigráficas entre los Pozos de los cortes estratigráficos 3 y 4, es decir que estas diferencias se observan en los perfiles de rumbo norte-sur y no en aquellos de rumbo este-oeste. No es posible medir su rechazo vertical con precisión, aunque se lo infiere del orden de los 3,5 m. su rumbo estaría comprendido entre los cortes estratigráficos 2 y 3. El arrumbamiento y estilo tectónico de esta falla responde al fallamiento general de la cuenca Cretácico-Terciaria del Salado. En superficie y a través de imágenes Landsat se infieren ciertos lineamientos a veces coincidentes con el rumbo de esta falla, pero se los considera más relacionados a la evolución morfológica del área que a estructuras superficiales de origen tectónico. En la Fig. 4 se grafican correlaciones de pozos opuestos a la línea de falla.

Se es conciente de la relativa validez de

los argumentos estratigráficos arriba expuestos en especial cuando se lo considera en forma aislada a pesar de todos los recaudos tomados en las correlaciones litológicas efectuadas, por tal razón, se recurre a la consideración de evidencias geológicas regionales que complementan tales argumentos, más aún cuando hay que romper con conceptos muy arraigados en la geología del país.

Cortelezzi (1969) para los alrededores de la ciudad de La Plata menciona dataciones de conchillas tomadas en el borde superior de la terraza alta y en el superior de la baja en el sentido de Frenguelli (1950) que atribuye al "Belgranense" 35.700 ± 900 a.AP y al "Querandinense" 3.500 ± 35 a.AP respectivamente.

Conchillas asignables al Belgranense de 30.000 ± 1.000 a.AP también son mencionadas por el mismo autor para el banco de Coquinas explotado para la fabricación de cemento de Pipinas. Estas dataciones corresponden a niveles marinos superpuestos a sedimentos típicamente "Pampianos" continentales o intercalados en su parte superior y ubicados en niveles topográficamente más altos que los correspondientes a la última transgresión marina. La edad absoluta indicada corresponde a la parte alta del Pleistoceno superior y sus características litológicas presentan mayor afinidad con los sedimentos del Pampiano, que con las ingresiones marinas posteriores.

Fidalgo ubica una lengua de la Formación Pascuas en la parte superior de la Formación Pampiano que sin dar mayores detalles de su disposición la asigna al Pleistoceno medio a superior.

En la presente contribución se describe dentro de la Formación Pozo N° 10 Facies Oriental al Miembro Arcillas Pardas compuesto por sedimentos litológicamente afines al "Pampiano", representado por arcillas pardas con conchillas y arcillas rojas estériles con tosca superpuestas cuyas características litológicas, posición estratigráfica y Facies, las hacen correlacionables, tanto con la Formación Pascuas como con las conchillas de Pipinas y La Plata atribuidos por Cortelezzi (op. cit.) al piso "Belgranense".

No obstante la posición estructural que mantienen en el área que abarca el presente trabajo es muy distinta a las de las otras localidades mencionadas.

En Punta Médanos está estructuralmente por debajo de las últimas transgresiones mientras que en La Plata y Pipinas por

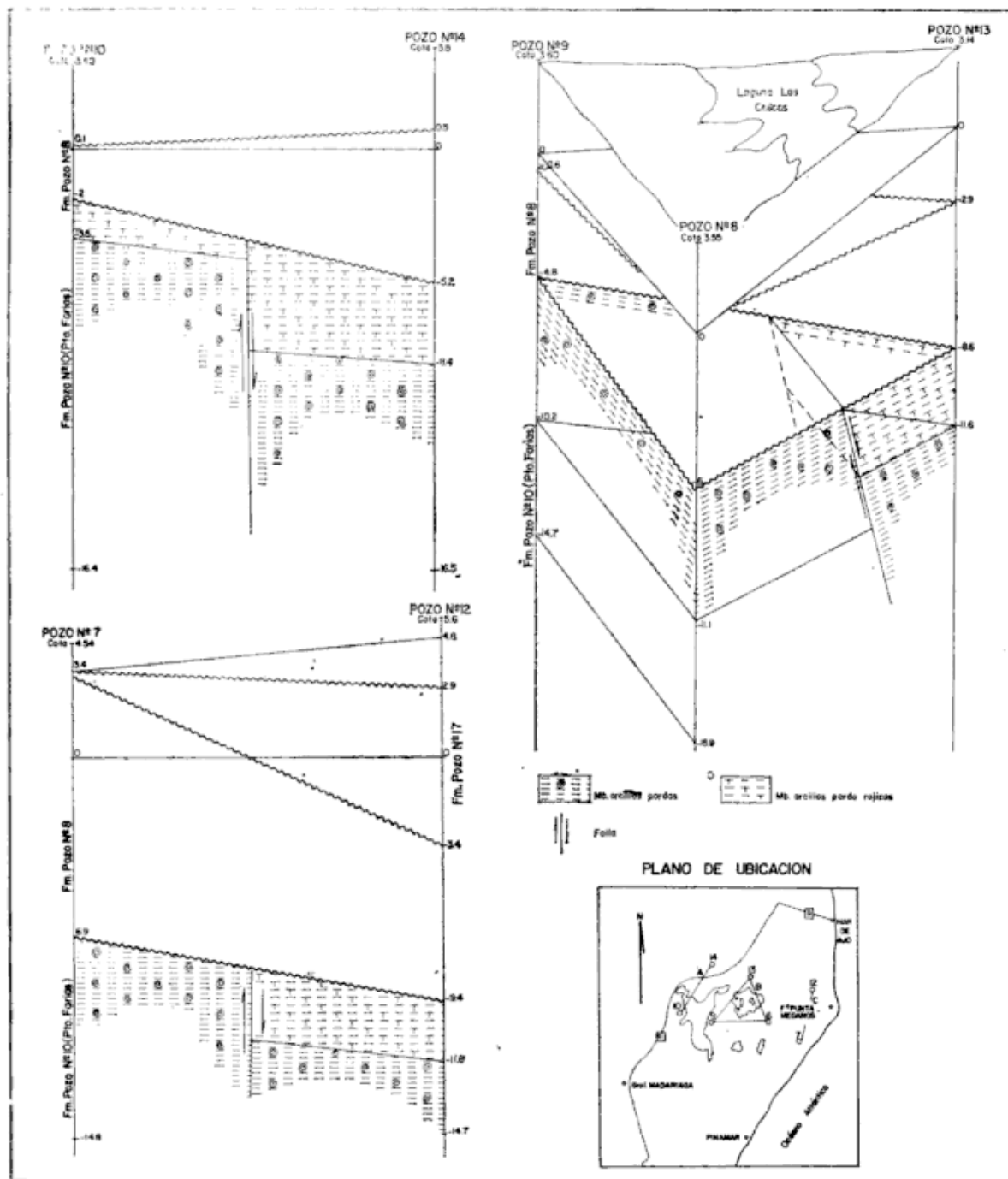


Fig. 4. — Cortes estructurales transversales a la probable zona de falla.

encima. Este razonamiento lleva directamente a considerar que las dos últimas transgresiones más modernas que la Formación Pozo N° 10 se produjeron sobre un terreno que habría sido objeto de movimientos diferenciales capaces de alterar la disposición estructural de sedimentos más antiguos, pertenecientes a una única ingresión, ocurrida en las postrimerias del "Pampiano".

Frenguelli (1950) sin hacer expresa referencia a fallas, tácitamente lo indica al considerar la acción de la tectónica profunda en la llanura bonaerense como determinante de la morfología de la superficie actual a través de reactivaciones recientes de fallas profundas que habían actuado a lo largo de todo el "Pampiano".

Como se desprende del análisis geológico regional anterior, resulta probable la exis-

tencia de fallas que afecten a sedimentos del Pleistoceno superior hasta aproximadamente los 30.000 años a.AP.

Más arriba se dijo que la falla inferida no afecta a la Formación Pozo N° 8, que por otro lado se considera de edad Mamífero Lujanense (Pleistoceno medio a superior). Lo cierto es que la Edad Mamífero Lujanense incluye los 30.000 años atribuidos al "Belgranense". No existen dudas a través de las relaciones estratigráficas de superposición existentes entre el Mb. Guerrero de la Formación Luján y la Formación Pascuas, ambos en Fidalgo (1973-75) y las Formaciones Pozo N° 10 y N° 8 de este trabajo, que tales movimientos son más modernos que 30.000 años, pero aún comprendidos dentro del Pleistoceno medio a superior.

Es decir que tales fallas o reactivaciones responderían a acontecimientos tectónicos ubicados en el Pleistoceno superior y son anteriores a la culminación de la transgresión Holocena cuyos representantes litológicos serían la Formación Las Escobas y Formación Pozo N° 17.

No se cuenta aún con dataciones absolutas suficientes como para ubicar las distintas transgresiones con relación a los distintos movimientos eustáticos producidos como consecuencia de las diferentes glaciaciones que afectaron al Pleistoceno, ni se puede establecer si la transgresión representada por la Formación Pozo N° 8 y sus equivalentes corresponden a un fenómeno eustático, tectónico o a la acción combinada de ambos, punto de vista este último que se considera más probable.

Discordancias:

Todas las unidades litológicas se superponen entre sí bajo la relación de contactos de discordancia paralela. En base a lo mencionado más arriba se deduce la existencia de dos tipos de discordancias, en función del proceso geológico que les dio origen.

La discordancia ubicada en el techo de la Formación Pozo N° 10 (Puesto Farías) marca un límite muy neto desde el punto de vista litológico y tectónico.

Por debajo de ella predominan las tonalidades pardo a pardo-rojizas, mientras que por encima predominan los colores grisáceos o verdosos. Los estratos ubicados por

debajo de ella están afectados por fallas de tipo gravitacional mientras que los que se ubican por encima no presentan señales de fallamiento.

La discordancia observada en las zonas occidentales, ubicada en la base de la Formación Pozo N° 17 (Vda. de Vener) se la considera vinculada a procesos de oscilación eustática y/o ascenso epirogénico regional que llevaron a los sedimentos holocenos a alturas del orden de los 3,8 m sobre el nivel medio actual.

Consideraciones estratigráficas

Se estimó conveniente correlacionar los modelos estratigráficos de Fidalgo (1973) y Dangavs (1977) con el aquí presentado (Fig. 5) por cuanto se trata de trabajos nuevos sobre este viejo tema cuyas áreas de estudios son próximas y superpuestas (uno de ellos) además de haber sido todos realizados con una metodología propia de la geología del subsuelo, aplicada en un área restringida sin pretensiones inmediatas de arribar a conclusiones generales sobre el tema.

El esquema presentado por el primero de los autores mencionados se correlaciona muy estrechamente con el de este trabajo, salvo la ausencia de términos equivalentes a la Formación La Postrera de aquel, cuyos sedimentos equivalentes están incluidos en la Formación Pozo N° 17, Facies La Ernestina, como Miembro Limos Arenosos.

En lo que respecta al esquema estratigráfico de Dangavs (1977), se coincide en asignarle edad holocena a las Formaciones La Salada Grande hasta Las Chilcas, aunque no se comparte su consideración como pertenecientes a dos transgresiones distintas, sino que por el contrario sería equivalente a la Formación Pozo N° 17. Se interpreta a las tres unidades formacionales que describe como pertenecientes a un solo ciclo de ingresión y regresión, razón por la cual el mencionado autor anota la falta de caracteres marinos en su Formación Las Chilcas; este proceso regresivo culminaría con los sedimentos de la Formación Resguardo Pesquero.

El cambio facial de la formación Salada Grande, más arenosa al Este, resulta de su engranaje lateral con la Barrera Litoral, Facies Mar de Ajó. La Formación Mada-

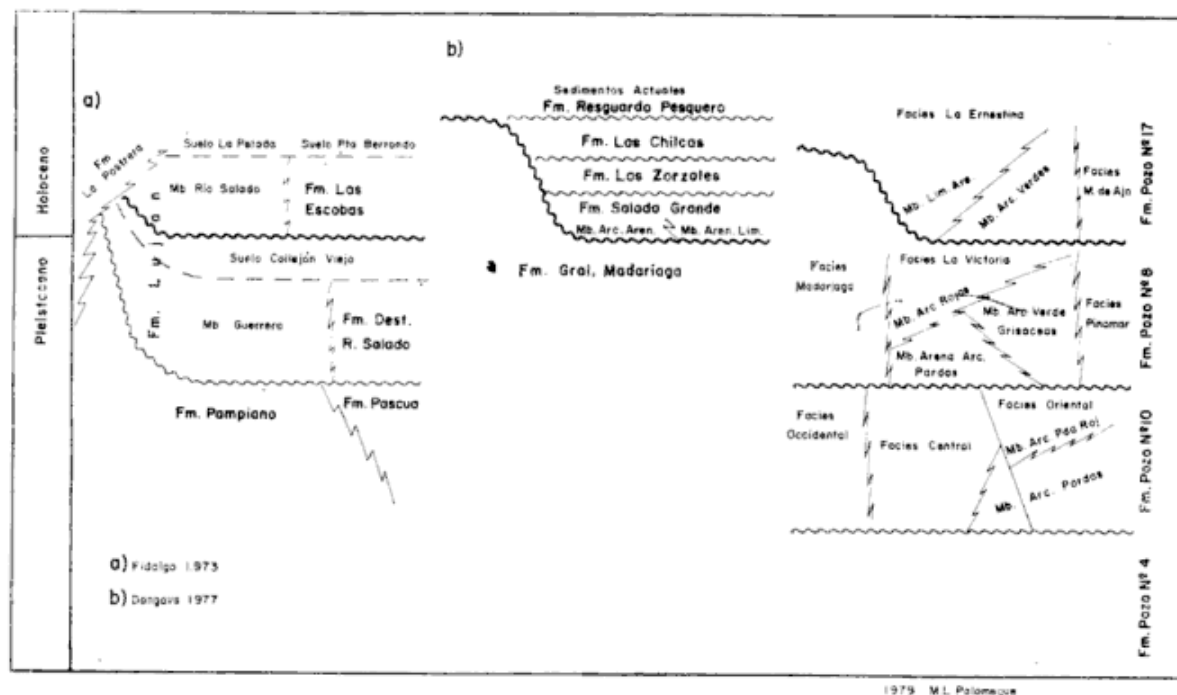


Fig. 5. — Cuadro de correlación.

riaga (Dangavs, op. cit.) que marca la base de sus dos ciclos transgresivos está representada en parte por la lengua Facies Madariaga de este trabajo, lo cual puede observarse en el Perfil 1, y las arcillas rojas que ocupan la parte alta de las Facies La Victoria, ambos de la Formación Pozo N° 8 (Las Chilcas).

De aquí resulta evidente la posición estratigráfica que se le asigna a las Formaciones La Salada Grande, Los Zorzales y Las Chilcas, ubicándolas por encima de la Formación Pozo N° 8 aquí descrita y equivalentes a la Formación Pozo N° 17.

Esta equivalencia reafirma los conceptos antes vertidos acerca de la edad de la Formación Pozo N° 8, a través de la cual surge como evidente en el correlograma de la Figura 5, el cual se establece a través de criterios de identidad litológica, estratigráfica e historia geológica.

Se interpreta que el Pampiano debe ser considerado como una litosoma de edad pleistocena y de ambiente continental, geográficamente distribuido en el ambiente de la llanura pampeana.

Hacia la plataforma continental engrana lateralmente con litosomas marinos tal cual se deduce por divergencia al Este de Facies marinas de edad Pampiana en las perforaciones realizadas en la Planicie Costera entre Pinamar y Mar de Ajó y en es-

pecial en el Pozo Samar F x 2 de Valeria del Mar.

Es muy posible que la línea de costa del área bajo estudio ocupe la zona de engranaje por interdigitación lateral ocurrida durante la depositación del Pleistoceno caracterizada por cambios eustáticos del nivel del mar. Por lo cual sería lícito pensar que las distintas transgresiones eustáticas anegaron áreas similares, como así también considerar que esta zona fue afectada por movimientos de tendencia neta descendente, compensada con aportes sedimentarios durante todo el cuaternario capaces de mantener por un lado aproximadamente invariable la línea de costa y por el otro a la pila sedimentaria por debajo del nivel de base de erosión.

Los movimientos diferenciales ocurridos a lo largo de viejas zonas de fallas fueron los mecanismos a través de los cuales en la llanura pampeana se pueden diferenciar zonas con tendencia ascendente y descendente que jugaron un papel preponderante en cuanto a la limitación de las distintas ingresiones.

Conclusiones

- 1) Se identifican en el área cuatro ingresiones marinas. Tres inferiores pleistocenas que hacia el oeste engrana-

nan lateralmente con sedimentos "Pampianos" en sentido amplio y una última ubicada en una terraza labrada en esos sedimentos de edad holocena.

- 2) Se infiere la existencia de una falla que afecta a sedimentos del "Pampiano" cuya edad sería menor a los 30.000 años aproximadamente; en base a la cual se supone la existencia de movimientos tectónicos verticales de tipo diferencial determinantes en la distribución areal de los dos últimos ciclos sedimentarios marinos del cuaternario superior.

Este esquema regional le resta valor a todas aquellas correlaciones de niveles marinos interpampianos en base a su posición topográfica.

- 3) La evolución geológica del área puede ser dividida en dos etapas desde el punto de vista paleogeográfico, separadas por la discordancia ubicada

en el techo de la Formación Pozo N° 10. Una más antigua de costas abiertas al mar o sedimentación preferentemente de color castaño y otra posterior más moderna con la Formación de barreras litorales, de continuo crecimiento al norte y desarrollo de albuferas al abrigo de éstas.

Agradecimientos

Se agradece al Servicio de Hidrografía Naval el apoyo material que hizo posible esta publicación, a los Licenciados G. M. E. Perillo y R. A. Violante quienes compartieron las tareas de Campo y Gabinete respectivamente, al Sr. H. Martínez, quien se desempeñó como Jefe de Perforación y personal de Hidrografía que lo secundaron y a la Srta. María Laura Palomeque quien preparó todo el material gráfico.

Al Dr. F. Fidalgo se le agradece la lectura de los manuscritos y comentarios sobre los mismos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cortelezzi, C. R. y J. C. Lerman, 1969. *Estudio de las Formaciones Marinas de la Costa Atlántica de la Provincia de Buenos Aires*. VII Congreso del INQUA, París.
- Dangavs, N. V., 1977. *Geología y Sedimentología del Complejo Lagunar "Salada Grande" (Partidos de General Madariaga y General Lavalle, Provincia de Buenos Aires)*. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Delaney, P. J. V., 1965. *Reef rocks on the coastal platform of Southern Brasil and Uruguay*. An Acad. Bras. de Cs. 37 Suplemento pp. 306-310.
- Fidalgo, F., R. Colado y F. O. De Francesco, 1973. *Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena*. V Cong. Geol. Arg., III., Buenos Aires.
- Fidalgo, F., F. De Francesco y R. Colado, 1973. *Geología superficial en las hojas de Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Pcia. de Buenos Aires)*. V Cong. Geol. Arg., IV., Buenos Aires.
- Fidalgo, F., F. O. De Francesco y R. Pascual, 1975. *Geología de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio del VIº Cong. Geol. Arg.
- Frenguelli, J., 1950. *Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Serie II (33), La Plata.
- Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas y Geología. Servicio Hidrológico. Perforación N° 1 en Gral. Madariaga. Pcia. de Buenos Aires. Perf. N° 293 - Exp. 1578-H-16. Term. Agosto 7 de 1917.
- Parker, G., G. M. G. Perillo, G. Rives y H. Martínez, 1977. *Geología costera de superficie y subsuelo*. Informe Técnico N° 6 - COPUAP-SIHN.

Recibido: abril 20, 1979.

GERARDO PARKER

Investigador Científico (DIGID)
Departamento Oceanografía,
Servicio de Hidrografía Naval -
Montes de Oca 2124 - Buenos Aires

ESQUEMA DE LA EVOLUCION GEOLOGICA DE LA CORDILLERA NORPATAGONICA

FELIX GONZALEZ BONORINO

Resumen

El sector de la Cordillera de los Andes que se extiende entre los paralelos 39° y 43° lat. S. a lo largo del límite entre Argentina y Chile, se denomina la Cordillera Norpatagónica.

La Cordillera Norpatagónica está constituida por dos unidades litoestratigráficas principales: un basamento ígneo y metamórfico que comprende la Formación Panguipulli, Sistema de Tepuel, el Grupo Huemul, y el Complejo Intrusivo Granítico, y una cubierta sedimentaria y volcánica que comprende la Formación Piltriquitrón, el Grupo Nahuel Huapi, la Formación Collón Curá y, finalmente, depósitos cuaternarios volcánicos y glaciarios.

Las rocas más antiguas (Paleozoico medio) son filitas, pizarras y cuarcitas de la Formación Panguipulli, los cuales probablemente fueron metamorfizados en el Paleozoico superior (Carbónico?). Sobrepuesto en discordancia sigue el Grupo Huemul, compuesto por rocas sedimentarias, en partes levemente metamorfizadas, y por rocas hipabisales y efusivas de composición intermedia y ácida, de edad probablemente paleozoica superior. Estos conjuntos están intrusados por el Complejo Intrusivo Granítico, de edad paleozoica superior a triásica.

La cubierta sedimentaria comienza con la Formación Piltriquitrón, compuesta por sedimentos con gruesas intercalaciones de diabasas, con fósiles; su correlaciones litológicas indican una edad principalmente liásica. En discordancia sobre el basamento y sobre la formación Piltriquitrón sigue el Grupo Nahuel Huapi, compuesto por una unidad inferior volcánica (F. Ventana) y otra, superior, sedimentaria marina (F. Nirihuau); la edad del grupo es terciaria inferior y media. En discordancia sigue la formación Collón Curá, compuesta por sedimentos continentales, de edad probablemente miocena. Finalmente, se depositaron rocas volcánicas y sedimentos del Plioceno que continuaron en el Pleistoceno.

Las discordancias y los cambios litológicos verticales muestran que la evolución de la Cordillera Norpatagónica pasó por varios eventos tectónicos separados por períodos de emergencia y erosión. Estos eventos ocurrieron en el Carbónico (?), en el Permo-Triásico, y en el Terciario superior.

Es importante recalcar que el Geosinclinal Andino mesozoico, tan bien desarrollado en la cuenca neuquina y en la cuenca magallánica, tuvo muy escaso desarrollo en la región ocupada por la Cordillera Norpatagónica.

Abstract

The Cordillera of the Andes has been divided into several geological sectors on the basis of stratigraphical and structural characteristics. The Cordillera Norpatagonica is one of these sectors and extends between lat. 39° and 43° S., on both sides of the Argentina-Chile border.

The Cordillera Norpatagónica is constituted by two main lithostratigraphic units: an igneous and metamorphic basement overlain by thick sediment cover. The basement is composite and shows an older unit with regional intermediate grade metamorphism, unconformably overlain by a volcanic and sedimentary (marine) sequence that is unmetamorphosed except for local thermal metamorphism.

These two units of the basement are intruded by granodiorites, tonalites, and adamellites, forming plutonic and hypabisal bodies. The regional metamorphism of the older basement unit took place approximately in the Carboniferous; the intrusions and accompanying tectonic deformation took place in the Permo-Triassic.

Following emergence and erosion, Liassic shallow marine clastic sediments were unconformably deposited on the basement. Dogger to Paleocene deposits have not been recognized and are probably absent due to non-deposition. The scanty Mesozoic record is a characteristic of the Cordillera Norpatagónica. During this time, when in adjoining sectors continued subsidence led to deposition of thick marine sedimentary sequences (known as the Andean geosyncline) the Cordillera Norpatagónica appears to have been an emergent area.

Volcanism recommenced during the Miocene, accompanied by continental sedimentation; uplift of the Cordillera Norpatagónica started at about this time. The final shaping of the Cordillera occurred during the Plio-Pleistocene, volcanism continued and vertical faults caused displacement in a range of several kilometers; finally, glaciation modified the new cordillera. Tectonism, of course, has continued until the present.

Introducción

La Cordillera de los Andes, en el cono sur, está caracterizada por sectores que han sido denominados cordilleras Puneña, Principal-Frontal, Norpatagónica, Surpatagónica y Fueguina (Fig. 1). Estas unidades están constituidas por rocas metamórficas, volcánicas y sedimentarias con intrusivas y extrusivas donde se produjeron movimientos deformantes con fallamiento y epirogénesis. Los ciclos tectónicos principales reconocidos representan las orogenias Variscica y Andina en las edades principalmente paleozoica y mesozoica-cenozoico, respectivamente. En el caso de la Cordillera Norpatagónica, se puede demostrar que en estas orogenias existe un coplamiento tectónico en donde falta el geosinclinal Andino.

En los estudios publicados por geólogos argentinos con respecto a los chilenos durante las décadas del 60, sus valores de edad de los complejos graníticos se caracterizan como si fueran la doble cara del dios Jano, ya que en el límite internacional se demuestran las diferencias de edad entre el Paleozoico y el Mesozoico (véase "Mapa Geológico de América del Sur", Comisión de la Carta Geológica del Mundo, 1965). En la década del 70, en cambio, en las nuevas publicaciones de las regiones chilenas y argentinas se registraron datos de edades geológicas y radiométricas con valores mucho más dispares en la Cordillera Norpatagónica.

El objetivo principal de esta nota es la descripción general de la Cordillera Norpatagónica y la unificación de la estratigrafía y de los eventos intrusivos y tectónicos en ambos lados del límite internacional.

La Cordillera Norpatagónica

La Cordillera Norpatagónica se caracteriza fisiográficamente por cadenas montañosas cuyas cumbres se encuentran por debajo de los 2.500 metros sobre el nivel del mar, con la excepción de los cerros Lanín y Tornador con 3.776 m y 4.370 m de altitud respectivamente. El límite internacional argentino-chileno coincide con la línea de altas cumbres. En otros sectores, por ejemplo en la Cordillera Surpatagónica, existen separaciones netas entre la línea de altas cumbres de las cadenas montañosas y el límite internacional.

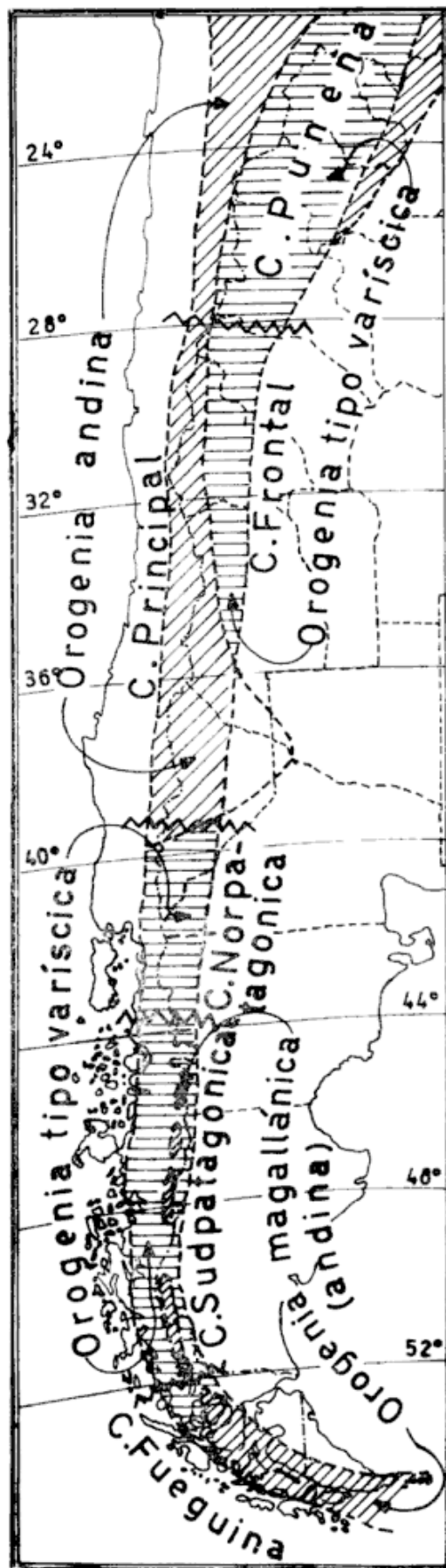


Fig. 1. — Esquema de las orogenias de la Cordillera de los Andes.

Estratigrafía y Tectónica

La Cordillera está formada por un basamento de rocas metamórficas y plutónicas sobre las que se asientan distintos grupos y formaciones de origen volcánico y sedimentario. El basamento está integrado por la Formación Panguipulli, el Grupo Huemul y el Complejo Intrusivo Granítico. Solamente en el borde sur de esta cordillera, en un ciclo intermedio entre el primero y segundo, se encuentra el Estrato o Sistema de Tepuel. Su complejo tectónico se puede relacionar con una orogénesis Variscica (Hercínica). En orden decreciente, sobre el basamento se apoyan el Grupo Piltriquitrón, el Grupo Nahuel Huapi, la Formación Collón Curá, y los productos de los procesos volcánicos glaciales y fluviales.

Las divisiones en "Complejos", "Estratos", "Sistemas", "Grupos" y "Formaciones" son provisionales, en parte por el limitado afloramiento de estas rocas, pero sobre todo por los pocos estudios de campo realizados.

Formación Panguipulli (Aguirre y Levi, 1964; "Formación Colohuincul", Turner, 1965, 1973)

Rocas metamórficas de diferentes grados han sido carteadas en parte y descriptas en la Cordillera Norpatagónica, tanto en Chile como en Argentina. En Chile, Aguirre y Levi (1964), González Bonorino (1970), Thiele *et al.* (1976), en la zona de los lagos Panguipulli y Riñihue, mapearon bajo la denominación de "Formación Panguipulli", un conjunto de rocas metamórficas de bajo grado, integrado por pizarras y filitas, con cuarcitas y conglomerados, inyectados por venas de cuarzo. Hacia el este, siempre en el lado chileno, las pizarras de bajo grado pasan a filitas cuarzosas de grado medio. En la zona chilena del río Manso, cerca del límite internacional (Fuenzalida, 1946-47), y en el Paso Huahum (lago Lácar), los afloramientos de filitas y esquistos cuarzosos están intruidos por rocas graníticas, y muestran un grado de metamorfismo mayor que la Formación Panguipulli en el área tipo.

Basándose en el mayor grado de metamorfismo, Hervé *et al.* (1974) y Moreno y Parada (1976) concluyeron en que estas rocas son más antiguas que la Formación Panguipulli. Sin embargo, el presente autor opina que se trata de la misma unidad es-

tratigráfica; sólo que el grado de metamorfismo cambia. En efecto, el estudio detallado del terreno metamórfico en el sur de Chile (González Bonorino, 1970) muestra que la temperatura del metamorfismo aumenta desde el Valle Longitudinal hacia el límite internacional. El hecho que en la zona internacional los esquistos son relativamente más altos en metamorfismo se debe a un mayor plutonismo granítico en esta región (véase "Complejo Intrusivo Granítico").

En el lado argentino los afloramientos de esquistos pasan, en afloramientos discontinuos, hacia la faja este de la cordillera (San Martín de los Andes, cerro Catedral, cordones de Ñirihuau, Serrucho y Piltriquitrón; Feruglio, 1949; Dessanti, 1972; González Bonorino, 1944, 1973, 1974). Más al norte, en el área de Junín de los Andes, existen rocas metamórficas en afloramientos reducidos, con esquistos cuarzosos y cuarcitas intercaladas en filitas, que Turner (1973) designó con el nombre de "Formación Colohuincul".

Las semejanzas litológicas entre estos afloramientos dan motivo para pensar que estos estratos constituyen una misma unidad.

La estructura de estas rocas metamórficas es variable, pero su promedio de rumbo es de unos N 30°S del lado chileno (González Bonorino, 1970; Thiele *et al.*, 1976). Del lado argentino los esquistos tienen rumbos más cambiantes, debido a las intrusiones graníticas.

La edad absoluta del metamorfismo en la cordillera es la siguiente: En Chile faltan datos publicados para la cordillera, mientras que en el área de la Costa (Pichilemu-Concepción) indican valores de 342 m.a. por el método Rb/Sr y 245 m.a. por el método K/Ar (Munizaga, 1967). En Argentina, dataciones publicadas sobre dos muestras de rocas metamórficas en el borde del lago Gutiérrez, darían una edad de > 300 m.a. (Rb/Sr; Halpern *et al.*, 1975).

Dado que algunas rocas graníticas que intrusan estos esquistos tienen edades de unos 350 m.a. (acápite "Complejo Intrusivo Granítico") es probable que las rocas de la Formación Panguipulli fueran de edad pre-carbónica. Más dataciones y más estudios de campo son necesarios a fin de precisar la edad de este terreno metamórfico.

Sistema de Tepuel (Suero, 1948)

El Sistema de Tepuel fue definida por Suero (1948) en la región del cordón de

Tepuel, en la provincia de Chubut; su edad es Paleozoica superior, probablemente carbónica.

En la Cordillera Norpatagónica, entre Esquel y el cruce de las rutas nacionales 259 y 40, afloran los llamados "Esquistos de Esquel", según Feruglio (1941). Estas rocas presentan wackes y lutitas bien estratificadas, con inclinaciones desde casi vertical hasta unos 45°, con rumbos cambiantes entre N-S y NO-SE. Estos estratos están intruidos por rocas graníticas, principalmente hacia el norte del cordón. Las rocas sedimentarias diagenizadas están hornfelsizadas cerca de los granitos.

G. González Bonorino (trabajo inédito) sugirió que los "Esquistos de Esquel" y el "Sistema de Tepuel" son equivalentes, que sus diferencias litológicas se deben a cambios de facies, y que ambas unidades deberían agruparse bajo un mismo nombre. Si se acepta esta correlación, existirían en la Cordillera Norpatagónica estratos de edad Paleozoica superior. La extensión del Paleozoico superior dentro del ámbito de la Cordillera Norpatagónica no es bien conocida; Feruglio (1941) menciona varios afloramientos que podrían ser correlativos.

Grupo Huemul ("Serie Millaqueo", Ljungner, 1930-32; González Bonorino, 1974)

El Grupo Huemul está integrado por un conjunto de rocas sedimentarias y efusivo-piroclásticas que constituyen las Formaciones Millaqueo y Huemul. Ambas unidades están intruidas por el Complejo Granítico. Su edad es probablemente pérmica.

En la región de la Cordillera Norpatagónica sus afloramientos principales se encuentran en una faja norte-sur sobre el límite internacional. En el área del lago Nahuel Huapí (Brazos del Viento o Blest, Tristeza y Huemul) Ljungner (1930-1932) reconoció una unidad sedimentaria integrada por lutitas y areniscas con conglomerados, que presentaban rodados de pórfiros cuarcíferos y dacita, que denominó "Serie Millaqueo". Por otra parte, Ljungner halló que en el Brazo Huemul aparecían afloramientos de la llamada "Serie Porfirica o Porfirítica" integrada por pórfiros cuarcíferos, que había sido descrita por Quensel (1911), asociadas con rocas similares a las de su "Serie Millaqueo". En consecuencia, Ljungner concluyó que los rodados de porfiritas que aparecían en las rocas de la "Serie Millaqueo"

provenían de las rocas de la "Serie Porfirítica" y que las rocas volcánicas de la última unidad eran de los niveles más bajos dentro de la serie.

González Bonorino (1974), al reestudiar la zona, agrupó a las rocas sedimentarias integradas por wackes, areniscas tobáceas y lutitas estratificadas, en lo que denominó "Formación Millaqueo", y a las rocas hipabisales, efusivas y piroclásticas integradas por porfirios dacíticos y andesíticos en parte brechosos y tobáceos, en lo que llamó "Formación Huemul". Lo que se puede observar en el área del cerro Pirque es que la Formación Huemul tiene una posición inferior a la Formación Millaqueo, pero que en todas las localidades estudiadas ambas aparecen en parte intercaladas, por lo que propuso la unión de ambas bajo el nombre de Grupo Huemul, hasta tanto se estudien las relaciones estratigráficas precisas entre dichas formaciones.

Entre las rocas del Grupo Huemul han sido hallados tipos metamórficos de bajo grado en los contactos con los cuerpos del Complejo Intrusivo Granítico, especialmente donde se encuentran rocas sedimentarias (Formación Millaqueo), en donde aparecen estratos inclinados y plegados. En los contactos se hallan rocas hornfelsizadas con anfíboles (por ejemplo, cerro Montes de Oca).

En la zona del río Aluminé, Turner (1965, 1973) describió y mapeó un conjunto de rocas graníticas de edad paleozoica, erosionado y cubierta por estratos volcánicos de la "Formación Aluminé" de edad triásica. Estos estratos ya habían sido reconocidos por Groeber (1929), en una región situada poco más al norte. En nuestra revisión de esta quebrada se han demostrado los siguientes hechos: 1) Desde el área de Pilolil hacia el sur (en el triángulo de los ríos Malleo, Aluminé y Catán Lil) se encuentran las rocas volcánicas y estratificadas de la "Formación Aluminé" (Turner, 1973), que continúa en los estratos de la Formación Paso Flores en el área del río Limay (véase "Complejos Mesozoico Inferior"). 2) Hacia el norte de esta quebrada se encuentran intrusiones graníticas penetradas en wackes tobáceas, brechas y capas de andesitas y dacitas alteradas, muy consolidadas y hornfelsizadas, que son equivalentes al Grupo Huemul de la zona del Nahuel Huapí. Su posición areal se encuentra en Rahué y Pilolil (ejemplo: Los Manzanos, en el paralelo 39°30'), y contienen estratos con inclinaciones del orden de 35°.

Estos estratos vuelven a aparecer en el pueblo de Aluminé, hacia el norte, sobre la quebrada.

En consecuencia, en esa quebrada se encuentran dos unidades estrato-volcánicas claramente diferenciadas, tanto en las formas estructurales como en sus edades.

Los afloramientos de este grupo fuera de la Cordillera Norpatagónica no han sido bien reconocidos, a pesar de los numerosos trabajos realizados en la región Neuquina y Mendocina. Es posible que pueda correlacionarse —hacia la Cordillera Frontal— con la "Asociación Volcánica Variscica" (Polanski, 1958) o "Formación Choiyoi" de Groeber (Caminos, 1972), cuya edad correspondería al Pérmico. Este complejo está intruido por extensas masas de granitos. Sin embargo, muchos otros autores consideran, en áreas más al sur, que estos supuestos "Grupo Choiyoi" serían de edad Triásica y recubren los granitos (Stipanovic y Methol, 1972; Turner, 1972). Parecen existir por lo tanto dos unidades distintas cuyas edades convendría dilucidar.

En Chile existen escasos afloramientos de rocas correlacionables con el Grupo Huemul. En la zona del lago Villarrica, al sur de dicho lago, y cerca del límite internacional, Aguirre y Levi (1964) mapearon con el nombre de "Formación Curarrehue" un conjunto de rocas porfiríticas de dacitas y andecitas con brechas de tobas intruidas por granitos. Las rocas de estos estratos volcánicos son similares, por nuestro estudio de campo, a las rocas del Grupo Huemul. Hacia el sur de la cordillera chilena este grupo se encuentra en la zona del río Manso, en pequeñas áreas (Fuenzalida, 1946-1947).

La edad del Grupo Huemul no es conocida con seguridad, si bien se considera como pérmico. La edad absoluta de una roca porfírica de la zona de Picún Leufú dio 230 m.a. (Halpern, Linares y Latorre, 1971).

Complejo Intrusivo Granítico ("Formación Huechulauquén", Turner, 1965, 1973; "Batolito de Panguipulli" Moreno y Parada, 1976)

Cuerpos de rocas plutónicas y hipabisales asociadas presentan una distribución areal extensa en la Cordillera Norpatagónica, intruyendo la Formación Panguipulli y el Grupo Huemul. Sus afloramientos se encuentran entre las longitudes 71° 20' y 72°

30' aproximadamente y desde la zona del lago Aluminé hasta Esquel en sentido norte-sur. Numerosos autores han mencionado rocas graníticas en el área, entre los que se cuentan Ljungner (1930-1932), Feruglio (1941), Dessanti (1972), Turner (1965, 1973), Greco (1973), González Bonorino (1944-1946), Petersen y González Bonorino (1947) y González Díaz (1978) en Argentina, y Aguirre y Levi (1964), Fuenzalida (1946-1947), Moreno y Parada (1976) y Hervé *et al.* (1974) en Chile, entre otros.

Los afloramientos de este complejo plutónico consisten principalmente en granodioritas, con tonalitas y adamellitas en menor proporción. En este basamento existe una relación aproximada entre 80 % de rocas intrusivas y 20 % de afloramientos de la Formación Panguipulli y Grupo Huemul. En el esquema de la figura 2 falta una reducida cantidad de rocas metamórficas y sedimentarias hornfelsicas de pequeñas áreas, y también los numerosos pero mal delimitadas "stocks" de pórfiros ácidos de la Formación Ventana que cortan sobre todo a los granitos (véase "Grupo Nahuel Huapi", fig. 3 b).

Las rocas graníticas se intruyen principalmente en esquistos de la Formación Panguipulli en los bordes externos de la parte oeste (Chile) y este (Argentina), mientras que en la parte central de la faja norte-sur, en un eje ubicado aproximadamente sobre el límite internacional, las intrusiones están cortadas a través de rocas del Grupo Huemul. En general, los límites de las rocas graníticas con los esquistos de la Formación Panguipulli se caracterizan por ciertas penetraciones de venas cuarzosas, pegmatitas y aplitas, mientras que entre los bordes graníticos y el Grupo Huemul, lo mismo que con el Sistema de Tepuel, carecen relativamente de inyecciones de pegmatitas y aplitas o venas cuarzosas. Es posible que aquellas rocas intrusivas que tienen formas más venosas sean de edad más viejas (Paleozoico medio?), diferentes a los granitos más jóvenes (Triásico inferior-Pérmico) que intruyen los grupos sedimentarios con inyecciones más secas.

Moreno y Parada (1976) separaron estas rocas intrusivas graníticas en dos unidades. Una de ellas, el "Complejo Plutónico" es la más extensa en ambos lados del límite internacional y su edad, poco definida, estaría comprendida desde el Paleozoico hasta el Mesozoico superior. La otra unidad,

el "Batolito de Panguipulli", es más limitada tanto geográficamente (área de los lagos Calafquen, Panguipulli, Riñihue, Ranco) como en edad (Triásico inferior).

La edad del Complejo Intrusivo Granítico es un problema que se halla en plena discusión. Moreno y Parada (1976) consideran que el "Complejo Plutónico" es predominantemente Paleozoico, pero basándose en las dataciones radiométricas publicadas por Toubes y Spikermann (1973) y Halpern *et al.* (1975), lo extienden en parte hasta el Mesozoico superior. Asimismo, González Díaz (1978), en el área del lago Nahuel Huapí y lago Trafal, concluye que las rocas graníticas pertenecen a dos ciclos, el primero con edades K-Ar que oscilan entre 113 y 75 m.a. y el segundo entre 16 y 9 m.a. (González Díaz y Valvano, 1978).

Donde los granitos están en contacto —o muy próximos— con estratos triásicos o liásicos, se ve claramente que los granitos son anteriores. Por ejemplo, en Neuquén los estudios publicados (Groeber, 1929; Lambert, 1946, 1948; Galli, 1954; Turner, 1973) han demostrado que sus granitos son efectivamente preliásicos. En Chile, el complejo granítico está en posición infrapuesta en relación con los estratos triásicos (Moreno y Parada, 1976). Cerca del límite internacional se encuentran en la misma relación (cerro Plataforma; González Bonorino, 1974).

Las edades radiométricas del complejo granítico caen en general en el Paleozoico superior-Triásico inferior, según los datos publicados, pero existen varias dataciones que dan edades mesozoicas y aún terciarias. Sin embargo, por lo menos en dos áreas se pueden comprobar que estas edades jóvenes no concuerdan con las relaciones de campo.

En efecto, en el área del río Villegas las muestras de granito dan valores de 102 m.a. (K/Ar) y 170 m.a. (Rb/Sr; Dogger; Toubes y Spikermann, 1973; Halpern *et al.*, 1975). Ahora bien, los estudios geológicos de campo indican que en el mismo lugar se encuentran estratos triásicos con inclinaciones moderadas (véase acápite siguiente), sobre los granitos. Otro caso similar es el de los afloramientos tonalíticos ubicados cerca del pueblo de Esquel, cuya edad, según estos mismos autores sería de 174 m.a. (K/Ar; Toubes y Spikermann, 1973). Estas rocas intrusivas se extienden a lo largo del cordón de Esquel, apoyándose por fallas contra estratos triásicos-liásicos con fósiles planíferos (Cazaubon, 1947) y poca inclina-

ción tectónica. Claramente, estos granitos deben considerarse infrapuestos y recubiertos por estratos triásicos y liásicos.

En la faja cordillerana, cerca del límite internacional faltan, en general, afloramientos de estratos réticos y liásicos, principalmente por erosión y levantamiento, pero los pocos que se han reconocido carecen totalmente de intrusiones de rocas plutónicas graníticas.

En el borde de la cuenca neuquina los sedimentos marinos jurásico-cretácicos carecen de intrusiones graníticas, de acuerdo con numerosos autores que los han estudiado en las provincias de Mendoza y Neuquén. Más al norte, especialmente en Mendoza, aparecen en cambio plutones ácidos intruidos en estos estratos mesozoicos, como parte del geosinclinal. Desde el límite de la cuenca hacia el sur, en la Cordillera Norpatagónica, se restringen o desaparecen en estos estratos, durante el Mesozoico. La posibilidad de que las intrusivas graníticas hayan penetrado en este complejo al mismo tiempo en que el basamento se estaba erosionando, se considera poco convincente. Turner y Cazau (1978), que han estudiado la región sur del Neuquén, muestran que el basamento cristalino produce "bloques ascendidos y denudados, que han permitido un mayor grado de erosión de los terrenos más modernos, indicando sectores de máximo ascenso cretácico". De acuerdo con este criterio no se podría considerar la posibilidad de que exista al mismo tiempo un tectonismo profundo con plutones graníticos, en el Cretácico.

Es importante señalar que después de estas intrusiones graníticas ocurrió una sucesión de ciclos hipabisales, volcánicos y sedimentarios principalmente en el Triásico superior y Terciario inferior. Durante estos ciclos se inyectaron líquidos hidrotermales que produjeron, sobre todo en granitos, alteraciones entre distintos minerales (oligoclasa a albita, biotitas a cloritas, etc.), donde pueden afectar los valores dados por el método K/Ar.

Complejo Mesozoico Inferior ("Formación Paso Flores", Fossa Mancini, 1937; "Formación Piltriquitrón", González Bonorino, 1944, 1974)

El Complejo Mesozoico Inferior está representado por un conjunto de rocas volcánicas y estratos sedimentarios que se

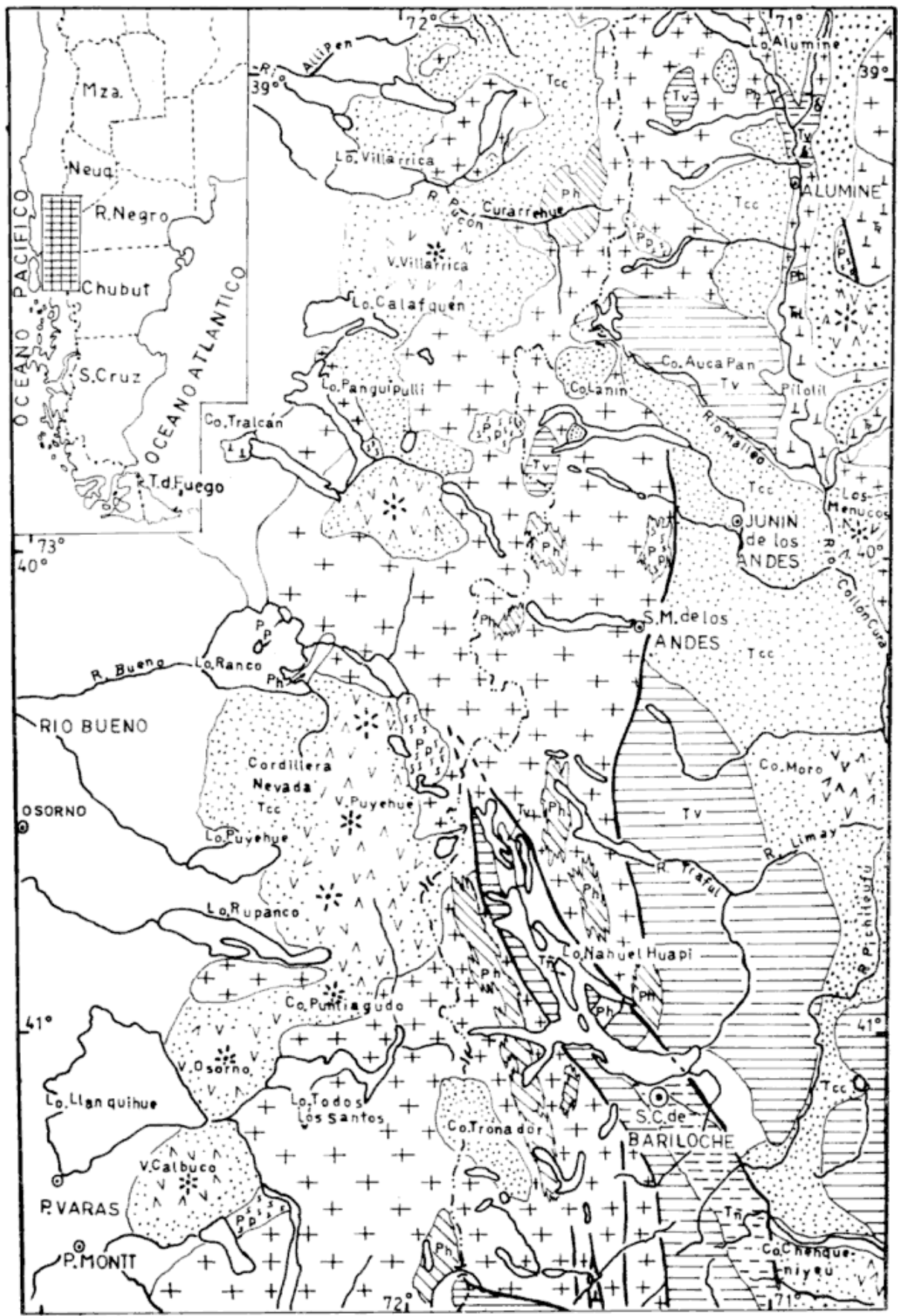
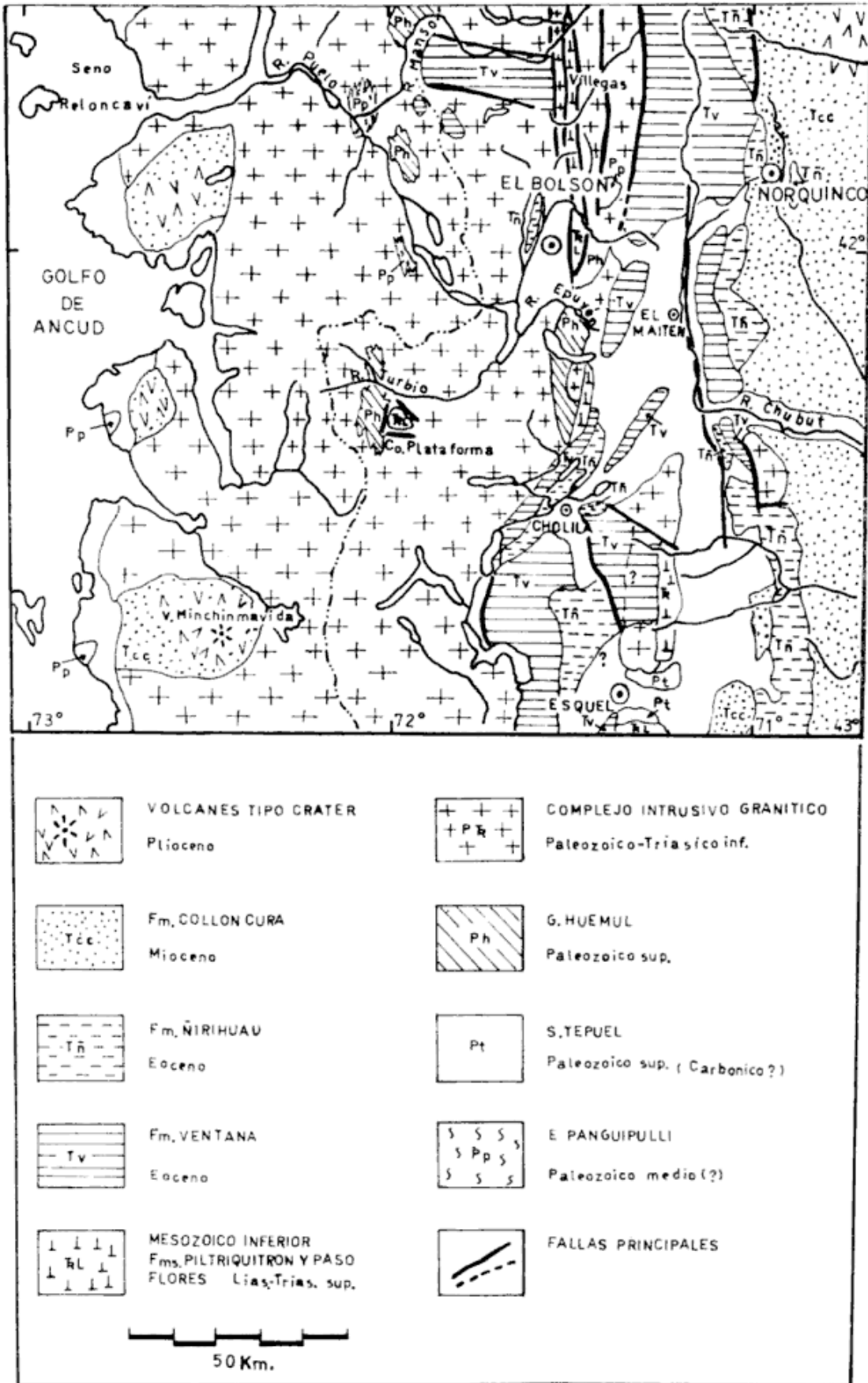


Fig. 2. — Esquema de la geología de



la Cordillera Norpatagónica.

encuentran principalmente en la faja oriental de la Cordillera Norpatagónica. Comprende la Formación Paso Flores, que es probablemente del Triásico superior, y la Formación Piltriquitrón, del Liásico. La Formación Paso Flores ("Serie Porfirítica Triásica", según varios autores) muestra estratos gruesos de conglomerados, wackes y tobas alternando con mantos y estratocapas de andesitas y domos volcánicos de pórfiros ácidos. En pocos lugares se han encontrado plantas (Frenguelli, 1936; Fossa Mancini, 1937; Ferello, 1947; Cazaubon, 1947; Galli, 1953, 1954; Tavera, 1971, en Moreno y Parada, 1976). En la Patagonia extra-andina, especialmente en el Macizo de Somuncurá y en el río Chubut medio, varios afloramientos fueron reconocidos (Stipanovic y Methol, 1972). En nuestra cordillera los más importantes se encuentran en una faja casi continua de dirección norte-sur situada en el borde oriental. Estos afloramientos son los de las áreas de los ríos Aluminé y Collón Curá ("Formación Aluminé", Turner, 1973; "Grupo Choiyoi", Parker, 1973; Galli, 1954), del río Limay (Paso Flores y Alicurá) y de los cordones Aspero, Serrucho, Piltriquitrón, Cholila, Leleque, y Esquel, terminando en el cerro Nahuel Pan. Fuera de esta faja afloran estratos del Triásico superior en Chile, en el cerro Tralcán (Aguirre y Levi, 1964; Moreno y Parada, 1976). En este cerro, al oeste del lago Riñihue afloran estratos conglomerádicos gruesos, rojizos, y areniscas con intercalaciones de lutitas, con inclinaciones de poca pendiente. Los estratos tendrían una discordancia en el basamento. En los niveles lutíticos se han encontrado restos de *Cladoblebis*, etc., considerados réticos (J. Tavera, 1961, 1971; véase Aguirre y Levi, 1964; Hervé *et al.*, 1976).

La siguiente entidad en orden decreciente de edad, la Formación Piltriquitrón, contiene estratos tobáceos arenosos y lutitas, alternando con lavas volcánicas andesíticas y estrato-capas de diabasas. En ciertos lugares se hallan fósiles liásicos marinos, como en la región de Neuquén medio y norte, que han sido estudiados por varios autores. Los afloramientos de estratos liásicos son los siguientes, en orden norte-sur: sierra de Catán Lil, Sañicó, río Foyel, cordón Piltriquitrón. También se encuentran en un pequeño reducto, en el cerro Plataforma, en el río Turbio.

En la zona de El Bolsón la Formación Piltriquitrón, en el borde occidental del

cordón Piltriquitrón (González Bonorino, 1944; Petersen y González Bonorino, 1947), muestra areniscas, lutitas y conglomerados bien estratificados en posición casi horizontal, con restos de equinodermos, alternando con lavas estratificadas de andesitas y estratocapas de diabasa. Las rocas se continúan en el norte, en El Repollo y el río Foyel (por ejemplo, el puente de la ruta nacional 258). En el sur-suroeste de El Bolsón, en el río Turbio, entre los bloques fallados de este basamento (Granito-Grupo Huemul) se encuentran en el cerro Plataforma estratos liásicos con fósiles de moluscos, equinodermos, moluscos (González Bonorino, 1974) y algunas improntas de amonites*. En una faja casi continua, que se extiende en los cordones Leleque y Esquel, siempre en posición semi-horizontal, la Formación Piltriquitrón comienza a levantarse gradualmente, y se acuña por erosión en dirección al sur, apareciendo en cambio las capas volcánicas de la Formación Paso Flores. En el extremo sur del cordón de Esquel, en el cerro Nahuel Pan, cerca del pueblo de Esquel, se observa la base de este complejo, con extensos domos de pórfiro andesítico.

Con respecto al Grupo Choiyoi debe notarse que en el ámbito de la Cordillera Nor-

* Lizuain (1979) ha publicado una nota en la que señala que los afloramientos sedimentarios del Co. Plataforma serían de edad terciaria. Sin embargo es probable que estas rocas pertenezcan a la edad mesozoica inferior, por las siguientes razones: 1.) Estos estratos (González Bonorino, 1974) son caracterizados por ambientes típicamente marinos, con una buena proporción de sedimentos calcáreos y relativamente ricos en fósiles (aunque muy escasos en improntas de amonites). Otro aspecto es la presencia de estrato-capas y filones de diabasa entre estos estratos sedimentarios, que forma la base principal del cerro. Este complejo se extiende, en formas de saltos areales por fallamiento y erosión, en el Co. Piltriquitrón, Sierra de Tecka, Cordón de Tepuel (Suero, 1948), etc., siempre en estratos sedimentarios marinos con alternancia de cuerpos diabásicos. 2.) En la misma región se encuentran afloramientos de estratos volcánicos y sedimentarios terciarios (F. Ventana y Nirihuau), que tienen ambientes marginal y litoral, cuya característica ambiental es muy distinta a las rocas del Co. Plataforma. Un ejemplo es la de los sedimentitas de la zona de Cholila, Epuyén, El Bolsón, etc., que han sido revisado por varios autores con el nombre de Patagoniense. Este tipo de ambiente, que muestran principalmente wackes tobáceos y brechosas con limitados fósiles marinos (*Ostrea*, ostrácodos) y plantas (*Nothofagus*), no tiene prácticamente parecido con respecto a este grupo sedimentario-diabásico. Existe siempre la posibilidad, finalmente, de que en el Co. Plataforma hubieran dos formaciones distintas en edad en diferentes áreas.

patagónica, en la provincia de Neuquén, es equivalente a la Formación Paso Flores ("F. Aluminé"), o sea que su edad es Triásica superior. En la parte norte de la provincia de Mendoza, donde el Grupo Choyoi se halla intruido por granitos extensos (Dessanti y Caminos, 1967; Yrigoyen, 1972, etc.), él es seguramente más viejo, probablemente Pérmico, o sea correlacionable con el Grupo Huemul.

En general los estratos muestran inclinaciones muy moderadas, en el orden de 10 grados, excepto en lugares en que sus bloques están muy fallados, con inclinación de unos 25 grados (villa Río Villegas, 50 km al sur-suroeste de Bariloche).

Grupo Nahuel Huapi (Ljungner, 1931)

Este Grupo incluye las Formaciones Ventana ("Serie Andesítica" de Feruglio) y Ñirihuau ("Patagoniano" de d'Orbigny; "Capas de Nothofagus", González Bonorino, 1944; Formación Ñirihuau, Cazau, 1972). Los afloramientos de la Formación Ventana, aunque dispersos, se extienden desde Aluminé hasta Chubut en Argentina y desde la Patagonia extra-andina hacia el límite internacional.

En la región de la Cordillera Norpatagónica chilena estratos equivalentes no han sido reconocidos, debido quizás a su erosión por levantamiento de su basamento. En la provincia de Arauco, en la Cordillera de la Costa, se encuentran capas sedimentarias eocenas que contienen mantos de carbón (minas "Lota" y "Schwager"), cuya correlación corresponde al Grupo Nahuel Huapi.

La Formación Ventana (González Bonorino y González Bonorino, 1978) está compuesta por un conjunto de rocas volcánicas representadas en un 30 % por andesitas, basandesitas y en menor proporción, basaltos, dacitas, riodacitas y traquitas, y en un 70 % por tobas, brechas y wackes. Los niveles fosilíferos, principalmente bivalvos y gasterópodos (Feruglio, 1941) se encuentran en la parte media de esta Formación. En estos niveles se forman, en ciertos lugares, estratos carbonosos y en partes carbón (antiguas minas "Pico Quemado" y "Newberry"). La Formación Ventana tiene un espesor medio de 3.500 metros.

Las rocas volcánicas ácidas o intermedias de esta Formación (fig. 3 b, Tv ρ) se encuentra también en partes profundas, incluso dentro del basamento. Estos cuerpos de pórfiros dacíticos y riodacíticos afloran en

el basamento granítico y otras rocas cordilleranas. Los afloramientos de estos "stocks" y domos se observan, por ejemplo, en el cerro Catedral y en el cordón de Ñirihuau (Feruglio, 1941), en el cerro López, río Blanco (cerro Dormilón, Puyehue), en otros muchos lugares de la cordillera. En el cerro Catedral este cuerpo de pórfiros dacíticos y granodioríticos penetró dentro de los estratos volcánicos de la Formación Ventana y aflora, detrás del lago Gutiérrez, en el cerro Ventana (González Bonorino y González Bonorino, 1978). En el extremo norte se encuentra la quebrada del río Aluminé (Pulmarí, Kilca, Rucachoroi, etc.), y continúa al este de Junín de los Andes, en el área de Sañicó (Parker, 1969; "F. Santa Isabel"). En Chile se han reconocido varios "stocks" de porfiritas dacíticas en basamento granítico, como el caso señalado en el área del lago Ranco y en la zona de Curruhué (Thiele *et al.*, 1976). En el límite internacional también continúa en la zona del río Tromen, en el lago Lacar (cerro Abanico), la quebrada del río Manso chileno (Fuenzalida, 1946-47), etc.

Los afloramientos de la Formación Ñirihuau tienen un área más restringida que los de la Formación Ventana y se extienden solamente desde el lago Nahuel Huapi hasta la zona del río Alto Chubut. Estas capas, que están mejor estratificadas que las de la Formación Ventana, presentan areniscas tobáceas, wackes, conglomerados y lutitas con algunos niveles calcáreos y fosilíferos. Los fósiles incluyen bivalvos y gasterópodos (El Bolsón), ostrácodos (sur del lago Nahuel Huapi) y plantas (Nothofagus, Ñorquincó). El espesor de la Formación Ñirihuau es de 2.500 m en el área del río Ñirihuau.

El contacto entre las Formaciones Ventana y Ñirihuau es por falla en la mayor parte del área (un ejemplo, es el cerro Otto; González Bonorino, 1974). El único lugar donde se hallan en contacto sedimentario es en las cabeceras del río Ñirihuau. Allí ambas formaciones están fuertemente inclinadas y parecen concordantes, si bien no puede descartarse la existencia de un hiato (González Bonorino y González Bonorino, 1978). El tipo de pliegues que se hallan en la Formación Ventana es algo diferente que en la Formación Ñirihuau, pero esta diferencia puede explicarse por su estructura tectónica: la Formación Ventana comprende brechas y rocas volcánicas en bancos gruesos que son relativamente más rígidos que los sedimentos lutíticos y arenosos, bien es-

tratificados, de la Formación Ñirihuau, sin necesidad de suponer dos episodios de deformación.

Los estratos del Grupo Nahuel Huapí muestran inclinaciones moderadas, cuyo orden de magnitud es de unos 10° que buzán principalmente hacia el este. Como excepción, se encuentra en la cuenca Nahuel Huapí-Ñirquinco (Feruglio, 1941; González Bonorino, 1944; Cazau, 1972) un plegamiento marcado, cuyas inclinaciones aumentan hacia el norte. Como máximo estos estratos alcanzan unos 70° de inclinación en el límite del lago Nahuel Huapí, al mismo tiempo que se fallan contra rocas graníticas y metamórficas y rocas hornfelsizadas del Grupo Huemul (como ejemplo, los cerros López, Catedral, Ventana y Ñirihuau).

En el área noreste del río Malleo, desde el lago Tromen hasta más allá del cerro Auca Pan, se encuentran afloramientos de rocas volcánicas andesíticas, dacíticas, liparíticas y basandesíticas, en parte estratificadas, y tobas y brechas, cuya edad podría quizás corresponder a la de la Formación Ventana ("Formación Auca Pan", Turner, 1965, 1973).

Los fósiles hallados en las dos unidades del Grupo Nahuel Huapí sólo permiten ser asignados al Terciario inferior y medio. Las dataciones radimétricas realizadas indican una edad de 60-50 m.a. (Eoceno) para algunos cortes de rocas de este grupo (U. G. Cordani, comunicación escrita, 1974). González Díaz (1979) ha datado algunas rocas volcánicas del área de lago Trafulrío Minero, en 42-55 m.a.

En su estudio de la zona del lago Nahuel Huapí-Alto río Limay, Uliana (1978) concluyó que la Formación Ventana es de edad eocena, pero la Formación Ñirihuau sería del Mioceno inferior. Sin embargo, hay que recordar que, entre la Formación Ventana y la Formación Collón Curá (Mioceno), la edad de la Formación Ñirihuau parece ser más cercana a la primera, probablemente eoceno (en efecto, en estas Formaciones del Grupo sus estratos presentan una probable concordancia o pseudoconcordancia), y que después se produjeron plegamientos y erosiones importantes, antes de depositarse sedimentos de la Formación Collón Curá.

Formación Collón Curá (Roth, 1899;
Groeber, 1929)

La Formación Collón Curá está integra-

da por un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias de extensa distribución areal en la región patagónica argentino-chilena. En Chile, esta Formación se distribuye casi uniformemente en la parte cordillerana, y presenta materiales volcánicos, mientras que en la Argentina sus afloramientos de la Cordillera Norpatagónica se limitan a ciertas zonas y sus estratos son más sedimentarios. Hacia la Patagonia extra-andina sus afloramientos se extienden en una región más amplia y continua.

En la Argentina, la Formación Collón Curá ha sido reconocida —y en partes mapeada— en la región extra-andina, por ejemplo en los estudios de Roth, Groeber, Feruglio, Cabrera y Wichmann, entre los más antiguos.

Los estudios de esta Formación en la parte cordillerana son principalmente los de Groeber (1929) y Turner (1973). Turner publicó de la Carta Geológica-Económica de la República Argentina, la Hoja 37a-b, en escala 1.200.000. Las rocas estratificadas contienen tobas, tufitas, areniscas, conglomerados tobáceos, aglomerados, etc. (Turner, 1973). Además, alternan coladas de basaltos e ignimbritas, como por ejemplo en el área del río Collón Curá en dirección del río Limay. Los estratos están depositados en cubetas con ejes de dirección principalmente sureste, y tienen fallas en sus bordes, pero no muestran inclinaciones tectónicas. Los sedimentos detríticos con capas de basaltos, en la zona de Junín de los Andes y la sierra de Mamil Malal, se destacan por un aumento de diámetros de sus clastos. De acuerdo con nuestro estudio de campo y petrográfico, se ha demostrado que efectivamente los afloramientos de estas rocas se continúan a lo largo de esta sierra y terminan —con su interrupción en el zócalo granítico— en la base principal del cerro Lanín. Allí este conjunto de estratos volcánicos semi-horizontales está cubierto por una delgada costra actual de materiales detríticos sobre la ladera (fig. 4). La base del cerro Lanín contiene rodados, bloques y tobas gruesas, alternando con lavas de basalto y basandesitas. Este cerro —un falso volcán— no contiene, por supuesto, depósitos de rocas piroclásticas, vítreos con bombas, lapilli o cenizas en la ladera. Los verdaderos volcanes son los que se encuentran en los conos y cráteres, en la región chilena, cuya edad es bastante más joven (Plioceno; fig. 4; véase acápite siguiente).

Estas rocas volcánico-sedimentarias que

se extienden desde el cerro Lanín hacia el área del río Collón Curá y su continuación por el río Limay, muestran las mismas características geológicas y petrológicas del cerro Tronador y su extensión en el Alto Río Manso. Ljungner (1931) y Larsson (1941) estudiaron la geología y petrología de esta zona. Las rocas de la "Serie Tronador" contienen capas de conglomerados, brechas, tobas, ignimbritas, etc., con lavas de basalto y basandesitas. En este cerro se observan sedimentos mal estratificados alternando con lavas, mientras que en la parte baja, sobre el lado sur-este —Alto Río Manso— se depositaron capas algo más finas y con menor proporción de lavas. Esta lengua de estratos volcánicos se apoya sobre basamento erosionado. Los espesores de los estratos del Tronador y Lanín son de unos 2.000 metros cada uno, como mínimo.

Ljungner (1931) asignó a la "Serie Tronador" una edad demasiado joven, interglacial. En realidad, cuando comenzaba la glaciación ya estaban depositados la totalidad de estas capas y además bastante erosionadas. La fisiografía actual de los cerros Tronador y Lanín es similar a la inmediatamente anterior a la época glacial; con la excepción de los valles en U, circos, etc. En el Mioceno se formaron extensos domos volcánicos que fueron erosionados en parte durante el final del Mioceno y principio del Plioceno, y finalmente se formaron —más bien del lado chileno— conos de lavas del Plioceno-Pleistoceno (acápite "Vulcanismo de tipo cráter", etc.; fig. 4). Un ejemplo es la diferencia morfológica y estructural entre el cerro Tronador, muy erosionado, en comparación con el pequeño cerro Volcánico de edad pliocena o pleistocena, formado por bombas, lapilli y cenizas (véase Larsson, 1941; fig. 9).

Los estratos volcánicos de la Formación Collón Curá en los cerros Lanín y Tronador se continúa hacia el lado chileno. Estas vulcanitas están depositadas sobre basamento granítico con fuerte relieve y erosionado. Aguirre y Levi (1964), que han estudiado las rocas de la llamada "Serie efusiva máfica", señalaron la forma de "cadenas altas y continuas en forma de terrazas y constituida por capas horizontales disectadas por profundos valles en U", mientras que "la unidad más joven está constituida por conos volcánicos activos y apagados". Un ejemplo de la serie antigua es la Cordillera Nevada, al sur del lago Ranco, mientras que en otros lugares se encuentran volcanes jóvenes con

cráteres, conos y calderas (Aguirre y Levi, 1964; véase acápite siguiente). Estos autores suponen que sus edades serían probablemente terciaria superior pasando al Reciente. Por otra parte, Moreno y Parada (1976) admiten que estas unidades llamadas "Rocas volcánicas glaciales" y "Rocas volcánicas no glaciales" corresponden a dos edades, entre el Terciario superior y Cuaternario.

El presente autor opina que estas dos series corresponden al Mioceno y al Plioceno (Pleistoceno), sobre la base de correlaciones con el área argentina. Los estratos volcánicos glaciados miocenos están realmente desgastados y en partes también fracturados, comparados con los conos volcánicos pliocenos que no muestran mayor erosión. Sin embargo, la segunda unidad, que Moreno y Parada (1976) suponen como de edad posglacial, es en realidad preglacial, como se muestra en el siguiente acápite.

Estas rocas de la "Serie Efusiva" o "Roca Volcánica Glaciada" se continúan al norte de la Cordillera Principal (30° 39' LS), donde González y Vergara (1962) las denominaron "Formación Cola de Zorro". Esta formación en la región chilena es efectivamente de edad miocena, según Davidson y Vicente (1973).

En conclusión, se ve claramente que las rocas de la Formación Collón Curá se extienden desde el lado argentino sobre el límite cordillerano en los cerros Lanín y Tronador, descendiendo al oeste en la faja que bordea el lado chileno.

Dataciones radimétricas de rocas volcánicas dieron 20-27 m.a. en Chile (Los Angeles, Temuco; Vergara y Munizaga, 1974) y 15 m.a. en Argentina (Pilcaniyeu, Río Negro; U. G. Cordani, comunicación epistolar, 1973). En las rocas sedimentarias del área extra-andina se hallan numerosos fósiles de mamíferos de edad miocena según varios autores (Ameghino; Roth; Cabrera; Feruglio; Pascual; etc.).

Vulcanismo de Tipo Cráter y Glaciarismo Montañoso

Los cráteres volcánicos jóvenes (fig. 4) en parte activos, se extienden entre los paralelos 38° y 45° a lo largo de la Cordillera Norpatagónica, principalmente chilena. Este vulcanismo, cuya edad es en su mayor parte pliocena, contiene, entre otros volcanes, el Llaima, Villarrica, Choshuenco, Puyehue, Casablanca, Osorno, Calbuco, Yate, Hornpi-

ren, Huaqui, Michinpavida, Yelcho y Corcovado. Desde el paralelo 38° hacia el norte, en la Cordillera Principal, los conos volcánicos disminuyen en área, al mismo tiempo que ascienden sobre la plataforma erosionada a lo largo del límite cordillera-no, con alturas de unos 4.000 m sobre el nivel del mar. Un ejemplo son los volcanes Descabezado Grande y Chico y el Planchón (González y Vergara, 1962). La litología presenta lavas basálticas, basandesitas y andesitas piroxénicas principalmente y algunas dacitas, y gran proporción de brechas y tobas que contienen en partes bombas, lapilli y cenizas que forman conos y cráteres (Pichler y Zeil, 1972; Di Biasi, 1976).

Del lado argentino las lavas pliocenas son estratocapas delgadas de basaltos, con reducidos domos esparcidos y en gran parte depositados sobre los estratos de la Formación Collón Curá. La posición areal de estos basaltos se encuentra más bien hacia el este de la cordillera, pues hacia el oeste, más cerca del límite, se han erosionado durante el arqueamiento y ascenso de esta cordillera. Estos domos chatos son, entre otros, el cerro Los Paisanos (Mesada Los Menucos), cerro Moro (Pampa de Chichahuay) y el Escorial de Chenqueñiyeu (Las Bayas). Hacia el norte, fuera de la Cordillera Norpatagónica, se continúan más allá de Zapala, y también hacia el este, en la Patagonia extra-andina. De nuevo, la edad es pliocena (Valencio *et al.*, 1969), aunque habrían algunos domos parásitos pleistocenos.

Algunos autores que han estudiado estos volcanes chilenos demuestran que su edad sería pleistocena ("Rocas volcánicas no glaciadas", Moreno y Parada, 1976). En el presente, el autor ha demostrado en cambio que estos volcanes son algo más viejos—del Plioceno— aunque algunos conos parásitos son cuaternarios (véanse Vergara y Drake, 1976). El hecho que la forma morfológica de los volcanes grandes y medianos—por lo menos— parecería no tener erosiones glaciarias se debe a: 1) la morfológica de la Cordillera patagónica septentrional representa erosiones nivales muy poco desgastadas, en comparación con la del área austral; y 2) después que sus conos fueron erosionados durante la glaciación, algunos de ellos han continuado depositándose sobre la superficie, por materiales piroclásticos, durante el Cuaternario posglacial.

Naturalmente, entre los supuestos "glaciados" y "no glaciados" se demuestran en realidad dos hemisiclos bien definidos que

incluyen estratos volcánicos miocenos —Formación Collón Curá— por un lado y los cráteres pliocenos por el otro. Vergara y Drake (1976) han demostrado, por ejemplo, que en Chile los volcanes se formaron en el Mioceno medio a inferior y en el Plioceno, con hiatos bien definidos. En el lado argentino Valencio *et al.* (1969) señalaron prácticamente los mismos episodios. Es interesante destacar el hecho que tanto en el lado argentino como en el chileno sus límites de pico en el hemisiclo tienden a subir en dirección norte en sentido del tiempo, sobre la Cordillera Principal, según han sido señalados por estos autores (Valencio *et al.*, 1969; Vergara y Drake, 1976).

Estos límites de edad entre el vulcanismo plioceno y la glaciación sería de unos 5 m.a. (Valencio *et al.*, 1969). En este lapso la Cordillera Norpatagónica representaba valles relativamente amplios y poco profundos, donde se habían depositado capas de la Formación Collón Curá, en partes cubiertas por delgadas lavas basálticas pliocenas, del lado argentino. Esta cordillera comenzó a levantarse por arqueamiento amplio; al mismo tiempo se produjo, en partes, erosión y aterrazamiento. Los límites de altitud entre las lavas pliocenas y la máxima glaciación—por ejemplo, el Escorial del Chenqueñiyeu y la morena Nahuel Huapi— representan unos 400 metros (igual a 1.200 m menos 800 m), mientras que entre estas morenas y sus límites de aterrazamiento actual son del orden de 10 metros.

El límite areal de la glaciación morénica, del lado este, se caracteriza por la morena Nahuel Huapi. La posibilidad de que las morenas se extendieran hacia el este no ha sido todavía aclarada, debido a que la litología y morfología de la morena Nahuel Huapi son perfectamente modeladas, muy diferentes a los depósitos muy erosionados del área del río Pichileufú y el Pilcañiyeu, los que podrían ser quizás no glaciales. Otro ejemplo es la de la morena Epuyén, similar a la del Nahuel Huapi, cuya extensión hacia la zona Ñorquincó sería por lo menos cuestionada.

RESUMEN DE LA HISTORIA GEOLOGICA

En la Protopatagonia se formaron probablemente, durante el Precámbrico y el Paleozoico inferior, un conjunto de complejos diastróficos quizás con relativo espesor, que actualmente no han sido loca-

lizados por afloramientos. En el Paleozoico medio y superior se originaron otros complejos sedimentarios, metamórficos y magmáticos. Estos estratos terrígenos (Formación Panguipulli), que se extendieron fuera de la precordillera andina, se plegaron y metamorfizaron y luego fueron instruidos, probablemente, por plutones ácidos, a fines del Paleozoico medio (A-B, fig. 3 a).

El siguiente episodio se caracteriza por la depositación de una serie sedimentaria terrígena marina (Sistema de Tepuel), en el Carbónico. Además de la erosión en estas áreas es posible que estos estratos estuvieran depositados en una cuenca marginal con respecto a la Cordillera Norpatagónica (A-B, fig. 3 a).

En un tercer ciclo se desarrolló un complejo volcánico-sedimentario (Grupo Huelmul) en el Pérmico. En el Pérmico y/o Triásico inferior se produjo una estructura de plegamientos con intrusiones graníticas (C, fig. 3 a). En este complejo granítico, cuya edad se extiende desde el Paleozoico superior hasta probablemente el Triásico inferior, se distinguieron por lo menos tres ciclos magmáticos (Complejo Intrusivo Granítico). Este complejo ocupaba una extensa región de la Patagonia y áreas adyacentes y se considera como el último basamento; no hubo posteriormente ningún ciclo diastrófico en la región pre-Cordillerana Norpatagónica.

En la Cordillera Patagónica y particularmente en la pos-cordillera comenzó en el Triásico superior un ciclo de vulcanismo ácido, de posición epicontinental (Formación Paso Flores), que se continuó con estratos sedimentarios plantíferos, terminando con estratos marinos fosilíferos (Formación Piltriquitrón; Liásico). En los sectores adyacentes de la cordillera andina, tanto del lado norte como del sur, se continuó la secuencia en el resto del Mesozoico. En cambio, en la pre-Cordillera Norpatagónica y en la continuación este de la Patagonia extra-andina se produjo un levantamiento y erosión durante el resto del Mesozoico y el Paleoceno (D, fig. 3 a).

Después de un prolongado período erosivo se inició un ciclo volcánico y sedimentario transgresivo durante el Eoceno, donde se acumularon un espesor moderado de rocas en un área deprimida, en partes en un mar poco profundo (Formación Ventana). Al mismo tiempo en que se acumularon estas rocas estratificadas se produjeron volcanes hipabisales ácidos en formas de domos y

“stocks” en el basamento y en la parte inferior de la Formación Ventana (E-F, fig. 3 a).

La extensión actual de esta cuenca siguió hacia el sur de Mendoza hasta más allá del Chubut, mientras que en la dirección este-oeste se continuó desde la zona patagónica extra-andina hacia el límite internacional. Probablemente esta formación se extendió hasta el Pacífico.

En la última secuencia de este ciclo, probablemente eoceno, se depositaron nuevos estratos marinos en un área más limitada (Formación Ñirihau).

Durante el Oligoceno y Mioceno ocurrieron la fracturación, basculación y ascenso de las distintas unidades, y se formó la verdadera Cordillera Andina. A pesar de este movimiento, los estratos del Grupo Nahuel Huapí mantuvieron posiciones casi horizontales, excepto en los alrededores del lago Nahuel Huapí sur donde se plegaron fuertemente.

Formada ya esta Cordillera, se produjo en el Mioceno un nuevo vulcanismo mucho más restringido en comparación con los volcanes eocenos. Estos volcanes estratificados en el lado chileno se depositaron sobre una fisiografía montañosa, mientras que del lado argentino se derramaron sobre los depósitos sedimentarios en formas de cubetas hacia el este y sudeste. De la parte chilena y en el límite internacional estas rocas tenían en partes gruesos espesores, o domos, entre los cuales se encuentran los posteriormente erosionados cerros Lanín y Tronador (G, fig. 3 b).

El siguiente episodio muestra un nuevo vulcanismo en forma de conos con cráteres en el lado chileno, en el Plioceno, culminando en partes en el Cuaternario. Mientras tanto, la cordillera se ha levantado en unos 1.500 metros más con respecto al Mioceno y se ha erosionado en forma considerable.

Cuando ya estaba fuertemente erodada y elevada, ocurre la glaciación andina. El límite oriental de las morenas no alcanza más lejos que el borde de la Cordillera Norpatagónica (H, fig. 3 b).

Este, es pues, el modelo estratigráfico y tectónico de la Cordillera Norpatagónica, cuyo esqueleto representa esencialmente el complejo Variscico (fig. 1). En los sectores adyacentes de la Cordillera de los Andes se observan dos complejos aflorantes, correspondientes al geosinclinal Variscico y al geosinclinal Andino o Magallánico. En la

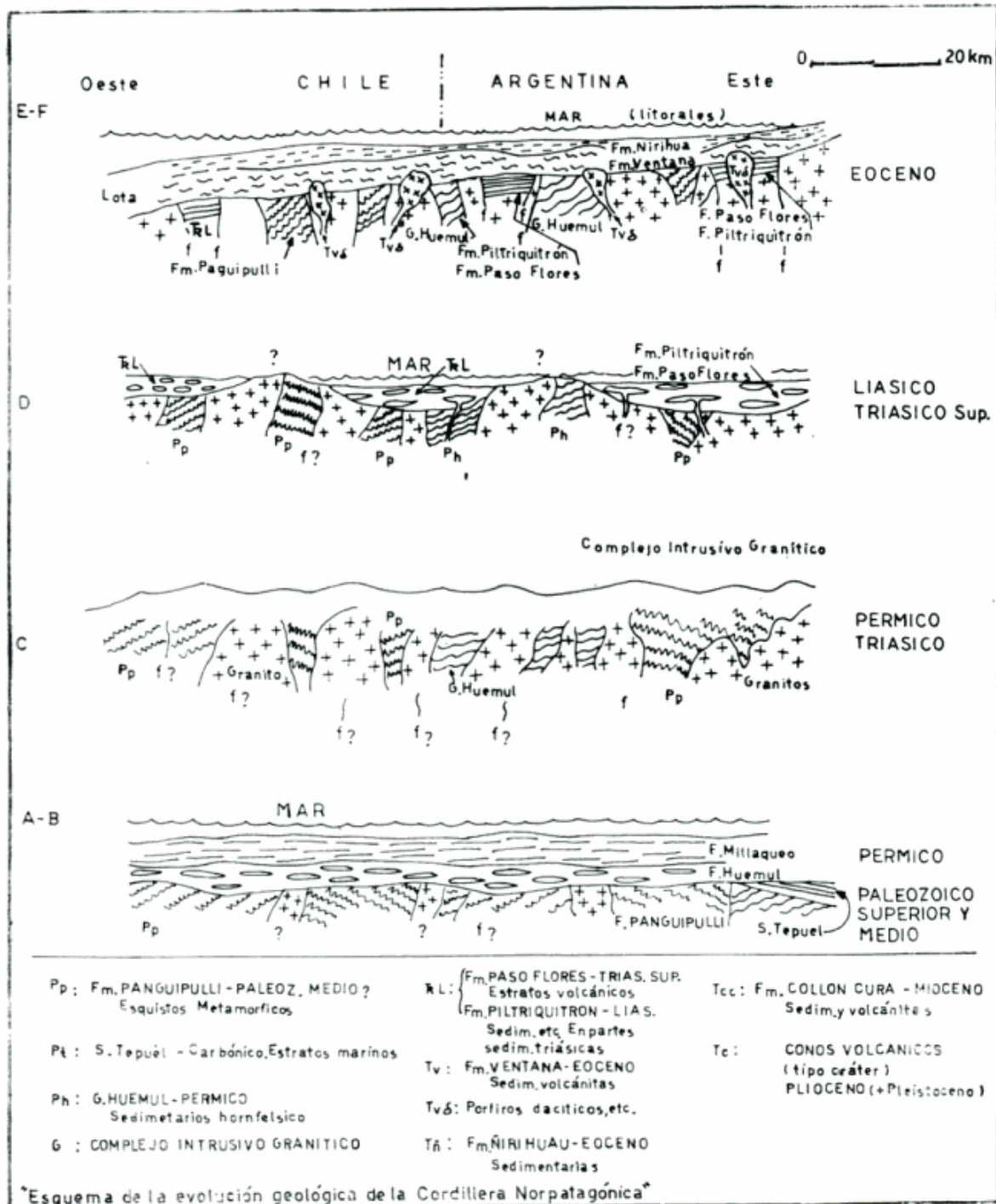


Figura 3a.

Cordillera Surpatagónica y Fueguina el complejo Variscico, que constituye el núcleo de la Cordillera Surpatagónica, se va reduciendo y aparecen en cambio los importantes afloramientos del geosinclinal magallánico. En la Cordillera Surpatagónica los estratos volcánicos y sedimentarios de edad Jurásica y Cretácica, muestran débiles espesores y presentan plegamientos muy moderados, mientras comienzan recién a in-

truirse batolitos dioríticos jóvenes entre el Cretácico y el Terciario inferiores (cerro San Lorenzo, Fitz Roy, Paine, etc.). En la Cordillera Fueguina, —por ejemplo en la zona del Canal de Beagle— la casi totalidad de los afloramientos expuestos inferiores —la Formación Yaghan— plegados e intruidos por rocas dioríticas muy jóvenes (Kranck, 1932; Katz y Watter, 1966).

Además de la expansión areal del Geo-

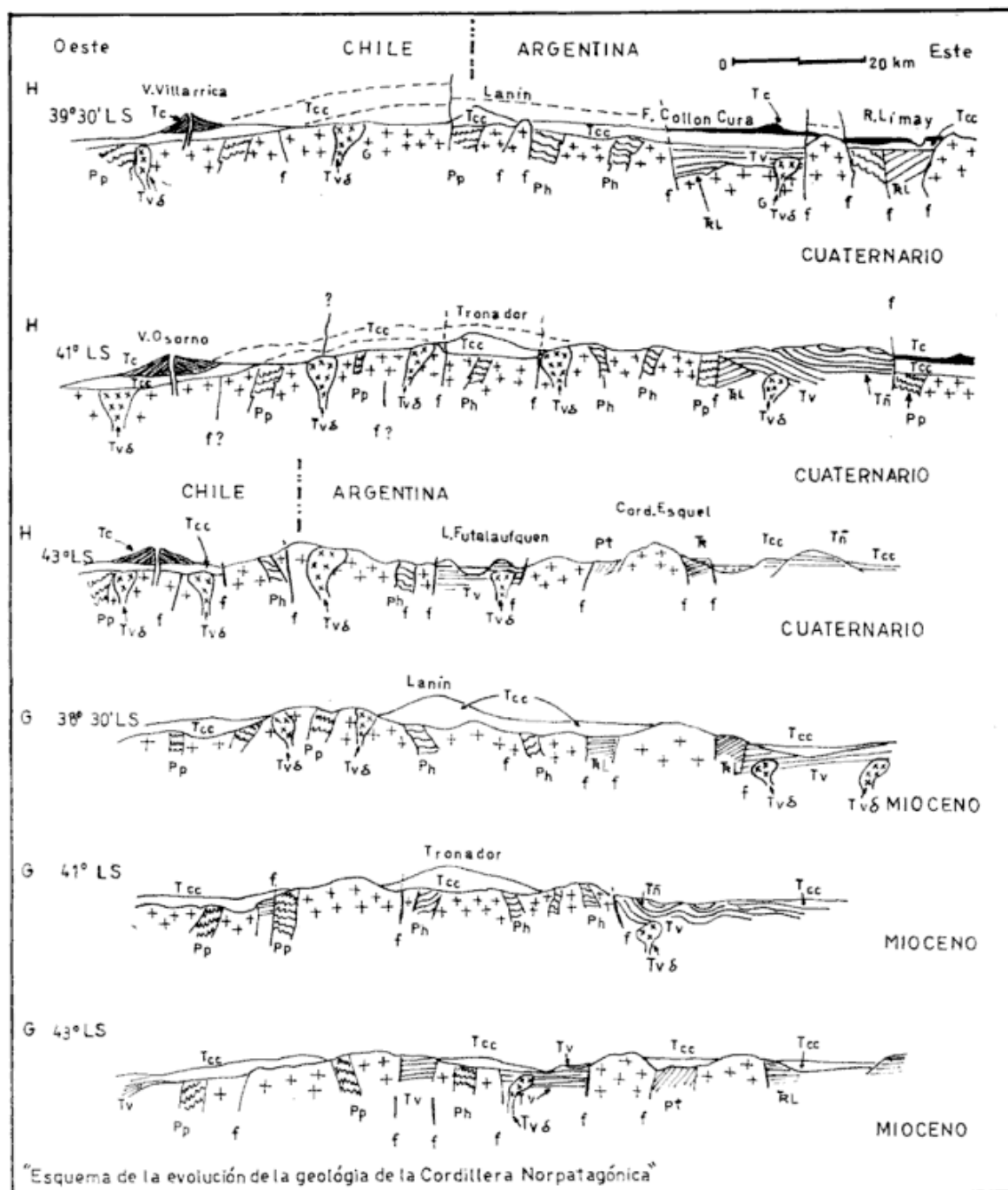


Figura 3b.

sinclinal Magallánico, se nota que entre la Cordillera Surpatagónica y la Fueguina (fig. 1) su ambiente varía desde nerítico (F. Quemado, F. Zapata) hacia batial (F. Yaghan).

El margen occidental del continente sudamericano se caracteriza por la presencia de una zona de subducción. Casi con seguridad, la subducción comenzó antes del Jurásico. La velocidad de subducción dis-

minuye, en general, de norte a sur (James, 1971; Scholl *et al.*, 1970), y es casi nula a la latitud de la Cordillera Norpatagónica. De manera especulativa, es posible postular que esta situación existió durante todo el Mesozoico y que el ascenso del zócalo en la Cordillera Norpatagónica —y por ende su comportamiento particular respecto de los sectores adyacentes— se debió a la baja velocidad de subducción.

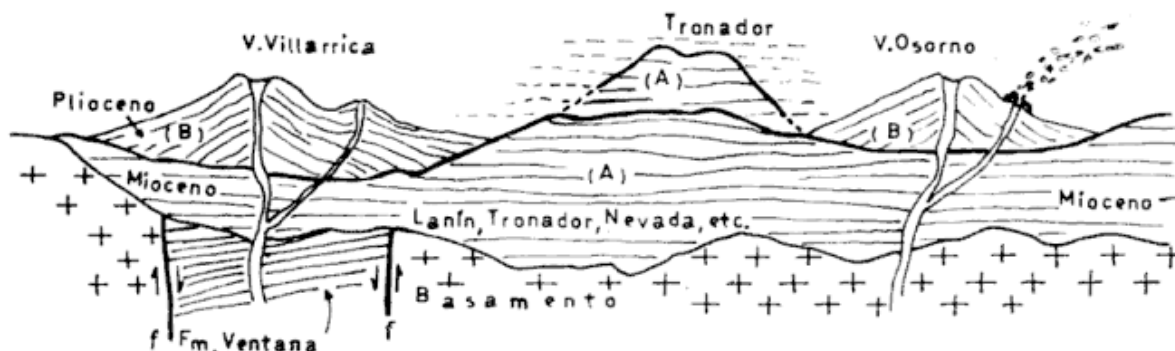


Fig. 4.— Durante el Mioceno, en la Cordillera —cuya fisiografía era menos montañosa— se depositaron estratos volcánicos (Lanín, Tronador, Nevada, etc.). Fuera del límite internacional los depósitos de las cuencas sedimentarias se extendieron hacia el este (F. Collón Curá). En el Mioceno superior y principio del Plioceno los estratos ha sido en partes erodados. (B): En el Plioceno se instalaron volcanes en conos y cráteres principalmente del lado chileno, que presentan flujos de lavas, bombas, cenizas, etc., que terminan en eyecciones de líquidos y gases. La erosión glacial de las laderas podría depositarse nuevamente en estas superficies, hasta el Holoceno.

Conclusiones

Las conclusiones principales de este estudio son las siguientes:

- 1.— La correlación de las unidades se continúan probablemente a través del límite internacional.
- 2.— Los afloramientos de rocas metamórficas paleozoicas corresponderían a la misma unidad temporal.
- 3.— Las rocas del Complejo Intrusivo Granítico comprenden probablemente varios ciclos cuyas edades serían desde el Paleozoico medio a superior hasta, quizás, el Triásico inferior.
- 4.— El complejo volcánico estratificado triásico superior-liásico, cuya área formacional se extiende probablemente en toda la cordillera, no ha sido intruido por plutones graníticos.
- 5.— La falta de grandes espesores de depósitos jurásicos y cretácicos en la Cordillera Norpatagónica, en contraste con sectores adyacentes cordilleranos, es debido a un ascenso del zócalo.
- 6.— Los estratos volcánicos de la Formación Ventana comenzaron a depositarse cuando al mismo tiempo se produjeron intrusiones de rocas ácidas volcánicas e hipabisales, de edad eocena.
- 7.— En el Mioceno se depositaron nuevamente estratos —F. Collón Curá— con carácter volcánico del lado chileno y más sedimentario del lado argentino. Los cerros Lanín y Tronador son ejemplos de domos basálticos, actualmente bastante erosionados.
- 8.— Los últimos volcanes, en formas de conos y cráteres, se instalaron principalmente en el Plioceno.

Agradecimiento

El autor desea señalar sus reconocimientos por sus revisiones y comentarios a los doctores G. González Bonorino y E. A. Domínguez, respectivamente.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aguirre, L. y B. Levi, 1964. *Geología de la Cordillera de los Andes de las Provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue*. Inst. Inv. Geol. 17: 5-37, Santiago.
- Caminos, R., 1972. *Cordillera Frontal*. Geología Reg. Arg., Acad. Nac. Cs. :305-343, Córdoba.
- Cazau, L., 1972. *Cuenca de Ñirihuau-Norquincó-Cushamen*. Acad. Nac. Cs. Geología Regional Arg., :727-740, Córdoba.
- Cazaubon, J., 1947. *Una nueva flórmula jurásica en el cordón de Esquel en Chubut meridional*. Soc. Geol. Arg., Rev. II (1): 51-58, Buenos Aires.
- Davidson, J. y J. C. Vicente, 1973. *Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza en las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina)*. Ac. V Cong. Geol. Arg. :11-58 Buenos Aires.

- Dessanti, R. N. y R. Caminos, 1967. *Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, Prov. de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (2): 135-162, Buenos Aires.
- 1972. *Andes patagónicos septentrionales*. Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Cs., :655-687, Córdoba.
- Di Biase, F., 1976. *Geología del Grupo volcánico Mocho-Choshuenco, Prov. de Valdivia, Chile*. Acta I Congr. Chileno, II: 1-18, Santiago.
- Digregorio, J. H., 1972. *Neuquén, Geol. Reg. Argentina*. Acad. Nac. Ciencias :439-506, Córdoba.
- Ferello, R., 1947. *Los depósitos plantíferos de Piedra del Aguila (Neuquén), etc.* Bol. Inf. Petrol. (278): 248-261, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la hoja geológica 40b, San Carlos de Bariloche*. Bol. Inf. Petroleras (18): 27-62, Buenos Aires.
- 1949-1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dir. Gral. YPF (I, 345-II), Buenos Aires.
- Fossa Manchini, E., 1937. *La formación continental del Paso Flores en el Limay*. Notas Museo de La Plata, II, Geol. (3): 89, La Plata.
- Fuenzalida, H., 1946-1947. *Informe geológico sobre la región del río Puelo*. Bol. Mus. Hist. Nac. 23: 79-106, Santiago.
- Galli, C. A., 1953. *Acerca de una nueva interpretación de las formaciones reticolíasicas de la Patagonia septentrional*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII (4), Buenos Aires.
- 1954. *Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila*. Dir. Nac. Geol. Min, Buenos Aires.
- González, O. y M. Vergara, 1962. *Reconocimiento geológico de la alta cordillera de los Andes, entre los paralelos 35° 38' Sur*. Anal. Fac. Ciencias Matem., 24: 20-108, Santiago.
- González Bonorino, F., 1944. *Descripción geológica y petrológica de la Hoja 41b, Río Foyel (Terr. de Río Negro)*. Dir. Minas Geol. Hidr. Buenos Aires, Bol. 56, Buenos Aires.
- 1947. *Contribución a la petrología del noroeste de la Patagonia*. Rev. Museo La Plata (Geol.): 1-189, La Plata.
- 1970. *Serie metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central*. Univ. Chile, Dep. Geol. Publ. 37: 1-67, Santiago.
- 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao*. Fundación Bariloche, Publ. 16: 1-53, Buenos Aires.
- 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Porfirítica" de la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIX (2): 145-154, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región San Carlos de Bariloche*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (3): 175-210, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1978. *Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° 30' de la latitud Sur (Prov. del Neuquén)*. Resumen Geol. Rec. Nat. Neuquén, VII Congr. Geol. Arg. :21-22, Buenos Aires.
- 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, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y J. R. Valvano, 1978. *Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Trafal (Prov. Neuquén)*. Resumen Geol. Rec. Nat. Neuquén. VII Congr. Geol. Arg. :22, Buenos Aires.
- Greco, R., 1973. *Hoja geológica 40a. Monte Tronador*. Fundación Bariloche, inédito, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología de Neuquén, Sur de Mendoza y región adyacente*. Dir. Nac. Min. Geol. Hidr. 58 :1-109, Buenos Aires.
- 1942. *Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41 y 44 y hasta los meridianos 69 y 17*. En Iº Congr. Pan. Ing. Minas Geol., 1º, 2º :368-379, Santiago.
- 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°; I. Hoja Chos Malal*. Soc. Geol. Arg., Rev. I :177-208, Buenos Aires.
- 1953. *Mesozoico: Triásico, Jurásico y Cretácico*. Geogr. Rep. Arg., II GAEA, Buenos Aires.
- Halpern, M., E. Linares y C. O. Latorre, 1971. *Edad rubidioestroncio de rocas volcánicas e hipabisales (?) del área norte de la Patagonia, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2): 169-174, Buenos Aires.
- Halpern, M., M. Umpierre y E. Linares, 1972. *Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean geologic provinces*. Proy. Int. Manto Super. :345-356, Buenos Aires.
- Halpern, M., P. N. Stipanovic y R. O. Toubes, 1975. *Geocronología (Rb/Sr) en los Andes australes argentinos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 30 (2): 180-192, Buenos Aires.
- Hervé, F., H. Moreno y M. A. Parada, 1974. *4 Nuevos antecedentes sobre la geología de la Cordillera de los Andes de la Prov. de Valdivia*. Dep. Geol., Univ. Chile.
- 1974. *Granitoids of the Andean Range of Valdivia Province, Chile*. Pacif. Geol. 8: 39-45, Tokio.
- Hervé, F., R. Thiele y M. A. Parada, 1976. *Observación geológica en el Triásico de Chile Central entre las latitudes 35° 30' y 40° 00' Sur*. Acta Iº Congr. Geol. Chileno, A: 297-313, Santiago.
- Katz, H. R., 1963. *Revisión of cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes, Prov. Chile*. A.A.P.G. Bull. 47 (3): 506-524, Tulsa.
- Katz, H. R. y W. A. Watters, 1966. *Geological investigation of the Yahgan formation (Upper Mesozoic and associated igneous rocks of Navarino Island, South Chile)*. N. Zealand Jour. Geol. Geoph., 9 (3): 323-359, Wellington.
- Kranck, E. H., 1932. *Geological investigation in the Cordillera of Tierra del Fuego*. Act. Geograph., 4 (2): 231, Helsinki.

- James, D. E., 1971. *Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes*. Geol. Soc. America, Bull., 82 (12): 3325-3346.
- Lambert, L. R., 1946. *Contribución al conocimiento de la sierra de Chacaicó, Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev. I (4), Buenos Aires.
- 1948. *Geología de la zona de las cabeceras del río Catán Lil, Neuquén*. Soc. Geol. Arg., Rev. III (4), Buenos Aires.
- Larsson, W., 1941. *Petrology of interglacial volcanics from the Andes of Northern Patagonia*. Bull. Geol. Inst., Upsala, 28: 191-405, Upsala.
- Lizuaín, A., 1979. *La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, Provincia de Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 69-72, Buenos Aires.
- Ljungner, E., 1930-1932. *Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera*. Bull. Geol. Inst., Upsala, 23: 203-242, Upsala.
- Moreno, M. y M. A. Parada, 1976. *Esquema geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 39° 00' y 42 30' S*. Acta Congr. Geol. Chileno, I, A: 213-226, Santiago.
- Munizaga, F., 1976. *Geocronología de los esquistos del Sur de Chile*. Resumen Jorn. Trab., IIC, X Aniv., :36-37, Santiago.
- Parker, G., 1973. *Serie vulcánica mesosilícica del sur del Neuquén*. Prov. de Neuquén. Acta 5º Congr. Geol. Arg., III: 279-291, Buenos Aires.
- Pichler, J. y W. Ziel, 1972. *Chilean Andesites. Crust or Mantle Derivation?* Com. Arg. Manto Superior, II: 361-371, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1958. *El bloque varisco de la Cordillera Frontal de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXI: 165-196, Buenos Aires.
- Quensel, P. D., 1911. *Geologisch-petrographische studien in der patagonischen Kordillera*. Bull. Geol. Inst., Upsala, 9: 1-114, Upsala.
- Rolleri, E. O., 1969. *Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel*. VI Jorn. Geol. Arg., II: 273-277, Buenos Aires.
- Roth, S., 1922-24-25. *Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia, etc.* Rev. Mus. La Plata, 26: 333-392, La Plata.
- Scholl, D. W., M. V. Christensen, von Hoene y M. S. Maslow, 1970. *Perú-Chile trench sediments and sea-floor spreading*. Geol. Soc. Amer. Bull., 81 (5): 1339-1960.
- Stipanovic, P. y E. J. Methol, 1972. *Macizo de Somon Curá*. Geol. Reg. Arg., Ac. Nac. Cs. :581-600, Córdoba.
- Suero, T., 1948. *Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extra-andina de Chubut*. Bol. Int. Petrol. (287): 31-48, Buenos Aires.
- Thiele, R., F. Hervé y M. A. Parada, 1976. *Bosquejo geológico de la isla Huapi, lago Ranco, Prov. de Valdivia, etc.* Acta Iº Congr. Geol. Chileno, A: 115-136, Santiago.
- Toubes, R. O. y J. P. Spikerman, 1973. *Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica, etc.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (4): 382-399, Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1965. *Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Prov. de Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (2): 153-184, Buenos Aires.
- 1965. *Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Prov. de Neuquén)*. Bol. Acad. Nac. Ciencias, 55: 5-50, Córdoba.
- 1973. *Descripción geológica de la Hoja 37a-b. Junín de los Andes. Prov. de Neuquén*. Ser. Nac. Min. Geol. Bol. 138: 1-86, Buenos Aires.
- Turner, J. C. M. y L. B. Cazau, 1978. *Estratigrafía del Pre-Jurásico*. Relatorio Geol. Rec. Nat. Neuquén, VII Congr. Geol. Arg. :25-36, Buenos Aires.
- Uliana, M. A. 1978. *Estratigrafía del Terciario*. Relatorio, Geol. Rec. Nat. Neuquén, VII Congr. Geol. Arg. :67-84, Buenos Aires.
- Valencio, D. A., E. Linares y K. M. Creer, 1969. *Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y de Neuquén*. Actas Cuarta Jorn. Geol. Arg., II: 397-415, Buenos Aires.
- Vergara, M. y R. Drake, 1976. *Evidencias de periodicidad en el volcanismo cenozoico de los Andes Centrales*. Actas Geol. Chil., II, F: 154-162, Santiago.
- Yrigoyen, M. R., 1972. *Cordillera Principal. Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., :345-364, Córdoba.

Recibido: julio 1º, 1978; junio 13, 1979.

FELIX GONZALEZ BONORINO

Fundación Bariloche
8400 San Carlos de Bariloche
Río Negro

CICLO EXÓGENO DEL MANGANESO, AREAS POTENCIALMENTE MINERALIZADAS

MARGARITA REINOSO

Resumen

Se analiza el ciclo exógeno del manganeso con el fin de establecer áreas potencialmente mineralizadas. Su ciclo endógeno queda excluido del análisis, dado que las características fisicoquímicas del manganeso impiden su diferenciación del hierro bajo condiciones de alta presión y/o temperatura. Se llega a la conclusión de que las condiciones óptimas para la acumulación de este elemento en cantidades de interés económico están dadas en una faja relativamente cercana a la costa de las cuencas marinas de las zonas tropicales a subtropicales y mar adentro con respecto a las acumulaciones de hierro que puedan presentarse en estos mismos ambientes.

1. Introducción

El objetivo de este trabajo es, por medio del análisis del comportamiento del hierro y del manganeso, establecer una hipótesis que permita, una vez comprobada, la selección de áreas favorables para la presencia de mineralizaciones de uno u otro elemento en concentraciones de interés económico, en las diferentes unidades de tiempo geológico.

Según los valores de Clarke, en la corteza terrestre, el hierro es cincuenta veces más abundante que el manganeso (Mason, 1960). Desde un punto de vista químico estos dos elementos tienen una serie de afinidades que son bien conocidas y que además se comprueban en los minerales generados bajo condiciones de alta presión y temperatura, donde estos cationes son intercambiables, por ejemplo: bixbyita, $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3$; espinelo; triplita, $(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Ca})_2(\text{PO}_4)(\text{Fe}, \text{OH})$; wolframita, piroxenos, anfíboles, etc. . . .

Sin embargo, muchos autores (Arnould y Routhier, 1956; Barbosa, 1956; Baud, 1956; Rossi, 1964; Vaasjoki, 1956; entre otros) han observado la concentración de manganeso a nivel económico en ambientes geológicos pertenecientes al ciclo exógeno, donde las condiciones de presión y temperatura imperantes son las ordinarias. En este tipo de mineralizaciones, el rasgo más destacado es la neta diferenciación entre el manganeso y el

Resume

L'analyse du cycle exogène du manganèse est fait pour établir la distribution des régions potentiellement mineralisées; son cycle endogène est exclu étant donné les caractéristiques physico-chimiques du manganèse qui empêchent sa différenciation du fer sous conditions de haute pression et/ou température. On arrive à la conclusion que les meilleures conditions pour l'accumulation de cet élément en quantités d'intérêt économique sont données près de la bordure des bassins marins des zones tropicales à subtropicales, et plus loin du rivage par rapport aux accumulations de fer qui puissent apparaître dans le même environnement.

hierro, pues prácticamente no aparecen asociados o, a lo sumo, se presentan uno como impureza en los yacimientos del otro.

2. El proceso desde el punto de vista fisicoquímico

Se hace necesario entonces, elaborar un mecanismo metalogenético que tenga en cuenta esta diferenciación y opere en condiciones geoquímicas de presión y temperatura ordinarias.

Las variables a considerar en este análisis son:

1. En la corteza terrestre el hierro es cincuenta veces más abundante que el manganeso.
2. En el agua de mar actual, el hierro es sólo dos veces más abundante que el manganeso (en función de las solubilidades de cada elemento).
3. La precipitación de éstos cationes en forma de óxidos, hidróxidos, sales, etc., es función de las condiciones de pH y Eh del medio ambiente.

4. Tanto el hierro como el manganeso en solución, se encuentran en estado bivalente.
5. A mayor estado de oxidación, menor solubilidad para ambos elementos.

Marchandise (1956), y otros autores han establecido los diagramas de Eh en función del pH para los procesos de oxidación del hierro y del manganeso. (Figura 1). De este gráfico se desprende que el Eh necesario para la oxidación del hierro de bi- a tri-valente, es notablemente menor que el necesario para pasar el manganeso de bi- a tetra-valente; por lo tanto en condiciones moderadamente ácidas o moderadamente alcalinas el hierro será rápidamente oxidado, precipitando en forma de óxido, mientras que el manganeso permanecerá en solución; la solución se enriquecerá relativamente en manganeso.

A medida que aumenta el pH es menor el Eh necesario para precipitar el óxido de manganeso; cuando la solución alcance tal condición precipitará también el manganeso, pero ya prácticamente no contendrá hierro, o la concentración de este elemento será tan baja que se lo puede considerar inexistente.

Este mecanismo explica desde un punto de vista físicoquímico, la separación tan neta de ambos elementos en las concentraciones generadas en la exósfera.

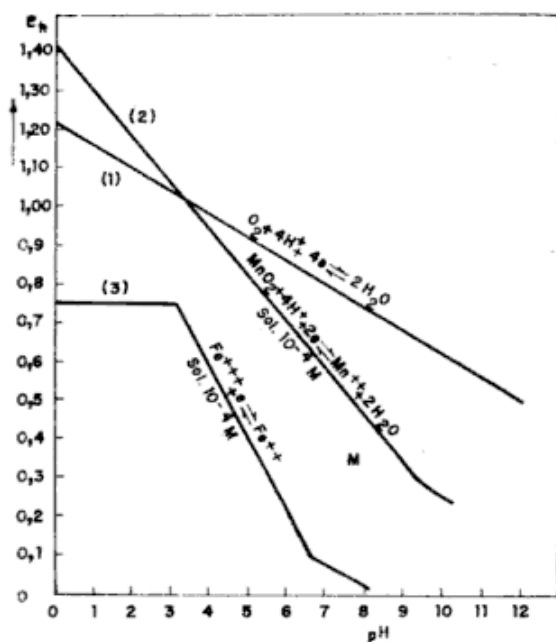


Fig. 1. — Diagrama pH-Eh de la oxidación de Fe y de Mn, según Marchandise 1956, (Routhier 1963).

Se observa que, según la variable enunciada en el punto (2), el volumen de la mineralización de manganeso que es probable encontrar, no puede superar a la mitad del volumen de la mineralización de hierro asociada; la inversa vale.

3. El proceso en la naturaleza

Se analizará la posibilidad de operación en el ciclo exógeno del mecanismo enunciado en el punto anterior.

El punto de partida será el estudio de lo que ocurre en el área de aporte o de proveniencia del material en cuestión. Para movilizar al hierro así como al manganeso es necesario:

- a) un ambiente acuoso y relativamente ácido, que facilite la solubilización de los elementos, por ejemplo los suelos desarrollados en áreas tropicales húmedas;
- a) un clima cálido a templado, que permita el desarrollo de un ambiente lateritizante;
- c) alternancia de temporadas de lluvias abundantes con temporadas secas; durante las primeras se evacuarán los elementos que han sido movilizados durante la segunda de las temporadas enunciadas;
- d) una abundante cobertura vegetal que conserve la humedad en el suelo durante la temporada seca, y evite el encostramiento o fraguado de los materiales producidos por la alteración;
- e) una geomorfología que permita la libre circulación del agua, para evitar la constitución de áreas pantanosas, o sea de ambientes reductores.

La presencia de una roca madre del suelo rica en hierro y manganeso, sólo constituye una variable secundaria que incrementará la cantidad de éstos elementos a movilizar, pero no es un factor imprescindible para la generación de un yacimiento, dado que su presencia puede ser reemplazada por el factor tiempo. Se calcula (Routhier, 1963) que un kilómetro cúbico de roca contiene tres millones de toneladas de manganeso metálico diseminado. La meteorización de un kilómetro cúbico de roca no es un hecho excepcio-

nal en el entorno de la historia geológica, (un kilómetro cúbico es, por ejemplo, una superficie de veinte kilómetros por cincuenta kilómetros y de un metro de espesor, o bien cien mil hectáreas con el mismo espesor).

Es el momento de considerar, que estos factores son los que condicionan un ambiente lateritizante, que en la superficie de la Tierra está restringido a una faja subparalela al Ecuador y que lo contiene.

Una roca sometida a estas condiciones, reaccionará durante la temporada de lluvias liberando en primer término, los elementos más solubles que migrarán hacia la cuenca de sedimentación, generando en ellas sedimentos de tipo químico, como ser: calizas, dolomías, yeso, etc... Luego los seguirán los elementos de la tríada aluminio-hierro-manganeso y la sílice.

Según las curvas de solubilidad de la sílice (SiO_2) y de la alúmina (Al_2O_3) en función del pH, y considerando que bajo las condiciones físico-químicas imperantes en un clima lateritizante donde el pH del medio es ligeramente ácido, entre 6,5 y 7,0, resulta que el óxido de aluminio es menos soluble que el de silicio. Entonces la sílice será llevada con mayor facilidad, dando lugar a depósitos de ftanitas en la cuenca de sedimentación, y tal vez favoreciendo la existencia de una fauna o flora con integrantes que constituyan su esqueleto en base a la sílice (frústulos de diatomeas y radiolarios), la fosilización y la cementación por silicificación de los elementos que constituyen el fondo de la cuenca.

El aluminio permanecerá en el área de aporte, generando acumulaciones de óxidos que pueden llegar a constituir yacimientos de bauxitas.

Queda por analizar la actitud del hierro y del manganeso en la situación planteada.

Al estado bivalente ambos cationes tienen un potencial iónico equivalente, lo que los torna intercambiables en los minerales formados en condiciones de alta presión y temperatura, característica que se da en los entornos del ciclo endógeno de la materia.

Las aguas superficiales de la corteza terrestre —que transportan entre otros elementos al hierro y al manganeso, ya sea como sales en solución o como coloides en suspensión— circulan en general con un pH ácido, como ya se ha dicho de 6,5 a 7,0. Bajo estas condiciones el hierro es mucho más soluble que el manganeso y la solución será por lo tanto mucho más rica en hierro; pero

al aumentar la alcalinidad la solubilidad del hierro decrece notablemente respecto a la del manganeso (a pH = 6, el hierro es cien mil veces más soluble que a pH = 8 (Routhier, 1963).

El transporte del manganeso tiene lugar generalmente en forma coloidal, como ión manganeso ($2+$), sales de $\text{Mn}(\text{OH})_2$ y parcialmente como $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Mn}$ que es muy inestable.

Cuando las aguas que transportan al hierro y al manganeso se vuelcan al mar encuentran allí un pH del orden de 8; la solubilidad del hierro disminuye bruscamente, precipitando la mayor parte del hierro acarreado en la solución en forma de hidróxido férrico.

De ésta manera el agua de mar se verá relativamente enriquecida en manganeso.

Cuando se den en la cuenca las condiciones para la precipitación del manganeso, en forma de óxido tetravalente (MnO_2), también lo hará el hierro, pero poco será lo que queda en la solución con respecto al manganeso; o sea que aparecerá como traza o impureza.

Otra característica del manganeso que puede ser de interés geológico-económico es su polivalencia, que se refleja en las formas minerales en que aparece este elemento:

- Mn^{4+} : pirolusita, psilomelano;
- Mn^{3+} : manganita;
- Mn^{2+} : dialogita, manganocalcita, rodocrosita.

En escala regional se observa que estos minerales se presentan en zonas subparalelas a la línea de costa del mar donde se generaron; ubicándose los más oxidados (pirolusita, psilomelano) hacia el continente y los más reducidos (manganocalcita, rodocrosita) hacia el mar profundo.

Además del aporte a la reconstrucción paleogeográfica que orientará las labores de exploración y desarrollo para los yacimientos de este tipo de mineralizaciones, esta distribución zonal también da una idea de la variación de las condiciones oxidantes o reductoras del medio considerado, lo que permite orientar la prospección por otros elementos propios de un ambiente marino.

Entonces, en base a lo antedicho, en una cuenca marina donde el material aportado proviene de una región cuyas características climáticas y geográficas han condicionado la existencia de un ambiente lateritizante que

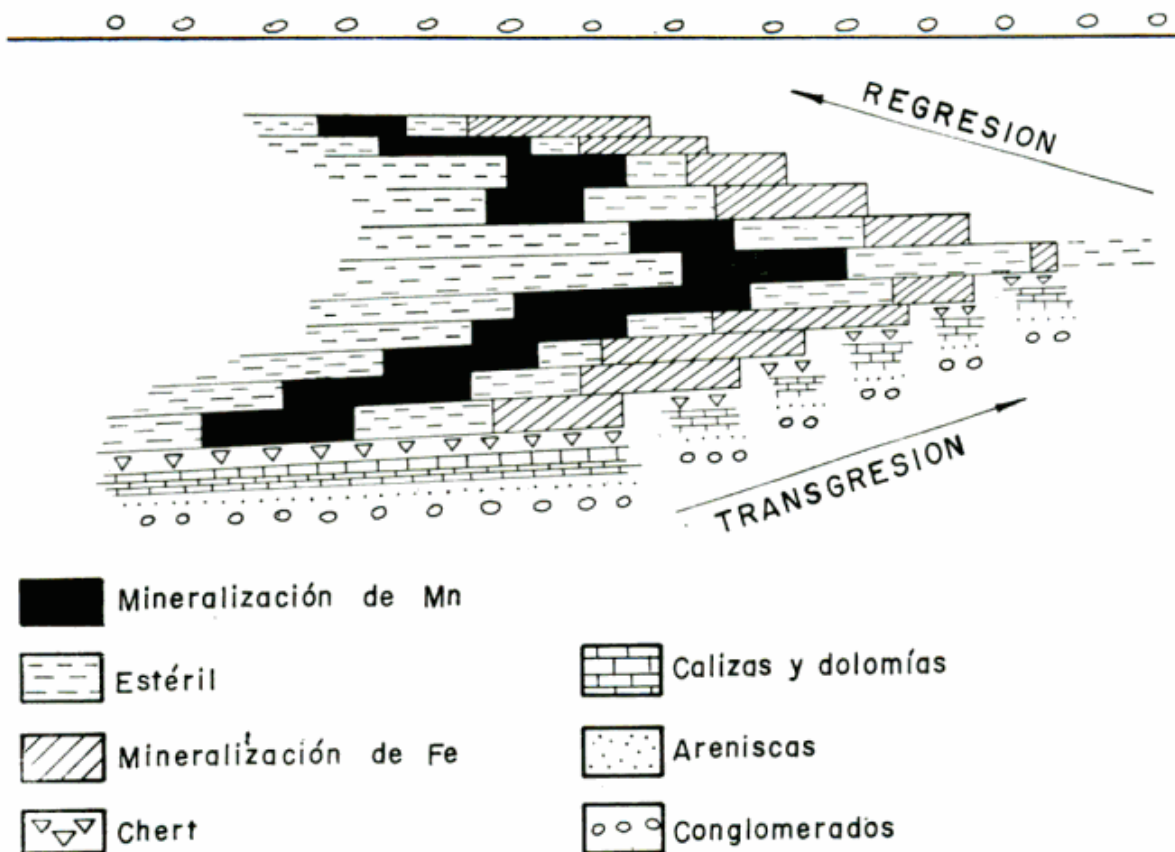


Fig. 2.—Corte transversal esquemático de un borde de cuenca, mostrando la relación entre la zonación de óxidos de Fe y la transgresión y regresión de la línea de costa.

perdure el tiempo necesario, es de esperar la concentración de mineralizaciones de hierro de interés económico, en una zona subparalela a la costa y más próxima a ella, que las mineralizaciones de manganeso, —ambas sobre una línea isocrona, identidad temporal—.

Si se considera un punto en la cuenca de sedimentación —o sea igual espacio, identidad espacial—, caben dos posibilidades:

- en una serie marina transgresiva el manganeso será más joven que el hierro en la serie sedimentaria, es decir que lo sucederá en el tiempo;
- en una serie marina regresiva, ocurrirá lo contrario, el hierro sucederá al manganeso en el tiempo, resultando el hierro más joven que el manganeso; esto se ha esquematizado en la figura 2.

Corresponde observar que según la hipótesis biorhexistásica de Erhart (Erhart, 1966 y 1967), este tipo de mineralizaciones aparecerían durante tiempos de calma tectónica en la cuenca, incluyendo el área de proveniencia

del material, por tratarse de sedimentos de tipo químico.

4. Ejemplos de concentraciones de minerales de manganeso que obedecen al ciclo analizado

Con el objeto de señalar que los procesos analizados en el presente trabajo se han producido en cualquier época geológica, siempre que se hayan dado las variables condicionantes ya enunciadas, se comentarán algunos ejemplos de concentraciones de manganeso en sedimentitas de diversas edades como roca portadora.

Dadas las características físico-químicas del manganeso que condicionan su movilización en el área de aporte y su diferenciación, concentración y precipitación en la cuenca de sedimentación, es muy improbable la presencia de concentraciones de interés económico de este elemento fuera de los dos extremos de su ciclo exógeno, o sea al principio del itinerario analizado, en áreas de lateritización, donde bruscamente se interrumpa el proceso con la permanencia de los óxidos de man-

ganeso en forma de costras, o bien al final del recorrido, en una cuenca marina.

Concentraciones de manganeso de dimensiones reducidas serían las de Africa Ecuatorial Francesa, descritas por de Villiers (1956). Se trata de una costra de óxidos de manganeso producida por interrupción del proceso lateritizante, y observables actualmente en las laderas por destrucción mecánica.

Casos de entrapamiento temporario serían los descriptos por:

- Vaasjoki (1956), quien describe concentraciones de manganeso en el fondo de algunos lagos actuales en Finlandia, que compara con las manifestaciones asociadas con las metamorfitas precámbricas que en ese país se habrían generado en un ambiente lacustre. La precipitación actual de hierro y manganeso mencionada, indica que el mecanismo analizado opera también bajo condiciones climáticas menos favorables, pero en este caso el depósito es de escasa jerarquía económica.
- M. González, (comunicación personal, abril, 1976) ha observado bandas y lentes de pocos centímetros de espesor, con pátinas o cementadas por óxidos de manganeso, en las gravas post-Belgranenses de la zona costera aldeaña a Bahía Blanca.
- Aspilcueta *et al.* (1968) y Aspilcueta (comunicación personal, mayo, 1976), han observado en el agua de las vertientes del área de Chachahuen, en la provincia de Mendoza, un alto tenor de manganeso, suficiente como para cementar la arenisca por donde circula, conformando las costras de óxidos de manganeso observadas en las superficies libres aflorantes de la arenisca.

Ya en ambiente marino se puede citar:

- N. Rossi (1964), sugiere para algunas de las manifestaciones que estudió en la provincia de Río Negro, un origen por acumulación a partir de aguas meteóricas.
- Otro ejemplo interesante es la mineralización de manganeso en la base de los bancos de óxidos de hierro en Uru-cúm, Brasil, descriptos por Barbosa, (1956). Se observa que la litología de la Formación portadora de las mineralizaciones es similar a la atribuida al Ordovícico en Bolivia. En este caso se

trata de una serie regresiva, dada la posición relativa del manganeso con respecto al hierro.

- También en Brasil, Dorr *et al.* (1956) describen una mineralización en los Esquistos pre-Minas. Esta serie está constituida en parte por elementos de la sucesión dolomías - chert - Fe/Mn - sedimentitas estériles (en este caso el metamorfismo las transformó en esquistos). Dentro de esta serie, atribuida al Precámbrico, se presenta una zona manganesífera constituida por silicatos y carbonatos que puede ser trazada en forma discontinua a lo largo de doscientos kilómetros.
- Finalmente el Servicio Geológico del Japón ha llevado a cabo estudios del fondo oceánico detectando la presencia de costras y nódulos de manganeso de reciente generación (Mizuno *et al.*, 1975; Maruyama *et al.*, 1975; Sanada, 1975). Establecen que las costras se presentan en las áreas de relieve positivo del fondo marino, mientras que los nódulos en las partes planas y más profundas. Además estos autores mencionan una serie de observaciones que confirmarían la hipótesis propuesta en el presente trabajo.

La sucesión ideológica ideal con la cual deberían encontrarse asociadas teóricamente mineralizaciones de manganeso es, de abajo hacia arriba: caliza, dolomía, yeso → chert → mineralización de hierro → sedimentitas clásticas estériles → mineralización de manganeso → sedimentitas clásticas estériles. Esta sucesión será en el caso de una serie marina transgresiva; para un mar regresivo la sucesión será en sentido inverso.

5. Una zona donde se cumpliría el mecanismo propuesto

Del análisis hecho se deduce que las regiones sometidas a condiciones climáticas lateritizantes son las más favorables como áreas de proveniencia para la generación de depósitos de hierro y manganeso de interés económico.

Actualmente estas zonas están restringidas a las fajas tropicales y subtropicales. Esta limitación puede ser considerada válida para los tiempos pasados en la historia geológica.

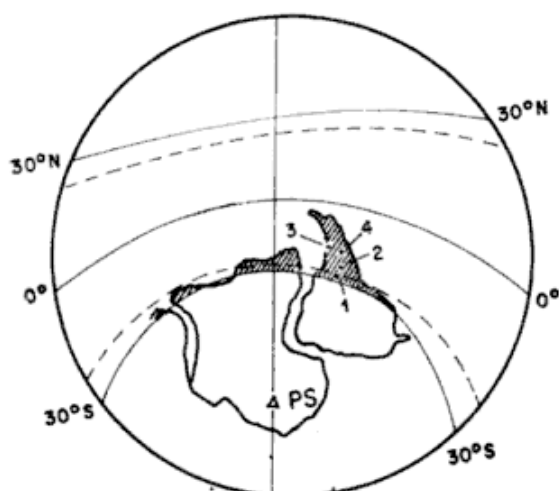


Figura 3

Se analizará como ejemplo el Paleozoico inferior en la Argentina; tomando como base la información sobre yacimientos y manifestaciones de hierro con manganeso asociado a los depósitos o con pasaje a mineralización de manganeso en el entorno circundante.

Si observamos la figura 3, durante este lapso Zapla y Sierra Grande —áreas portadoras de importantes mineralizaciones de hierro durante el Silúrico— estaban ubicadas en una faja subtropical con respecto a los polos magnéticos que señala Valencio (1969). A estos yacimientos, que constituirían los extremos de la faja en territorio argentino, se agregan manifestaciones menores en las provincias de Jujuy (La Casualidad, Sansana), Salta (Finca El Toro, El Milagro), La Rioja (San José, Cerro Negro), Córdoba (Pampa de Pocho, San Marcos Sierra), San Juan (Quebrada de San Pedro), que se podrían atribuir a los tiempos considerados.

También entrarían en esta banda las mineralizaciones de hierro y manganeso de El Mutún, Bolivia y Urucúm, Brasil, de edad ordovícica según Ahlfeld *et al.*, 1964 y el mapa geológico de Brasil en escala 1: 5.000.000.* Se anota que algunos autores (Barbosa, 1956; Dorr *et al.*, 1956; Kegel, 1956; Ahlfeld, 1972) consideran la formación albergante de esta mineralización en Bolivia y Brasil de edad precámbrica; pero sus argumentos no parecen suficientes —carencia de fósiles y presencia de diversos grados de metamorfismo— si a los argumentos estratigráficos de Ahlfeld se agrega la similitud de metalotectos (clima, paleogeografía,

etc.) para las mineralizaciones de hierro y manganeso de estos dos países y los de hierro de Argentina.

Por otra parte, si tenemos en cuenta que durante el Paleozoico inferior América del Sur y África estaban unidas constituyendo un continente, también estarían comprendidas dentro de esta zona las manifestaciones manganesíferas de Sudáfrica descritas por de Villiers (1956) y Kupferburger *et al.*, (1956), aunque estos autores le asignen también edad precámbrica, basándose en las mismas razones que otros autores argumentaron para el caso mencionado en Bolivia y Brasil.

De todos modos caben dos posibilidades, por lo menos:

- a) la datación no sería suficientemente afinada; entonces, las Formaciones albergantes en Sudáfrica podrían pertenecer al Paleozoico inferior, y por lo tanto las mineralizaciones en hierro y manganeso serían comparables desde el punto de vista genético con las sudamericanas mencionadas;
- b) durante el Precámbrico el área mineralizada en manganeso en Sudáfrica estaba ubicada en una faja tropical a subtropical.

En la Argentina la segunda posibilidad estaría avalada por la presencia de hierro en El Sombrerito, cerca de Barker (Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires), si el Grupo de La Tinta, allí aflorante y portadora del banco mineralizado, pertenece al Precámbrico, como proponen Amos *et al.* (1972), y di Paola y Marchese (1974).

Si bien la manifestación de El Sombrerito, mencionada por Angelelli *et al.* (1970), no ofrece interés económico por sus reducidas dimensiones, en cambio su asociación con sílice opalizada y con arcillas, así como su intercalación entre dos bancos de cuarcitas, inducen a considerarla como una facies marginal, o de borde, de la cuenca donde se depositó el manganeso en Sudáfrica. Su forma actual de presentación puede muy bien ser debida a una diferente competencia del horizonte mineralizado, los bancos de arcillas (que aparecen con formas lenticulares producto de 'boudinage', A. Anselmino, comunicación personal, septiembre, 1978), y los de cuarcitas, frente a los esfuerzos deformantes que actuaron posteriormente en el área.

* Dir. Nac. Prod. Min. Ed. 1971.

Para concluir con el análisis de la faja ferrífera (y con posibilidades de presencia de manganeso) del Paleozoico inferior en Argentina, se observa que si bien en escala panorámica la faja es continua, con alineación norte-sur y curvatura que la desplaza hacia el sudeste para terminar en el área de Sierra Grande, Río Negro, aumentando la escala de observación la curvatura de la faja está dada por un desfase de bloques producido por fracturas.

Esto podría explicarse considerando que los depósitos de hierro y manganeso originales se produjeron en el mar en una faja paralela a la costa del continente. La ruptura de este continente se produjo acompañada de una rotación en el sentido de las agujas del reloj, lo que trajo como consecuencia la deformación elástico-plástica de su zona de borde, culminando con la fracturación que aún en nuestros días se mantiene activa en las líneas de macrofracturas noroeste-sudeste.

Una de estas lineaciones que apoya lo expuesto es la observada por Núñez *et al.*, (1975) y E. Bachmann (comunicación personal, junio, 1976), de rumbo noroeste-sudeste, evidenciada por una serie de bajos sin salida (pequeñas cuencas centrípetas) alineados.

La presencia de otra macrofractura se puede deducir en base a otras características geomorfológicas que limitan al noroeste al macizo de Somuncurá, alcanzando hacia el oeste aproximadamente el estrecho que separa al norte la isla de Chiloé de la tierra firme y que constituye una línea notable que separa o limita la Patagonia del resto del continente Sudamericano. A esta se agregan otras macrofracturas subparalelas a la mencionada y todas con una componente de rechazo horizontal y que serían las responsables, en parte, del desfase de la línea tendiente a norte-sur de las mineralizaciones de hierro y manganeso conocidas en nuestro país.

Es oportuno recordar la presencia de la "Cuenca del Manganeso" en Chile (Biese, 1956; Ruiz Fuller, 1965), que abarca desde Arica hasta Valdivia y cuyos distritos más importantes se encuentran en la provincia de Coquimbo. Esta cuenca completaría la faja de mineralizaciones en manganeso pos-

tulada en este trabajo y donde además es posible observar la persistencia de las manifestaciones de este elemento a través del tiempo; esto avalaría el concepto de "herencia" de Routhier (1969), quien, en síntesis, sostiene que los elementos químicos tienden a permanecer en una región a través de su evolución en los sucesivos ciclos (y subciclos) geológicos (endógeno → exógeno → endógeno...).

Otro ejemplo del concepto enunciado se puede encontrar en la región noroeste de la Argentina, donde se observa la persistencia de las mineralizaciones de hierro a través del tiempo (= permanencia del hierro dentro del ciclo metalogenético): Precámbrico (?): Virgen del Valle, Salta; Cámbrico: Hierro Inca, Salta; Ordovícico: La Casualidad, Jujuy; Silúrico: Zapla, Jujuy; Carbónico: sudoeste del Salar del Rincón, Salta; Terciario: Silviana Luisa-Casas Blancas, Jujuy; Cuartario: La Frontera, límite con Chile; La Florida, Jujuy. Estos ejemplos provienen del extenso e importante trabajo de Lurgo (1974, 1975) sobre yacimientos de hierro en el noroeste argentino, más algunas actualizaciones por comunicación personal con el mencionado autor y el doctor V. Mendez.

Se observa que, salvo durante el Mesozoico, la presencia de hierro es constante en la región, que parecería tener una extensión areal máxima durante el Ordovícico, mientras que el máximo en el volumen de las acumulaciones se habría producido durante el Silúrico, en ambos casos dentro del ciclo exógeno. En el ciclo endógeno el volumen máximo aparece en el Cuartario, centrado en el aparato volcánico de El Laco, Chile.

La autora agradece al doctor Pierre Routhier sus enseñanzas como maestro y los consejos aportados en la discusión del trabajo. A los doctores J. C. Fernández Lima, E. de Alba, E. Bachmann, A. Anselmino, N. Rossi, J. Aspilcueta, R. O. González Amorin, por la lectura crítica del manuscrito y las opiniones intercambiadas. A la Doctora Rossi del Cerro de García, porque la Paleontología también aporta a la Minería; y a la doctora Lidia Malvicini, con la cual la discusión es siempre constructiva.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ahlfeld, F., 1972. *Geología de Bolivia*. Editorial Los Amigos del Libro. La Paz-Cochabamba.
 Ahlfeld, F. y A. Schneider-Scherbina, 1964. *Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia*. Minist. de Minas y Petróleo, Depart. Nac. de Geología, Bolivia, Bol. N° 5, especial.

- Amos, A., B. J. Quartino y R. A. Zardini, 1972. *El Grupo de La Tinta (Provincia de Buenos Aires) Paleozoico o Precámbrico*. An. XXV Congr. Bras. Geol. (San Pablo) :211-221.
- Angelelli, V., J. C. Fernández Lima, A. Herrera y L. Aristarain, 1970. *Descripción del mapa metalogenético de la República Argentina. Minerales metalíferos*. Dir. Nac. Geol. y Minería. Anales, XV. Buenos Aires.
- Arnould, A. y P. Routhier, 1956. *Les gites de manganese de Nouvelle Calédonie. Un "type" de gisement de manganese meconnue: le type volcano-sédimentaire*. XX Congr. Geol. Int. Simposio del Manganese. IV : 313-329, Méjico.
- Aspilcueta, J. y C. Salaberry, 1968. *Estudio geológico-minero de las manifestaciones manganíferas de las Sierras de Chachahuen, Departamento Malargüe, Mendoza*. Inst. Nac. Geol. y Min. Informe N° 903, inédito.
- Barbosa, O., 1956. *Manganese at Urucum, State of Matto Grosso, Brasil*. XX Congr. Geol. Inst., Simposio del manganese. III : 261-277, Méjico.
- Baud, L., 1956. *Les gisements et indicaes de manganese de l'Afrique Equatorial Française*. XX Congr. Geol. Int., Simposio del manganese. II : 9-38, Méjico.
- Biese, W. A., 1956. *Los yacimientos de manganese de Chile*. XX Congr. Geol. Int. Simposio del manganese. III: 377-411. Méjico.
- De Villiers, J., 1956. *The manganese deposits of the Union of South Africa*. XX Congr. Geol. Int. Simposio del manganese. II: 39-79. Méjico.
- Di Paola, E. C. y H. G. Marchese, 1974. *Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (Provincia de Buenos Aires)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., V (3-4): 45-58. Buenos Aires.
- Dorr, J. V. N., I. Soares Coelho y A. Horen, 1956. *The manganese deposits of Minas Gerais, Brazil*. XX Congr. Geol. Int., Simposio del manganese. III: 279-346. Méjico.
- Erhart, H., 1966. *Bio-rhexistase, biostases evolutives, heterostase. Importance de ces notions en géologie minière exogène*. Comptes Rendues Acad. Sc., 263: 1048-1051. Paris.
- Ehrhart, R., 1967. *La genese des sols en tant que phenomene geologique*. Masson et Cie. Ed., Paris.
- Kegel, W., 1956. *Manganese deposits of the state of Bahia, Brazil*. XX Congr. Geol. Int., Simposio del manganese. III: 257-260. Méjico.
- Kupferburger, W., L. G. Boardman y P. R. Bosch, 1956. *New considerations concerning the manganese ore deposits in the Postmasburg and Kuuman areas, Northern Cape Province, Union of South Africa*. XX Congr. Geol. Int., Simposio del manganese, II: 73-8. Méjico.
- Lurgo, C. S., 1974. *Informe sobre la prospección de recursos naturales ferríferos en el área del Plan NOA I (Provincias de Salta y Jujuy). Primera entrega. Territorio comprendido entre los límites con Catamarca, Chile, Bolivia y el meridiano 65°W*. Dir. Gen. Fab. Mil. Inf. N° 416. Inédito. Buenos Aires.
- 1975. *Informe del programa para la prospección de recursos ferríferos en el área del CEGEMIN II. Provincias de Salta y Jujuy. Segunda entrega. Territorio de la provincia de Salta comprendido entre el límite con Bolivia al norte, río Iruya al sur y meridianos de 65°30' y 65°15'W*. Dir. Gen. Fab. Mil. Inf. N° 417. Inédito. Buenos Aires.
- Mason, B., 1960. *Principios de geoquímica*. Ediciones Omega. Barcelona.
- Marchandise, H., 1956. *Contribution a l'etude des gisements de manganese sédimentaires*. XX Congr. Geol. Int., Simposio del manganese. I: 107-118. Méjico.
- Maruyama, S., M. Nohara, M. Arita y K. Sanada, 1975. *Manganese deposits*. Geol. Survey of Japan. Cruise Report (4): 75-86.
- Mizuno, A., M. Arita, E. Honza, Y. Kinoshita, S. Maruyama, M. Nohara, K. Sanada y K. Tamaki, 1975. *Preliminary conclusions on sedimentology and manganese deposits*. Geol. Survey of Japan. Cruise Report. (4): 89-94.
- Núñez, E., E. W. de Bachmann, A. Ravazzoli, M. Franchi, A. Lizuain y E. Sepúlveda, 1975. *Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina*. II Congr. Iberoamer. Geol. Econ. IV: 247-266. Buenos Aires.
- Rossi, N., 1964. *Los yacimientos de manganese de Patagonia*. Dir. Nac. Geol. y Minería. Informe N° 931, Inédito. Buenos Aires.
- Routhier, P., 1963. *Les gisements metalíferes. Geologie et principes de recherche*. Masson et cie. Ed. 2 tomos. Paris.
- 1969. *Essai critique sur les methodes de la geologie. (De l'objet a la genese)*. Masson et Cie. Ed. Paris.
- Ruiz Fuller, C., 1965. *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*. Inst. de Inv. Geol. Chile.
- Sanada, K., 1975. *Metal contents of sediments*. Geol. Survey of Japan. Cruise Report. (4): 71-74.
- Vaasjoki, O., 1956. *On the natural occurrence of manganese in Finland*. XX Congr. Geol. Int. Simposio del manganese. V: 51. Méjico.
- Valencio, D., 1969. *El paleomagnetismo de algunas magmatitas del Triásico Superior, Grupo Cachagua, Provincia de Mendoza, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV (3): 191-198. Buenos Aires.

Recibido: Junio 29, 1977; Agosto 24, 1979.

MARGARITA REINOSO

Servicio Minero Nacional.
Av. Santa Fe 1548 - 4°
1060 - Buenos Aires.

GRUPO EL TOCO, DESIERTO DE ATACAMA, CHILE *

GIOVANNI CECIONI

Resumen

Bajo el nombre estratigráfico de Formación El Toco se unieron en el pasado formaciones totalmente distintas por su litología, estilo tectónico y edad relativa. La unidad inferior, Formación La Joya, es correlacionable con la Formación Arrayán, y es tal vez también equivalente a ella por los pocos fósiles encontrados, pertenecientes al Devónico. Esta Formación se encuentra en el bloque E de una falla regional N-S paralela al margen occidental de la Pampa del Tamarugal.

En el bloque O, se presentan tres unidades estratigráficas: las dos más bajas, ambas en facies de flysch, están separadas por discordancia angular; en una de estas dos, Wetzel halló troncos de *Dadoxylon*; estas unidades han sido estudiadas por J. Frutos y serán objeto de una próxima publicación.

La unidad superior es el Grupo El Toco, constituido por tres unidades, que son, de abajo hacia arriba: Formación Pampa Negra (1.220 m: grauvacas, coladas riolíticas, calizas con "cono en cono", lutitas pizarreñas; sin fósiles); Formación Sierra Angostura (1.280 m: grauvacas, abundantes lutitas pizarreñas, dolomita con *stromatholites* (?), grauvacas conglomerádicas); Formación La Parva (930 m, máximo visible: caliza con "cono en cono" en lutitas pizarreñas muy laminadas, lutitas pizarreñas con rodados y bolones que forman bancos, grauvacas verdes, concreciones calcáreas de hasta 1 m; sin fósiles). El Grupo El Toco, por su litología, puede ser correlacionado con la Formación El Quereo, triásica. El Grupo El Toco se apoya discordantemente sobre la Formación La Pizarra, sin fósiles, cuya litología recuerda la Formación Los Vilos, carbónica.

Las dos formaciones más antiguas y por debajo del Grupo El Toco, son de facies profunda y presentan un tectonismo intenso; contrariamente, el Grupo El Toco tiene facies de plataforma (a pesar de sus turbiditas) y está suavemente plegada.

Económicamente ninguna de las Formaciones mencionadas puede presentar capas portadoras de hidrocarburos u otros fluidos, siendo totalmente impermeables. Llama la atención el Grupo El Toco que, siendo de plataforma turbulenta, aceptando el postulado actualístico, podría tener elementos metálicos pesados, de más fácil recuperación que los de las plataformas marinas actuales. Las concreciones de la Formación La Parva y las del Cerro Bellavista, tienen 2,61 % de fosfatos (P_2O_5). Los numerosos bancos de caliza también podrían tener fosfatos.

Se considera arriesgada cualquiera reconstrucción paleogeográfica, hasta tener datos cronológicos y cronométricos seguros. Se recomienda una intensa exploración geoquímica del Grupo El Toco.

* Este Trabajo es una contribución al Programa Internacional de Correlación Geológica, Proyecto N° 42, El Paleozoico superior de América del Sur.

Abstract

Previous stratigraphic studies of El Toco Formation always include several different lithologic, tectonic and age units.

The lowermost La Joya Formation has been correlated with the Devonian Arrayán Formation, and could be equivalent to the former on the basis of fossils remains content. La Joya Formation is located on the east side of a North-South regional fault which is the morphological boundary between the Coastal Range and the Pampa del Tamarugal (Carobtree Plain).

There are three stratigraphic units at the western block of the regional fault. The lower two formations are separated by angular unconformity. Both of them show flysch facies. One of these two gives *Dadoxylon* remains to Wetzel. This problem has been studied by J. Frutos and will be promptly published by him.

The other unit is El Toco Group, which rests discordantly over La Pizarra Formation, lithologically similar to the carboniferous Los Vilos Formation. The El Toco Group consists of the following three formations; Pampa Negra (1.220 m: graywackes, rhyolitic flows, cone-in-cone limestones, slates; non fossiliferous; Sierra Angostura (1.280 m: graywackes, abundant slates, *stromatholitic* (?) dolomite, conglomeratic graywackes); La Parva (930 m up to present surface; cone-in-cone limestones interbedded in fine laminated slates, pebbles and boulder forming benches, green graywackes calcareous concretions up to 1 m; fossiliferous). The El Toco Group can be correlated with the triassic El Quereo Formation on lithological basis. The El Toco Group rests unconformably over the non fossiliferous La Pizarra Formation, which resembles the carboniferous Los Vilos Formation on the same basis.

The older formations under El Toco Group show deep facies and intense tectonism. In turn, the El Toco Group shows shelf facies (in spite of the turbidites) and gentle folding.

Economically, none of these formations might represent water, oil or gas reservoirs, due to their impervious properties.

Accepting the actualistic postulate, and being the El Toco Group of turbulent shelf facies, could have heavy metallic content, which are presumably of easier recovering than in the present shelves.

The concretions of La Parva Formation and Bellavista Hill have 2,61 % in phosphate (P_2O_5). Presence of phosphate is also suspected in the numerous limestones beds of this group.

Paleogeographic reconstructions are considered hazardous without having true chronological and chronometric data. An intense geochemical survey of the El Toco Group is recommended.

Introducción

En la provincia de Antofagasta, los afloramientos referidos al "Paleozoico del Toco" se extienden tierra adentro a no más de 10 km de la costa, desde cerca de la desembocadura del río Loa, hasta la Cordillera Central, entre el curso medio y superior del río Loa, en la región de la Estación FF. CC. de El Toco; estos afloramientos tienen un ancho de 70 km y una extensión N-S de 85 kilómetros.

Una extensión tan grande de sedimentos con varios miles de metros de espesor, y que cubren un área de más de 6.000 km², llamó la atención de los geólogos de la Empresa Nacional del Petróleo, los cuales estudiaron solamente una parte de estos afloramientos.

A comienzos de 1959, ENAP encargó al suscripto efectuar un levantamiento orientativo en escala 1:20.000 de la pendiente oriental de la sierra Angostura, donde según las fotos aéreas, la serie es más tranquila y continua. La sierra Angostura se encuentra a 15 km de la Estación FF. CC. de El Toco. Finalidad: determinar si los sedimentos allí presentes podrían representar capas acumuladoras de hidrocarburos.

Se observó desde entonces que bajo el nombre "Formación El Toco" se habían incluido sedimentos de gran espesor, distintos por su litología y por su estilo tectónico. En el presente trabajo se describen los sedimentos más cercanos a la Oficina El Toco y a la ex-estación FF. CC. El Toco.

Trabajos anteriores

Las primeras noticias sobre el área fueron proporcionadas por Hauser (1938, *vide* Gerth, 1955 p. 64). Según este autor en el cerro La Joya las lutitas pizarreñas estarían atravesadas por una intrusión de granito ortoclásico aplítico, bordeado por pórfido cuarífero. Este último cristalizó y epidotizó las grauvacas y lutitas pizarreñas allí presentes.

Wetzel (1927) es el primero que examina las formaciones sedimentarias del área comprendida entre Quillagua-El Toco-Tocopilla, y presenta un bosquejo geológico en escala 1:200.000, con un perfil OSO-ENE que pasa a 20 km al norte de la Oficina-Estación El Toco. Los sedimentos están divididos en tres unidades: Paleozoico superior (grauvacas y cuarcitas que alternan con lutitas pizarreñas); Jurásico (calizas); y diatomitas y sedimen-

tos asociados pertenecientes a la Formación El Loa (Hoffstetter *et al.*, 1957).

En el mapa de Wetzel no se observa ni un solo rumbo e inclinación, y el perfil, con pliegues tan suaves, no refleja en absoluto los distintos estilos tectónicos de los sedimentos referidos en su totalidad al Paleozoico superior, es decir, a las "grauwacken-Schiefer-Formation", a las "Joya-Schiefer", a las "Quarzit-Schiefer der Joya-Gebirge", a las "grauwacken der Joya-Gebirgen" y a las "grauwacken der Pampa Amarilla". Esto permite afirmar que Wetzel consideró todos estos sedimentos como una sola unidad estratigráfica, concepto seguido después en la literatura geológica, con excepción de Muñoz Cristi.

En las grauvacas de Pampa Amarilla, Wetzel encontró restos de *Dadoxylon* que, clasificados por Gothan, permitieron afirmar que se trata de cordaites típicas del Gondwana. Otras coníferas mucho más pequeñas, y que no se pueden considerar como *Dadoxylon*, fueron encontradas en el cerro La Joya y podrían indicar el más alto Paleozoico superior según Gothan.

El estudio petrográfico hecho por Wetzel de las rocas ígneas, es sin duda la parte más importante del trabajo. Wetzel reconoce y ubica en el mapa: pórfidos cuaríferos, riolitas, granitos y granodioritas del Batolito más joven; sienitas, ortófiros y dioritas; las porfiritas y sus tobas las considera, con reserva, del Triásico; más antiguos son los granitos, las granodioritas y las diabasas de la costa.

En el aspecto económico, Wetzel pone en evidencia que las concreciones presentes en el cerro Bellavista y en sierra Angostura tienen 2,61 % de fosfatos (P₂O₅).

Gerth (1935) se inclina a ubicar los sedimentos de El Toco en el Rético, mientras Muñoz Cristi (1942) se inclina por el Triásico, pues las grauvacas tienen abundantes fragmentos de ortófiros, porfiritas y meláfiros.

Brüggen (1950) añade que las capas del Paleozoico superior de El Toco tienen una actitud muy irregular en el rumbo: E-O, N-S, N-E, N-O.

Harrington (1961, p. 173) define formalmente la Formación El Toco, estableciendo su lugar típico en sierra Angostura, donde los sedimentos parecen tener más de 3.000 m de espesor. Las observaciones, con este

autor, se hacen más rigurosas. A la descripción de Wetzel añade que los sedimentos con estratificación fina, en láminas de seis pies, se presentan usualmente plegados; las lentes de conglomerados normalmente son inferiores a tres pies de espesor, y se presentan dispersos en la serie; los rodados pueden alcanzar seis pulgadas de diámetro, y están constituidos especialmente por riolitas y granitos.

Según Harrington, esta Formación está fuertemente plegada: hay pliegues recumbentes intercalados y el plano axial está inclinado suavemente al NE; existen también planos de corrimientos inclinados en el mismo sentido. Siempre según el mismo autor, hay diques riolíticos que atraviesan la Formación; el granito que la intruye es cretácico.

Harrington confirma la edad paleozoica superior de la Formación El Toco:

1) Porque no existe vulcanismo contemporáneo asociado con los sedimentos.

2) Porque éstos se presentan muy replegados, y están afectados por un incipiente metamorfismo. Este hecho permite pensar que la Formación El Toco es pre-triásica; efectivamente —dice— en Chile los sedimentos mesozoicos, asociados con vulcanitas, se presentan siempre inclinados suavemente a lo largo de la costa, incrementándose la intensidad del plegamiento hacia el este.

García (1967, e informes inéditos anteriores, ENAP, 1962) señala que la misma Formación El Toco se encuentra también entre Taltal y Chañaral, intruida por granitos cuya edad fue establecida por Levi *et al.* (1963), resultando del Paleozoico superior. En el perfil E-O de García, entre Caleta Cifuncho y el camino longitudinal, se observa que sobre la Formación El Toco descansa en discordancia angular, la Formación Cifuncho, continental, roja, conglomerádica, considerada del Triásico pues a su vez se encuentra cubierta discordantemente por la Formación Pan de Azúcar, liásica. Al sur de la localidad típica de la Formación Cifuncho, ésta desaparece y en su lugar, entre la Formación El Toco y la Formación Pan de Azúcar, se tienen 164 m de queratófiros brechoides.

Aquí hay que aclarar que los sedimentos referidos a la Formación El Toco en el lugar típico de la Formación Cifuncho no corresponden en absoluto a los sedimentos que aquí vamos a redefinir como Grupo El Toco. Los sedimentos de Cifuncho son muy semejantes a los que se encuentran al norte y al oeste de la sierra Angostura, es decir corres-

ponden a sedimentos más antiguos, situados por debajo de los del Grupo El Toco, y separados por una discordancia angular visible en el área sur de la sierra Angostura, como vamos a detallar en la parte estratigráfica. Además según comunicación verbal del colega J. Frutos, los sedimentos que aparecen por debajo de los del Grupo El Toco, representan dos unidades separadas por una discordancia angular. Así debajo del Grupo El Toco hay como mínimo “dos” unidades de tipo flisch en parte, que fueron referidas, también, a la “Formación El Toco”.

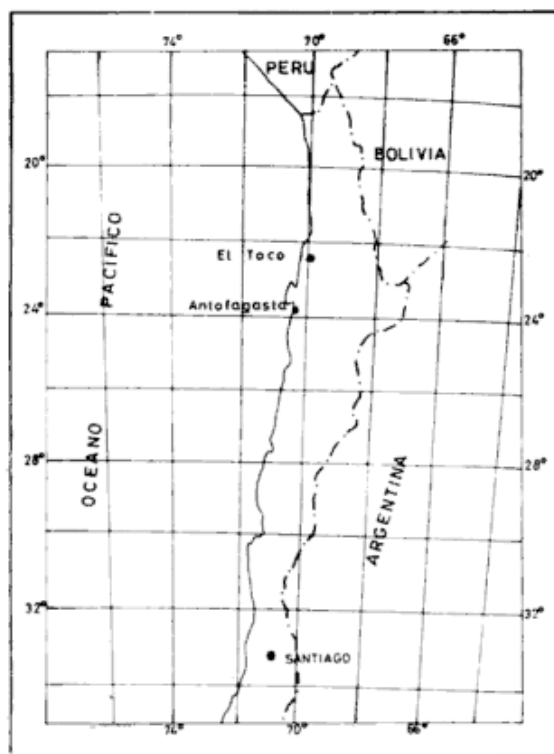
El *Dadoxylon* encontrado por Wetzel y clasificado por Gothan fue colectado en Pampa Amarilla, a 20 km al noroeste de la sierra Angostura, es decir en sedimentos pertenecientes a una de las “dos” unidades que están debajo del Grupo El Toco, y separados como mínimo por una discordancia angular.

Miller (1970), usando la red de Schmidt, señala que los pliegues en la sierra Angostura tienen una orientación preferencial NO y NE, en El Toco Puntilla y en El Toco sur.

Frutos (1972), con el mismo método, establece que en la Formación El Toco (Puntilla, parte norte de la sierra Angostura) los ejes de plegamiento tienen rumbo E-O, y que en el cerro La Pizarra (parte sur de la sierra Angostura) son ONO. El mismo autor establece que la procedencia del material es hacia el norte y noroeste, al igual que al noreste de Copiapó, cerca de la Formación La Ternera. Frutos (1972) haciendo referencia a la Formación El Toco, afirma que “a través del estudio de estructuras sin-sedimentarias, intercalaciones de turbiditas, acuñamientos y pequeñas discordancias angulares, se evidencia la inestabilidad tectónica existente al momento de la depositación”. Esto se verificó “en el margen sudoccidental de una cuenca de posible orientación E-O, abierta hacia el O, y que se había extendido entre el borde S del Escudo Brasileño Central y el margen N del macizo de las Sierras Pampeanas”.

El Sr. Frutos está trabajando actualmente en el área N y hacia el O de la sierra Angostura, la cual fue elegida como lugar típico de la “Formación El Toco”, tanto por los geólogos de ENAP (por estar menos tectonizada) como por Harrington, independientemente unos de otro.

Muñoz Cristi, en su último trabajo no original (1973, falleció en 1967), no menciona la Formación El Toco; en 1968 la considera del Paleozoico Superior, a pesar de que estén



MAPA DE UBICACION

presentes, en algunos sedimentos, almendrillos del más bajo Mesozoico. Afirma que la falta de calizas apoya la idea de un clima frío. Reconoce que las grauvacas de los afloramientos occidentales de El Toco, por tener cuarzo con extinción ondulosa, parecen derivar de granitos. En la parte oriental, donde aparecen las coníferas, los elementos gruesos consisten de cuarzo, ortoclasa, plagioclasa y porfiritas, con masa fundamental pilotaxítica, los cuales a veces corresponden a almendrillos, análogos a las rocas efusivas de la costa. El autor piensa evidentemente con el mismo criterio de 1942! También la masa fundamental está constituida por cuarzo, sin extinción ondulosa. Una variedad de grauvaca muy gruesa aparece en el cerro La Joya, la cual contiene restos plantíferos abundantes, moscovita, abundante plagioclasa, poca biotita y madera silicificada. Se trata de una de las muestras que el suscrito entregó al Prof. J. Muñoz Cristi, el cual observó que cuando la grauvaca de la Formación El Toco es de grano grueso, entre los elementos se pueden observar hasta calizas que alcanzan 15 mm de diámetro, cubiertas por una costra color café. El presente autor había observado este fenómeno y había llegado a la conclusión de un posible ambiente reductor durante la depositación de las grauvacas.

Estratigrafía

Desde hace veinte años el presente autor (Cecioni, 1959), sospechó la presencia en esta área de distintas unidades estratigráficas, verificada después en algunos cortos viajes de reconocimiento; en el presente trabajo se proponen formalmente las siguientes unidades, que fueron en parte mapeadas en escala 1:20.000, (Cecioni, 1959).

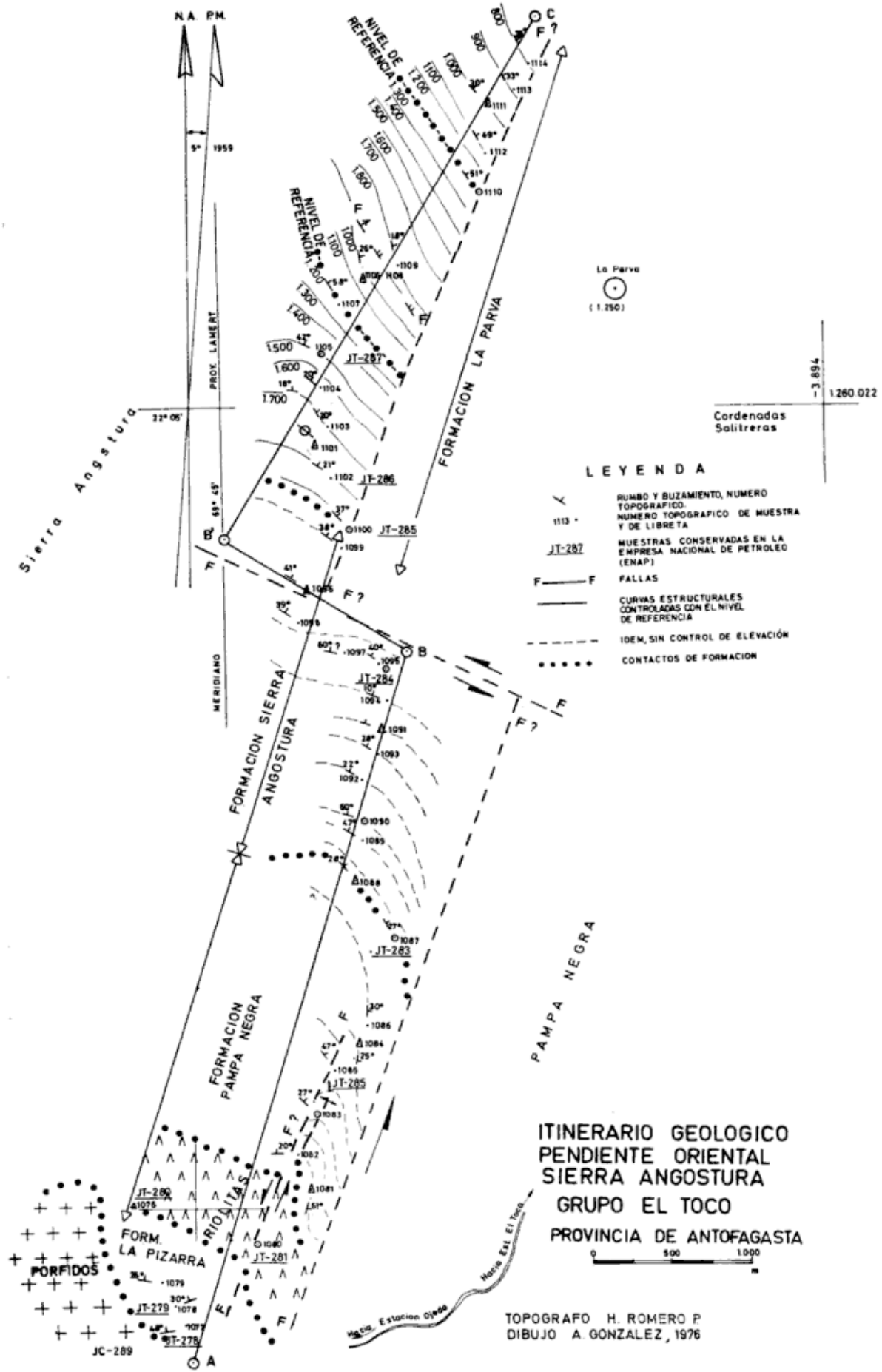
Formación Cerro La Joya

Lugar típico: cerro La Joya, ubicado en el mapa 1:250.000 a 17 km al noroeste de El Toco.

Litología: alternancia de lutitas pizarreñas físis, cuarcitas y predominantemente grauvacas. Las lutitas presentan bastante moscovita en los planos de estratificación, y alternan con delgadísimas capas de grauvaca, amarillenta oscura, de grano fino a medio. A veces en el mismo banco de lutitas se encuentran pequeños clastos de grauvacas del mismo tipo que las que constituyen la mayor parte de esta Formación. Escasas cuarcitas de grano fino a medio, muy duras, pardo verdosas claras, constituidas por cuarzo, feldspato y escasas micas y minerales félicos. Grauvacas grises oscuras, verdoso-amarillentas, de grano muy grueso, especialmente en el techo del tercio inferior de cada banco, donde a veces se encuentran astillas pequeñas, de 1 a 2 mm, de lutitas de la misma serie. Las grauvacas presentan abundante moscovita en los planos de estratificación, así como en el interior de los bancos; se trata de mica sedimentaria; hay también cuarzo a veces con extinción ondulosa; la biotita es menos abundante y la albita es rara. La matriz tiene la misma composición de los granos, que son angulosos, aislados y sin alteración. Muy a menudo las grauvacas se presentan epidotizadas.

Hay estructuras sinsedimentarias representadas por pequeños pliegues en los contactos grauvaca-filita o filita-cuarcita. Los ejes de estos pliegues tienen rumbo muy variable de bloque a bloque, estando la Formación fuertemente tectonizada.

Es imposible establecer, sin estudios especiales, el estilo tectónico, porque 1) los afloramientos son pocos y muy mal expuestos; 2) el plegamiento y fallamiento original tiene que haber sido alterado por la intrusión de un granito aplítico, con ortosa, bordeado



por pórfido cuarcífero de naturaleza desconocida; 3) los afloramientos representan manchas hacia el suroeste del cerro, y están muy cubiertos por escombros de granito y del pórfido de edad desconocida (García, 1967, afirma que se trata del Granito Mesa y del Granito Camarones), que produjo pequeñas vetas mineralizadas en cobre. Los cuerpos ígneos constituyen la casi totalidad del cerro, los sedimentos representan un verdadero flysch.

Contenido paleontológico: consiste en restos de tronquitos muy fracturados; los más grandes alcanzan 3 cm² de superficie; presentan tres o cuatro cicatrices, ovoidal-triangular, con surcos interpuestos, suavemente flexionados, dando la impresión de ser espiralados. Parte de estos caracteres habían sido puestos en evidencia también en un ejemplar coleccionado por Wetzel, clasificado por Gothan y reproducido en Wetzel (1927, lám. XXXIII, Fig. 4).

Según el presente autor se trata de restos de *Protolepidodendropsis* muy parecidos a los encontrados en el techo de la Formación Arrayán y estudiados por el mismo autor (Cecioni, 1974, lám. I, Fig. 4) y que son típicos del Devónico superior. Se trata de licopodiáceas y no de coníferas.

Correlaciones: por su litología, la Formación Cerro La Joya se puede correlacionar con la Formación Arrayán. La escasa flora encontrada establecería también su equivalencia.

Formación La Pizarra

Lugar típico: cerro La Pizarra, parte sur de la sierra Angostura.

Litología: Se trata de una alternancia de frecuentes capas delgadas de grauvacas (densidad: 2,71) en lutitas pizarreñas (densidad: 2,65) predominantes. Hay dos bancos de caliza arenosa (Jt-278) muy compactada (densidad: 2,71 y 2,64). Espesor desconocido.

Estilo tectónico: pliegues muy apretados. El presente autor no estimó conveniente levantar esta serie. El Sr. J. Frutos es el autor del nombre, y tiene la mayoría de los antecedentes al respecto.

Las grauvacas están constituidas especialmente por cuarzo con extinción ondulosa, feldspatos muy meteorizados antes de la sedimentación, y zircón. Los granos son angulosos y distanciados; la matriz tiene la misma

composición de los granos. La presencia de zircón hace pensar que parte del material procedió de granitos (Prof. J. Muñoz Cristi, comunicación verbal).

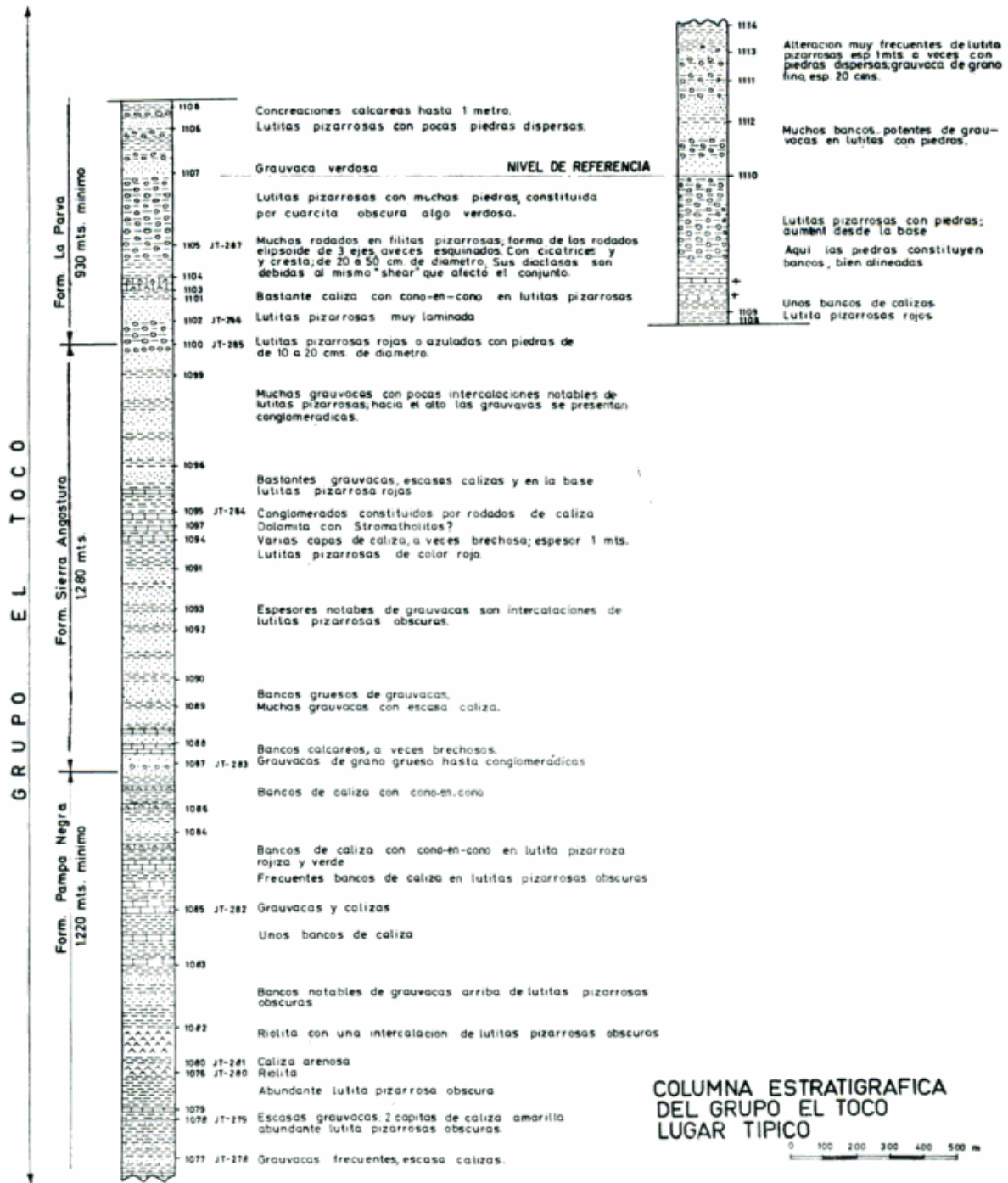
En la muestra JT-288, en lutitas muy oscuras (densidad 2,73), se encontraron estructuras muy pequeñas semejantes a ondulitas, que podríamos más bien clasificar como arrugas suavemente curvadas, de naturaleza desconocida por el autor. En esta lutita se encontró una ramita negra, muy pequeña, que recuerda a *Rhynia u Hornea*. Sin embargo, el autor no pudo reconocer el canal central en las ramitas porque no está presente o porque fueron obliterados por la fosilización. Es muy posible de que se trate de un resto fósil retrabajado, siendo estas plantitas del Devónico inferior (Cecioni, 1962).

Edad: desconocida. La Formación está cortada discordantemente por una colada riolítica. No fue posible observar el verdadero contacto, por estar cubierto por escombros en los cuales no fue posible encontrar bloques que indicaran un metamorfismo de contacto apreciable. Hacia el sur, a lo largo del camino El Toco-Ojeda, esta formación y parte de la riolita discordante, está atravesada por un pórfido (densidad 2,64), litológicamente distinto de los que hasta entonces se habían reconocido. Actualmente el autor puede correlacionarlo con uno de los muchos que atraviesan la Formación El Quereo; sin embargo son necesarios nuevos estudios petrográficos y cronométricos. El pórfido que atraviesa la Formación La Pizarra produjo cierto metamorfismo de contacto con textura cristaloblástica y formación de turmalina, albita, epidoto, diópsido y esfena, según lo comunicado verbalmente al autor por el Prof. J. Muñoz Cristi. Las lutitas recuerdan las de la Formación Los Vilos, de edad carbónica (Cecioni y Westermann, 1968).

GRUPO EL TOCO

Lugar típico: ladera oriental de la sierra Angostura, a 10 km al oeste de la Estación FF. CC. El Toco.

Comprende de abajo hacia arriba las siguientes tres unidades: Formación Pampa Negra (coladas riolíticas, grauvacas, calizas con cono en cono, lutitas pizarreñas); Formación Sierra Angostura (lutitas pizarreñas grauvacas, a veces conglomerádicas, dolomita); Formación La Parva (lutitas pizarreñas muy laminadas, con caliza con cono en cono, concreciones calcáreas, y en la parte alta rodados



y bolones que forman bancos). Considerando la litología distinta, los espesores de alrededor de 1000 m y las inclinaciones de 20° a 50°, estas tres Formaciones pueden ser mapeadas en la escala 1:250.000 con gran detalle.

Así, la "Formación El Toco" se eleva aquí al rango de Grupo; se aumenta el número de formaciones eliminando así los errores de correlación que se verificaron hasta ahora.

Formación Pampa Negra

Lugar típico: pendiente occidental de la Pampa Negra.

Espesor: 1.220 m, más 140 m de riolita (1.360 m en total).

Litología: las riolitas basales se destacan, por su morfología y color, de los sedimentos depositados arriba. Los feldespatos están tan alterados que no permiten una determinación

óptica; hornblenda y mica son abundantes en la masa fundamental; cuarzo, en cantidad moderada. Densidad: 2,56. En la parte alta, esta riolita, contiene una intercalación de 20 m de lutitas pizarreñas negras. Es muy posible que se trate de derrames de rocas ácidas; efectivamente, no se observó metaformismo de contacto o amígdalas en el techo. Hacia el techo, la riolita se presenta brechosa, con lapilli (fragmentos angulosos cubiertos por una película de vidrio). No ha sido posible efectuar observaciones más detalladas, porque los escombros cubren los contactos; no se pudo sacar una muestra orientada por estar la riolita demasiado fracturada y movida gravitacionalmente; es muy lamentable, porque los fenocristales tienen una notable orientación preferencial. Algunas de las grauvacas de la base de la Formación tienen riolita en granos.

Arriba siguen dos coladas más de riolitas cubiertas por grauvacas, lutitas pizarreñas, con bancos calcáreos que hacia el techo tienen cono en cono. El techo de la Formación está constituido por bancos gruesos de grauvacas, conglomerádicos en la parte alta del tercio inferior.

Se puede concluir que la mayoría de los sedimentos (lutitas pizarreñas con bancos calcáreos) son de plataforma marina. Antes de esta depositación, y después del plegamientos de la Formación La Pizarra, se verificó una fase distensiva, con explosiones de riolitas, que llegaron hasta el mar, o lagunas costeras. Luego prevalece una facies seguramente marina de plataforma con turbulencias grauvacas y wildflysch (en el techo) en la misma plataforma, lo que hace presuponer que las corrientes fueron más o menos paralelas a los bordes de la plataforma, obligatoriamente inclinada. Como hoy, estas corrientes deben haber presentado recodos, obstáculos, que permitieron la frenada brusca de las turbiditas (condiciones necesarias, Cecioni, 1964), y, con ésta, una parcial decantación de eventuales minerales pesados; las grauvacas se encuentran cerca de la base del techo. Entonces la plataforma no presentó fenómenos de turbulencia durante la depositación de la parte central y más importante de esta Formación.

Correlaciones: las grauvacas del techo de esta Formación son muy semejantes a la parte basal del flysch de la Formación El Quereo (Cecioni y Westermann, 1968), así como el cono en cono, que con excepción de la Cuenca de Magallanes, ha sido puesto en evidencia, hasta hoy, en el Cono Sur de América

Meridional, en la Formación El Quereo, y en el flysch con graptolites del Norte Argentino (La Quiaca).

Formación Sierra Angostura

Lugar típico: parte central de la sierra Angostura; *espesor:* 1.280 metros.

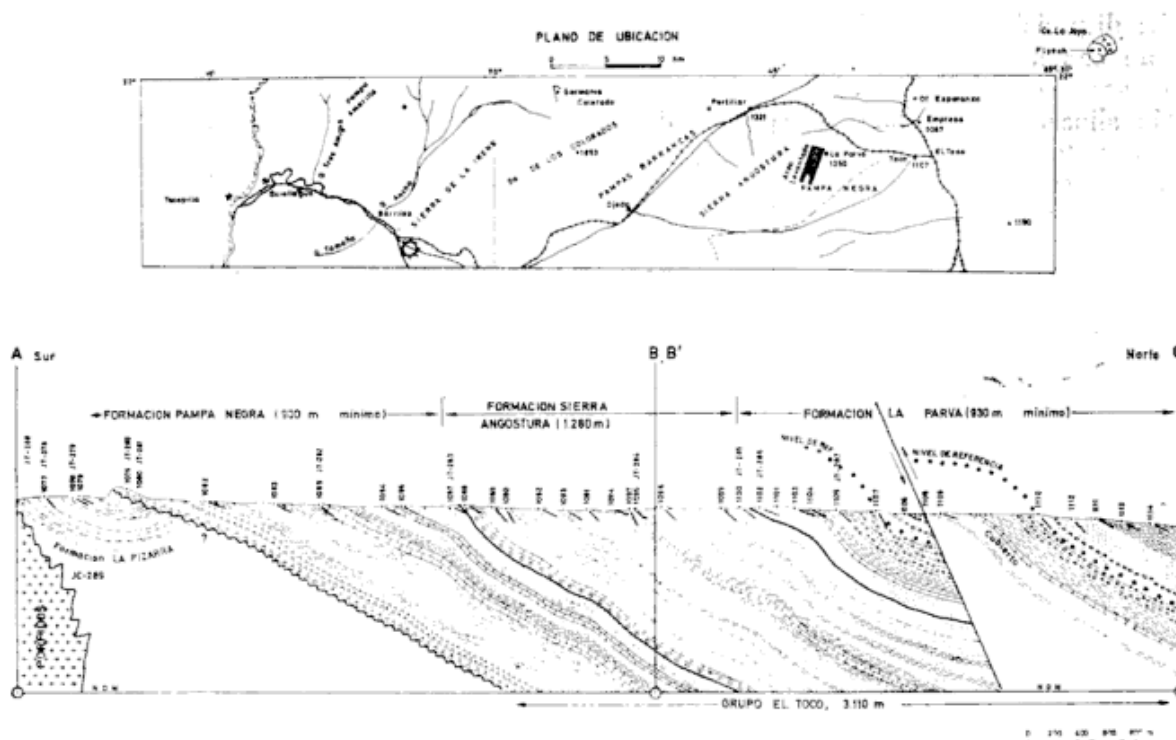
Litología: las grauvacas predominan en la parte basal y alta de esta Formación. Las grauvacas del techo son conglomerádicas (wildflysch), como las de la base. Su techo está constituido por una lutita pizarreña, roja y azulada (80 m) muy típica, y distinta de todas las lutitas pizarreñas del Grupo El Toco. Típica del techo es la presencia de litoclastos formando bancos, distanciados, y de un tamaño de 10-15 cm. También hay aquí grauvacas con fragmentos angulosos de calizas, cubiertos por óxidos de Fe (densidad 2,73) que indican ambiente reductor.

Poco arriba de la base, hay unos bancos calcáreos, a veces brechosos; algo más arriba de la parte media de la Formación, se observan varios bancos calcáreos (250 m); también hay, en esta sección, bancos conglomerádicos (densidad 2,73), constituidos por rodados de calizas (litología igual a los bancos inferiores). No hay cono en cono. Entre la serie calcárea se destaca una dolomia (densidad 2,81) con *Stromatholites* (?). Unas pocas calizas se presentan en láminas, a veces concrecionarias, y de colores rojo y amarillento vivos.

El ambiente de sedimentación es típicamente de plataforma en los 250 m de la parte central alta de la Formación; durante este lapso no hay turbulencia en la plataforma, turbulencias que se verifican constantemente durante la formación de la mayor parte de esta unidad. Estas grauvacas tienen abundantes fragmentos de ortófiros, porfiritas, meláfiros y almendrillos.

Se puede concluir que es imposible que las grauvacas de esta Formación sean el producto de corrientes turbias que hayan bajado de la escarpa continental. Por lo tanto se constata, como en la Formación anterior, turbulencia en la plataforma.

Correlaciones: las grauvacas tipo wildflysch obligan a acompañarlas con las de la Formación El Quereo, parte baja del Miembro de Grauvacas. La presencia de almendrillos y abundantes fragmentos de ortófiros, así como de pórfidos y meláfiros, con-



firmaría la equivalencia establecida por Muñoz Cristi (1942) y sus dudas al poner la Formación El Toco en el Paleozoico (1973

Edad: desconocida. El presente autor no tiene conocimiento suficiente ni bibliografía para clasificar *Stromatholites*. Aparentemente éstas podrían representar, en esta Formación, algas calcáreas.

Formación La Parva

Lugar típico: Vértice de Triangulación Salitrera "La Parva", a 1.250 m sobre el nivel del mar, en la misma latitud de la Oficina El Toco. *Base:* lutitas pizarreñas rojas y azuladas con litoclastos de 10 a 15 cm de diámetro. *Techo:* lutitas pizarreñas con pocos litoclastos aparentemente dispersos. Alternan con grauvacas de grano fino, y las lutitas tienen en general 1 m de espesor, cuando las grauvacas alcanzan a 20 cm. Siguen al norte aluviones, luego riolitas distintas de las de la base de la Formación Pampa Negra. Todavía más al norte se encuentra un flysch con tectónica muy compleja, y que por su litología nada tiene en común con las anteriormente citadas Formaciones. *Espesor máximo visible:* 930 metros.

Litología: en la base predominan lutitas pizarreñas en vetillas, que tienen arriba una

serie de capitas de caliza con cono en cono en lutitas pizarreñas no laminadas (100 m). La mayor parte de esta Formación está constituida por lutitas pizarreñas con litoclastos; antes de que éstos disminuyan en número, hay una grauvaca verdosa, que permitió establecer el rechazo de la falla y representa el nivel de referencia que permitió reconstruir las curvas estructurales.

Las litoclastos, anteriormente mencionados, están constituidos por granito rosado, riolita y pórfidos rojos; sin embargo, la mayor parte están constituidos por una cuarcita sedimentaria sumamente dura, pardoverdosa, cuyos elementos son cuarzo, feldspastos, micas y otros componentes félicos; densidad: 2,66; diámetro de los granos, 1/2 mm como máximo; la matriz es del mismo material. Las diaclasas que afectan a los rodados son las mismas que afectan también a las lutitas pizarrosas que los contienen. Estas cuarcitas son prácticamente las mismas de la Formación Cerro La Joya, devónica (Cecioni, 1970, p. 32, había correlacionado estas cuarcitas con las de la Formación Arrayán, del Devónico).

La forma de los litoclastos es de tres ejes, es decir típica de playa; sin embargo, en muchísimos rodados se observan aristas bien evidentes, cicatrices y nudos. Esto hace sospechar que se trata de gravas glaciares parcialmente retrabajadas por el agua (Cecioni, 1970; 1959, inédito).

La disposición de los litoclastos no es la de un conglomerado, ni la que tienen las grauvacas con facies de wildflysch; ellos están alineados perfectamente en una distancia notable, de modo que desde lejos, aparecen como si fueran concreciones calcáreas formando bancos.

En la base de la parte central de la Formación se presentan grauvacas, lutitas pizarreñas y caliza con cono en cono, como en la parte alta de la Formación Pampa Negra. Las lutitas pizarreñas de la base, cuando se presentan oscuras y no laminadas, tienen una densidad de 2,66; las lutitas pizarreñas con litoclastos, en su parte alta, donde predominan grauvacas verdosas, se presentan algo azuladas. Los tamaños de los litoclastos y la falta de canales de erosión, permite afirmar que no se trata de *flaser of tidal flats*.

En la parte alta de la Formación, se observan concreciones calcáreas, las cuales pueden alcanzar hasta 1 m de diámetro; de estas concreciones, Wetzel obtuvo 2,61 % de fosfatos (P_2O_5).

Cuando hacia arriba los litoclastos disminuyen, dispersos, y a veces formando bancos, la serie se presenta con una facies típica de flysch, con bancos delgados y frecuentes de grauvacas en lutitas. Unos pocos pliegues sinsedimentarios han sido observados en las grauvacas. Esta serie presenta 200 m de espesor. Su facies se podría definir como un *schlier* (Cecioni, 1970).

Ambiente de depositación: la parte baja de esta Formación representa el mismo ambiente de plataforma turbulenta. La parte alta, lutitas pizarreñas con litoclastos formando bancos, representa un típico *slumping*; en el conjunto, la Formación y por ende el mismo Grupo, repite exactamente el esquema teórico propuesto por Kuenen en 1967 (Stanley, 1973). Se presume que el *slumping* puede haberse producido por reactivación de fallas más antiguas que el Grupo El Toco, sollevando el continente, o por isostatismo o por anti-isostatismo o a otras causas relacionadas con fenómenos diastróficos. Por esto el continente, al producirse los *slumpings*, es decir al finalizar la sedimentación de la Formación La Parva, se encontraba más cercano y más alto que antes, favoreciendo *slumpings* hacia la plataforma, es decir con aporte de material perpendicular o diagonalmente respecto al aporte del material de todas las turbiditas del Grupo El Toco.

Los litoclastos procedieron del continente, y se encontraban tal vez en sedimentos arcillosos (morenas antiguas) cubiertos por sedimentos que fueron erosionados durante toda la depositación del Grupo El Toco; sedimentos tal vez glaciarios del Paleozoico superior, que fueron exhumados mucho después.

Es posible entonces que puedan existir irrones de sedimentos glaciarios en esta área. La hipótesis del presente autor (Cecioni, 1959, 1970) de que esta serie con litoclastos podría representar un verdadero *drift* hay que descartarla; y consecuentemente descartar todas las reconstrucciones paleogeográficas que se apoyan, o se apoyaron sobre la hipótesis de un *drift*, hasta encontrar depósitos glaciarios verdaderos.

Correlaciones: la presencia de grandes bloques formando bancos ha sido observada por el presente autor solamente en el flysch de la Formación El Quereo (Cecioni y Westermann, 1968). Los litoclastos en el flysch de la Formación El Quereo están constituidos por un flysch muy compactado, desde luego más antiguo; estos litoclastos doblaron notablemente en cucharas las capas inferiores y por lo tanto "cayeron". En la serie con litoclastos de la parte alta y predominante de la Formación La Parva, este fenómeno no se observa, tal vez porque las lutitas pizarrosas son demasiado masivas.

Conclusiones Estratigráficas

Presentes y pasadas correlaciones hacen sospechar que la Formación Cerro La Joya pueda pertenecer al Devónico superior. Efectivamente, los litoclastos de cuarcitas del techo de la Formación La Parva habían sido previamente correlacionados con las cuarcitas de la Formación Arrayán, devónica; ahora se correlacionan con las de la Formación Cerro La Joya; consecuentemente, las Formaciones Arrayán y La Joya podrían ser correlacionables entre sí. También los pocos restos de plantas encontrados podrían confirmar esta correlación.

La Formación La Pizarra, no puede ser momentáneamente correlacionada. Se puede sólo afirmar que se originó por erosión de un granito. Su edad es anterior a la del Grupo El Toco.

En su totalidad, el Grupo El Toco es correlacionable con la Formación El Quereo, triásica, como justamente había pensado

Muñoz Cristi (1942), seguido por Gerth (1955, p. 226), sobre bases petrográficas: presencia en las grauvacas de fragmentos de ortófiros, porfiritas, meláfiro y almen-drillos. La presencia de cono en cono confirmaría la correlación con la Formación El Quereo; las grauvacas tipo wildflysch, también; los litoclastos formando bancos repiten el mismo fenómeno de *slumping* observado en la Formación El Quereo, donde es muy poco desarrollado.

El presente autor, de acuerdo también con la opinión de Muñoz Cristi, estima muy acertado colocar el Grupo El Toco en el Triásico; sin duda el estilo tectónico del Grupo El Toco es mucho más semejante al de las Formaciones El Quereo y Los Molles, y totalmente distinto de las Formaciones que se encuentran discordantemente bajo el Grupo El Toco, cuyo estilo tectónico es también distinto de los estilos tectónicos del Jurásico del Norte Grande.

En lo que se refiere al ambiente de deposición, tenemos que constatar que hay depósitos de facies aparentemente contrastantes: de un lado hay típicos sedimentos de plataforma, por el otro hay típicos sedimentos de flysch. Los estudios modernos, especialmente los que se llevaron a cabo desde 1967 por Kuenen, y luego en el Simposio dirigido por Stanley (1973), muestran que este contraste es sólo aparente, y, aceptando el postulado actualístico, nos encontramos con los mismos fenómenos, aparentemente contrastantes, en los depósitos que se están constituyendo en las desembocaduras de los ríos Nilo y Ródano, como ejemplo.

Por lo tanto el Grupo El Toco, se depositó en una plataforma con corrientes turbias paralelas o subparalelas a su margen. Sólo el último episodio indica un *slumping* de gran envergadura desde el continente, con dirección sub-perpendicular a las direcciones de las corrientes turbias de esta plataforma turbulenta.

Este *slumping* llevó rodados presumiblemente glaciares pero retrabajados en una playa marina. Será posible entonces encontrarlos en las formaciones más antiguas que el Grupo El Toco, cualquiera fuera la edad de este Grupo.

Hay que descartar todas las conclusiones paleogeográficas basadas sobre la primera hipótesis sospechada por el presente autor (1959), de que la parte alta de la Formación La Parva podría ser un *drift*. El autor pudo caer en este error considerando

que la sedimentación de plataforma era muy poco conocida y muy escasa la bibliografía a su alcance, entonces y ahora.

Considerando que las dataciones cronológicas aquí presentadas son hipotéticas, el presente autor no se atreve a bosquejar una paleogeografía en base a muchísimas dudas, a pesar de que recientemente se encontraron en la provincia de Antofagasta extensos sedimentos marinos de plataforma del Paleozoico (Cecioni, A. y J. Frutos, 1973; Chong G. y A. Cecioni, 1976).

Más que conclusiones hemos encontrado aquí muchos interrogantes.

Tectónica

Los rumbos de las capas del Grupo El Toco, están dirigidos en prevalencia de NO a SE, con inclinaciones de 20° a 50° hacia el NE; esto ocurre en la ladera oriental de la sierra Angostura. Las curvas estructurales indican un suave anticlinal con eje NNE. Más hacia el oeste y al norte del FF.CC. El Toco-Tocopilla, aunque las inclinaciones se mantengan más o menos constantes como se mencionara anteriormente, las fallas se desarrollaron mucho más, hasta tener un plegamiento muy intenso en formaciones distintas de las que tenemos aquí, con excepción de la Formación La Pizarra.

Hacia el este de la sierra Angostura se encuentra la Pampa Negra, y se puede pensar que el límite morfológico corresponda con una falla; efectivamente, las capas de la Formación Pampa Negra, al aproximarse a la pampa, inclinan hacia el E y luego constituyen un pequeño anticlinal con eje NNE, y con una probable falla en el límite sierra-pampa. Esta falla podría ser paralela a la falla mencionada por García (1967, p. 16), la cual separa la "Formación El Toco" (es decir las Formaciones más antiguas que las del Grupo El Toco) de la Formación La Negra.

Existe además otra falla transcurrente sinistral de rumbo NO-SE, y que al mismo tiempo es inversa (el bloque N sube sobre el bloque S), con plano inclinado al NE unos 70° aproximadamente, y cuyo rechazo oblicuo es de 650 metros.

Recursos Económicos

Desde el punto de vista petrolífero, las Formaciones mencionadas no tienen posi-

bilidades naftogénicas, a pesar de tratarse en general de un ambiente reductor, sin capas acumuladoras de fluidos.

La presencia de concreciones calcáreas en el Grupo El Toco (y en el cerro Bellavista, al norte, no levantado) poseedoras de fosfatos según Wetzel (1927), es altamente interesante a pesar de que por el momento se estableció solamente un porcentaje de 2,61%; sin embargo faltan datos estadísticos. Es importante poner en evidencia que ENAP analizó por fosfatos muchas calizas del Norte Grande, pertenecientes al Jurásico, con éxito negativo.

Los sedimentos del Grupo El Toco presentan un metamorfismo muy suave, excepto el metamorfismo de contacto seguramente existente en la Formación Cerro La Joya. La compactación de los sedimentos arcillosos del Grupo El Toco (promedio 2,7) es mucho más alta que la compactación de los sedimentos arcillosos marinos del Paleozoico superior de Juan de Morales (2,57).

El presente autor opina que los valores altos de las densidades no indican una extrema compactación, sino la probable presencia de elementos metálicos en traza, como se observa actualmente en ciertas partes de los sedimentos nuevos de las plataformas, es decir, wolframio, cromo, cobalto, torio, etc. El ambiente reductor está indicado por las películas de hierro que cubren los clastos calcáreos en las grauvacas, y tal vez también por la presencia de escasa magnetita.

Si efectivamente el ambiente fue reductor, habría cierta esperanza de encontrar vanadio y uranio.

Como se verificaron explosiones volcánicas ácidas, tal vez podríamos encontrar en los sedimentos basales del Grupo El Toco, tierras raras transportadas por las cenizas riolíticas.

Es probable que las grauvacas, al ser frenadas en *meandros de plataforma*, y al disminuir la velocidad y capacidad de transporte, puedan tener elementos metálicos pesados en traza, imposibles de detectar al microscopio.

Recomendaciones

Se trata de más de 3.000 m de espesor con frecuentes bancos calcáreos y concreciones en el techo. Todo esto tendrá que ser analizado químicamente, siguiendo dos o tres perfiles en paralelo al perfil geológico presentado aquí, cubriendo la cantidad de P_2O_5 presente.

Una gran cantidad más de muestras deberá ser examinada, recolectándolas contemporáneamente con la realización de perfiles para fósforo, tomando en consideración las grauvacas y analizarlas en los elementos anteriormente mencionados y típicos de las plataformas actuales.

Si se presentara una anomalía positiva, los perfiles tendrán que seguir los bancos anómalos en busca de los que han sido nombrados *fossil placers*, con un costo mucho menor que la exploración de una plataforma continental actual, así como de su explotación, en el caso de El Toco, a tajo abierto.

Lista de trabajos citados en el texto

- Brüggen, J., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Inst. Geográfico Militar, 374 p., Santiago.
- Cecioni, A. y J. Frutos, 1973. *Primera noticia sobre el hallazgo del Paleozoico Inferior marino en la Sierra de Almeida, Norte de Chile*. I Congr. Arg. de Paleont. y Bioestratigrafía; Actas. I: 191-207, Tucumán.
- Cecioni, G., 1959. *Formación El Toco*. ENAP, inédito.
- 1962. *La Formación Arrayán, devónica, en la Provincia de Coquimbo*. Bol. Univ. de Chile, (34): 40-47, Santiago.
- 1964 (1963). *Ingolfamenti marini giurassici nel Cile Settentrionale*. Boll. Soc. dei Naturalisti in Napoli, LXXII: 177-206, Nápoles.
- 1970. *Esquema de Paleogeografía Chilena*. Ed. Universitaria, Santiago.
- 1974. *Flysch devónico y Orogénesis Bretónica en Chile*. Depto. de Geología, Univ. de Chile, Publ. 42, Santiago.
- Cecioni, G. y C.E.G. Westermann, 1968. *The Triassic-Jurassic marine transition of coastal central Chile*. Pacific Geology, 1: 41-75.
- Chong, G. y A. Cecioni, 1976. *Presencia de una secuencia marina de probable edad Paleozoica Superior en la Provincia de Antofagasta*. I. Congr. Geol. Chileno, A11-A20, Santiago.

- Frutos, J., 1972. *Ciclos tectónicos sucesivos y direcciones estructurales sobreimpuestas en los Andes del Norte Grande de Chile*. Simposio Manto Superior, Comité Argent., II: 473-483, Bs. Aires.
- García, F., 1967. *Geología del Norte Grande*. Simposio sobre el Geosinclinal Andino (1962) Soc. Geol. de Chile, Publ. 3, Santiago.
- Gerth, H., 1955. *Der geologische Bau der südamerikanischen Kordillere*. Gebr. Borntraeger, :1-264, Berlin.
- Harrington, H. J., 1961. *Geology of part of Antofagasta and Atacama provinces, Northern Chile*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 45 (2): 169-197, Tulsa.
- Hoffstetter, R.; H. Fuenzalida y G. Cecioni, 1957. *Lexique Stratigraphique Intern.* V (7). Chile. Centre Nat. Recherche Scientifique, Paris.
- Levi, B., S. Menech y F. Munizaga, 1963. *Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos*. Inst. Invest. Geol. Bol. 12, Santiago.
- Miller, H., 1970. *Vergleichende Studien prämesozoischen Gesteinen Chile unter besonderers Berücksichtigung ihrer Kleintectonik*. Geotect. Forsch., 36 (I-II): 1-64.
- Muñoz Cristi, J., 1942. *Rasgos generales de la constitución de la Cordillera de la Costa, especialmente en la Provincia de Coquimbo*, I. Congreso Panamericano Ing. Min. y Geol., An. II: 285-318, Santiago.
- 1956. Chile. Geol. Soc. Am., Mem. 65: 187-214, Nueva York.
- 1968. *Evolución geológica del Territorio Chileno*. Bol. Acad. de Ciencias, Chile, I: 18-26. Santiago.
- 1973. *Geología de Chile*. (trabajo póstumo incompleto), Ed. A. Bello: 1-209, Santiago.
- Stanley, J., 1973. Turbidites, non-turbidites and outer continental margin paleogeography. Conferencia en: *The New Concept of Continental Margin Sedimentation*. Am. Geol. Inst. (D-55-13): 1-13, Washington.
- Wetzel, W., 1927. *Beitrage zur Erdgeschichte der mittleren Atacama*. N. Jahrb. Min. Geol., Pal., 58 (B): 505-578, Berlín.

Recibido: noviembre 10, 1978; agosto 14, 1979.

GIOVANNI CECIONI

Depto. de Geología, Universidad de Chile
Casilla 13518 - Correo 21
Santiago de Chile.

GEOLOGIA DEL PORFIRO CUPRIFERO CAMPANA MAHUIDA, PROVINCIA DEL NEUQUEN

JUAN CARLOS M. ZANETTINI

Resumen

Se describe la geología del depósito de cobre diseminado Campana Mahuida, ubicado en ambiente de Cordillera Principal en la provincia del Neuquén.

En la comarca aflora una secuencia sedimentaria jurásica intruida por cuerpos granodioríticos y pórfiros andesíticos referidos al Cretácico superior. Andesitas oligocenas también intruyen a las sedimentitas y basaltos pleistocenos las cubren parcialmente.

Los procesos de alteración y mineralización hidrotermales corresponden a un depósito tipo pórfiro cuprífero y se relacionan genéticamente con el pórfiro andesítico. La alteración conforma una zona central potásica, otra intermedia filica y una externa propilitica. La mineralización hipogénica consiste en calcopirita, bornita, molibdenita, oro, piritita y magnetita.

Los procesos de alteración supergénica han originado una zona de lixiviación-oxidación con oxidados de cobre y una zona de cementación con sulfuros supergénicos.

Introducción

El depósito de cobre diseminado Campana Mahuida fue descubierto en 1967 por geólogos del Plan Cordillerano (DGF-M-NU) quienes realizaron tareas preliminares de exploración; nuevos trabajos exploratorios fueron llevados a cabo por Falconbridge S.A.M.A. en 1972 y por la Dirección General de Fabricaciones Militares durante 1974/75.

Exponemos en el presente trabajo las características geológicas del mencionado depósito mineral.

Ubicación

El pórfiro cuprífero Campana Mahuida se halla situado en la provincia del Neuquén, departamento Loncopué, sobre la margen izquierda del río Agrio. El acceso al mismo, desde la ciudad de Zapala, se efectúa recorriendo 115 km por las rutas nacionales 22 y 231.

Abstract

The present paper describes the geology of the Campana Mahuida disseminated copper deposit, located in Cordillera Principal environment, in the province of Neuquén.

In the area, a jurassic sedimentary sequence outcrops and is intruded by granodiorite and andesite porphyry Upper Cretaceous bodies. Sedimentites are also intruded by oligocene andesites and are partly covered by pleistocene basalts.

The hydrothermal mineralization and alteration processes correspond to a porphyry copper type deposit and are genetically related to the andesite porphyry. Alteration includes a potassic central area, a filic intermediate one and another propylitic external area. The hypogenic mineralization consists of chalcopirite, bornite, molybdenite, gold, pyrite and magnetite.

A leaching-oxidation zone, with copper oxides and an enrichment area with secondary sulphide were originated by supergenic alteration processes.

Investigaciones anteriores

Estudios mineros anteriores en la comarca fueron realizados por Angelelli (1950), Salaberry y Nuñez (1968), Falconbridge S.A.M.A. (1972), Hollister (1973), Sillitoe (1973) y Zanettini (1976).

Agradecimientos

Expresamos nuestro agradecimiento a las autoridades de la Dirección General de Fabricaciones Militares por permitir la publicación del presente trabajo. Nuestro reconocimiento también a la Lic. Graciela Santamaría por las determinaciones petrográficas y al Geól. Hugo Mallimacci por su colaboración en las tareas de campo.

Geología general

Situada en ambiente de Cordillera Principal (cuenca neuquina), la geología de la

comarca donde se ubica el pórfiro cuprífero Campana Mahuida fue descrita por el autor en otro trabajo (1978), por lo que daremos solamente una síntesis de ella.

Una sucesión sedimentaria esencialmente marina del Jurásico medio y superior, conformada por el Grupo Cuyo y las Formaciones La Manga, Tordillo y Vaca Muerta, se halla instruida por magmatitas silíceas y mesosilíceas del Cretácico superior y Oligoceno que constituyen los Grupos Campana Mahuida y Molle.

En el oeste de la zona basaltos y tobas pertenecientes al Pleistoceno cubren a las sedimentitas mesozoicas. De igual edad que los basaltos son los sedimentos que, constituyendo niveles terrazados, se manifiestan sobre ambas márgenes del río Agrio.

La sucesión sedimentaria mesozoica se dispone inclinada hacia el este; en el nordeste de la comarca se presenta una estructura sinclinal simétrica.

Los sistemas de fallamiento que se manifiestan corresponden a fracturas heredadas del basamento prejurásico, según Ramos (1978). Se destacan dos sistemas de fallas tensionales, uno rumbo oeste-noroeste y su conjugado este-nordeste, y otro de rumbo nor-nordeste correlacionable con el lineamiento Taquimilán de Ramos (op. cit.), los cuales probablemente fueron reactivados durante la fase Patagónica del ciclo Cimérico.

La ausencia de sedimentitas mesozoicas aflorante al oeste del río Agrio pone en evidencia a la falla Agrio, la que ha causado el ascenso diferencial del bloque que contiene al pórfiro cuprífero y sería correlacionable con el Frente Tectónico de Loncopué postulado por el autor citado.

Geología local

En el área del depósito mineral, situada al pie sudoeste del cerro Tres Puntas, se encuentran sedimentitas marinas y continentales jurásicas intruidas por magmatitas silíceas y mesosilíceas del Cretácico superior. Una cubierta aluvial y coluvial se extiende sobre el sector enmascarando principalmente su parte central.

Unidades litológicas

Jurásico

FORMACIÓN LOTENA (Weaver, 1931).

Se sitúa en la parte sudoeste del área cu-

bierta en discordancia por la Formación La Manga

Consta de areniscas cuarzosas y feldespáticas de grano fino a mediano, de color gris blanquecino, y areniscas de grano mediano color verde olivo.

La edad de esta entidad, signada por *Macrocephalites macrocephalus*, es caloviense inferior.

FORMACIÓN LA MANGA (Stipanovic y Mingram, in Groeber, 1953).

Ubicada en la parte sudoeste y sur del área, sobreyace en discordancia a la anterior unidad y es sobrepuesta, discordancia por medio, por la Formación Tordillo.

Está compuesta por calizas recristalizadas, de color blanco y gris claro, y brechas calcáreas con clastos de chert y cuarzo. En la parte central de afloramiento de la unidad, ella ha sufrido metasomatismo, es decir ha ocurrido un reemplazo total de las calizas por cuarzo, ópalo y calcedonia hematizadas de color pardo rojizo a oscuro.

La edad de esta Formación es argoviense (Stipanovic, 1965).

FORMACIÓN TORDILLO (Groeber, 1946).

Se manifiesta en la mayor parte del área dispuesta en concordancia sobre la anterior entidad.

Las sedimentitas que la constituyen se encuentran decoloradas y transformadas en hornfels y pizarras.

Se asigna a esta unidad edad kimberidiana (Herrero Ducloux, 1946).

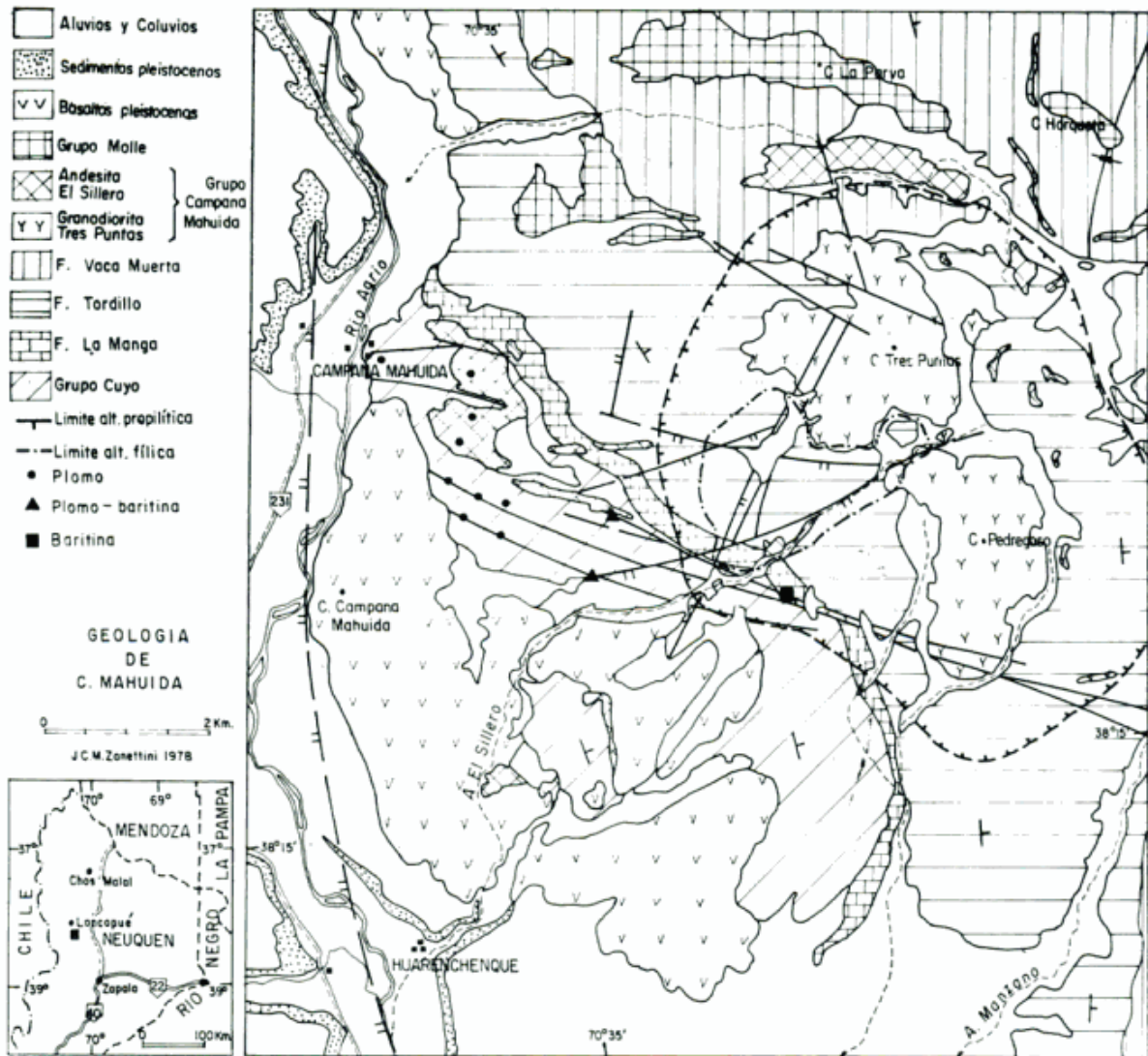
Cretácico

GRUPO CAMPANA MAHUIDA.

Este Grupo y sus unidades componentes, Granodiorita Tres Puntas y Andesita El Sillero, fue definido por el autor en otro trabajo (1978).

Con él se encuentra relacionado el metamorfismo de contacto y los procesos de alteración hidrotermal y mineralización presentes en la comarca.

La datación radiométrica de biotita de la Andesita El Sillero, que arrojó 74.2 ± 1.4 m.a. (Sillitoe, 1976 y 1977), permite asignar al Grupo edad cretácica superior, ya que el intervalo de tiempo entre el emplazamiento de un stock (Andesita El Sillero) y su posterior alteración hidroter-



mal-mineralización es pequeño y por lo general menor de dos millones de años (Moore y Lanphere, 1971). La granodiorita Tres Puntas probablemente es comagmática con la Andesita y, considerando lo expuesto por Charrier y Malumián (1975), su intrusión estaría relacionada con la fase diastrófica Patagónica (Albiano superior-Cenomaniano inferior).

a) **GRANODIORITA TRES PUNTAS.** Se sitúa en el ángulo nordeste del área intruyendo a la Formación Tordillo; a su vez es intruida por la Andesita El Sillero.

La unidad está compuesta por una diorita de estructura granular fina y color gris que fue intruida y asimilada en sus bordes por una granodiorita de estructura granular mediana y color blanco grisáceo.

Ambos tipos litológicos ostentan diferencias porfíricas en los bordes del plutón

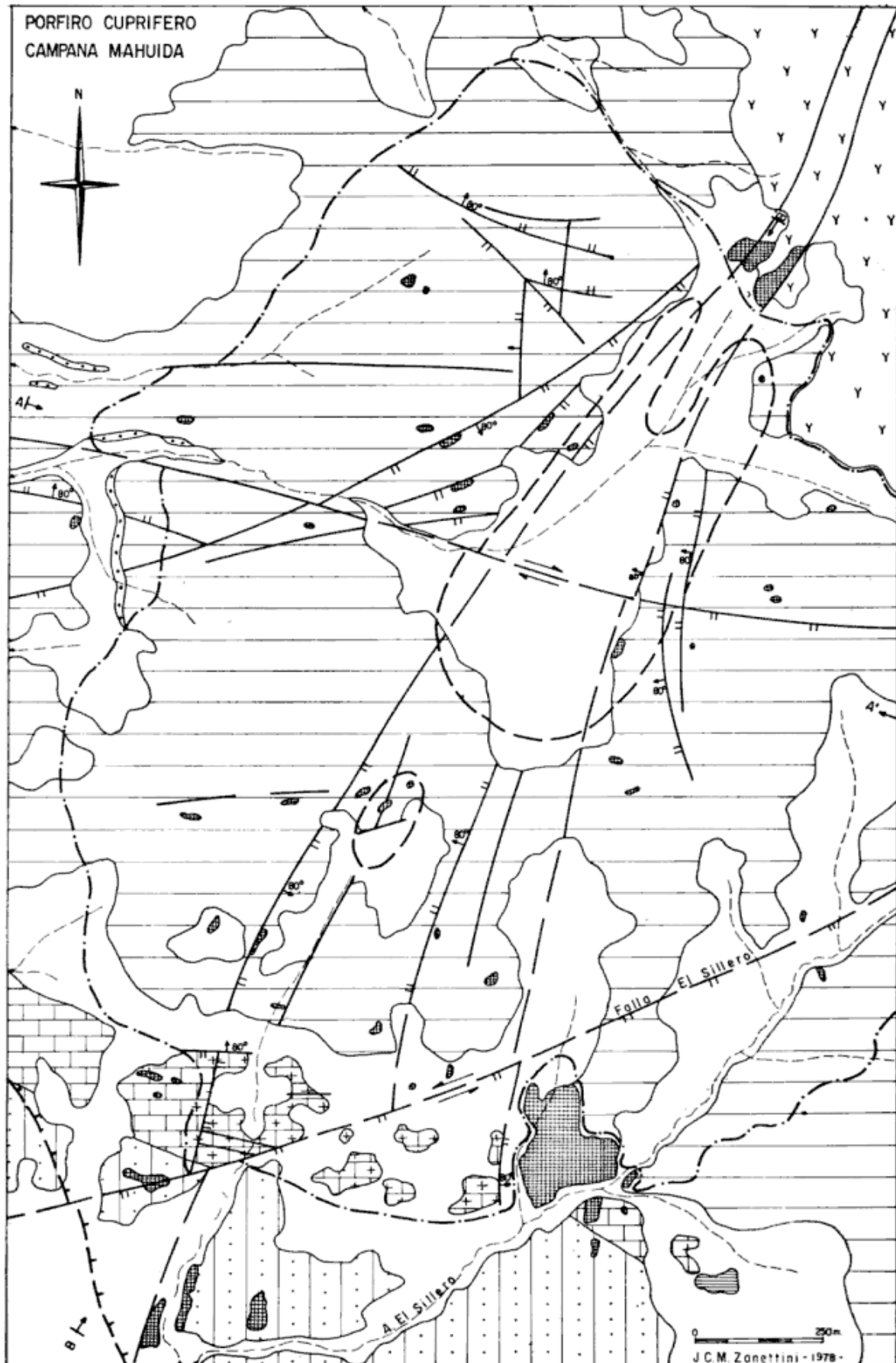
y la granodiorita pasa también a pórfiro tonalítico.

En su conjunto la entidad se halla escasamente piritizada y presenta alteraciones hidrotermales ocasionadas por la posterior intrusión de la Andesita El Sillero.

b) **ANDESITA EL SILLERO.** Aflora como diques y pequeñas apófisis de un cuerpo de mayores dimensiones localizado en subsuelo; intruye a las unidades antes descriptas.

Está compuesta por un pórfiro andesítico de estructura porfírica con pasta afanítica, de colores gris mediano a oscuro y gris verdoso, que localmente presenta diferenciaciones a dacita y pórfiro dacítico. Se halla afectado por las alteraciones hidrotermales según su situación dentro de la zonación de ellas.

Con esta unidad en particular se relacionan los procesos de alteración y mineralización ocurridos en el área.



Cuartárico

En el sector centro-occidental del área se manifiestan conglomerados constituidos por clastos angulosos de tamaño variable, entre dos y 15 cm, que representan a los metasedimentos de la Formación Tordillo en particular; la matriz es arenisca de grano grueso color pardo oscuro debido al cemento limonítico. Alcanzan hasta 2,50 m de espesor.

A ellos posiblemente corresponda una edad pleistocena superior u holocena inferior dada su posición con respecto al cauce actual sobre el que se encuentran.

De reciente y actual deposición son los aluvios y coluvios que cubren, sobre todo, la parte central y sur del área.

Estructura

La parte central del área se caracteriza por un intenso fracturamiento craquelado, ocasionado por la intrusión y consolidación de la Andesita El Sillero, que afecta sobre todo a los metasedimentos de la Formación Tordillo en los cuales ha borrado las estructuras originales; solamente en muy pocos casos es posible hacer mediciones de la inclinación de los estratos, la que es del orden de los 15° a 20° al este. En las calizas de la Formación La Manga se miden inclinaciones de 5° a 12° al este y lo mismo en las areniscas de la Formación Lotena.

Se distinguen dos sistemas de fracturamiento heredados del basamento compuesto por fallas tensionales subverticales de rumbos nor-nordeste y oeste-noroeste, con su conjugado este-nordeste, que se destacan en el terreno por brechas de falla silicificadas.

Estas estructuras condicionaron la intrusión de la Andesita El Sillero, la cual se alarga en sentido nor-nordeste, y parcialmente la distribución de la alteración hidrotermal por lo que en la fase Patagónica debe buscarse una reactivación de ellas.

Una nueva reactivación de ambos sistemas ocurrió durante el ciclo Andico, lo cual es probado por el desplazamiento de las unidades litológicas y de las alteraciones hidrotermales por parte de la falla El Sillero y porque las magmatitas del Grupo Campana Mahuida se encuentran afectadas por los mencionados fracturamientos.

Pequeñas fallas locales subverticales cuyos rumbos varían de noroeste a este y que se manifiestan por espejos de fricción en sus superficies, son interpretadas como post-minerales ya que sus direcciones son coin-

cidentes con las del craquelamiento y han ocasionado pequeños desplazamientos laterales en los sistemas antes enunciados.

Alteraciones

En este trabajo tratamos por separado las alteraciones y la mineralización hidrotermal ocurrente en el área, pero ello no significa que la mineralización sea posterior a la alteración. Los minerales metalíferos se forman juntamente con los de alteración y se deben considerar también como minerales de alteración. De igual manera, por ser un proceso continuo y simultáneo, los minerales supergénicos son parte de la alteración supergénica.

Alteración hidrotermal

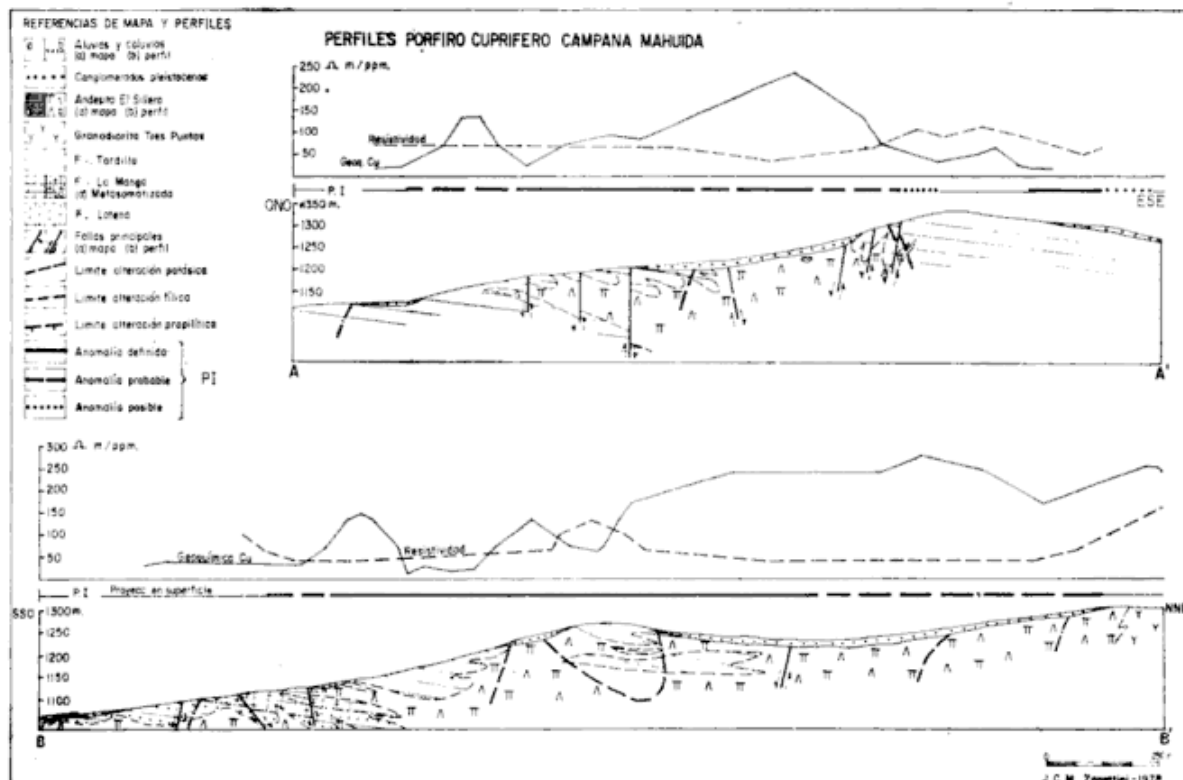
Las alteraciones hidrotermales muestran la característica zonación definida por Lowell y Gilbert (1970) para este tipo de depósito mineral: una zona interna de alteración de silicatos de potasio es rodeada por una zona intermedia de alteración filica la cual, a su vez, pasa a una zona externa de alteración propilítica.

Estas zonas de alteración no son concéntricas ni guardan relación en sus formas lo cual probablemente es debido a un control litológico-estructural y a la distribución de la Andesita El Sillero en el subsuelo; por otra parte, los límites entre ellas son transicionales.

La zona de alteración potásica, que fue determinada por Sillitoe (1973) y modificada por nosotros, se encuentra situada sobre la faja de fracturación nor-nordeste; se alarga en esa dirección con una longitud de 1.300 m y su ancho es de 420 m. Se descompone en dos centros de alteración, uno mayor que el otro, que probablemente se unen en profundidad. Está señalada en el terreno por una depresión topográfica y cubierta completamente por derrubio.

La zona de alteración filica tiene una forma aproximadamente elíptica en el área del depósito, pero no cierra sino que se prolonga hacia el este siguiendo la quebrada del arroyo El Sillero. Su máxima dimensión en sentido nor-nordeste es de 2,5 km y en sentido este-nordeste es de tres kilómetros.

La zona de alteración propilítica se elonga en dirección nor-noroeste rodeando a la Granodiorita Tres Puntas con una forma elíptica de siete kilómetros de largo por 5,5 km de ancho; es coincidente con el halo



de metamorfismo de contacto ocasionado por la intrusión de la unidad mencionada.

Alteración potásica

La alteración de silicatos de potasio afecta con mayor intensidad al pórfiro andesítico y dacítico de la Andesita El Sillero y en menor grado a las dioritas, granodiorita y tonalita de la Granodiorita Tres Puntos localizadas en los sondeos próximos al afloramiento de esta unidad.

Esta alteración queda definida por la asociación hidrotermal biotita-feldespató potásico, acompañados por cuarzo y sericita a más de otros minerales de alteración subordinados.

La *biotita*, de colores pardos y verde, se presenta como reemplazo de plagioclasa y hornblenda, constituyendo nidos diseminados, asociada con sulfuros y en venillas independiente o asociada con cuarzo o clorita.

El *feldespató potásico* se encuentra en mediana cantidad presentándose límpido en venillas, en parte asociada con cuarzo, y como cristales xenomorfos dispersos. Se encuentran también cristales límpidos de *albita* localmente asociados a cuarzo.

El *cuarzo* ocurre de diversas maneras siendo las más abundantes en venillas y como agregados diseminados; en menor can-

tidad se lo encuentra como inclusiones y a manera de silificación masiva de la roca. Como relleno de venillas se halla independiente o en variadas asociaciones con otros minerales de alteración y sulfuros; se presente también como reemplazo de plagioclasas.

La *sericita* se encuentra diseminada, reemplazando selectivamente a plagioclasa, en agregados independiente o asociada a muscovita y en venillas independientes o acompañada por sulfuros o por cuarzo y clorita.

La ocurrencia de *turmalina* incolora (*acroíta*) en agregados fibroradiales diseminados o en venillas con cuarzo es un rasgo distintivo de la alteración potásica, puesto que la *turmalina* que se halla en la zona filica es de composición ferrosa y color negro. En la faja de transición entre ambas zonas de alteración coexisten los dos tipos.

También se encuentran de mediana a abundante cantidad de *rutilo* diseminado y como inclusiones en *pirita* y *apatita* en cristales idio y xenomorfos y como inclusiones en *biotita*.

Subordinadamente se presentan *clorita* como reemplazo de *biotita*, en agregados diseminados y en venillas con otros minerales de alteración y sulfuros; *epidoto* como reemplazo de plagioclasas y *biotita*, diseminado y en venillas y *calcita* escasa.

Además de estas alteraciones en las rocas magmáticas se observa una argilización selectiva de los feldespatos potásicos primarios, que se extiende desde superficie hacia la profundidad. Interpretamos que esta alteración puede ser hidrotermal por debajo de la zona de cementación.

El límite de la alteración potásica que se observa en el mapa del área del depósito es inferido para el subsuelo yorque en superficie, donde sólo afloran metasedimentos de la Formación Tordillo, no se halló biotita hidrotermal o feldespato potásico. Esto quizá se debe a un problema de receptividad por parte de los metasedimentos, ya que al ser rocas ácidas por su composición mineralógica han receptado una mayor cantidad de sericita en lugar de biotita.

De acuerdo con lo observado en los testigos de perforación obtenidos en zona potásica en los metasedimentos que se encuentran como xenolitos en el pórfiro andesítico con biotita hidrotermal o bien inmediatamente por encima, no se halla o es sumamente escasa la biotita secundaria pero sí es mayor el contenido de sericita, lo cual avala la anterior suposición.

Alteración filica

La zona de alteración filica rodea a la anterior y afecta a los metasedimentos de la Formación Tordillo, a las magmatitas de la Granodiorita Tres Puntas y de la Andesita El Sillero y, en menor proporción, a las sedimentitas de las Formaciones Lotena y La Manga.

Se caracteriza por la asociación sericita-cuarzo-pirita, acompañados por otros minerales hidrotermales subordinados.

En las intrusivas, sobre todo en el pórfiro andesítico, la textura magmática está frecuentemente destruida; en los metasedimentos y areniscas el predominio de granos de cuarzo y la escasez de silicatos dan lugar a un desarrollo de sericita; en las calizas de La Manga la sericita es escasa, pero la silicificación llega a ser masiva de tal manera que localmente ocurre un reemplazo metasomático de ellas (Zanettini, 1976 y 1978).

La zona filica coincide con el área de máxima craquelación y algunas brechas de falla se encuentran intensamente silicificadas, lo que demuestra que en parte los fluidos hidrotermales se canalizaron a través de fracturas preexistentes.

La *sericita* se presenta como reemplazo de

plagioclasas y de biotita, diseminada, en agregados masivos y en venillas independiente o asociada con cuarzo.

El *cuarzo* se encuentra diseminado, en agregados, ocupando fracturas y como silicificación masiva de la roca.

Muscovita se halla diseminada y en venillas y la *turmalina* ferrosa se presenta en agregados fibro-radiales.

Otros minerales de alteración que ocurren de manera subordinada son *epidoto* y *calcita* como reemplazo de plagioclasa, *clorita* reemplazando a hornblenda y escaso *rutilo*.

Alteración propilitica

La zona externa de alteración propilitica afecta a las rocas de todas las unidades litológicas citadas para el depósito mineral y se caracteriza por la asociación hidrotermal *clorita-epidoto-calcita* acompañados por cuarzo.

La *clorita* ocurre en agregados con *calcita* y cuarzo, diseminado y reemplazando a hornblenda y biotita.

El *epidoto* se presenta en agregados, en venillas y como reemplazo de biotita, plagioclasa y hornblenda.

La *calcita* se halla en venillas, en agregados con *clorita* y cuarzo y substituyendo a plagioclasa y hornblenda.

Además de agregarse con otros minerales de alteración, el *cuarzo* se encuentra en venillas.

Alteración supergénica

La alteración supergénica es notoria en superficie y en la zona de lixiviación-oxidación. Afecta con mayor intensidad a las magmatitas y en menor grado a los metasedimentos.

La sericitización y argilización generalizada de las rocas es común; dichas alteraciones afectan también a los feldespatos, plagioclasas y biotita primaria. Esta última pasa a *clorita* y, junto con biotita hidrotermal, se halla también muscovitizada.

Arcillas, ópalo y sílice arriñonada rellenan fracturas de poco espesor.

Mineralización

Mineralización hipogénica

DE LA ZONA POTÁSICA

La mineralización hipogénica en la zona de alteración potásica consiste en calcopirita, bornita, molibdenita, magnetita, oro y pirita. Esta asociación, que indica un depósito me-

sotermal, se presenta diseminada, en microvenillas y en venillas con o sin cuarzo; la diseminación está en mayor proporción que las venillas.

Calcopirita, el principal mineral hipogénico de cobre, ocurre en granos xenomórfos y alotriomorfos de dimensiones variables entre cinco micrones y un milímetro; contiene inclusiones de molibdenita y también se la encuentra incluida en pirita. Se halla diseminada, en agregados y en venillas independiente o asociada a pirita y/o cuarzo. Ostenta soluciones de cubanita y mackinawita, las cuales señalan temperaturas medias de 200° a 300° C para la formación del depósito.

La *bornita*, cuyas dimensiones varían entre 50 y 300 micrones, se encuentra escasamente diseminada y como inclusiones en pirita.

La *molibdenita* es escasa en general, se presenta en escamas de tamaño variable entre 15 y 200 micrones, diseminada, formando nidos y en venillas independiente o con pirita; en menor proporción está incluida en calcopirita.

El *oro* nativo se halló diseminado en dimensiones que varían entre 10 y 20 micrones.

La *magnetita* ocurre en cristales idiomorfos de 100 micrones que se presentan diseminados en el sector periférico de la zona.

La *pirita* se halla en granos xenomorfos, alotriomorfos y automorfos con dimensiones que varían de 10 micrones a un milímetro; lleva inclusiones de calcopirita, bornita, pirrotina, cuarzo y rutilo. Se encuentra diseminada, aglomerada y en venillas independiente o asociada con otros sulfuros y con cuarzo.

Las leyes hipogénicas en la zona de alteración de silicatos de potasio varían de 0,52 % a 0,11 % de cobre hallándose los valores más altos en el núcleo de la zona mencionada; el molibdeno, que es escaso, solamente da valores entre 48 y 7 ppm y el oro registra entre 0,27 y 0,10 ppm, encontrándose también los índices más altos en la parte nuclear de la zona potásica.

La relación pirita-calcopirita en la zona considerada varía de 1:1 (localmente 1:2) en el núcleo a 2:1 en la periferia.

DE LA ZONA FÍLICA

La mineralización hipogénica en la zona de alteración fílica es similar a la de la anterior.

En los sondeos que se encuentran próximos a la zona potásica se muestran leyes hipogénicas de 0,20 % a 0,11 % de cobre; la disminución del contenido de calcopirita hacia la periferia de la zona fílica, hasta

hacerse nulo, se pone de manifiesto en los sondeos más externos en los cuales las leyes varían de 0,01 % a 0,005 % de cobre.

El molibdeno y el oro muestran la misma distribución de tenores desde el borde interno hacia el externo de la zona considerada. El primero desciende de 27 a 2 ppm y el segundo baja a 0,02 ppm.

En la relación pirita-calcopirita también se observa un descenso de 2:1 en la parte interna a cero en la periférica, en la cual la mineralización es exclusivamente de pirita; ésta, por otra parte, es más abundante aquí que en las otras zonas hidrotermales.

La mineralización se presenta en venillas y diseminada, dominando la primera ocurrencia.

DE LA ZONA PROPILÍTICA

La mineralización hipogénica de la zona propilitica dentro del área de depósito es exclusivamente de pirita, la cual se presenta en venillas y escasamente diseminada. Se hallan también escasos cristales diseminados de magnetita.

El cuadro de mineralización en la comarca se completa con un grupo de depósitos vetiformes epitermales, que componen el antiguo distrito minero de Campana Mahuida, los cuales fueron explotados por sus contenidos en minerales de plomo, plata y baritina.

Las vetas se ubican al oeste y sudoeste del cuerpo de mineral diseminado, alojadas en el sistema de fracturación oeste-noroeste. Probablemente ellas representen la parte externa de la secuencia zonal y sean contemporáneas con el emplazamiento del depósito diseminado, configurando así el característico modelo de los cobre porfíricos.

Mineralización supergénica

Los minerales oxidados, por un lado, y los sulfuros supergénicos de cobre, por otro, que constituyen la mineralización supergénica del depósito, se hallan distribuidos en dos zonas bien desarrolladas cuyos procesos de formación se han visto controlados básicamente por la alteración-mineralización hipogénica y la fracturación.

ZONA DE LIXIVIACIÓN Y OXIDACIÓN

La zona de lixiviación-oxidación tiene un espesor máximo de 70 m y promedia 35 metros.

La lixiviación, como así también la alte-

ración supergénica, han producido una intensa decoloración de las rocas afectadas sobre todo en la parte superior de esta zona.

Las limonitas indígenas y transportadas, producto de la alteración de los minerales hipogénicos son abundantes aunque localmente permanecen cristales de pirita inalterada. *Goethita* se desarrolla en la parte nuclear de la zona potásica, mientras que *jarosita* y *hematita* se encuentran sobre el sector externo de la zona antedicha y en el borde interno de la zona filica; hacia la periferia de esta zona y en la propilitica se desarrolla hematita. Localmente en los bordes de la mitad norte de la zona potásica se encuentra *ferrimolibdita*. Se observó, además, *martita* como producto de alteración de magnetita.

En la parte central de la zona potásica y ocupando hasta 2/3 del espesor de la zona de lixiviación-oxidación, se encuentra *tennantita*, *malaquita*, *crisocola* y escasa *turquesa* y *brocantita*. Estos oxidados de cobre se presentan esencialmente como relleno de fracturas, pero también se observa que los feldepastos argilizados del pórfiro andesítico y en parte la roca de caja han absorbido el cobre de la solución y toman un color verde claro.

El pasaje a la zona de cementación es neto o se produce en un intervalo de no más de 5 metros, en el cual coexisten calcosina y escasas limonitas en fracturas. Localmente dicho intervalo presenta fracturas ocupadas por limonitas rojas (producto de la alteración de calcosina), cuprita, brocantita y otros oxidados de cobre lo cual indica una oxidación del techo de la zona de cementación probablemente por descenso del nivel freático. En los sondeos situados en la parte media y externa de la zona filica como así también en algunos del sector nuclear de la zona potásica, se pasa transicionalmente de la zona de lixiviación-oxidación a la zona hipogénica.

ZONA DE CEMENTACIÓN

La zona de cementación o de enriquecimiento en sulfuros supergénicos de cobre muestra un límite inferior transicional hacia la zona de minerales hipogénicos. Coincide con la distribución de los mayores tenores hipogénicos de cobre y, por ende, con la zona de alteración potásica y borde interno de la zona de alteración filica.

La zona de cementación está más desarrollada en un halo que rodea la parte interna de la zona filica y el borde de la zona potásica por ocurrir allí una óptima relación pirita-calcopirita. Esto deja en la zona potásica un núcleo con escaso o nulo enriquecimiento debido a la escasez de pirita para permitir la formación de sulfuros supergénicos.

Se admite habitualmente que si la pirita es escasa o está ausente se forma poco sulfato ferrico, especialmente de sulfato ferrico, los sulfuros primarios son poco disueltos. En este caso tal como ocurre en Campana Mahuida, son transformados *in situ* en compuestos oxidados, las soluciones sulfatadas son por consiguiente escasas y el enriquecimiento supergénico queda muy restringido.

Los sulfuros supergénicos de cobre que se hallan en esta zona son calcosina (neodigenita y digenita) y escasa covelina.

Producto de la alteración de calcopirita y bornita, la calcosina se presenta rómbica y en agregados aliotromorfos, con dimensiones variables entre 10 y 500 micrones. Se la encuentra diseminada, en pátinas sobre y bordeando calcopirita y pirita, combinada con covelina y en venillas independientes o coexistiendo con cuarzo y pirita.

La *covelina* es mas bien escasa; sus dimensiones varían entre 10 y 500 micrones y se la encuentra diseminada, reemplazando y bordeando a calcopirita, combinada con calcosina y en venillas independientes o coexistentes con pirita y cuarzo.

Secuencia intrusiva

En nuestra hipótesis la actividad ígnea que involucra al Grupo Campana Mahuida en la comarca pertenece a un mismo ciclo magmático de diferenciados silíceos y mesosilíceos ocurridos en el Cretácico superior.

Las relaciones de contacto que muestran las rocas magmáticas que integran el Grupo permiten establecer una sucesión de fenómenos que se ajusta a un proceso de diferenciación continua.

Posiblemente a partir de un magma primario granítico-granodiorítico se diferencio en primer lugar una diorita que, como stock y filones capa, intruyó a la Formación Tordillo. Seguidamente se produjo la intrusión de granodiorita y sus diferenciados tonalíticos.

Este hecho queda demostrado por la asimilación de la diorita por parte de la gra-

nodiorita y porque ésta, además de metamorfizar a las rocas sedimentarias encajantes, metamorfizó a los filones capa dioríticos.

Las magmatitas mencionadas constituyen la unidad denominada Granodiorita Tres Puntas.

Posteriormente tuvo lugar la penetración de pórfiros andesíticos y sus variaciones dácicas que constituyen la Andesita El Silero. Relacionada a esta intrusión y como manifestación póstuma del ciclo, los fluidos alterantes y mineralizantes ascendieron aprovechando zonas de fracturación profunda, difundiéndose por la masa de roca craquelada y fallada.

Expresión geoquímica

La expresión geoquímica regional del cuerpo diseminado probablemente ha sido inhibida por el ambiente de calizas que lo rodea parcialmente.

Localmente el paisaje geoquímico del pórfiro cuprífero es moderado. El análisis estadístico de los valores geoquímicos de cobre en roca arrojó los siguientes valores límites: umbral bajo 70 ppm, umbral alto 130 ppm, anomalía baja 250 ppm, anomalía media 450 ppm y anomalía alta 580 ppm. El registro más elevado que se obtuvo fue de 1140 partes por millón.

Los valores umbral reflejan bien al depósito en superficie, sobre todo a la zona de alteración potásica y la parte interna de la filicia, que son las que contienen los mayores tenores de cobre hipogénico.

Los valores anómalos no son abundantes probablemente debido al encape de derrubios sobre la zona de alteración potásica. Los pocos sectores anómalos que se presentan lo hacen en áreas de mayor fallamiento en zona de alteración filicia, lo cual indica un control local de la mineralización por parte de estructuras preexistentes, y en menor proporción sobre afloramientos del pórfiro andesítico.

La distribución de valores umbral y anómalos de molibdeno muestran una coincidencia general con los de cobre.

Los de plomo y cinc, en cambio, se ubican sobre el borde externo de la zona de alteración filicia y en la zona propilitica; son muy escasos y se relacionan con fracturas y afloramientos del pórfiro andesítico.

Expresión geofísica

La exploración geofísica del depósito fue llevada a cabo por McPhar Geophysics Ltd. (1968) que realizó estudios de polarización inducida y resistividad.

Las respuestas de P.I. indicaron una distribución variable de mineralización diseminada en todas direcciones, excepto en el extremo nordeste del área donde aflora la Granodiorita Tres Puntas, la cual no está mineralizada.

Los resultados de este método sugirieron zonas profundas y otras poco profundas de contenido metálico alto, destacando que casi todas las fuentes más concentradas aparecen dentro de la zona de alteración potásica y borde interno de la zona filicia. Por otro lado también puso de manifiesto un control parcial de la mineralización por parte de estructuras pre-minerales.

Las variaciones de la resistividad evidenciaron a las zonas internas de alteración hidrotermal, por una disminución de la resistencia, y en consecuencia la dirección de incremento de la mineralización primaria conductora.

Conclusiones

El depósito mineral Campana Mahuida corresponde a un pórfiro cuprífero característico y simple según el modelo de zonación de alteración y mineralización (Lowell y Gilbert, 1970).

La expresión de las alteraciones y mineralización hacen pensar que se halla expuesto un nivel relativamente profundo del sistema columnar de pórfiro cuprífero.

El mineral hipogénico de más alto tenor es parte integral de la zona potásica, en especial, y filicia inmediatamente adyacente. Las leyes hipogénicas más elevadas se encuentran en el núcleo de la zona potásica, lo cual es una diferencia con el modelo de Lowell y Gilbert (1970).

La distribución de la mineralización hipogénica está en relación con las alteraciones hidrotermales y parcialmente controlada por la estructura, esto último corroborado por los estudios geofísicos.

Los depósitos vetiformes de Campana Mahuida probablemente representan la parte externa de la secuencia zonal (Lowell y Gilbert, 1970) y sean contemporáneos con la formación del depósito diseminado.

De acuerdo con la datación radiométrica efectuada por Sillitos (1976, 1977), la edad de la alteración y mineralización es senoniana superior, por lo cual el Grupo Cam-

pana Mahuida no es más antiguo que Cretácico superior teniendo en cuenta los estudios de Moore y Lanphere (1971) y ChARRIER y Malumián (1975).

Lista de trabajos citados en el texto

- Angelelli, V., 1950. *Campana Mahuida*, en Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos. Mus. Arg. Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia", 469-471, Buenos Aires.
- Falconbridge, S.A.M.A., 1972. *Campana Mahuida (Argentina)*. Estudio preliminar de Factibilidad. Inédito.
- Groeber, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°*. 1. Hoja Chos Malal. Asoc. Geol. Arg., Rev. I, (3): 177-208, Buenos Aires.
- 1953. *Mesozoico: Triásico, Jurásico y Cretácico*, en Geografía de la República Argentina, II, 1a. parte, Soc. Arg. Est. Geog., GAEA, Buenos Aires.
- 1963. *La Cordillera entre las latitudes 22°20' y 40° S*. Bol. Acad. Nac. Cienc., XLIII, 2a., 3a., 4a., Córdoba.
- Herrero Ducloux, A., 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino*. Bol. Inf. Petrol., XXIII (226) : 1-39, Buenos Aires.
- Hollister, V. F., 1973. *Regional characteristics of porphyry copper deposits of South America*. Rev. Mining Engineering, 51-57, Philadelphia.
- Lowell, J. D. y J. N. Gilbert, 1970. *Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits*. Econ. Geol., 65, 373-408.
- Mc Phar Geophysics Ltd., 1968. *Report on the induced polarization and resistivity survey Campana Mahuida area, Argentina, for the United Nations special Fund*. DGFm (Plan Cordillerano), Buenos Aires, inédito.
- Ramos, V. A., 1978. *Estructura*, en relatorio de geología y recursos naturales del Neuquén, VII Cong. Geol. Arg., 98-118, Buenos Aires.
- Salaberry, C. A. y E. Núñez, 1968. *Informe final zona Campana Mahuida, Area de Reserva N. 54, Provincia del Neuquén, República Argentina*. DGFm (Plan Cordillerano), Buenos Aires. Inéd.
- Sillitoe, R. H., 1973. *Geology of the Campana Mahuida Porphyry Copper prospect, Neuquén province, Argentina*. DGFm, Buenos Aires. Inédito.
- 1976. *Studies of mineralization in Argentina*. United Nations, New York, inédito.
- 1977. *Permo-carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper - type mineralization in the Argentinian Andes*. Econ. Geol. 72, 99-103.
- Stipanovic, P. N., 1965. *El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XX, (4): 303-478, Bs. Aires.
- Weaver, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. Mem. Univ. Washington, I, 1-469, Seattle.
- Zanettini, J. C. M., 1976. *Exploración geológico-minera de la zona Campana Mahuida, Area de Reserva N. 54, provincia del Neuquén*. DGFm (CEGM I), Mendoza, inédito.
- 1978. *Geología de la comarca de Campana Mahuida (Provincia del Neuquén)* Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXIV (1): 61-68, Buenos Aires.

Recibido: febrero 12, 1979.

JUAN CARLOS M. ZANETTINI

Dirección General de
Fabricaciones Militares.
Casilla de Correo 160
5500. Mendoza.

COMENTARIOS

SIGNIFICADOS Y USOS DE "PATAGONIANO", "PATAGONIENSE", "FORMACION PATAGONICA", "FORMACION PATAGONIA" Y OTROS TERMINOS DE LA ESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO MARINO ARGENTINO

HORACIO H. CAMACHO

Los depósitos marinos y fosilíferos del Terciario marino argentino han sido motivo de estudios desde el siglo pasado. Entre 1842 y 1889, ellos fueron incluidos bajo una única denominación: Terrain tertiaire patagonien (d'Orbigny, 1842), Patagonian tertiary formation (Darwin, 1846) Formation tertiaire supérieure, dite la Patagonienne (Burmeister, 1876) y Formación Patagónica (Doering, 1882).

Doering (1882) efectuó la primera división estratigráfica formal de estos estratos aplicando el criterio de K. Mayer, dominante en Europa a partir de 1857, mientras que para el reconocimiento de las edades relativas se basó en el concepto impuesto por Charles Lyell, dando así importancia a la relación entre las especies fósiles existentes en las rocas y las vivientes es la misma región. La división elaborada por Doering (1882) fue la siguiente:

Formación Patagónica

Piso paranense

Piso mesopotámico

Piso patagónico

El Piso patagónico se extendía desde la provincia de Entre Ríos hasta la de Santa Cruz. El criterio estratigráfico de Doering fue adoptado por Ameghino quien, en un principio (Ameghino, 1889) también consideró a la Formación Patagónica con sentido geográfico igualmente amplio.

Años más tarde, Ameghino (1894, 1896, 1897) advirtió que no se debía confundir a las capas marinas terciarias de la costa patagónica con las de Paraná (seguramente más jóvenes), por lo que restringió a las primeras la denominación de Formation Patagonienne (Ameghino, 1894, 1900-1903, 1906), Formación Patagónica (Ameghino, 1896, 1898, 1902) o Patagonian Formation (Ameghino, 1897), según los idiomas en que escribiera sus trabajos, dividiéndolas en los Pi-

sos u Horizontes Juliense y Leonense (Ameghino, 1898).

En 1921, G. Rovereto publicó sus observaciones hechas nueve años antes en la Península Valdés y denominó Patagoniano a la "argille marmose bianche indurite de Madryn con *Ostrea hatcheri* Ortm." que, en el bajo homónimo, está cubierta discordantemente por el Entrerriano. El Patagoniano de Rovereto incluía a los Pisos Juliense y Leonense de Ameghino y desde entonces, dicho término fue utilizado preferentemente por Frenguelli (1929) y Feruglio (1929, 1936 a y b, 1938 a y b) quienes sin embargo, bajo esta denominación incluyeron además del Juliense y Leonense, al Superpatagoniense, piso que originalmente formaba parte de la Formación Santacruciana de Ameghino. Un criterio algo similar había sido adoptado por Ihering cuando, en 1907, propuso la Superformation Panpatagonienne.

Feruglio consideró al Patagoniano, ya sea como una formación (1929) o como un piso (1936 a y b).

Frenguelli (1920, 1926, 1931) sugirió abandonar el nombre de Formación Patagónica y, en cierto modo, retornar a la antigua concepción de d'Orbigny por lo que, en 1920, agrupó a todos los estratos terciarios distribuidos desde Entre Ríos hasta Santa Cruz en la Serie Patagónica Araucana y, en 1931, en el Sistema patagónico, al que dividió en los Grupos: Deseadiano, Santacruciano, Entrerriano, Araucaniano y Patagoniano.¹ En consecuencia, nuestra bibliografía registra tres diferentes usos del término Patagoniano.

Con respecto a la asignación de todos estos depósitos a una unidad del más alto rango, como el sistema, se ha atribuido a Burmeister el empleo de Système Patagonien (ver Feruglio, 1949, II, pág. 92), no obstante que

¹ Con el significado de grupo seguramente Frenguelli trató al Patagonia en su trabajo del año 1932.

dicho naturalista alemán aclaró (Burmeister, 1861, traducción castellana I, págs. 77, 78, 373, 426) que tomaba este término de la obra de d'Orbigny quien, por otra parte, tampoco nunca lo empleó. También Maack (1870, pág. 426) afirmó erróneamente que el mencionado autor francés había dividido al Terciario argentino en el *Système Guaranien* y el *Système Patagonien*. En realidad, d'Orbigny utilizó la denominación de *Système tertiaire* (d'Orbigny, 1842, pág. 66) que, en las cuencas terciarias de las Pampas consideraba integrado por capas pertenecientes a tres épocas diferentes y que llamó (d'Orbigny, 1842, pág. 68): *Argile pampéenne* (con mamíferos fósiles) *Tertiaire patagonien* (marino y fosilero) y *Tertiaire guaranien* (sin fósiles).

La segunda acepción dada por d'Orbigny en su obra al término *Système* es geotectónica. Así, en la página 271 de su trabajo, asigna la elevación de la cordillera sudamericana durante el Cretácico, a la acción de lo que se podría interpretar como tres ciclos de: *Système colombien*, *Système fuéguien* y *Système chilien*.

En 1972, al publicarse la Geología Regional Argentina, se introdujo el nombre de Formación Patagonia en dos ocasiones. La primera de ellas (Stipanovic y Methol, *op cit.* pág. 594) en reemplazo de Patagoniense, término que habría sido aplicado por vez primera por Feruglio (1949) sin especificar claramente su rango estratigráfico, ya que por un momento lo considera un complejo (Feruglio, 1949, II, pág. 219) y en otro alude a estos depósitos en el sentido de una formación (Feruglio, 1949, II, pág. 314). En su Patagoniense, Feruglio incluyó a los Pisos Juliense, Leonense y Superpatagoniense y, por lo tanto, este término tendría para dicho autor un valor cronoestratigráfico.

La segunda mención de la Formación Patagonia, en la obra mencionada, se debe a Russo y Flores (1972, pág. 722) quienes justificaron su proceder por tratarse "de una unidad que fuera llamada con tal nombre por vez primera por Ameghino (1894), quien en esa oportunidad separó de su Sistema Patagónico al Piso Superpatagoniano". Sin embargo y como se desprende de lo dicho anteriormente, Ameghino nunca empleó las denominaciones de Formación Patagonia o Sistema Patagónico.

Otra particularidad poco tenida en cuenta al reemplazarse los términos estratigráficos ameghinianos por otros más modernos, es que en la época de Doering y Ameghino no se

reconocían las unidades lioestratigráficas, clasificándose a los estratos geológicos de acuerdo con un esquema cronoestratigráfico. El uso, por parte de Ameghino, del término Formación con un significado radicalmente diferente del actual, ya fue destacado por Simpson (1971, pág. 295). La Formación de Ameghino es un concepto roca-tiempo mientras que la Formación de los geólogos modernos, principalmente americanos, es una unidad lioestratigráfica. En 1900-1903, debido a su polémica con Hatcher, Ameghino consideró necesario definir lo que él entendía por Formación, diciendo: "Yo empleo el término *formación* para designar una serie de capas pertenecientes a un mismo período geológico, que por una parte de sus seres se distingue de las que le han sucedido o precedido; una formación puede contener depósitos de diferente naturaleza: terrestres, marinos, de agua dulce o subaéreos. Es el valor que siempre se le ha dado a esa palabra en las obras de lengua castellana. El señor Hatcher emplea la palabra inglesa *beds* sin sentido bien definido, porque sus *beds* tan pronto corresponden a una formación como a divisiones de menor importancia. En la mayor parte de los casos, sus *beds* corresponden a mis pisos u horizontes, mientras que aquéllo a lo cual él denomina *séries* (Pueyrredón *séries*, San Martín *séries*, etc.) tiene el valor de mis formaciones".

Bertels (1970) tuvo en consideración esta característica de las unidades ameghinianas y concluyó que la Formación de Ameghino equivalía, aproximadamente, al concepto actual de piso, tomado éste como una unidad cronoestratigráfica.

En consecuencia y dado que no hay equivalencia entre las unidades lito y cronoestratigráficas, la Formación Patagonia no puede sustituir a la Formación Patagónica, ya sea en el sentido de Doering como en el de Ameghino, por ser la primera un concepto lioestratigráfico y la segunda, cronoestratigráfico. Por igual razón, tampoco puede reemplazarse a Patagonia.

En los últimos años, dos trabajos (Di Paola y Marchese, 1973; Riggi, 1978) han retornado a la Formación Patagonia incluyendo como miembros de la misma a los Pisos Juliense y Leonense de Ameghino. En 1898, Ameghino dividió a la Formación Patagónica (en sentido restringido) como sigue:

Formación Patagónica
Piso u horizonte
Leonense
Piso u horizonte
Juliense

Años más tarde, el mismo autor (Ameghino, 1906, pág. 122) debajo del Juliense reconoció al Piso "Camaronéen" que anteriormente (Ameghino, 1903, pág. 229), había ubicado en el techo del Cretácico. Los Pisos Juliense y Leonense fueron traducidos por Ameghino (1900-1903, 1906) como Julien y Leonéen, respectivamente, mientras que Bertels (1970) los denominó Juliano y Leoniano. Esta misma autora (Bertels, 1970) propuso además, las unidades litoestratigráficas Formación San Julián y Formación Monte León.

Hatcher (1900 a y b) y Ortmann (1901) fueron los primeros en oponerse a la división de Ameghino (1898) argumentando, entre otras razones, que ella era irreconocible tanto en el campo (litológicamente) como paleontológicamente y que, a lo sumo, los pisos de Ameghino serían facies del mar patagoniano.

Es necesario estar bien interiorizado del problema para poder desentrañar la verdadera causa que condujo a los autores americanos a tales conclusiones. En efecto, tanto Ameghino (1898, 1899) como Ihering (1899) al principio no fueron bien explícitos en la posición geográfica de las localidades tipo del Juliense y Leonense, afirmando únicamente, que ellas se encontrarían sobre la región costera. Basado en estos datos, Hatcher se limitó a recorrer el tramo costero San Julián-Deseado y lamentablemente para él, las localidades que muestreó resultaron ser predominantemente leonenses (con excepción posiblemente, de Oven Point), por lo que le fue imposible reconocer la división de Ameghino. Debido a esta circunstancia, tampoco el material paleontológico que recogió Hatcher y estudió Ortmann (1901) pudo verificar tal división. Resultó muy desafortunado que Hatcher no llegara a conocer el Bajo de San Julián ni el Cabo Curioso pues seguramente, habría cambiado sus ideas. Recién en 1906, Ameghino indicó al Bajo de San Julián como la localidad tipo del Juliense, pero el trabajo de Ortmann ya estaba publicado.

En los tiempos modernos, la polémica continuó aunque quizá concentrada más en la edad de estos sedimentos que en la validez de las divisiones de Ameghino, las que fueron incuestionablemente aceptadas por la gran mayoría de los geólogos que, a través de años, recorrieron la Patagonia haciendo su geología. Excepciones a esto son los trabajos (estrictamente de laboratorio) de Di Paola y Marchese (1973) y Riggi (1978) que, en base al estudio de la litología de los perfiles tipo de las Formaciones San Julián y Monte

León, concluyen que dichas unidades serían miembros de la Formación Patagonia. Según Di Paola y Marchese (1973), la Formación Patagonia tiene rasgos composicionales constantes y se compone de depósitos que forman parte de un mismo ciclo marino. El Miembro San Julián está caracterizado por una asociación mineralógica esencialmente lítica, mientras que el Miembro Monte León tendría una asociación de "mezcla".

Riggi (1978) manifiesta que el Leonense se destaca por sus tufitas conteniendo vidrio volcánico, diatomeas, espículas de espongiarios y silicoflagelados y que si bien, en el Bajo de San Julián, el Juliense y el Leonense son unidades estratigráfica y paleontológicamente diferentes, en otras localidades de la cuenca, como por ejemplo en el cerro Chenque de Comodoro Rivadavia, hay un completo desajuste entre la interpretación bioestratigráfica y la litoestratigráfica que ha originado grandes desacuerdos entre quienes, como Feruglio y Frenguelli, estudiaron este perfil. La presencia de material piroclástico en el cerro Chenque hace que Riggi asigne esta secuencia al Leonense de la boca del río Santa Cruz.

Según Riggi (*op. cit.*, pág. 169) "La creación de nuevas formaciones debe encuadrarse en las normas de la nomenclatura estratigráfica. Ellas establecen que la definición de una unidad debe sustentarse, entre otros requisitos, en la identificación como un ente de límites estratigráficos claramente reconocidos, en la practicabilidad del mapeo, en la descripción detallada de la sucesión litológica y en el reconocimiento más amplio posible de sus variaciones verticales y laterales. ... "Considerando que la jerarquía de 'Formación' lleva implícita la definición de sus límites estratigráficos por cambios litológicos apreciables y puesto que esos límites no son visualizados en las secciones estudiadas, resulta improcedente separar al 'Juliense' y 'Leonense' como entidades formacionales" ... "Dado que durante la acumulación de estos depósitos no han variado las condiciones neríticas en las que se desarrollaron y al provenir el aporte epiclástico de una misma fuente..." ... "no hay elementos apropiados para atribuir a estas unidades la categoría de 'Formación'. Se considera, en consecuencia, que le corresponde la jerarquía de 'Miembro'..." (Riggi, *op. cit.*, pág. 170). La presencia de *Buccella* y *Cribrorotalia hornibrooki* forma *typica* Malumián y Masiuk, limita-

ría al Oligoceno la edad máxima de la Formación Patagonia.

El concepto de formación. En su trabajo, Riggi aplica un concepto de formación que se aparta del comúnmente adoptado como ejemplo, en el Código publicado por el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (1972) y el Report n° 3 (1970) editado por la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica. Según este último, las formaciones son unidades prácticas del trabajo geológico general que sirven como fundamento para describir y estudiar la litología, etc. Ellas son reconocidas y definidas por los caracteres físicos observables más bien que por la historia geológica inferida o el modo de génesis y sus límites pueden ser contactos netos o líneas dibujadas arbitrariamente dentro de una zona de gradación. En la página 13 del mencionado Report se establece cómo hay que proceder para ubicar el límite entre formaciones en una secuencia gradacional.

De lo expresado anteriormente, se desprende que en la definición de una formación no hay que tener en cuenta las condiciones de la cuenca ni las fuentes de aporte del material y que los límites entre ellas no tienen necesariamente, que coincidir con cambios litológicos apreciables y visualizables y menos aún, su identificación requiere de un análisis de laboratorio. A nuestro entender, es normal que muchas veces los límites formacionales resulten imprecisos y que en estos casos, haya que situarlos arbitrariamente, dado que el error que seguramente se cometerá, sin dudas será menor que el del mapeo correspondiente. El reconocimiento de las formaciones por sus caracteres físicos observables (en el campo) confiere a estas unidades una particularidad que es única entre todas las unidades estratigráficas ya que, tanto las cronoestratigráficas como las bioestratigráficas necesitan siempre, en alguna medida, de trabajos complementarios de laboratorio.

El perfil del cerro Chenque: su ubicación y correlación. Riggi (*op. cit.*, pág. 165) sostiene que el cerro Chenque y el Bajo de San Julián se hallan en la misma cuenca² y como los depósitos de ambas localidades contienen elementos piroclásticos, ellas resultan correlacionables, dado que estos materiales "...han sido con frecuencia utilizados como eficientes indicadores estratigráficos *temporo equivalentes* en muchas cuencas sedimentarias".

² Una idea similar pareciera estar expuesta en el mapa de cuencas sedimentarias argentinas elaborado por Lesta, Digregorio y Pozzo (1973).

Lo único que podría justificar la ubicación de las dos localidades arriba mencionadas en una misma cuenca sería demostrando que la historia geológica terciaria al norte y sur del Macizo del Deseado ha tenido similares características. Sin embargo, dicha similitud no parece ser muy evidente si se tienen en consideración las relaciones entre sedimentación continental y marina que caracterizan a estas regiones. Por el contrario, las evidencias disponibles indicarían que se tratan de dos cuencas diferentes y que el cerro Chenque constituye una sección no presente en el área de San Julián (Camacho, 1974).

Los materiales piroclásticos son excelentes guías estratigráficas cuando, hallándose concentrados en horizontes o bancos, además están limitados en su base y techo por otros depósitos de litología visiblemente diferenciable e igualmente correlacionables en la misma cuenca. Tanto en el cerro Chenque como en el Leonense de más al sur, los elementos piroclásticos están distribuidos en todo el cuerpo de dichas unidades (cuyo espesor supera los 200 m) y dado que ambas son visiblemente transgresivas en Patagonia, las unidades que las confinan difieren de una región a otra, resultando su material piroclástico de escaso valor correlativo. Por otra parte, es bien conocida la amplitud temporal de las efusiones piroclásticas en Patagonia, intensificadas a partir del Paleoceno tardío lo que concuerda, en la región oceánica, con la presencia de sílice en la Cuenca Argentina desde el Eoceno temprano (Ramsay, 1937; Van Andel *et al.*, 1977).

La asociación de cenizas volcánicas con organismos de esqueleto silíceo. Riggi (*op. cit.*, pág. 165) observa que, mientras la sección "Juliense..." "se encuentra integrada por sedimentitas epiclásticas, químicas y bioquímicas..." en el "Leonense" "...a los mencionados tipos sedimentarios se agrega una apreciable contribución piroclástica, formando sedimentitas de mezcla que contienen una población de restos orgánicos silíceos"... "...el autor ha comprobado que las cenizas volcánicas se encuentran sistemáticamente asociadas con organismos de esqueleto silíceo. También pudo comprobarse que hay una relación directa entre la cantidad de partículas vítreas y de dichos organismos, contenidos en los distintos tramos de la sección superior marina".

"Esta asociación sugiere que los materiales piroclásticos habrían favorecido el enriquecimiento en sílice de las aguas marinas, de-

terminando las condiciones ecológicas que permitieron el desarrollo de diatomeas, esponjas y silicoflagelados, cuya proliferación fue controlada por la magnitud del aporte volcánico" (Riggi, *op. cit.*, pág. 168).

Primeramente, se debe hacer presente que el Juliense también contiene abundantes diatomeas y espículas de espongiarios (Bertels, 1977), a pesar de carecer o tener escaso material piroclástico y además, los organismos silíceos de referencia son comunes desde el comienzo del Terciario hasta la actualidad en amplias regiones oceánicas que carecen de contribución piroclástica. Es bien conocida la influencia que tienen diversos factores ecológicos (temperatura y concentración salina de las aguas, luminosidad, etc.) en la productividad de las diatomeas vivientes, y en el pasado geológico, a estos factores se sumaron otros igualmente influyentes, como las paleocorrientes. En efecto, los datos paleoceanográficos indican que, a partir del Eoceno, las aguas antárticas comenzaron a superar la barrera constituida por el Plateau de Malvinas, originando una corriente fría de fondo en dirección al norte que, a partir de entonces, introdujo a las diatomeas y silicoflagelados en nuestras cuencas (Formación San Julián). Posteriormente, la menor temperatura de las aguas del mar leonense y la creciente importancia de la corriente antártica seguramente fueron factores más decisivos que la presencia del material piroclástico, para la proliferación de dichos organismos silíceos.

Edad de la Formación Patagonia. Riggi (*op. cit.*, págs. 168 y 169) considera que el género *Buccella* limita al Oligoceno la edad máxima de estos depósitos y que *Cribrorotalia*, característica de la Formación Patagonia, se encuentra bien representado en los distintos perfiles y su especie *Cribrorotalia hornibrooki* forma *typica* Malumián y Masiuk ha sido registrada en asociación con organismos planctónicos diagnósticos del Oligoceno de la Cuenca del Colorado. A este respecto, resulta de interés la perforación Puerto Belgrano pues en ella se ha reconocido una importante sección eoceno-oligocena que, en el límite eoceno-oligoceno, contiene a las siguientes especies (Malumián, 1972):

- 455-458 m. *Globigerina officinalis*, *G. prae-bulloides*, *Globorotalia opima opima*
- 476-479 m. *Globorotalia obesa*, *Nonion affine*, *Nonionella atlantica*
- 597-500 m. *Glandulina symmetrica*

- 500-503 m. *Globigerina brevis*
- 503-506 m. *Cassidulina crassa*, etc.
- 506-509 m. *Buccella peruviana campsi* *Cribrorotalia hornibrooki* forma *typica*

Según Malumián (1972, pág. 98) en este pozo el Eoceno marino se encuentra representado, al menos en parte, en el tramo correspondiente a 506-563 m., lo que pone de manifiesto que tanto *Buccella* como *Cribrorotalia* aparecen al final del Eoceno en nuestras latitudes, sin perjuicio de que hayan continuado en el Oligoceno. *Cribrorotalia* es un género reconocidamente presente en el Eoceno de otras partes del mundo y la especie *C. hornibrooki* hasta ahora sólo es conocida en unas pocas localidades de la Patagonia y Tierra del Fuego, por lo que resulta prematuro establecer definitivamente los límites de su biocrón. Bertels (1975-1977), quien ha estudiado en detalle la micropaleontología de las localidades tipo de las Formaciones San Julián y Monte León, halló *Cribrorotalia hornibrooki* forma *typica* exclusivamente en la Formación San Julián, en la que abunda hasta su parte inferior asociada con foraminíferos eocenos.

La edad eocena de la Formación San Julián está además avalada por la presencia de determinados megafósiles, como *Parinomya* (del Eoceno del Perú e India) y *Neoinoceramus ameghinoi* Ihering. Esta última especie es el fósil guía de la Formación San Julián y se halla también en la base de la Formación Agua Fresca (Cacione *et al.*, 1974), considerada paleoceno-eocena. Desde el trabajo de Todd y Kniker (1952) se ha sostenido comúnmente, que la Formación Agua Fresca se depositó en un ambiente batial a muy profundo pero, para Charrier y Lahsen (1969) esta unidad estaría compuesta en buena medida, por elementos clásticos terrígenos, con excepción de algunas calizas de probable origen químico, y la mayoría de su microfauna correspondería a un ambiente de plataforma que, en la localidad tipo contendría capas de carbón muy delgadas.

Las condiciones neríticas de la cuenca patagoniense. Uno de los argumentos que, según Riggi, avalarían a la Formación Patagonia es que, mientras se acumulaban sus depósitos no variaron las condiciones neríticas de la cuenca. En la bibliografía existe bastante incertidumbre con respecto a la definición del término nerítico, aunque predominaría la idea que lo extiende desde la más baja marea hasta los 200 m de profundidad. En nuestro país,

este ambiente abarca una extensión considerable de la plataforma y pareciera que en el Terciario la situación no fue muy distinta. Por lo tanto, en un ambiente tan extendido hay cabida para muchas situaciones ecológicas que pueden variar considerablemente con el tiempo aún cuando se conserve el carácter nerítico general de la cuenca.

Un detalle que frecuentemente se pasa por alto es la presencia, en la Formación San Julián, de lentes de carbón. Es cierto que ellas no se han observado en el Bajo de San Julián pero son conocidas en Cabo Curioso y sobre el borde del Macizo del Deseado (Borrello, 1956). Sin dudas, una parte de esta formación se depositó en un ambiente parálico, con aguas templado cálidas y de muy escasa profundidad. En cambio, la Formación Monte León revela un ambiente diferente, aunque se lo considere igualmente nerítico. 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. Además, de las 165 especies de invertebrados del Juliense, sólo el 40 % se encuentra también en el Leonense y, de las 196 especies apenas el 33 % se halla en el Juliense. Estas diferencias faunísticas no se deben exclusivamente a las distintas edades de dichas formaciones (Camacho, 1974) sino también, a que representan condiciones ecológicas diferentes.

Conclusiones

El estudio de los sedimentos marinos del Terciario argentino ha dado lugar a una lexicografía estratigráfica compleja. Los primeros términos que integraron este léxico fueron introducidos en el siglo pasado, cuando las unidades estratigráficas no se hallaban diferenciadas como en la actualidad y, frecuentemente, no se las definía con la precisión que ahora es requerida para tales fines. Las dificultades en consultar bibliografía tan antigua ha motivado posteriormente, que ciertos términos estratigráficos fueran atribuidos



Bajo de San Julián. Relieve mesetiforme constituido por los bancos duros y grisáceos de la Formación San Julián. En la parte superior derecha se observa un remanente de las sedimentitas más claras de la Formación Monte León dispuesto (seudocordantemente) sobre la Formación San Julián. Las distintas características físicas de ambas unidades facilitan su identificación y dan lugar a morfologías muy diferentes, además de contactos casi netos.

a quienes nunca los usaron o bien, los emplearon con sentido diferente al que ahora se les pretende asignar.

Florentino Ameghino fue el autor que más contribuyó a la terminología estratigráfica argentina. Sus unidades son conceptos cronoestratigráficos y por lo tanto, no pueden ser convertidos en litoestratigráficos. Los términos litoestratigráficos con los que ahora se pretende reemplazarlas, en realidad representan categorías nuevas que debieran ser definidas de acuerdo con las reglas vigentes. Así, la Formación Patagonia (unidad litoestratigráfica) de ninguna manera puede considerarse un sustituto moderno de la Formación Patagónica (unidad cronoestratigráfica) en sentido restringido de Ameghino. Por otra parte, no existen fundamentos válidos para el reconocimiento de la mencionada Formación Patagonia ya que las Formaciones San Julián y MonteLeón (Bertels, 1970) están perfectamente justificadas si nos atenemos a lo que establecen la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica y el Código de Nomenclatura Estratigráfica editado por el Comité Argentino.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina*. Actas Acad. Nac. Cienc., Córdoba, VII: 1028 págs. Córdoba.
- 1894. *Ennumération synoptique des espèces des mammifères fossiles des formations eocenes de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, XIII: 259-445, Córdoba.
- 1896. *Notas sobre cuestiones de geología y paleontología argentina*. Bol. Inst. Geogr. Arg. XVII: 87-119.
- 1897. *Notes on the Geology and Paleontology of Argentine*. Geol. Mag. Dec. 4, VI: 4-23.
- 1898. *Sinopsis geológico-paleontológica*. Segundo Censo de la República Argentina I: 111-225

- (1898), Suplemento, 13 págs. (1899).
- 1900-1903. *L'Age des formations sédimentaires de Patagonie*. An. Soc. Cient. Arg., L-LIV, Bs. As.
 - 1902. *Cuadro sinóptico de las formaciones sedimentarias, terciarias y cretáceas de la Argentina, en relación con el desarrollo y descendencia de los mamíferos*. An. Museo Nac. Buenos Aires, I (3): 1-2, Buenos Aires.
 - 1906. *Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie, avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent*. An. Museo Nac. Bs. Aires VII (3): 568 p., Buenos Aires.
- Bertels, A., 1970. *Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en la Patagonia Austral (República Argentina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 495-501, Buenos Aires.
- 1975. *Bioestratigrafía del Paleógeno en la República Argentina*. Rev. Esp. Micropal. 7 (3): 429-450, Madrid.
 - 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.
- Borrello, A. V., 1956. *Recursos minerales de la República Argentina, III. Combustibles sólidos minerales*. Rev. Museo Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia, Cienc. Geol. V, Buenos Aires.
- Burmeister, H., 1861. *Reise durch die La Plata-Staaten* (trad. castellana *Viaje por los Estados del Plata 1857-1860*, Buenos Aires, 1943, 3 vols., Buenos Aires).
- 1876. *Description physique de la Republique Argentine*, II.
- Camacho, H. H., 1974. *Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. An. Acad. Nac. Cienc. Ex., Fís. y Nat. 26: 39-57, Buenos Aires.
- Cecioni, G., G. von Goetsche, y J. Alvarez, 1974. *Anticlinales Prat y Canelos, Seno Otway, Magallanes*. Fac. Cienc. Fís. y Nat. Dpto. Geol. Univ. Chile, Publ. 42: 1-18, Santiago.
- Charrier, R. y A. Lahsen, 1969. *Stratigraphy of Late Cretaceous-Early Eocene, Seno Skyring- Strait of Magellan Area, Magallanes Province, Chile*. A. A. P. Geol. Bull. 53 (3): 568-590, Tulsa.
- Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, 1972. *Código de Nomenclatura Estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Serie B (Didác. y Compl.) nº 2, Buenos Aires.
- Darwin, C., 1844. *Geological observations on the volcanic islands and parts of South America visited during the voyage of H. M. S. Beagle*, Londres.
- 1846. *Geological observations on South America*, Londres. (Esta obra y la anterior fueron reunidas en una sola en la edición de 1876, utilizada para este trabajo).
- 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), Provincia de Santa Cruz, República Argentina*. Actas Quinto Congr. Geol. Arg., III: 207-222, Buenos Aires.
- Döring, A., 1882. *Informe Oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia)*, Entr. III, Geol.: 299-530, Buenos Aires.
- D'Orbigny, A., 1842. *Voyage dans l'Amérique Méridionale*. III. 3. Geol., págs. 245, 247, París.
- Feruglio, A., 1929. *Costituzione geologica della regione del Golfo de San Giorgio (Patagonia)*. Boll. Soc. Geol. Ital. XLVII (1928), fasc. 2, 259.
- 1936a. *Nota preliminar sobre algunas nuevas especies de moluscos del Supracretáceo y Terciario de la Patagonia*. Nota Museo La Plata, I (6): pág. 287, La Plata.
 - 1936b. *Nuevas especies de moluscos supracretáceos y terciarios de la Patagonia*. Bol. YPF. (139) pág. 126, Buenos Aires.
 - 1938a. *Relaciones estratigráficas entre el Patagoniano y el Santacruciano en la Patagonia Austral*. Rev. Museo La Plata (n.s.), I, Geol.: 129-159, La Plata.
 - 1938 b. *Nomenclatura estratigráfica de la Patagonia y Tierra del Fuego*. Bol. (YPF (171): págs. 86 y 87, Buenos Aires.
 - 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*, II, cap. XVIII, Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1920. *Contribución a la geología de la provincia de Entre Ríos*. Bol. Acad. Na. Cienc., Córdoba, XXIV: 55-256, Córdoba.
- 1926. *El Entrerriense del Golfo Nuevo en el Chubut*. Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, XXIX: 191-270, Córdoba.
 - 1929. *Apuntes de geología patagónica. Descripción de algunos perfiles de la zona petrolífera de Comodoro Rivadavia (conclusión)*. Bol. YPF, (60): 651-667, Buenos Aires.
 - 1931. *Nomenclatura estratigráfica patagónica*. An. Soc. Cient. Sta. Fe, III: 1-115.
 - 1932. *Nuevos elementos faunísticos del Patagoniano de Comodoro Rivadavia (Chubut)*. Bol. YPF. IX, 98, 785-790.
- Hatcher, J. B., 1900a. *Sedimentary rocks of Southern Patagonia*. Amer. Jour. Scien (4) IX (50): 85-107.
- 1900 b. *Science*, febr. 16, pág. 363 y sig.
- Ihering, H. von, 1899. *Die Conchylien der Patagonischen Formation*. N. Jahr. f. Min., Geol. u. Pal. Jhr. 1899, Bd.2, 1-46.
- 1907. *Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé supérieur de l' Argentine*. An. Museo Nac. Hist. Nat. Buenos Aires (3) VII: 1-611, Buenos Aires.
- International Subcommittee of Stratigraphic Classification, 1970. *Preliminary Report on Lithostratigraphic Units*, Report nº 3. XXIVº Int. Geol. Congr. Montreal.
- Lesta, P., Digregorio, J. y Pozzo, A., 1973. *Resumen de las principales cuencas sedimentarias de*

- la Argentina*. En Sadras, W. et al., *Evaluación de formaciones en la Argentina* (Publicación de Schlumberger, 12 págs. Buenos Aires).
- Maack, G. A., 1870. *Geological Sketch of the Argentine Republic*. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XIII: 417-428, Boston.
- Malumián, N., 1972. *Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la provincia de Buenos Aires*. Ameghiniana IX (2): 97-137, Buenos Aires.
- Ortmann, A. E., 1901. *Tertiary Invertebrates*. Reports Princeton Univ. Exp. to Patagonia, Paleontology. IV (2): 45-332.
- Ramsay, A.T.S., 1973. *A history of organic siliceous sediments in oceans*. En Hughes, N. F. (editor). *Organisms and Continents through Time*. Special Papers in Paleontology nº 12.
- 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.
- Rovereto, G., 1921. *Studi di Geomorfologia Argentina V. La Penninsula Valdéz*. Bol. Soc. Geol. Ital. XL:1-47.
- Russo, A. y Flores, M. A., 1972. *Patagonia Austral extraandina*. En Leanza, A. (editor) *Geología Regional Argentina*, Córdoba, pág. 722.
- Simpson, G. G., 1971. *Clasificación, Terminología y Nomenclatura provinciales para el Cenozoico mamífero*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVI, 3, pág. 295.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J., 1972. *Macizo de Somun Cura*. En Leanza, A. (editor) *Geología Regional Argentina*, Córdoba, pág. 594.
- Van Andel T. H. et al., 1977. *Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years*. J. Geol. 85, 6, 651-698.

Recibido: agosto 30, 1979.

HORACIO H. CAMACHO

(Consejo Nac. de Investigaciones Científicas y Técnicas)
CIRGEO

NOMENCLATURA, CATEGORIA LITOESTRATIGRAFICA Y CORRELACION DE LA FORMACION PATAGONIA EN LA COSTA ATLANTICA

JUAN CARLOS RIGGI

En la presente se responde a los comentarios precedentemente expuestos por el Dr. Camacho en su Nota "Significados y usos de Patagoniano, Patagoniense, Formación Patagónica, Formación Patagonia y otros términos de la estratigrafía del Terciario marino argentino", con relación al trabajo del autor titulado "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, 1978).

Dichos comentarios incluyen varios aspectos; uno de carácter formal y otros de fondo.

El primero se refiere a la invalidez de la denominación "Formación Patagonia" argumentada por conocidos antecedentes sobre el tema, para concluir afirmando que "...la Formación Patagonia no puede sustituir a la Formación Patagónica, ya sea en el sentido de Doering como en el de Ameghino, por ser la primera un concepto litoestratigráfico y la segunda, cronoestratigráfico."

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 presentado en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. De haber arribado esta autora, con argumentos concretos, a una conclusión cronoestratigráfica, debería haber empleado una terminología adecuada a las normas establecidas por el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (1972); en consecuencia es obvio que a esta denominación le asigna el real significado de Formación, o sea, el litoestratigráfico. Al apadrinar el Dr. Camacho dicha licenciatura aceptó implícitamente el vocablo "Formación Patagonia" como unidad formacional.

El autor considera que una nomenclatura creada con "sentido" cronoestratigráfico, pero cuya construcción no se adapta a las normas vigentes, no debe ser razón que imposi-

bilite su empleo con un apropiado significado litoestratigráfico. 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" (Stipanovic y Methol; Russo y Flores, 1972). Por otra parte, la creación de una nueva denominación aumentaría la anarquía existente en la nomenclatura estratigráfica.

En los aspectos de fondo, Camacho realiza en su nota una revisión de las divisiones creadas por Ameghino y menciona la oposición a las mismas de Hatcher y Ortmann, originada por el desconocimiento geográfico exacto de las localidades tipo, del Juliense y Leonense. Asimismo, se cita a Bertels (1970) quien propone la denominación de "Formación San Julián" y "Formación Monte León" a secciones de las mencionadas localidades tipo. Más adelante manifiesta "...la polémica continuó aunque quizá concentrada más en la edad de estos sedimentos que en la validez de las divisiones de Ameghino, las que fueron incuestionablemente aceptadas por la mayoría de los geólogos que, a través de años, recorrieron la Patagonia haciendo su geología. Excepciones a esto son los trabajos (*estrictamente de laboratorio*) de Di Paola y Marchese (1973) y Riggi (1978) que en base al estudio de los perfiles tipo de la Formación San Julián y Monte León, concluyen que dichas unidades serían miembros de la Formación Patagonia".

Es necesario destacar que el trabajo del autor (Riggi, 1978) no se limita a un estudio exclusivamente de laboratorio, ya que como se indica en su texto (pág. 159) contó para tal finalidad con seis perfiles levantados por Dr. H. Leanza, quien además, como es lógico suponer, aportó sus observaciones de campo.

En este punto, es ilustrativo transcribir conceptos de Krumbein y Sloss (1969, pág. 391), especialistas en Estratigrafía y Sedimentología, acerca de la correlación de unidades litoestratigráficas: "La generación presente re-

conoce las distinciones entre las tres clases principales de unidades, pero han surgido otros problemas de definición y clasificación con el desarrollo de nuevas técnicas para medir y registrar los atributos litológicos en el laboratorio, en los barrenos de perforación y en el campo. En algunos casos, estas nuevas técnicas sirven para delinear con mayor precisión las unidades establecidas por los métodos de las generaciones antiguas. Es bastante común que las superficies limítrofes de las unidades naturales, definidas por las técnicas más recientes, no coincidan con los linderos basados en los criterios litológicos burdos y puede presentarse una marcada discordancia tanto en geometría como en posición."

A continuación, Camacho transcribe párrafos enteros en los que expone los argumentos litológicos por los que Riggì (op. cit.) le asigna al "Juliense" y "Leonense" la jerarquía de Miembro, manifestando: "En su trabajo Riggì aplica un concepto de formación que se aparta del comúnmente adoptado como por ejemplo, en el Código publicado por el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (1972) y el Report n° 3 (1970) editado por la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica".

Al respecto cabe señalar que los argumentos de Bertels (op. cit. pág. 499) para dar jerarquía de Formación, no son suficientemente valederos dado su carácter local, como lo demuestra la litología de su "Formación Monte León", sólo integrada por "bancos arcillosos con gran aporte piroclástico".

Riggì (op. cit.) determinó que la unidad en cuestión, expuesta en distintas secciones desde Monte Entrance (río Santa Cruz) hasta Bahía Mazarredo (Golfo de San Jorge), está constituida, además de los mencionados bancos arcillosos, por tufitas psamíticas, tufitas pelíticas, calizas tufíticas con sus variaciones micríticas y subesparíticas, biomicritas y areniscas tufíticas, para mencionar los tipos litológicos más destacados.

En consecuencia, si los "bancos arcillosos" caracterizan a dicha "Formación", es evidente que ésta parcializada litología no representa la asociación precedentemente detallada. Las unidades litoestratigráficas deben ser consideradas con criterio regional, como lo aconseja el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (op. cit.) en su Art. 4, inciso b: "La definición de una unidad litoestratigráfica debe basarse en el conocimiento más amplio posible en sus variaciones lateral y vertical...". De no aceptarse este criterio,

la multiplicidad de nombres formacionales alcanzaría una diversidad tan grande, imposible de mantener en la memoria, además de los serios problemas que se crearían en las correlaciones.

El análisis precedente demuestra que el autor en ningún momento se aparta del concepto de unidad litoestratigráfica aclarado en el Código de Nomenclatura Estratigráfica. Muy por el contrario, se aviene ortodoxamente a su interpretación y utilización (concepto físico y atemporal).

Sin embargo, aún con la claridad de las normas establecidas en el citado Código, paradójicamente su interpretación práctica no es de tan sencilla aplicación, como lo demuestra el siguiente ejemplo.

Desde el principio de siglo y con motivo del descubrimiento de petróleo en Comodoro Rivadavia, la franja costera del Golfo San Jorge, incluyendo el cerro Chenque, ha sido la región del país más transitada por los geólogos en sus labores vinculadas a esa actividad o en su paso hacia zonas más australes. Puede afirmarse que cientos de geólogos, argentinos y extranjeros, contando al autor de estas líneas, se han detenido a analizar sus afloramientos tan bien expuestos al borde de la ruta nacional n° 3. Han pasado desde entonces casi ocho décadas y las únicas divisiones estratigráficas que se conocen, se sustentan esencialmente en su contenido faunístico. No obstante, Camacho (1974, pág. 48) manifiesta: "Sin duda alguna, los Estratos con *Monophoraster* y *Venericor* incluyen diferentes unidades formacionales, las que aún no han sido suficientemente diferenciadas como para ser dadas a conocer en esta oportunidad". Pasaron desde entonces tres años y Giménez (1977), también alumna de licenciatura de Camacho, denomina a la sección de este cerro "Sedimentitas marinas del cerro Chenque (Formación innominada)". Se llega a fines del año 1979 y esta "Formación" o "Formaciones" siguen aún sin ser identificadas y nominadas como hubiera correspondido. Ante esta situación, se podría pensar qué requisitos especiales deben cumplirse y cuanto tiempo más deberá transcurrir para la definitiva caracterización y denominación formal.

Continuando con la interpretación del concepto de unidad litoestratigráfica, el autor se remite al Código Argentino de Nomenclatura adoptado. En él, no se hace mención a la génesis como criterio descartable para el reconocimiento de dichas unidades.

Camacho transcriben fragmentariamente algunas frases del autor, expuestas en las páginas 165 y 169. Este sistema de transcripción puede conducir a equívocos interpretativos, por lo que se recomienda la lectura del trabajo original.

Como resulta fácilmente comprobable, el autor *no* toma en ninguna circunstancia a los materiales piroclásticos como indicadores de una unidad cronoestratigráfica; simplemente los menciona como posibles determinantes de "mantos claves" u "horizontes marcadores" (Krumbein y Sloss, 1969, pág. 394), ya que este estudio es de carácter exclusivamente litoestratigráfico.

Con referencia a su manifestación sobre las "condiciones neríticas de la cuenca patagónica", es de señalar que al autor *no* alude en su trabajo a las distintas situaciones ecológicas. Solamente expone el razonamiento de que la constancia de las características *granométricas* de los materiales clásticos, permite comprobar la persistencia de condiciones ambientales, *obviamente físicas*, muy similares. Sin embargo, considerando el aspecto ecológico, el autor aprovecha esta oportunidad para manifestar que el contenido de restos de cetáceos y pingüinos, por Camacho mencionado, *no* tiene la suficiente validez, como para sostener que las aguas del "Leonense" tenían temperaturas inferiores a las del "Julienne", debido a que con los mencionados cetáceos y pingüinos, también se encuentran restos de tiburones. En este aspecto es oportuno agregar que Cione (1979) al referirse al Piso Leoniano (= "Patagoniano") del Oligoceno tardío, señala que la asociación de peces fósiles y especialmente el *taxa Galeocerdo aduncus* hallado en el curso inferior del río Chubut y en Astra (Golfo de San Jorge), indican aguas de temperatura por lo menos templada cálida. Por otra parte, es de conocimiento general que, en la actualidad, suelen aparecer en las costas marinas del país, cetáceos, pingüinos y aún lobos marinos, evidentemente muy alejados de su ambiente normal.

En cuanto a la correlación del cerro Chenque con el Bajo de San Julián, debe puntualizarse que el autor la ha fundamentado con el estudio detallado de sus respectivas litologías, avalada por las características comunes de sus *asociaciones mineralógicas*, reconocidas como un elemento importante en la correlación (Krumbein y Sloss, 1969, pág. 400-401) y también por el contenido micropaleontológico (Malumián, 1977 y en Apéndice

de Giménez, 1977). No obstante estos tres argumentos convergentes, Camacho manifiesta: "Por el contrario, las evidencias disponibles indicarían que se tratan de dos cuencas diferentes y que el cerro Chenque constituye una sección no presente en el área de San Julián (Camacho, 1974)", pero sin aportar los requeridos criterios litoestratigráficos como para negar la correlación sostenida. Al respecto, resulta oportuno referirse a Harrington (1968) quien considera que: "En el Oligoceno medio, aguas atlánticas inundaron las áreas subnegativas de Santa Cruz y Chubut", diseñando en el mapa de pág. 50 una sola cuenca. Como el autor considera contemporáneos a los depósitos de las localidades en cuestión y de una edad no inferior al Oligoceno, es razonable deducir que ambas pertenecían a la misma cuenca.

En las conclusiones, Camacho considera que las unidades de F. Ameghino implican conceptos cronoestratigráficos y por lo tanto no pueden ser convertidos en litoestratigráficos. El autor de estas líneas no desconoce la importancia del aporte científico de Ameghino, y además *no* pretende, como está plenamente demostrado, el reemplazo de sus unidades cronoestratigráficas por litoestratigráficas, dado que ellas implican conceptos diferentes perfectamente determinados por el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica.

Acerca de la cuestionada vinculación entre el Miembro Monte León, del Oligoceno (Bertels, 1970; Malumián, 1977) o del Mioceno medio, al menos, según Becker (1964), y los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" de edad eocena según Camacho (1974), es oportuno señalar que al autor se ha fundamentado en *criterios litoestratigráficos*, empleando la identidad y constancia litológica regional, la *posición* estratigráfica de la unidad en la secuencia sedimentaria y las asociaciones mineralógicas. Asimismo, las dataciones radimétricas publicadas recientemente constituyen un nuevo criterio de apoyo a la correlación establecida.

A continuación se desarrollan los mencionados criterios.

- a. La presencia de materiales piroclásticos (primarios) en el Miembro Monte León (superior) y su ausencia en el Miembro San Julián (inferior) en las localidades tipo (Bertels, *op. cit.*), Di Paola y Marchese (*op. cit.*) y Riggí (*op. cit.*), determinan en el primero una litología diferente.

El carácter piroclástico de la citada

unidad se mantiene regionalmente en las localidades de Monte Entrance, Cabo Curioso, El Pajonal y Bahía Mazarredo (esta última en el Golfo de San Jorge), de acuerdo a las observaciones de campo del Dr. Leanza y de laboratorio del autor. Hacia el sur de Santa Cruz y en el subsuelo, los primeros 441 m perforados en Puerto Coyle (Riggi, en Malumián *et al.*, 1971) y entre los 104 y 450 m atravesados en Cabo Buen Tiempo (trabajo del autor presentado para su publicación) corresponden a la parte superior de los depósitos marinos del Terciario, donde también fue registrado una abundante concentración de vidrio volcánico similar al mencionado en líneas anteriores. Gran parte de estos tramos han sido asimilados al "Patagoniense" abarcando el Olioceno y el Mioceno inferior (Malumián, *et al.*, 1971; Masiuk, 1975). Cabe agregar que por debajo de estas secciones *no fueron* observados materiales piroclásticos y sílice organógena. Esta particularidad trasciente aunque muy disminuida, hacia los depósitos marinos del Terciario superior del subsuelo de Pampa Rincón y Cabeza de León, de Tierra del Fuego.

En pág. 392 Krumbein y Sloss (1969) manifiestan: "*Las unidades de roca formales que son establecidas por trabajo en afloramientos, pueden seguirse comúnmente hasta la subsuperficie y pueden aplicarse provechosamente en la estratigrafía subsuperficial*".

- b. Con relación a la existencia de organismos silíceos, Bertels (1977) *no* manifiesta que el Juliense también contiene abundantes diatomeas y espículas de esponjas. En pág. 241 consigna que "Las sedimentitas de la Formación proveyeron de una microfauna compuesta por foraminíferos planctónicos, bentónicos, obstrácodos, diatomeas...". Es decir, que por su posición en el conjunto microfósilífero, resulta evidente que la presencia de diatomeas no reviste la importancia cuantitativa comprobada en el Miembro Monte León sin necesidad de realizar concentraciones del material organógeno.

En este tema, el autor *no* pone en tela de juicio las opiniones de Ramsay y Van Andel citados por Camacho, pero advierte que las correlaciones han sido establecidas fundamentalmente en rela-

ción a la presencia de materiales piroclásticos y *no* a los elementos biogenéticos asociados. Sin embargo, se entiende que en conjunto afianzan la correlación. Por otra parte, admitiendo hipotéticamente que el Miembro San Julián pudiera contener ambos elementos, sería en cantidades tan despreciables y contrastantes con relación a su abundancia en el Miembro Monte León, que de por sí constituye un argumento valedero para diferenciar las unidades tratadas.

- c. La asociación mineralógica epiclástica correspondiente a todas las localidades consideradas en el punto a, como también en el área entre Comodoro Rivadavia y Astra (Expósito, 1977; Giménez, 1977), incluyendo aquéllas donde se citan afloramientos de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*", y en la franja costera entre Cabo Raso y el río Chubut (Spiegelman y Busteros, 1977), mantienen llamativa similitud regional.

Esta asociación se diferencia notablemente de la contenida en la Formación Arroyo Verde (Eoceno) de Florentino Ameghino (estudio en elaboración del autor) y de aquélla correspondiente a los depósitos eocenos del subsuelo de Puerto Coyle (Riggi, en Malumián *et al.*, 1971) y Cabo Buen Tiempo (trabajo del autor presentado para su publicación), de Santa Cruz como también de Pampa Rincón y Cabeza de León, localidades ubicadas en Tierra del Fuego (datos inéditos del autor).

La importancia de los aspectos mineralógicos está avalada por la opinión de Krumbein y Sloss (1969, pág. 400-401) al sostener: "*Muchas unidades litológicas tienen características que sirven como marcas de identificación y que permiten establecer la correlación entre exposiciones o pozos separados por distancias grandes y aún a través de áreas en las que la unidad en cuestión pueda estar ausente o soterrada a gran profundidad*". "*Los estudios hechos de los minerales pesados y del residuo insoluble proporcionan criterios útiles para el reconocimiento de las unidades roca*". "*En resumen, cualquiera característica observable o mensurable que distinguen a las unidades específicas de roca pueden ser aplicadas a la resolución de problemas de correlación*".

d. Linares (1979) publicó un Catálogo de edades radimétricas realizadas por el INGENIS, donde figuran cuatro análisis de sedimentitas piroclásticas, correspondientes a los cerros La Lengua y del 55 (pág. 25) integrando secciones con-

sideradas por Expósito (1977) como formando parte de sus "Sedimentitas marinas de Astra o Formación Patagonia". A continuación se transcriben los resultados:

Localidad	Ingeis n°	Roca	Edad en m. a.
C° La Lengua, km 20, Astra, Comodoro Rivadavia	1094	Toba	25 ± 5
C° "del 55," Astra, km 20, Comodoro Rivadavia	1093	Toba	26 ± 5
" " " " "	1096	Toba	30 ± 3
" " " " "	1095	Toba	40 ± 10

Descartando el último registro, por razones obvias, es evidente que los tres primeros acusan una edad entre oligocena y miocena. Al respecto, es significativo señalar que Camacho (1974) en el capítulo correspondiente a "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*", pág. 50, manifiesta: "En el Golfo de San Jorge, la base de la Sección Superior aflora desde Comodoro Rivadavia hasta Pico Salamanca". Precisamente, los cerros mencionados se encuentran entre estas dos localidades.

Con relación a los aspectos faunísticos, es oportuno mencionar aquella información que apoya la correlación sostenida.

Malumián (1977 y en Apéndice de Giménez, 1977) considera que el hallazgo de *Bucella* y *Cribrorotalia hornibrooki* forma típica en los Miembros Monte León y San Julián, en las localidades tipo y en las costas de Santa Cruz, como asimismo en el nivel 1 ubicado por debajo de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" del cerro Chenque, indican una edad no mayor que oligocena. La especie *hornibrooki* forma típica ha sido registrada con elementos planctónicos determinantes del Oligoceno de la Cuenca del Colorado (Malumián 1970, 1972).

Recientemente, Malumián (1979) ubicó en el Oligoceno medio a superior la fauna de *Cribrorotalia* que se encuentra en los sedimentos en gran parte cineríticos del denominado "Patagoniense". Además, agrega: "Por otra parte, no se han reconocido formas planctónicas diagnósticas del Eoceno dentro del "Patagoniense", como ha sido reconocido por Bertels (1975), y en el presente trabajo, atendiendo a la ubicación cronológica de las faunas de *Boltovskoyella* y *Hopkinsina* - "*Unicosiphonia*", se estima que

la distribución del género *Cribrorotalia* en la República Argentina comienza, al menos con seguridad, con posterioridad al límite eoceno-oligoceno, encontrándose los sedimentos portantes de este último género siempre por encima de faunas netamente diferentes."

Cione (1979) ubica en el Oligoceno tardío a la fauna ictiológica contenida en el Piso Leoniano ("Patagoniano") que aflora en Astra (Golfo de San Jorge) y en el curso inferior del río Chubut.

Por otra parte, la autenticidad del subgénero "Venericor", cuyos ejemplares, según Camacho (1974), confieren a los depósitos del cerro Chenque una edad eocena, ha sido últimamente cuestionada por las doctoras Rossi de García y Levy (comunicación oral).

En cuanto al valor cronoestratigráfico de *Neoinoceramus*, Camacho consigna: "...fósil guía de la Formación San Julián y también se halla en la base de la Formación Agua Fresca (Cecione *et al.*, 1974) considerada paleoceno-eocena." Al respecto Newell (1969, pág. 320) ubica a este género con dudas, como de la familia *Inoceramidae* y figura con edad: Oligoceno?

Conclusiones

El análisis de la presente Nota, referida a la Formación Patagonia, permite establecer las siguientes consideraciones.

1. Se han cumplido las etapas que recomienda la investigación científica, con la recopilación de datos o hechos concretos, procediéndose a ordenarlos en busca de coincidencias, para finalmente alcanzar los resultados que son consecuencia del razonamiento inductivo, o sea la argumentación que va de lo particular a lo general.

2. Han sido correctamente interpretadas y aplicadas las normas del Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, en la definición de las unidades litoestratigráficas.

3. La investigación de laboratorio es un método moderno de utilidad práctica en el estudio de las unidades litoestratigráficas, especialmente cuando la información obtenida

es valorada con criterio y experiencia geológica regional.

4. La correlación litoestratigráfica establecida por el autor está fundamentada mediante un conjunto de argumentos concretos, por lo que se considera que mientras otros estudios de la misma índole no demuestren lo contrario, deberá mantener su vigencia.

Lista de trabajos citados en el texto

- Becker, D., 1965. *Micropaleontología del superpatagoniense de las localidades Las Cuevas y Monte Entrance (Prov. de Santa Cruz)*. Ameghiniana, III (10): 319-351, Buenos Aires.
- Berlets, A., 1970. *Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en la Patagonia Austral*. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 495-501, Buenos Aires.
- 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*. Anal. Acad. Cienc. Evac. Fis. y Nat., 26: 39-57, Buenos Aires.
- Cione, A. L., 1979. *Aportes paleoictiológicos 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.) nº 2, 40 pág. Buenos Aires.
- Di Paola, E. C. y Marchese, H. G., 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 Cong. Geol. Arg., III:207-222, Buenos Aires.
- Expósito, E. S., 1977. *Estratigrafía del Terciario marino de Astra*. Prov. del Chubut, República Argentina. Fac. Cienc. Exact. y Nat., Univ. de Buenos Aires. Trabajo de Licenciatura (inédito).
- Giménez, M. L., 1977. *Perfil geológico del cerro Chenque: Su litología y paleontología*. Comodoro Rivadavia, Prov. del Chubut. Fac. Cienc. Exact. y Nat., Univ. de Buenos Aires. Trabajo de Licenciatura (inédito).
- Harrington, H. J., 1968. *Desarrollo paleogeográfico de Sudamérica*. Univ. Nac. Tuc., Fund. e Inst. M. Lillo, Misc. nº 26, Tucumán.
- Krumbein y 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", nº 6, Buenos Aires.
- Malumián, N., 1970. *Bioestratigrafía del Terciario Marino de la Prov. de Buenos Aires*. Ameghiniana 7 (2): 173-204, Buenos Aires.
- , 1972. *Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la Prov. de Buenos Aires*. Ameghiniana 9 (2): 97-137, Buenos Aires.
- , 1977. *Informe micropaleontológico sobre muestras de la Formación Patagonia. Plan Fosforita*. Ser. Geol. Nac. (inédito).
- 1979. *Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina*. Ameghiniana, XV, 1-2 (161-171), Buenos Aires.
- Malumián, N., V. Masiuk y J. C. Riggí, 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.
- Masiuk, V., 1975. *Estudio micropaleontológico del pozo SC. 2*. Informe parcial inédito incluido en el legajo del pozo SC.2, YPF, Buenos Aires.
- Newell, N. D., en Moore, R. C., 1969. *Treatise on Inv. Paleont.* Part. N. Geol. Soc. Amer. and Univ. of Kansas Press.
- Riggí, J. C., 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.
- Russo, A. y Flores, M. A., 1972. *Patagonia austral extra-andina*. En Geología Regional Argentina (707-725). Acad. Nac. Cienc. Córdoba.
- Spiegelman, A. y Busteros, A., 1977. *Caracterización estratigráfica de las sedimentitas terciarias en las localidades de Barrancas Blancas (Puerto Madryn), Bahía Cracker e Isla Escondida (Punta Lobos), prov. del Chubut, República Argentina*. Actas VII Cong. Geol. Arg., 2. Buenos Aires.
- Stipanovich, P. N. y Mthol, E., 1972. *Macizo Somun Curá*. En Geología Regional Argentina (581-599). Acad. Nac. Cienc. Córdoba.

Recibido: octubre 30, 1979.

JUAN CARLOS RIGGI

(Consejo Nac. de Investigaciones Científicas y Técnicas)
Servicio Geológico Nacional
Avda. Santa Fe 1548, 2º P
1060 Buenos Aires.

NOTA NECROLOGICA

DR. INOCENCIO OSVALDO BRACACCINI

(1913-1979)

El 23 de mayo de 1979, luego de una intervención quirúrgica y tras inesperadas complicaciones nos ha dejado, aún en plena actividad, uno de los más destacados geólogos argentinos.

Había nacido en Bernal, provincia de Buenos Aires, el 7 de agosto de 1913. Su amor por la naturaleza y su espíritu inquieto lo llevaron, al terminar la escuela primaria, a la provincia de Entre Ríos. Allí tomó su primer contacto con las barrancas del Paraná, a las que posteriormente dedicaría toda su experiencia y conocimiento, en uno de sus más importantes estudios de sus últimos años. En 1929 vuelve a Buenos Aires, donde en sólo dos años se recibe de bachiller en el Colegio Nacional de Quilmes.

En 1932 integra la primera camada de becarios de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, que constituiría la pionera generación de geólogos petroleros argentinos. Estudia en la Universidad Nacional de Córdoba, donde el contacto con maestros de la talla de Bodenbender, Windhausen, Beder y Stappenbeck entre otros, marcarían su personalidad profesional con huellas indelebles. Muchos fueron los recuerdos y las impresiones recibidas de esos años, que fijaron su eterna admiración por sus maestros.

Se graduó en 1935 en la especialidad de Mineralogía y Geología, para un año más tarde recibir el título de doctor en Ciencias Naturales con su trabajo de tesis sobre "Observaciones geológicas del Batolito de Achala", en la provincia de Córdoba.

A partir de ese año se integra como geólogo de exploración de YPF, y se inicia en el conocimiento geológico de nuestro territorio. Desde sus primeros pasos en el campo profesional, su inteligencia, vivacidad y capacidad de asimilación frente a los problemas más diversos, lo llevan a destacarse. Ya en mayo de 1938, en aquella "Reunión de Geólogos de YPF", el joven Bracaccini presenta sus novedosas interpretaciones estructurales y los análisis de fractura realizados en el Norte de Mendoza. Esos primeros análisis y levantamientos estructurales marcan una línea de interés que se constituiría en una tónica constante de sus investigaciones. Son de esa época sus interesantes planteos sobre la estructura de las acumulaciones terciarias de la región de Cuyo y del Norte Argentino, que



MBUCICH
73

culminarían con su síntesis de 1945, sobre el factor estructural en las acumulaciones petrolíferas del país.

Conciente de la necesidad de preparar geólogos orientados a la prospección petrolera, interviene en forma activa para propiciar los cursos de posgrado en el Instituto Argentino de Petróleo, del que fuera profesor desde 1941 a 1948.

En 1944 asume la jefatura de geología de YPF, para en 1948 acceder a la gerencia de exploración. Su aporte se concretó en esos años, por su intervención en el alumbramiento de numerosas nuevas zonas productivas, como las de Lulunta, Barrancas, Carrizal, Tupungato Sudeste, Flanco Sur de Comodoro Rivadavia y el desarrollo de Tranquitas, a la vez que asumía una encomiable tarea de dirección y orientación de toda una generación de geólogos que se formaron en YPF.

A su don natural de dirigente, se sumó su preocupación por la comunidad geológica, a la que dedica sus esfuerzos junto a un puñado de colegas que, guiados por ese visionario que fuera el doctor Storni, fundaran en 1945 la Sociedad Geológica Argentina, constituyendo así su primera Comisión Directiva.

En la faz académica, su talento e inquietudes se reflejan en una serie de comunicaciones de sus prolijos relevamientos de la Precordillera de San Juan y Mendoza; en ellas expone sus propias observaciones junto

a una crítica evaluación de los resultados de varias tesis realizadas bajo su dirección. A él se debe la determinación de los movimientos intertriásicos en 1945, diastrofismo que día a día cobra más importancia en la evaluación tectónica del continente gondwánico. La postulación de esos movimientos generó en su momento encendidas polémicas, en especial en algunos de aquellos maestros alemanes cuya experiencia europea los llevaba a negar o minimizar su importancia. Esta etapa se cierra en 1950, con la difusión del resultado de sus investigaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina.

Su talento no sólo se expresa en sus aportes a la ciencia pura o a la dilucidación de problemas petroleros. Su sólida formación estructural le permite realizar el estudio geotécnico del dique El Cadillal en Tucumán, que a pesar de haber sido realizado en 1949 recibe aún hoy día el elogio de especialistas. Sus objetivas observaciones y su análisis estructural produjeron la interrupción de las obras ya iniciadas, y su traslado al actual emplazamiento. Estos primeros trabajos geotécnicos se complementan con el estudio del dique Agua Negra de San Juan, y un sinnúmero de trabajos similares en Olta, Vallecito, Sisco, etc., que contribuyeron a la evaluación del potencial hidroeléctrico de La Rioja. En esta provincia dirige entre 1950 y 1953 su investigación hidrogeológica integral, cuyos resultados permitieron años más tarde alumbrar importantes acuíferos.

En forma simultánea y a partir de 1952 se desempeña como Sub-Administrador General de YPF, realizando varios viajes a países vecinos, Estados Unidos y Europa. Su labor profesional en esa Empresa Estatal culmina en 1955.

Los profundos cambios acaecidos en el país lo alejan de YPF. Esos años difíciles muestran su temple y tesón en toda su magnitud. No se conforma con lo mucho ya realizado y con sus importantes contribuciones a nuestra geología. Después de haber accedido a los más altos puestos técnicos de YPF, reinicia su actividad como simple geólogo. En esas circunstancias, ante una apremiante situación económica se traslada a la provincia de La Rioja donde se dedica durante un par de años a explotar una mina de baritina. Inicia así una nueva etapa de su vida, quizá la más fructífera y llena de enseñanzas, dedicada a resolver problemas de geología aplicada: búsqueda de aguas subterráneas, fundaciones, perforaciones mineras y de exploración y ex-

plotación acuífera. Recorre todo el país con sus servicios, convirtiéndose en uno de sus más respetados consultores geológicos. No hay problema insoluble para él; el almacenamiento natural de gas en el subsuelo de la llanura pampeana, o el alumbramiento de acuíferos en nuestros desiertos pedemontanos, reciben su objetivo análisis y su dictamen preclaro, que en más de una ocasión se ven coronados por el éxito.

Sin embargo no descuida la ciencia pura. Prueba de ello es su magistral síntesis de 1960 sobre la evolución estructural de la Argentina, donde da a conocer su concepto de Cratógeno Central, esbozando la nítida diferencia y diversa evolución entre el país orogénico y el epirogénico. Transcurridos casi veinte años desde su enunciación, sigue teniendo la validez y la frescura de una teoría basada en hechos y no en la importación masiva de hipótesis y modelos preconcebidos. He aquí, quizá uno de los rasgos más positivos de sus investigaciones. Si bien fue lector asiduo de publicaciones y libros extranjeros, su pensamiento se mantuvo prescindente de las teorías de moda. Es así que en plena época de auge geosinclinalista, anatematiza a aquellos que intentan la aplicación dogmática de modelos foráneos.

Sus conceptos de evolución geológica estuvieron basados siempre en la realidad de los hechos y en un profundo conocimiento de las particularidades del terreno.

Sus asesoramientos a Gas del Estado y a compañías petroleras fueron múltiples. De esa época se destaca su participación en la dirección de un equipo de geólogos que entre 1960 y 1964 inician los trabajos de aeroexploración de la cordillera de Neuquén y Mendoza. Los resultados de los levantamientos fotogeológicos y verificaciones en el terreno de más de 140.000 km², junto con la evaluación crítica de los antecedentes disponibles, los da a conocer en una serie de informes voluminosos, lamentablemente editados en forma limitada, que dan las bases para el desarrollo de la exploración minera del Plan Cordillerano de la Dirección General de Fabricaciones Militares. En ellos actualiza los conceptos de evolución estructural de la Alta Cordillera, constituyéndose después de los aportes de Groeber, en una de las más importantes contribuciones sobre esa región.

A esos estudios, le suceden numerosos trabajos de geología aplicada poco conocidos por su naturaleza específica e índole privada, donde vuelca su experiencia geológica a la

resolución de los más diversos problemas.

En esos años participa en la creación del Consejo Superior Profesional de Geología, del que fuera presidente en dos períodos de proficuas realizaciones: una de ellas de trascendental importancia, es su apoyo a la adquisición de la Casa del Geólogo, que se concreta en 1967, con una importante contribución personal.

La actividad docente lo cuenta como profesor de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de La Plata, y más tarde como profesor titular de Geología Estructural en la Universidad de Buenos Aires, brindando en ellas el fruto de su experiencia a sucesivas camadas de jóvenes universitarios, con el fin de "entregar su testimonio a quienes deberían relevarlo".

En la apertura de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas en 1966, da a conocer en un magnífico relatorio, problemas estratigráficos y tectónicos de la Patagonia; anticipa una importante cantidad de observaciones e ideas, las que basadas en su talentosa intuición, fueran confirmadas en diversos estudios posteriores.

La comunidad geológica reconoce sus importantes aportes, nombrándolo Miembro Honorario de la Asociación Geológica Argentina, para años más tarde en 1971, incorporarlo como Miembro Correspondiente a la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Ese reconocimiento se concreta nuevamente en 1978 en ocasión del Séptimo Congreso Geológico Argentino, donde le fuera entregada una Medalla al Mérito Geológico, oportunidad en la cual el doctor Braccini, tras sentidas y sencillas palabras de agradecimiento, nos deslumbrara con su sólida interpretación estructural de la Cordillera del Sur de Mendoza.

En los últimos años brinda asesoramiento a diversos planes de la Secretaría de Minería y Fabricaciones Militares. Entre 1972 y 1975, integrando el directorio del Banco Nacional de Desarrollo, ocupó la presidencia de su Instituto de Promoción y Fomento Minero. Desde esas funciones alienta la participación del geólogo en la actividad privada, luchando contra esa dicotomía existente "entre los estudios de la geología exclusivamente especulativos y los meramente aplicados". Insistía continuamente que sólo un sólido conocimiento geológico puede brindar soluciones adecuadas a los problemas de aplicación práctica.

En esos años se ocupa de complejos problemas geotécnicos, como los relacionados al

aprovechamiento hidroeléctrico del Paraná Medio, dirigiendo y volcando su saber con generosidad en un equipo de jóvenes geólogos que lo secundaron.

Aquellos que lo conocieron saben que sus aportes escritos, si bien fundamentales, reflejan en forma muy limitada su pensamiento y sus claras ideas sobre la evolución geológica de nuestro país, expresadas en forma permanente y desinteresada en conversaciones y discusiones con sus colegas y discípulos. Sus ideas sobre las Sierras Australes de Buenos Aires o sus interpretaciones de la estructura de las Sierras de Córdoba, así como su póstuma obra sobre la evolución tectónica de la Argentina, encomendada por la Academia Nacional de Ciencias para epilogar su Segundo Simposio de Geología Regional, han quedado inconclusas. No obstante tenemos la certeza de que la simiente sembrada en varias generaciones de geólogos, brindará sus frutos siguiendo el camino que él oportunamente trazara.

Pocos geólogos han tenido tan precisa visión del rol protagónico de la geología en el desenvolvimiento económico de los pueblos. Su advertencia a los geólogos para que "comprendan que la actividad geológica no constituye un fin de si misma" sino que debe volcarse a la sociedad para contribuir al bienestar general, sigue vigente. Su desafío lanzado en 1972 cobra hoy día candente actualidad: "los geólogos argentinos, si hemos de consolidar nuestra profesión y si deseamos cumplir con la sociedad que nos permitió esa alternativa, debemos posibilitar cuanto antes que las fronteras de la exploración geológica argentina coincidan con las que constituyen la delimitación física de la Patria".

Buenos Aires, 7 de noviembre de 1979.

Victor A. Ramos

TRABAJOS PUBLICADOS POR EL DOCTOR INOCENCIO OSVALDO BRACCINI

- 1938 *Estudios estructurales en el Terciario del Norte de Mendoza (Res.)*, Bol. Inform. Petroleras, 171: 41-41, Bs. As.
- 1940 *Estudio y preparación de detritos (III^o Reunión de Geólogos y Geofísicos de YPF)*, Bol. Inform. Petroleras, 194: 9-81, Bs. As.
- 1943 *Problemas estructurales del Norte Argentino*, Bol. Inform. Petroleras 222: 43-44, Bs. As. *El problema de la exploración petrolera en la República Argentina*, Soc. Arg. Est. Geográficos, GAEA, Bol., 6: 3-6, Buenos Aires.
- 1944 *El factor estructural en las acumulaciones*

- petrolíferas del país*, Soc. Cient. Arg., Anales, CXXXVIII: 191-192, Bs. As.
- 1945 *El factor estructural en las acumulaciones petrolíferas del país*, Bol. Inform. Petroleras, 247-13-29, Buenos Aires.
Acerca de los movimientos intertriásicos de Mendoza Norte, Prim. Reun. Com., Inst. Panam. Ing. Min y Geol. (IPIMIGEO) págs. 1-26, Bs. As.
- 1946 *Contribución al conocimiento geológico de la precordillera Sanjuanina mendocina*, Reimpresión de los números 258, 260, 261, 262, 263, 264 y 265 del Bol. Inform. Petroleras, Bs. As.
Bosquejo geológico de la Argentina, Contribución de YPF al 1º Congr. Inst. Sudamer. de Petróleo, 66 p., Lima.
Los estratos de Paganzo y sus niveles planíferos en la Sierra de Los Llanos, Asoc. Geol. Arg., Rev. I (1): 19-61, Bs. As.
- 1947 *Tareas geológicas a cumplirse en conexión con la exploración y explotación petroleras del Plan Quinquenal*, Bol. Inform. Petrol., XXIV: 215-216, Bs. As.
- 1948 *Sobre la presencia del carbonífero inferior de la Sierra de Los Llanos (con un apéndice relativo a consideraciones del Sr. Profesor Dr. Juan Keidel)*, Bol. Inform. Petrol., 281: 63-94, Bs. As.
La posición stratigráfica del Conglomerado de Valdez en la región del Seno Ultima Esperanza (Chile), Asoc. Geol. Arg., Rev. III (1): 67-70, Bs. As.
- 1949 *El Perfil de Tambolar (Prov. de San Juan)*, Asoc. Geol. Arg., Rev., IV (3): 165-179, Bs. As.
- 1950 *Observaciones stratigráficas en la Precordillera Sanjuanina*, Asoc. Geol. Arg., Rev. V (1): 5-14, Bs. As.
Investigaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina, Bol. Inform. Petrol., 301: 1-34, Bs. As.
- 1959 *Perspectivas petroleras argentinas*, Petrotecnia, Rsp. Inst. Arg. del Petrol., IV (1) 7-10, Bs. As.
- 1960 *Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina*, Petrotecnia, Rev. Inst. Arg. de Petróleo, X (6): 57-69, Bs. As.
- 1964 *Ordenación y resumen de los antecedentes geológicos relativos a la zona cordillerana de las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina*, Dirección General de Fabricaciones Militares, Contrato 1103, inf. N° 1, 295 págs., Bs. As.
Geología estructural de la zona cordillerana de Mendoza y Neuquén, República Argentina, Dir. Gral. Fabricaciones Militares, Contrato 1103, inf. N° 4, 220 págs., Bs. As.
- 1966 *Algunos resultados de nuevas investigaciones geológicas en las provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén*, Petrotecnia, Rev. Inst. Arg. del Petróleo, XVI (3): 20-23, Bs. As.
Lineamientos de la geología de Mendoza, en Geografía de Mendoza, (Apéndice), II: 597-604, Mendoza.
- 1968 *Panorama General de Geología Patagónica*, Terceras Jorn. Geol. Arg., Actas, I, XVII-XLVII, Bs. As.
- 1969 *El germen de algunas nuevas ideas en la Geología Argentina*, Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIV (4): 349-350, Bs. As.
- 1970 *Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina*, Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (2): 275-284, Bs. As.
- 1972 *Cuenca del Salado en Prim. Simp. Geol. Rep. Argentina*, ed. A. F. Leanza, 407-418, Córdoba.
Nuestra profesión de geólogos, Mundo Geológico, Rev. Centro Arg. Geol., 19: 21-22, Bs. As.
- 1976 *Contribuciones del Sr. Prof. Dr. Alfredo Stelzner al conocimiento de la Precordillera y Cordillera Frontal de las Provincias de Mendoza y San Juan (República Argentina)*, Acad. Nac. Cienc., Bol. 51 (3-4): 214-223, Córdoba.
- 1978 *La Geología en el desenvolvimiento económico*, Confer. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (1) 8-85, Buenos Aires.
- 1979 *Cuenca del Salado en Segundo Simp. Geol. Rep. Argentina*, II (en prensa), Córdoba.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Inauguración del Monumento al Doctor Juan José Nágera

El día 7 de setiembre de 1979 la comunidad geológica argentina se unió a través de nutridas representaciones de diferentes partes del país, para rendir homenaje a la obra patriótica del doctor Juan José Nágera. La cita fue en Gualaguaychú, provincia de Entre Ríos donde se inauguró el monumento erigido por esta Asociación.

Más de trescientos visitantes, geólogos y sus familias, mancomunados por un objetivo común, se reunieron con autoridades y fuerzas vivas de la región, junto a delegaciones de nuestras fuerzas armadas. Estuvieron pre-

sentes además alumnos y maestros de las escuelas y colegios de la zona, para brindar reconocimiento público a ese geólogo patriota y luchador incansable que fuera el doctor Nágera.

La ceremonia contó con las palabras de apertura del señor Comandante de la Flota Fluvial, Cap. de Navío D. Enrique Donadini, en representación del Comandante en Jefe de la Armada. Destacó el importante aporte de Nágera, a través de su doctrina, al establecimiento de la Soberanía Nacional sobre nuestra plataforma continental.

En nombre de Fabricaciones Militares, primer miembro benefactor de la Asociación, el coronel D. Víctor F. Constanzo, mostró los intereses comunes que reunieron en su momento la visionaria obra del General Savio y la del doctor Nágera.

El doctor D. Oscar Reverberi, en representación de la Secretaría de Estado de Minería, trazó la semblanza de la actuación del doctor Nágera a través de sus exploraciones que cubrieron gran parte del territorio nacional.

Finalmente, y luego de la bendición del monumento el doctor Norberto Malumián, hizo entrega del mismo a la ciudad de Gualeguaychú en nombre de la Asociación. Expresó el doctor Malumián:

“Con la profunda convicción de que en esta bendita tierra gualeguaychense por su Superior Designio se intersectan tres líneas, tres rumbos, tres nombres

El de Martín Doello-Jurado, maestro de mi maestro, cuyo nombre engalana la calle que bordea el río Gualeguaychú y que en memorables palabras determinara el lugar que le cabe a la Geología en los más altos y puros intereses nacionales: el conocimiento científico del suelo en que se ha nacido es uno de los tesoros de la civilización de un pueblo y forma, en cierto modo, el substrato físico de la nacionalidad. Un pueblo que vive en un territorio cuya constitución física ignora o conoce superficialmente, es un inquilino y no un propietario de su suelo.

El de Nágera, geólogo patriota, quien clamó por 100 colegas que cumplieran con el mandato que enunciara su ilustre copoblero.

El de Harispe, inscripto en el cemento de este monumento como uno de los proyectistas, y que para nosotros es el apellido de uno de aquellos que pagaron con el máximo tributo el ejercicio de la profesión.



Monumento a la Obra Patriótica del Dr. Juan J. Nágera. Fot. de D. Silva Nieto.



Palco con las autoridades presentes en el acto durante el discurso del doctor Malumián.

En el Hoy, con el significado que él tiene: un día más en el que el geólogo le dice presente al país.

En este espacio y tiempo determinados por tan alegóricas circunstancias, como Presidente de la Asociación Geológica Argentina, tengo el alto honor de hacer la entrega formal del Monumento a la Obra Patriótica del Dr. Juan José Nágera.

Pero, el simbolismo que él representa: la necesidad de la Geología Argentina y la labor del geólogo, lo entrego en nombre de aquellos que por haber acudido al llamado de *Nágera*, hoy no pueden estar aquí.

Reciba entonces, la comunidad de Gualeguaychú, Monumento y Símbolo del que muchos de sus hijos fueron sacrificados artífices”.

El Intendente de la ciudad de Gualeguaychú, Ingeniero Isidoro B. Etchebarne, agradeció a la A.G.A. el haber levantado este testimonio expresando “el agradecimiento del pueblo entrerriano y de Gualeguaychú a todos cuantos hicieron posible este acto de justicia hacia la obra de nuestro copoblero.” Este monumento a la obra patriótica del doctor Nágera será de hoy en más, guía no sólo de las futuras generaciones de geólogos, sino también de la juventud de Entre Ríos. Generosa tierra que brindara a la Patria hijos tan ilustres como el Alférez Doctor José María Sobral, custodio de nuestra soberanía en los mares australes y ese pionero de la defensa de nuestra plataforma continental que fuera el doctor Nágera.

Setiembre de 1979.

Por la Comisión de Homenaje a la Obra Patriótica del Dr. J. J. Nágera
Julio Lage Víctor A. Ramos

EL NUMERO 3 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 28 DE
DICIEMBRE DE 1979 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.
SARMIENTO 3149. BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA.

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

XXVI° CONGRESO GEOLOGICO INTERNACIONAL

París, Francia, 7 al 17 de julio de 1980

El *Congreso Geológico Internacional* viene celebrando sus sesiones cada cuatro años, desde 1878. La 26ª sesión coincidirá con la celebración del centenario de esta manifestación bajo los auspicios de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

Comité de Organización:

Presidente: Jean AUBOUIN
Secretario General: Paul SANGNIER.

Calendario:

- Del 27 de junio al 6 de julio por la mañana, excursiones científicas antes del Congreso.
- Del 7 al 17 de julio: Sesiones del Congreso en el Palacio de Congresos de la Porte Maillot, París.
- Del 19 al 27 de julio: Excursiones científicas después del Congreso.

Programa científico:

1º) *Sesión científica de apertura:* Los más eminentes especialistas sintetizarán cinco grandes temas relativos a la actualidad científica reciente.

2º) *Sesiones:* El programa científico que se propone cubre prácticamente la totalidad del campo de las Ciencias de la Tierra. Está distribuido en 20 sesiones. El Comité de Organización ha velado por que los trabajos de las diferentes Asociaciones Científicas Internacionales, afiliadas a la Unión Internacional de Ciencias Geológicas estén integrados al programa del Congreso. Las propuestas de comunicaciones son libres y deben dirigirse a la Secretaría General antes del 1º de octubre de 1979 para ser publicados en el volumen de resúmenes.

3º) *Coloquios:* Se ha elaborado el programa de los coloquios de modo que ilustre los principales temas de actualidad científica y económica del momento. Habrá siete, y estarán animados por científicos que figuran entre los más ilustres. Las comunicaciones no podrán presentarse sino por invitación.

Excursiones:

El Comité de Organización se ha asegurado el concurso de los Comités Nacionales de Geología

de 18 países europeos diferentes para presentar un programa atractivo de excursiones geológicas. Los temas seleccionados permiten proponer a los miembros del Congreso el conjunto de los aspectos geológicos de la Europa del Oeste. Es así como se proponen unas 85 excursiones diferentes, de una duración de 9 días cada una, del 26 de junio al 6 de julio de 1980, y del 19 de julio al 26 de julio de 1980. Las excursiones sólo permiten admitir un número limitado de personas, y las plazas serán atribuidas por el Comité de Organización en octubre de 1979, en función del orden de llegada de las solicitudes de inscripción.

Exposición:

Tendrá lugar una exposición titulada *Geoexpo 80*, en el mismo recinto del Congreso, del 7 al 11 de julio de 1980. Esta exposición estará ampliamente abierta a las diferentes Instituciones Internacionales que encontrarán en ella una oportunidad privilegiada de encuentro con los científicos del mundo entero.

Programa social:

La celebración del Congreso en París ha permitido a los organizadores elaborar un programa muy atractivo para los participantes así como para los miembros acompañantes.

Estado de avance de la preparación del congreso:

La primera circular fue difundida en 80.000 ejemplares, en octubre de 1977. El 1º de diciembre de 1978, el Comité de Organización había recibido 5.800 respuestas procedentes de 114 países diferentes. Entre estas respuestas, 4.000 personas aproximadamente pedían participar en las excursiones. La segunda circular está ahora a disposición de los interesados y comprende el boletín de inscripción definitivo.

Se ruega a aquellas personas interesadas en el Congreso y que deseen recibir la 2ª circular, se dirijan a:

Secrétariat Général du 26ème Congrès
Géologique International
Maison de la Géologie
77-79, rue Claude Bernard
75005 PARIS - FRANCIA.

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 XXXIV - N° 3

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N° 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión N° 3667

CONTENIDO

Geología de la planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, provincia de Buenos Aires GERARDO PARKER	167
Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO	184
Ciclo exógeno del manganeso, áreas potencialmente mineralizadas MARGARITA REINOSO	203
Grupo El Toco, desierto de Atacama, Chile GIOVANNI CECIONI	211
Geología del porfiro cuprífero Campana Mahuida, provincia del Neuquén JUAN CARLOS M. ZANETTINI	224
<i>Comentarios</i>	
Significados y usos de "Patagoniano", "Patagoniense", "Formación Patagónica", "Formación Patagonia" y otros términos de la Estratigrafía del Terciario marino argentino HORACIO H. CAMACHO	235
Nomenclatura, categoría estratigráfica y correlación de la Formación Patagonia en la costa atlántica JUAN CARLOS RIGGI	243
<i>Necrología</i>	
Dr. Inocencio Osvaldo Bracaccini	249
<i>Crónica de la Asociación</i>	252

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

(1977-79)

Presidente: DR. NORBERTO MALUMLÁN; **Vicepresidente:** DR. CARLOS L. AZCUY; **Secretaria:** DRA. MILKA K. DE BRODTKORB; **Tesorero:** DR. VICENTE MENDEZ; **Vocales titulares:** DR. VÍCTOR A. RAMOS, DR. RICARDO VARELA y LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI; **Vocales suplentes:** LIC. MATEO A. TURIC, LIC. JUAN V. PLOSZKIEWICZ y LIC. ROBERTO M. SARUDIANSKY.

REVISTA Y PUBLICACIONES

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

EDITORES RESPONSABLES

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. FELIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. CARLOS GORDILLO, DR. NORBERTO MALUMLÁN, DR. MARIO TERUGGI, DR. JUAN CARLOS M. TURNER 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.
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.
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.
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 Tujchaeider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Dr. José Antonio de Ormaechea, Lorenzini 245, 6300 Santa Rosa.
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): Dr. Federico Madel. Distr. Geol. YPF, 4562 Vespucio.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Córdoba 1345 - 7º p. (1053).
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Luis Alberto Soruco, Maipú 88, P. B. (1084).
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.
Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídrica: Lic. Corina Ganduglia, Casilla Correo 9, 1802 Aeropuerto Ezeiza.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldis, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. Marta Godeas, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Gerardo Perillo, Montes de Oca 2124 (1271).
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 Roster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson. Dep. Geol. Univ. Chile. Casilla 13518 - C. 21. Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morigo, Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones, Oliva y Alberdi, 5º piso, Casilla de Correo 1662, Asunción.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.
Bolivia: Dr. Arturo Castaño, Fac. Cs. P. y Nat. Cajón Postal 4455. La Paz.
Venezuela: Dr. Oscar Odreman R., Dirección de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Centro Simón Bolívar, Torre Norte, piso 19, Caracas.