

## REVISTA

DE LA

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## SUMARIO

JORGE R. FERNÁNDEZ GIANOTTI, La diabasa de Múzeka y su contenido de níquel, sierra de San Bernardo, Prov. de Chubut, Rep. Argentina..	159
<u>COMITÉ DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA.....</u>	<u>172</u>
C. R. LÓPEZ Y F. E. NULLO, Geología de la margen izquierda de la Quebrada de Humahuaca, de Huacalera a Maimará. Departamento Tilcara, Provincia de Jujuy, República Argentina.....	173
MILKA K. DE BRODTKORB, Estudio de la mineralización del yacimiento « San Santiago », Provincia de La Rioja, República Argentina.....	183
DANIEL ALBERTO VALENCIO, El paleomagnetismo de algunas magmatitas del Triásico Superior, Grupo Cachenta, Prov. de Mendoza, Rep. Argentina.	191
ELDA CRISTINA DI PAOLA, Procesos diagenéticos en sedimentitas de la República Argentina. Parte I. Formaciones Pichi Picún Leufú, Ortiz, Limay, Bajada Colorada (Provincias de Neuquén y Río Negro).....	199
MARGARITA S. REINOSO Y JUAN CARLOS MIRRE, Suelo y Loess. Sus relaciones genéticas a través del estudio de los minerales de arcillas.....	211
LUISA M. VILLAR, El complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza, República Argentina.....	223
JORGE O. KILMURRAY, Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires.....	239
ALFREDO BERNASCONI Y JUAN JOSÉ LANFRANCO, Características geológicas y petrográficas de la secuencia piroclástica de los Cerros « Poca » y « El Burro », Departamento Pocho, Prov. de Córdoba, Rep. Argentina..	253
<u>COMENTARIO BIBLIOGRAFICO.....</u>	<u>266</u>
SARA CECILIA KERILLENEVICH, La edad de los « Conglomerados Morados », supuestamente pérmicos, de la Quebrada Nueva, Precordillera de San Juan, República Argentina.....	269
ELSA ROSSI DE GARCÍA, Algunos ostrácodos del Entierriense de Paraná, Provincia de Entre Ríos, República Argentina.....	276
HUMBERTO G. MARCHESI Y CÉSAR A. FERNANDEZ GARRASINO, Clasificación descriptiva de areniscas.....	281
RODOLFO M. CASAMIQUELA, Historia geológica del Valle de Huahuel Niyeo área extraandina del suroeste de la Provincia de Río Negro, República Argentina (con énfasis en el Pleistoceno).....	287
<u>COMENTARIO BIBLIOGRAFICO.....</u>	<u>329</u>

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

—  
1969

LA DIABASA DE MUZEKA Y SU CONTENIDO DE NIQUEL  
SIERRA DE SAN BERNARDO, PROVINCIA DE CHUBUT  
REPUBLICA ARGENTINA

Por JORGE R. FERNANDEZ GIANOTTI<sup>1</sup>

RESUMEN

En la sierra de San Bernardo, Prov. de Chubut, donde afloran una serie de cuerpos ígneos intrusivos terciarios, de composición teschenítica y donde el basalto olivínico terciario y cuartario cubre una amplia región, se estudió un filón capa de diabasa, al sur de la sierra, con especial atención en un perfil vertical, pues existía la posibilidad de encontrar una variación mineralógica o química. Este filón posee un rumbo general noroeste-sudeste con inclinación de 20°-30° al noreste, espesor máximo de 75 m y aproximadamente 2000 m de largo. Su base es perfectamente concordante, mientras que el techo, casi todo tapado por derrubio, tiene ciertas discordancias locales. Está intruído en tobas, areniscas tobáceas y conglomerados de la serie del Castillo, Chubutense.

No tiene ninguna variación mineralógica, salvo un pequeño cuerpo lateral de difícil vinculación con el principal, que posee en su composición analcima y zeolitas. En ambos casos la plagioclasa es labradorita, el piroxeno es augita, la olivina tiene un 20 % de fayalita y aparecen en menor proporción apatita, ilmenita-hematita y magnetita, esta última siempre como inclusión en la olivina. Las zeolitas del cuerpo lateral están en amígdalas y son del grupo de la natrolita con escasa thomsonita. La textura de la roca del cuerpo principal es típicamente ofítica, mientras que en el cuerpo lateral predomina la intergranular.

Se estudió el contenido de níquel de la diabasa por el método colorimétrico, utilizando Dimetilglioxima como reactivo orgánico, se discute la metodología, habiéndose obtenido valores constantes de concentración de níquel en todo el cuerpo, siendo el promedio de 108 ppm; valor que es normal para una diabasa olivínica.

ABSTRACT

South of San Bernardo hills, Chubut, where some teschenitic igneous intrusives appears and the quartary olivinic basalt covers a wide region, a diabase sill was study with keen interest in a vertical profil, because the existence of a mineralogical or chemical variation was possible. The body is intruded in tuffs, tuffy sandstones and conglomerates of Serie del Castillo, Chubutense. His general strike is NW-SE, with a dip of 20°-30° NE, maximum thickness of 75 m. and a long of 2000 m. His basal contact is concordant, but the upper, which is covered, has some local discordances.

It have no mineralogical variation, except for a small lateral body, with analcime and zeolites in his composition, of difficult vinculation with the main. In both cases, plagioclase is labradorite, piroxen is augite, olivine has 20 % fayalite and appears in less percentage apatite, ilmenite-hematite and magnetite, the last one even as inclusion in olivine. The texture of the main body's rock is typically ophitic and that of the latteral body is intergranular. The zeolites are of the natrolite group with scarce thomsonite.

The content of nickel in the diabase was study by the colorimetric method, with dimetilglioxime as organic reagent, the methodology is discussed. The content of nickel in all the body is constant and it's average is 108 ppm., which is a normal value for olivinic diabase.

<sup>1</sup> Departamento de geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

This One



W4TF-4K5-PX6U

## INTRODUCCION

Este trabajo es un resumen del presentado en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires para optar al título de licenciado en ciencias geológicas, con la dirección del profesor doctor Eduardo Llambías a quien expreso mi especial agradecimiento.

La elección del filón capa de Múze-ka de entre la gran cantidad de cuerpos básicos de la región se debió a que era el único que, de acuerdo con los datos existentes presentaba techo y base aflorantes y por ello existía la posibilidad de encontrar una diferenciación vertical.

Los trabajos de campaña consistieron en un relevamiento topográfico-geológico con plancheta, 1:5000 y un muestreo sistemático del cuerpo con especial atención en un perfil vertical del mismo. En el laboratorio se estudiaron principalmente las posibles variaciones, tanto petrográficas como químicas. El estudio del contenido de níquel fue realizado con el objeto de obtener datos no conocidos en la región, de determinar posibles variaciones dentro del cuerpo y por la importancia económica del níquel como elemento asociado a estas rocas. Además la comparación de estos datos con rocas similares de otras partes del mundo es de importancia, en la medida que ha de servir para aumentar el número de datos existentes y para tratar de llegar a valores promedios más exactos, lo mismo que para establecer el quimismo de estas asociaciones básicas.

## UBICACION GEOGRAFICA

La localidad estudiada está ubicada en la provincia de Chubut, Dto. Sarmiento, a 69°35' long. oeste y 45°49' lat. sur; el área abarca aproximadamente 3 km<sup>2</sup>. El cerro Múze-ka está en una zona de fácil acceso al sur de la sierra de San Bernardo, en el codo del

río Senguerr, a unos 70 km de la ciudad de Sarmiento. La altura del cerro, según un croquis de Piatnisky publicado por Feruglio (1950), es de 937 m.s.n.m.

## LOCALIZACION GEOLOGICA

La estratigrafía comienza con el *Cretácico superior (Chubutense)*, que comprende cuatro secciones de sedimentos continentales (González, 1954) y que se asienta discordantemente sobre el complejo porfirico *jurásico*. Sobre esta potente formación supracretácica se apoyan en discordancia los sedimentos continentales y marinos del *terciario*. Por último los *Rodados Patagónicos* cubren a los grupos anteriores.

La estructura de la serranía es de plegamiento y está bien definida, pues los pliegues se orientan de norte a sur y están afectados por fallas transversales.

Durante el Terciario y Cuaternario la actividad volcánica en la cuenca de Sarmiento fue muy intensa, originándose numerosos cuerpos ígneos tescheníticos, de edad eoceno u oligoceno bajo (Feruglio, 1950, Teruggi, 1964, Ferello, 1969) intruidos en el Chubutense y coladas de basalto con analcima extruidas durante el fin del Terciario y Cuaternario, siendo ambos similares en su composición química y mineralógica (Mórtola, 1923, Quartino, 1957, Teruggi, 1964, González y Vilela 1966 y Viviers, 1968), son manifestaciones de un solo ciclo ígneo que originó la provincia petrográfica de Sarmiento (Teruggi, 1964). La diabasa de Múze-ka está alojada en la serie del Castillo o Tobas Verdes del Chubutense, de amplio desarrollo en la región y cuyo espesor es de 450 m.

## ROCA DE CAJA, CHUBUTENSE

Son tobas, areniscas tobáceas y conglomerados pertenecientes a la Serie del Castillo (González, 1954), que inclinan 20° a 25° al noreste y forman par-

te del ala oriental del anticlinal de La Angostura (Feruglio, 1929). Estas rocas ya fueron mencionadas y brevemente descriptas por Feruglio (1950), Ramaccioni (1930) y González (1954). El espesor de los bancos varía desde 10-20 cm hasta 2-3 m.

cas grisáceas, amarillentas y moradas, a veces moteadas con puntos blancos de analcima. Están en bancos de poco espesor. Microscópicamente tienen mátrix abundante (más de 70%), de aspecto homogéneo, compuesta por *vitroclastos* que llegan a tener hasta 0,3 mm de lar-

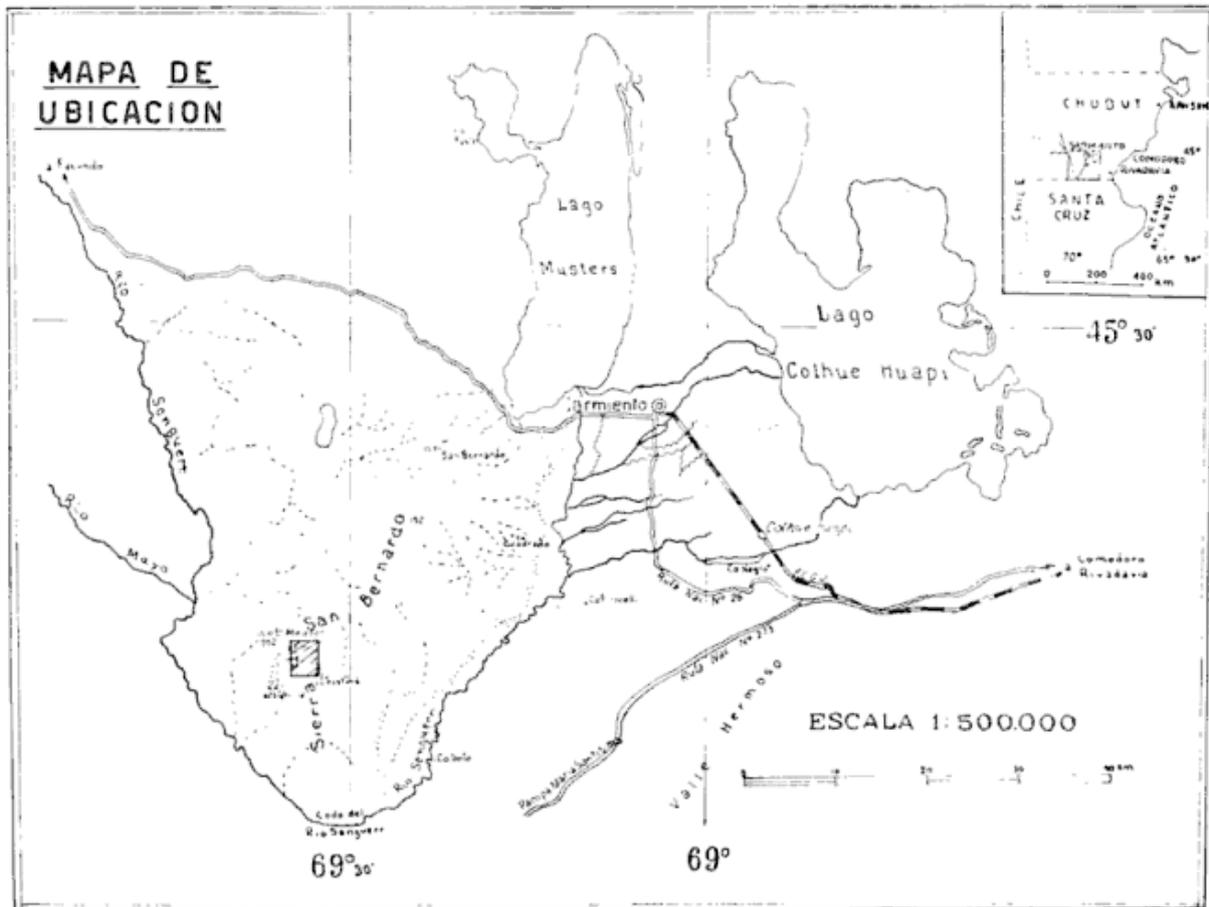


Fig. 1. — Mapa de ubicación

Para la clasificación de las tobas y areniscas se siguió el sistema propuesto por Teruggi y Rosseto (1963) que se basa fundamentalmente en la abundancia de matrix piroclástica y la granulometría y es la siguiente en orden decreciente del porcentaje de mátrix y aumento del tamaño de grano: a) *Tobas*, b) *Tobas arenosas*, c) *Areniscas tobáceas*, d) *Areniscas volcánicas*, e) *Conglomerados volcánicos*.

Los tipos litológicos más abundantes y representativos de la roca de caja son: 1) *Tobas* generalmente normales, pero pueden ser finas o arenosas, blan-

go y por un material intersticial, amarillo pardusco, de baja birrefringencia y extinción puntiforme (*Montmorillonita?*). Los *clastos minerales* de plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino y opacos, tienen de 0.1 a 0.5 mm de largo y están en proporciones que varían entre 5-10% (toba normal) y 30-40% (toba arenosa). La plagioclasa es generalmente andesina y junto con el cuarzo compone la mayoría de estos clastos.

Los *clastos líticos*, generalmente redondeados, compuestos por pastas volcánicas y sus tobas, están en proporciones semejantes a la de los clastos mine-

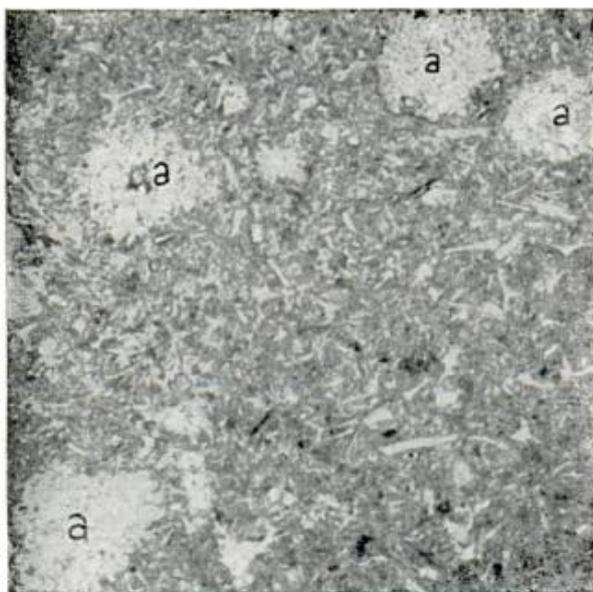


Fig. 2. — Toba fina, la matriz vítrea constituye la mayor parte de la roca. Posee abundantes nódulos de analcima (a). ( $\times 20$  s/nicoles).

rales. Es abundante la *analcima*, que está intersticialmente o formando nódulos. Lo mismo ocurre con las *zeolitas* de difícil determinación. También hay *calcita* subordinada.

2) *Areniscas volcánicas y tobáceas*, castañas, pardo amarillentas y verdes con textura netamente elástica y un tamaño de grano de 1 mm de promedio pero que llega hasta 5 cm en los lentes



Fig. 3. — Arenisca volcánica, los clastos, angulosos y poco alterados son de plagioclasa, cuarzo y líticos. La matriz es escasa. ( $\times 20$  e/nicoles).

conglomerádicos. La matriz, alrededor de 20 %, está compuesta por un material amarillo pardusco, los vitroclastos son muy escasos y difíciles de reconocer. En algunos casos aparecen pequeñas drusas entre los clastos con un depósito de origen químico (fig. 4). Los *clastos minerales*, que junto con los *líticos* forman el 80 % de la roca, tienen un tamaño de 0,8 a 1 mm y son de *plagioclasa*, *cuarzo* y muy escasa *biotita* y *anfíbol*, con características similares a los de las tobas ya descritas (fig. 3). También aparece *analcima*, *zeolitas* y *calcita*.

## DIABASA DE MUZEKA

### Trabajos anteriores

Este cuerpo ha sido citado por varios autores: Feruglio (1929 y 1950), González (1954), González y Vilela (1966) y Ferello (1954 y 1969), quien dice que dicha masa ígnea corresponde a un dique volcánico intruído en niveles correspondientes a la Formación Castillo y términos bajos de Bajo del Barreal.

### Geología

El cuerpo ígneo aflora en una superficie de 2000 metros de largo por 300 m de ancho y su orientación general es noroeste sudeste. Es de forma tabular y tiene en su base dos bancos de toba blanca muy fáciles de seguir a lo largo del contacto (fig. 5), indicando una perfecta concordancia, mientras que el techo se presenta en una relación estructural no tan clara.

En el sector oriental el cuerpo posee relaciones confusas con la roca de caja habiéndose encontrado pequeñas discordancias locales. Se concluye que el cuerpo es un *filón capa con escasas discordancias locales*, con una inclinación de  $20^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  al noreste y un espesor máximo de 75 metros. Tiene un doble diaclasamiento que da origen a paralelepípedos inclinados  $60^{\circ}$  a  $70^{\circ}$  al

sudoeste, hecho ya observado por Ferruglio (1950).

En el sector norte noroeste del cuerpo, paralelo a él y separado por unos 150 m horizontales aparece un pequeño cuerpo tabular de 400 metros de largo y de poco espesor (20 m). Parece ser concordante y resulta imposible afirmar si forma parte del cuerpo principal, pues el derrubio y los depósitos recientes cubren el espacio que lo separa de él; si así fuese, sería el techo del



Fig. 4. — Arenisca volcánica. Entre los clastos aparecen drusas conteniendo opalo?, montmorillonita, analcima, zeolitas e illita?. ( $\times 60$  s/nicoles).

mismo, o si no, es simplemente una apófisis. La litología de este cuerpo lateral es algo distinta a la del principal.

Aparece una falla, visible en los sectores sudeste y noroeste, paralela al rumbo general del cuerpo norte 30 oeste que no lo corta y por lo tanto es anterior o simultánea a la intrusión. En algunos sectores de la falla aparece calcita espática.

### Petrografía

La litología es homogénea en el cuerpo principal, no existiendo ninguna variación de importancia ni en las proporciones de los distintos minerales, ni

en su composición. La única variación se observa en el pequeño cuerpo lateral que posee textura distinta y otros minerales (zeolitas y analcima). La ausencia de analcima en el cuerpo principal lo ubicaría como ligeramente distinto a lo expresado por Teruggi (1965) como característica de la provincia petrográfica de Sarmiento, que sería la frecuente presencia de este mineral.

La roca que compone el *cuerpo principal* es una diabasa olivínica de grano mediano, color gris oscuro a negro, y pardo rojizo en las superficies alteradas.

La textura que predomina es la ofítica (fig. 8) y la composición mineralógica es *plagioclasa*, *piroxeno*, *olivina*, *opacos*, *apatita* y muy escaso *cuarzo*.

La *plagioclasa* es labradorita (An 55.60), con muy escasa zonalidad y macleado en general complejo. Las tablillas (0.5 mm) están frescas en el centro, pero alteradas en los bordes y a lo largo de pequeñas grietas donde se ubica la clorita e iddingsita, proveniente de la alteración de los fémcicos.

El *piroxeno*, pardusco muy pálido, es augita (2V:55-60°;  $\gamma_{Ac}$ : 53°). Sus cristales anhedrales hasta 4 mm, normalmente frescos pero a veces alterados a clorita, están en una textura típicamente ofítica.

La *olivina* tiene una composición rica en magnesio (Fa 20; 2V: 98°) según la curva de Henriques (1957, p. 22, v.l., en Deer et al. 1963). Los cristales automórficos de 1 a 2 mm están generalmente alterados y en algunos casos sólo se conservan pequeños restos de olivina en una masa de *iddingsita* color pardo amarillento y verdosa (fig. 9). Contiene abundantes inclusiones de magnetita (fig. 9).

Los opacos en menos del 5% son: *Ilmenita-hematita* en tablillas y agujas de 0.2 a 2 mm de largo (fig. 8) y *magnetita* siempre como inclusiones idiomorfas de 0.01 mm en la olivina.

Hay *apatita* distribuida uniformemente y muy escaso *cuarzo*.

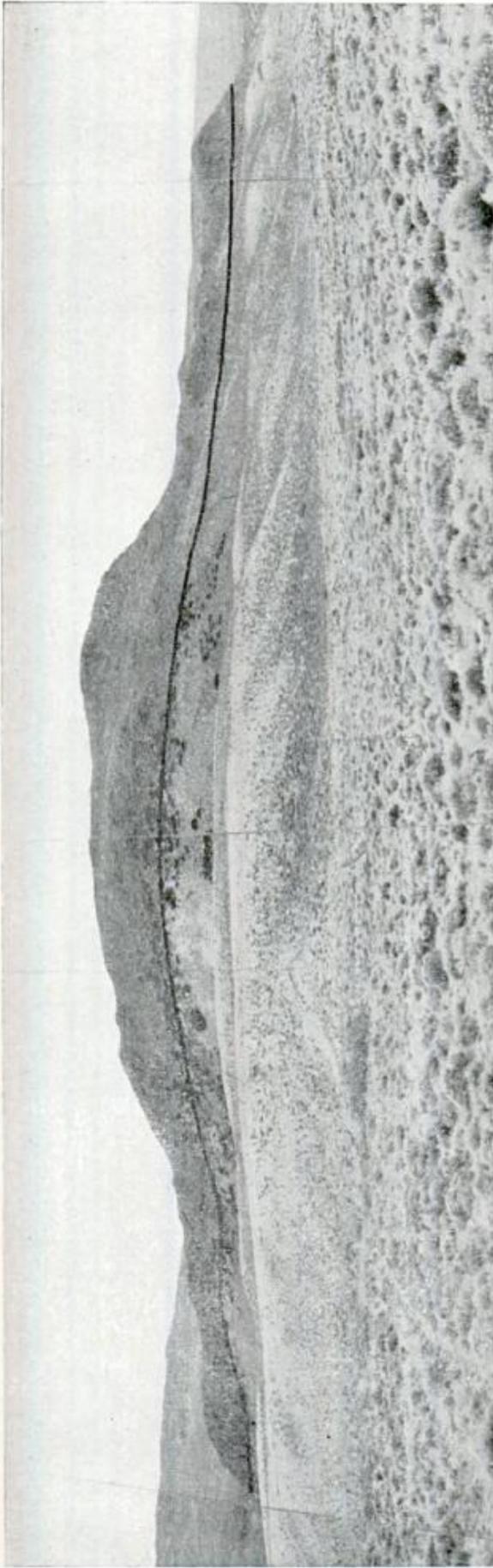


Fig. 5. — Vista panorámica de la diabasa de Múzeka, tomada desde el ángulo sudoeste paralelamente al rumbo del cuerpo.  
El contacto inferior del filón capa ha sido marcado.

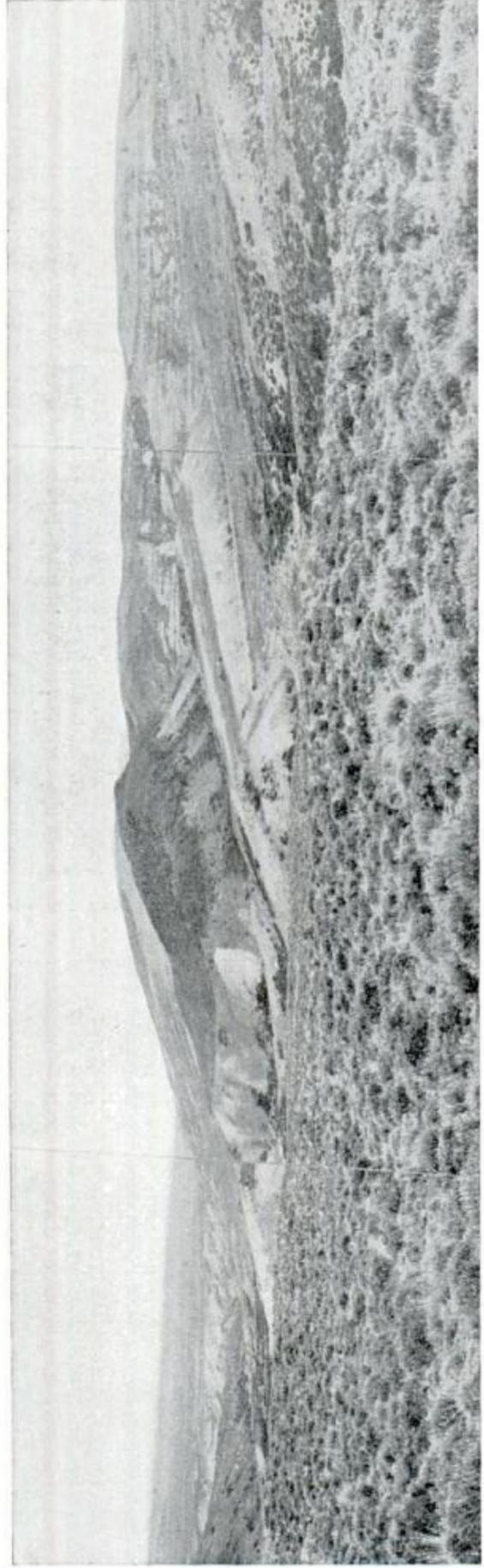


Fig. 6. — Vista panorámica desde el ángulo noroeste

El pequeño *cuerpo lateral* (muestra G) posee una petrografía algo distinta a la del cuerpo principal; es una diabasa con analcima, de grano más fino,

El *piroxeno*, color pardo muy pálido, es augita ( $2V: 56-60^\circ$ ) y sus cristales de 0,1-0,2 mm son granulares o prismáticos; raramente aparecen cris-

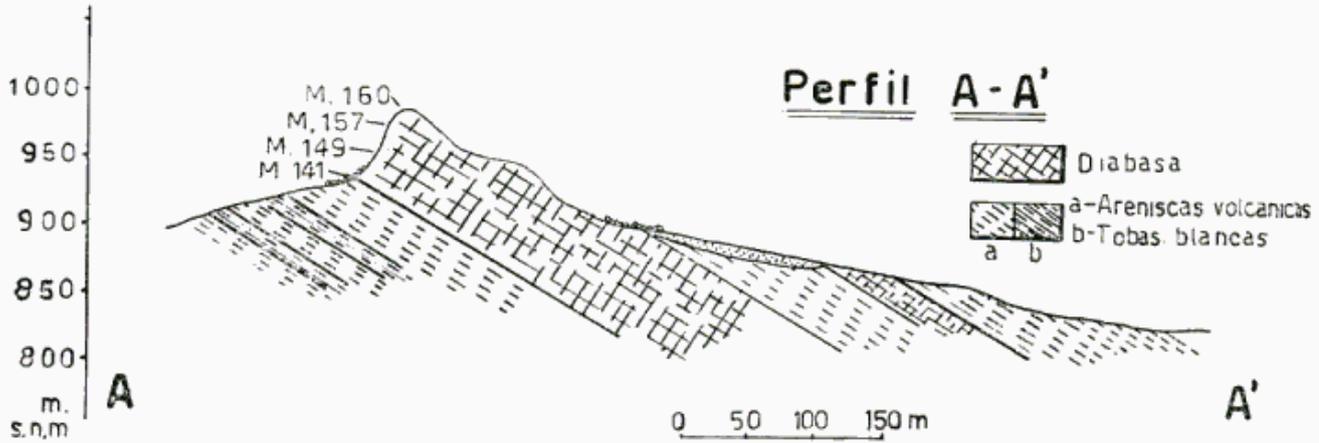


Figura 7

color gris claro, con abundantes amígdalas de 0,2 a 0,8 mm rellenas por zeolitas. En su composición mineralógica hay analcima y zeolitas y su textura es intergranular (fig. 10).

La *plagioclasa* es labradorita (An 62). Los cristales de 0,4-0,7 mm están algo alterados y parcialmente reemplazados en los bordes y a lo largo de venillas por analcima. La zonalidad está desarrollada en los cristales mayores.

tales mayores que engloban tablillas de plagioclasa. Está poco alterado a *clorita*.

La *olivina* (Fa 20-25) aparece en cristales euhedrales o redondeados de 0,2 a 2 mm, está alterada a *iddingsita* y posee numerosas inclusiones de magnetita.

Los *opacos* son los mismos que en el caso anterior: *ilmenita-hematita* y *magnetita*, pero de menor tamaño.



Fig. 8. — Diabasa con textura ofítica, la olivina está parcialmente alterada y el mineral opaco, tabular o acicular es ilmenita-hematita. ( $\times 20$  s/nic.).

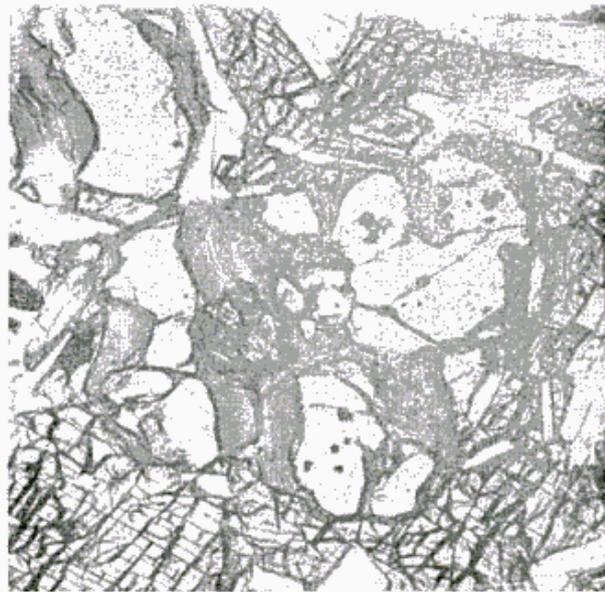


Fig. 9. — La magnetita incluida en la olivina, alterada a iddingsita, es totalmente idiomorfa. ( $\times 60$ , s/nic.).

La *analcima* está en cavidades o pequeñas venillas, generalmente como alteración de la plagioclasa. Las *zeolitas* se ubican en amígdalas y han sido determinadas mediante rayos X como del grupo de la *natrolita* con escasa *thomsonita*.

Como conclusión podemos afirmar que la biabasa de Múzeka es normal, si bien el pequeño cuerpo lateral posee una leve subalcalinidad dada por la presencia de *analcima* y *zeolitas*.



Fig. 10. — Diabasa con *analcima* intersticial y amígdalas, rellenas con *zeolitas*. Textura intergranular. (Muestra G.) ( $\times 20$ , e/nic.).

## CONTENIDO DE NIQUEL

### Introducción

Un método común para la determinación de pequeñas cantidades de níquel en las rocas es el colorimétrico. El utilizado en este trabajo se basa en la medición con un espectrofotómetro, de la absorción de una radiación monocromática característica, por una solución de color rojo que se obtiene al agregar un reactivo orgánico (dimetilglioxima) a una solución alcalina de una sal de níquel conteniendo un agente oxidante. Dado que interfieren muchos elementos se debe realizar, con cloriformo, la extracción del compuesto or-

gánico de níquel contenido en la solución citrato amoniacal proveniente de la disgregación de la muestra.

### Disgregación de la muestra

La cantidad de muestra a disgregar depende de la concentración de níquel estimada en la roca. Según Hall y Young (1964) 2 g cubren el rango de 0.001 % (10 ppm) a 0.02 % (200 ppm), mientras Sandell y Perlich (1939) aconsejan pesar 0.25 g de roca básica conteniendo 0.01-0.05 % de Ni. En este trabajo se utilizaron 2 g de muestra, pues una cantidad menor no daría la concentración de níquel en la solución final, suficientes como para hacer las determinaciones fotométricas.

El método seguido para la disgregación fue el dado por Sandell (1959, pág. 665 y sig.), que es un ataque ácido de la muestra (sulfúrico, fluorhídrico y nítrico) y una posterior solubilización del material con ácido clorhídrico; luego se agrega ácido cítrico o citrato de sodio 10 % para prevenir la precipitación de Fe, As y Cr al neutralizar posteriormente con amoníaco. Conviene agregar el ácido cítrico a la solución fría y mantenerla así cuando se neutraliza, pues el citrato férrico se reduce fácilmente al calentarlo (Claasen y Basting, 1954). La solución se filtra y se diluye hasta 50 ml. Para recuperar cualquier cantidad de níquel que haya quedado en el material insoluble, se lo vuelve a tratar con ácido clorhídrico (Sandell, 1959) o bien se lo redissuelve con clorhídrico luego de una fusión alcalina con carbonato de sodio (Pinta, 1962). El método de ataque ácido posee ciertas ventajas sobre el alcalino y la calcinación, pues no introduce una cantidad importante de elementos extraños y además los excesos de ácido son fáciles de eliminar.

### Extracción del níquel

Utilizando la propiedad del dimetilglioximato de níquel de ser muy solu-

ble en cloroformo, es posible extraer pequeñas cantidades de ese metal, de una solución conteniendo otros elementos. Según datos de Sandell (1959) la solubilidad molecular de ese complejo en agua es de  $9.7 \times 10^{-7}$  y en cloroformo  $4.8 \times 10^{-4}$ .

Claasen y Bastings (1954) han observado que dicha extracción es completa cuando se realiza en un rango de pH de 7.2 a 12; por encima de pH 12 se forma un dimetilglioximato complejo de níquel, no extractable de color marrón.

Los elementos que pueden interferir son: *hierro*, no interfiere si está en estado férrico, pues es acomplejado junto con el  $\text{Co}^{II}\text{Cr}^{III}\text{Al}^{III}$  por el ácido cítrico. El *cobre*, es eliminado del extracto de cloroformo agitándolo con amoníaco diluido, quedando así menos de  $5 \mu\text{g}$  de Cu y recién  $200 \mu\text{g}$  de Cu equivalen a  $2 \mu\text{g}$  de níquel (Claasen y Bastings, 1954). El *cobalto*, es íntegramente eliminado al lavar con amoníaco y en la determinación colorimétrica  $100 \mu\text{g}$  de Co equivalen a  $1.5 \mu\text{g}$  de Ni (Sandell y Perlich, 1939). El *manganeso* según Sandell si está en mucha cantidad puede interferir. Con respecto a otros ele-

mentos (Al, Cr, Mg, P, Zn, V) no interfieren en las proporciones en que se encuentran en las rocas ígneas.

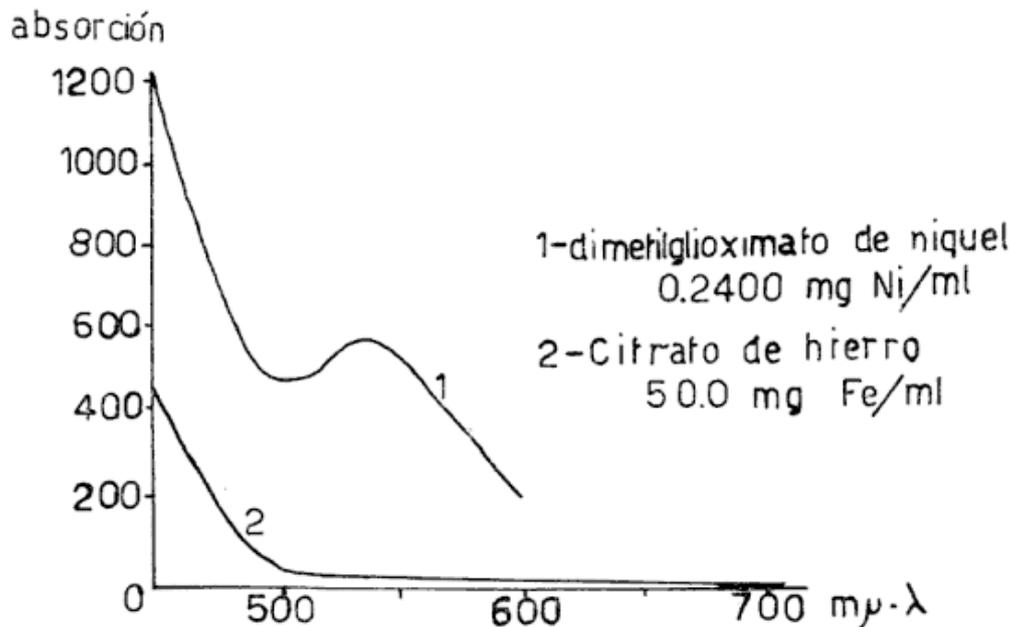
El método utilizado para la extracción fue el dado por Sandell (1959), agitando 10 ml de solución varias veces con cloroformo y separando, y luego de un lavado con amoníaco diluido, se retorna el Ni al estado iónico agitando con ácido clorhídrico diluido; por último se lleva a un volumen de 25 ml.

#### Determinación espectrofotométrica

En una solución alcalina conteniendo dimetilglioximato de níquel y un agente oxidante, se forman dos complejos con una marcada diferencia en su espectro de absorción.

Ni : HDx	
Complejo I	1 : 2    2 máximos a 443 y 530 m $\mu$
Complejo II	1 : 4    1    „    a 460 - 465 m $\mu$

El complejo I se forma solamente en medio amoniacal, es inestable convirtiéndose en el complejo II, que es muy estable y se forma exclusivamente en un pH 11, alcanzado con hidróxido de sodio y conteniendo poco amoníaco. Esto indica que un alto pH estabiliza el color de los complejos de níquel.



F: g. 11. — Curvas de absorción en función de la longitud de onda construidas por Cooper (1951)

Hay dos métodos de dosificación: 1) Claasen y Bastings (1954) utilizan el persulfato de potasio como agente oxidante en solución fuertemente alcalina de hidróxido de sodio. Hay que calentar a 60-70° para desarrollar el color, que es estable 24 hs y la medición debe hacerse a 465 m $\mu$  (complejo II). 2)

mayor la interferencia del hierro (figura 11).

### Curva determinativa

*Solución standard:* son varias las formas de prepararla, Penner e Inman (1963) utilizan sulfato de níquel amo-

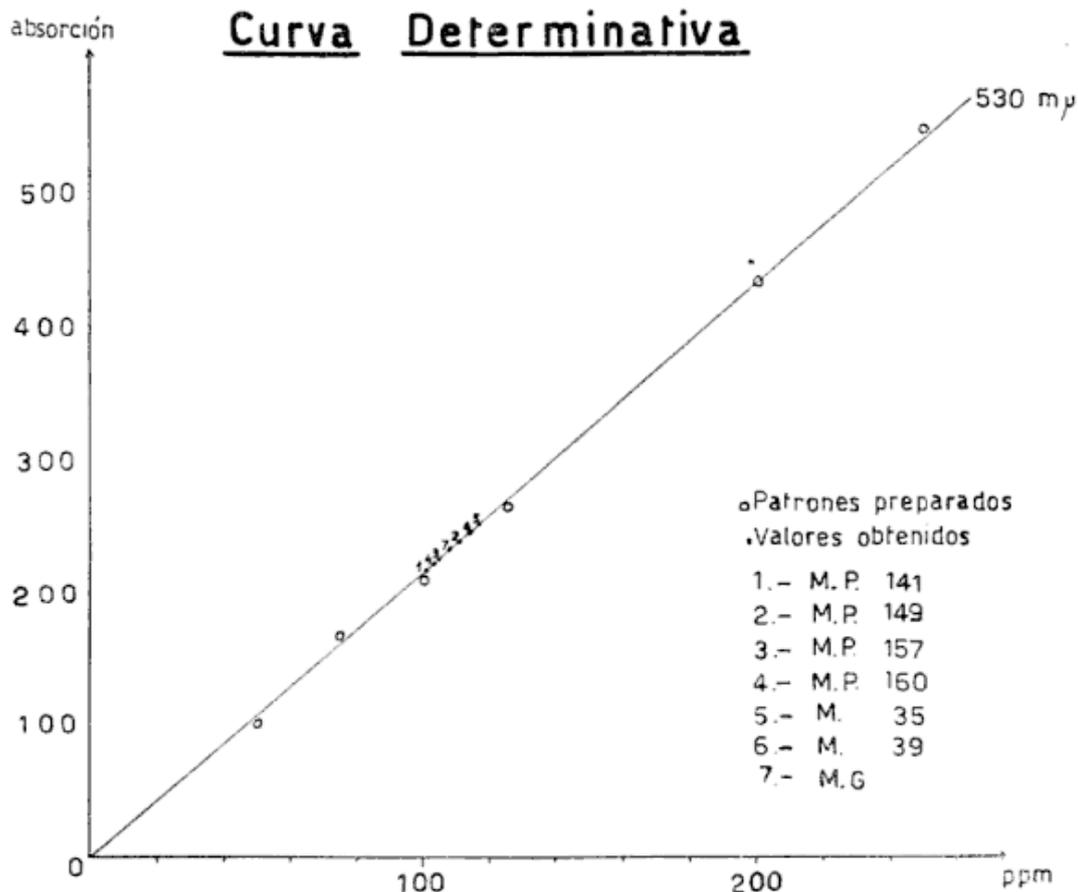


Figura 12

Sandell (1959) usa una solución amoniacal con bromo como agente oxidante. Las lecturas deben realizarse 10 minutos después de hecha la mezcla, pues el color varía con el tiempo. Se mide a 445 m $\mu$  o 530 m $\mu$ .

En este trabajo se siguió el segundo método que posee la ventaja de la rapidez y no requiere calentamiento. La determinación fotométrica se puede hacer a 530 m $\mu$ , donde la absorción es más estable y la interferencia del hierro es menor, o si no a 440 m $\mu$  donde la sensibilidad es mayor pero también es

niacal, Sandell (1959) la prepara con cloruro de níquel, mientras que Green (1965) lo hace con níquel metálico. Este último método utilizado por el autor, posee la ventaja del fácil manipuleo, pues las otras sustancias son muy hidrosκόpicas. Disolver 0.5000 g de níquel metálico con 30 ml de ácido nítrico (1:1) y diluir a 1 litro. Diluir 8 ml de la solución anterior en 1000 ml y se obtendrá una solución de níquel con una concentración de 4  $\gamma$  (4  $\mu\text{g/ml}$ ) equivalente a una solución final de

CUADRO I

Muestra N°	Cont. de Ni en ppm.
160.....	103
157.....	105
149.....	110
141.....	100
35.....	115
39.....	113
G.....	108

muestra cuyo contenido de níquel fue de 100 ppm.

*Construcción de la curva:* Transferir 0;2.5;5.0;7.5; ml de solución de 4  $\gamma$  de concentración a un vaso de 25 ml y hacerle el mismo tratamiento que a la solución proveniente de la muestra, para obtener la coloración.

*Valores obtenidos*

Los resultados (Cuadro I) nos indican una concentración homogénea tanto en el perfil vertical (Muestras 141, 149, 157 y 160) como lateralmente

(Muestra 35 y 39), lo mismo que en el pequeño cuerpo lateral (Muestra G).

El promedio del contenido de níquel para todo el cuerpo es de 108 ppm.

*Comparación y discusión*

Los promedios mundiales de concentración de níquel en las rocas basálticas olivínicas y tholeíticas son, como se puede apreciar (Cuadro II), muy variables, mientras que en los basaltos aluminicos (High alumina basalts, Kuno, 1961) el contenido de níquel es bastante menor.

De acuerdo con estos datos se puede afirmar que el contenido de níquel de la diabasa de Múzeka es normal. La homogeneidad en el contenido de níquel era previsible luego del estudio petrográfico y de la observación de su uniformidad mineralógica. Dado que el níquel aparece principalmente en los silicatos de magnesio y según sea éste más o menos ferrífero la cantidad de níquel será menor o mayor respectivamente (Wager y Mitchell, 1951; Ringwood, 1955), concluimos que al no haber variaciones ni en el contenido ni en la composición de la olivina y piroxeno, no hay variaciones en la concentración de níquel.

CUADRO II

Promedios mundiales del contenido de níquel de los basaltos

	Autor	Contenido de Ni en ppm
Basaltos olivínicos y tholeíticos	Goldschmidt (1954, p. 670).....	160
	Edel'stein (1960).....	300
	Turekian y Wedephol (1961)...	130
	Vinogradov (1962).....	160
	Prinz (1968, p. 271).....	88-90
Basalto aluminico	Taylor (1968).....	25

CONCLUSIONES

1ª La diabasa de Múzeka, ubicada entre bancos de tobas y areniscas tobáceas y volcánicas del Chubutense (Serie del Castillo) es un filón capa de rumbo noroeste sudeste de 2000 m de longitud por 75 m de espesor máximo y con una inclinación al noreste de 20° a 25°.

2ª La roca que lo compone es una diabasa olivínica, salvo el pequeño cuerpo lateral que tiene en su composición analcima y zeolitas. Si existiese alguna relación entre este último cuerpo y el cuerpo principal, se podría efectuar una conexión con los demás cuerpos de la provincia petrográfica de Sarmiento, caracterizada por la frecuente presencia de analcima (Teruggi).

3ª El filón capa de Múzeka no posee ningún tipo de diferenciación, siendo su litología totalmente homogénea.

4ª La alimentación del filón capa puede estar relacionada con la falla de rumbo noroeste sudeste que está interrumpida por el cuerpo.

5ª El contenido de níquel de la diabasa es de 108 ppm.

6ª La concentración de níquel en el cuerpo lateral rico en analcima es semejante a la del cuerpo principal.

7ª Este valor de concentración de níquel es normal para un basalto olivínico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Claasen, A. y Bastings, L. 1954. *Notes on the extraction of Ni-Dimetilglioxime by chloroform and on the photometric determination of nickel by the glioxime method.* Recueil des travaux chim. des Pays Bas., v. 73, p. 783-788.
- Cooper, M. D., 1951. *Spectrophotometric determination of nickel in steel.* Anal. Chem. v. 23, N° 6, p. 875-885.
- Edel'shtein, I. I., 1960. *Geochemistry of nickel.* Geochemistry, N° 7, p. 718-729.
- Ferello, Roberto, 1932. *Estudio geológico del anticlinal del codo del río Sanguerr.* Y. P. F., Informe inédito, Bs. As.
- 1969. *Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz norte.* Actas de las 4<sup>as</sup>. Jornadas Geol. Arg., t. I, p. 293-310.
- Feruglio, Egidio, 1929. *Apuntes sobre la constitución geológica de la región del golfo de San Jorge.* An. Soc. Arg. Est. Geograf. "GAEA", t. III, N° 2, p. 395-486.
- 1950. *Descripción geológica de la patagonia.* Y. P. F., Bs. As.
- Goldschmidt, V. N., 1958. *Geochemistry.* Oxford Univ. press, London.
- González, Rafael, 1954. *Descripción geológica de la hoja 49-C "Sierra de San Bernardo".* Dir. Nac. Geol. Min. Inf. Inéd., Bs. As.
- González, R. y Vilela, C. R., 1966. *Geología de los cordones centrales de Chubut austral entre los paralelos de 45° y 46° lat. S.* Acta Geol. Lilloana, t. VIII, p. 171-213.
- Green, Thomas E., 1965. *Solvent extraction and spectrophotometric determination of nickel in high purity Tungsten or Tungsten trioxide.* Anal. Chem., v. 37, N° 12, p. 1595-1596.
- Hall, A. J. y Young, R. S., 1946. *The separation of cobalt from nickel and the colorimetric determination of nickel.* Analyst., v. 71, N° 847, p. 479-482.
- Henriques, A., 1958. *The effect of cations on the optical properties and cell dimensions of knebelite and olivine.* V. 1, pág. 22. (Deer, V.; Howie, E. and Zussman, D. (1963), *Rock Forming Minerals*, Longmans, London).
- Kuno, H., 1960. *High-alumina basalt.* Jour. Petrology, v. 1, p. 121-145.
- Mórtola, Edelmira, 1923. *Rocas alcalinas básicas del sur del Chubut.* Bol. Dir. Gral. de Min. Geol. e Hidrología, Serie B, N° 34, p. 1-54.
- Penner, E. M. e Inman, W. R., 1963. *Determination of nickel in high purity Nb. Ta. Mo and W metal, by chloroform extraction of Ni II Dimetilglioximate.* Talanta, v. 10, p. 997-1003.
- Pinta, Maurice, 1962. *Recherches et dosages des elements traces.* Dunod, París.
- Prinz, Martín, 1968. *Geochemistry of basaltic rocks, trace elements.* p. 271 (Hess y Poldervaart editores: *Basalts*, John Wiley y Sons).
- Quartino, Bernabé, 1957. *El basalto olivínico del cerro El Pedrero.* Rev. Asoc. Geol. Arg., XII, N° 4, p. 233-264.

- Ramaccioni, Danilo, 1930. *La región petrolífera del Senguerr*. Bol. Inf. Petrolif. Yac. e Ind., N° 66, p. 95-120.
- Ringwood, A. E., 1955. *The principles governing trace elements behaviour during magmatic crystallization*. Geochim. et Cosmochim., Acta N° 7, p. 189-202 y 242-254.
- Sandell, E. B., 1959. *Colorimetric determination of traces of metals*. Intersciences publishers, New York.
- Sandell, E. B. y Perlich, R. W., 1939. *Determination of nickel and cobalt in silicate rocks*. Ind. and Eng. Chem., Anal. Ed. N° 11, p. 309-311.
- Taylor, S. R.; Kaye, M. et al., 1969. *Genetic significance of Co, Cr, Ni, Ge and V content of andesites*. Geochim. et Cosmochim., Acta 33, p. 275-286.
- Teruggi, Mario E., 1964. *Differentiated zeolites —and nepheline— syenites in basic sills of central Patagonia*. XXII Int. Geol. Cong. t. VII, p. 22-34, Nueva Delhi.
- Teruggi, M. E. y Rossetto, H., 1963. *Petrología del Chubutiano del codo del río Senguerr*. Bol. Inf. Petroleras, N° 354, p. 18-35.
- Turekian, K. E. y Wedepohl, K. H., 1961. *Distribution of the elements in some major units of the earth's crust*. Geol. Soc. Am. Bull., 72, p. 175-192.
- Vinogradov, A. P., 1962. *Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust*. Geochemistry, N° 7, p. 641-664.
- Viviers, Marta C., 1968. *Estudio geológico de los cerros Pastel y Puricelli, Chubut*. Tesis de licenciatura, Univ. de Bs. As., inédito.
- Wager, L. R. y Mitchell, R. L., 1951. *The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma, a further study of the Skaergaard intrusión, East Greenland*. Geochim. et Cosmochim., Acta 1, p. 129-208.

Recibido: junio 23 de 1969.

## COMITE DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA

En cumplimiento de la resolución adoptada en la Asamblea General de las III Jornadas Geológicas Argentinas realizadas en Comodoro Rivadavia en 1966, la C. D. de la Asociación Geológica Argentina ha creado el Comité de Nomenclatura Estratigráfica, entidad que se constituirá en breve para dar comienzo a su cometido. Se regirá por el siguiente Reglamento.

*Artículo 1º.* El Comité de Nomenclatura Estratigráfica (en adelante el "Comité") actúa bajo el patrocinio de la Asociación Geológica Argentina, de acuerdo a lo resuelto en la Asamblea General de las IV Jornadas Geológicas Argentinas, cumplidas en el mes de abril de 1969, en la ciudad de Mendoza.

*Art. 2º.* El Comité tiene asignadas las siguientes funciones y responsabilidades principales: a) Redactar y proponer el Código de Nomenclatura Estratigráfica a aplicar en la República Argentina; b) Proponer, por gestión de la Asociación Geológica Argentina, su aplicación en todo el ámbito del país, por intermedio de los principales centros de estudios geológicos y paleontológicos; c) Preparar y publicar, en los órganos de difusión de la Asociación Geológica Argentina, la lista de los nombres válidos de las distintas unidades estratigráficas del país, con indicación de sus equivalentes; d) Decidir sobre la validez de las nuevas entidades estratigráficas que se vayan creando; e) Relacionarse, comunicarse, etc., en forma directa con el Comité de Estratigrafía de la Unión Geológica Internacional, dando conocimiento de sus gestiones a la Asociación Geológica Argentina.

*Art. 3º.* El Comité no administra fondos. Los gastos que pudiese demandar su gestión serán provistos por la Asociación Geológica Argentina, la que a tales fines y con carácter específico, podrá recabar contribuciones a instituciones, empresas, etc.

*Art. 4º.* El Comité tendrá carácter de permanente y estará constituido por diez (10) miembros titulares y cinco (5) suplentes, los que serán designados por la Asociación Geológica Argentina.

*Art. 5º.* En caso de renuncia, fallecimiento o separación de alguno de los miembros titulares, el Comité incorporará en su reemplazo a uno de los suplentes y propondrá a la Asociación Geológica Argentina la incorporación de otro miembro suplente, a los efectos de mantener al Comité con todos sus integrantes.

*Art. 6º.* Los miembros titulares del Comité elegirán entre sí los cargos de Presidente, Vicepresidente y Secretario.

*Art. 7º.* El comité se reunirá normalmente una vez cada dos meses, pudiendo hacerlo con mayor frecuencia si lo considera necesario el presidente. Para sesionar necesitará de la presencia de la mitad más uno de sus miembros titulares.

*Art. 8º.* El Comité contará con la colaboración de Subcomisiones, encargadas del estudio de los diversos problemas de nomenclatura estratigráfica.

*Art. 9º.* El número de Subcomisiones a que hace referencia el artículo 8º será fijado por el propio Comité, de acuerdo con las necesidades, existiendo las siguientes Subcomisiones estables para: a) Documentación; b) Antecámbrico; c) Cámbrico, Ordovícico y Silúrico; d) Devónico, Carbónico y Pérmico; e) Triásico; f) Jurásico; g) Cretácico; h) Terciario; i) Cuaternario.

*Art. 10º.* Las conclusiones a que arriben cada una de las Subcomisiones serán sometidas a consideración del Comité, el que será Organismo responsable que resolverá en cada caso.

*Art. 11º.* Cada Subcomisión será presidida por uno de los miembros titulares o suplentes del Comité y se integrará con un número variable de miembros, los que a propuesta de su presidente serán designados por el Comité. Uno de ellos actuará como Secretario de la Subcomisión.

*Art. 12º.* La duración del mandato de las Subcomisiones será de tres (3) años.

*Art. 13º.* El Vicepresidente del Comité actuará como coordinador en la acción de las Subcomisiones.

*Art. 14º.* Anualmente, el Comité elevará un informe a la Asociación Geológica Argentina, dando cuenta de su gestión.

*Art. 15º.* El Comité redactará su propio reglamento interno de funcionamiento, acorde con el presente articulado.

*Art. 16º.* Si por ausencia, renunciadas, fallecimiento o separación de sus miembros, o por cualquier otro motivo, el Comité no pudiese cumplir su cometido, la Asociación Geológica Argentina estudiará la conveniencia de disolverlo, necesitando de la mayoría absoluta de los miembros de su Comisión Directiva para concretar tal medida, debiendo nombrar otro Comité en un plazo no mayor de dos meses.

## GEOLOGIA DE LA MARGEN IZQUIERDA DE LA QUEBRADA DE HUMAHUACA, DE HUACALERA A MAIMARA

DEPARTAMENTO TILCARA — PROV. DE JUJUY, REPUBLICA ARGENTINA

POR C. R. LOPEZ Y F. E. NULLO<sup>1</sup>

### RESUMEN

Se describe la estratigrafía, estructura e historia geológica de la zona limitada por las localidades de Huacalera al norte, Maimará al sur, al oeste por la quebrada de Humahuaca y al este por los Altos de Tilcara, en la provincia de Jujuy.

La entidad más antigua de la comarca es la Formación Puncoviscana (Precámbrico) integrada por grauwacas y lutitas, sobre la cual descansan en discordancia angular sedimentitas del Grupo Mesón (Cámbrico) con las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc. En leve discordancia angular se disponen areniscas y lutitas de las Formaciones Casa Colorada, Alfarcito y Rupasca (Tremadociano).

Después de un hiato que comprende el Paleozoico superior y parte del Mesozoico, se encuentran calizas y areniscas calcáreas de la Formación Yacoraite y margas y calizas margosas de la Formación Santa Bárbara, ambas del Cretácico; sobre estas, las sedimentitas terciarias (Mioceno-Plioceno) de la Formación Chaco.

Los conglomerados y fanglomerados del Cuaternario se han dividido en tres entidades (Inferior, Superior y Reciente y Actual).

La estructura del área estudiada es de fallamiento inverso de alto ángulo, resultando una característica tectónica de imbricación.

### ABSTRACT

This paper describes the stratigraphy, structure and geologic history of the zone limited by the localities of Huacalera to the North, Maimara to the South, quebrada de Humahuaca to the West and Altos de Tilcara to the East, in the province of Jujuy.

The oldest entity of the zone, is comprised by the graywackes and shales of the Puncoviscana Formation (Precambrian), overlaid, in angular unconformity, by the Mesón Group sandstones, with its three Formations: Lizoite, Campanario and Chalhualmayoc.

Unconformably lying upon these, the sandstones and shales of Casa Colorada, Alfarcito and Rupasca (Tremadocian) Formations, are found.

Separated by an important hiatus, follow the limestones and calcareous sandstones of Yacoraite Formation and the sandstones and marly limestones of Santa Bárbara Formation, both Cretaceous overlaid by Tertiary conglomerates and sandstones of the Chaco Formation.

In Quaternary conglomerates and fanglomerates three units have been distinguished (Inferior, Superior and Reciente y Actual).

The most outstanding structural feature of the area, are high angle inverse faults, giving a characteristic imbrication.

### I. INTRODUCCION

Esta contribución, es una síntesis de los trabajos finales de Licenciatura presentados por los autores ante la Facul-

tad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

El trabajo fue ejecutado durante los meses de febrero y marzo de 1967, durante el cual se realizaron perfiles y el levantamiento geológico que cubre un área de aproximadamente 320 km<sup>2</sup>, en escala 1:50.000.

<sup>1</sup> Trabajo realizado por cuenta de la Dirección Nacional de Geología y Minería y publicado con autorización de sus autoridades.

La comarca en estudio se halla ubicada en la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, departamento de Tilcara, provincia de Jujuy. El área está limitada, al este con los Altos de Tilcara, al norte, 3 km más al norte de la localidad de Huacalera, al oeste por el río Grande y al sur por los alrededores de la localidad de Maimará, fig. 1.

Agradecemos a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y la Dirección Nacional de Geología y Minería por la ayuda material proporcionada para la realización de este estudio. Asimismo va nuestro agradecimiento al doctor J. C. M. Turner, bajo cuya dirección realizamos este trabajo.

## II. INVESTIGACIONES ANTERIORES

Entre los primeros estudios realizados en la comarca, son de mencionar los de Bonarelli (1921), Hausen (1925) y Sgrosso (1939).

Luego Daniel (1946) realizó un estudio de la formaciones Mesozoicas del sector de Alfarcito. Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) propone una subdivisión de los sedimentos ordovícicos de la comarca.

Ramos, Turic y Zuzek (1967) dan a conocer la geología de algunas quebradas de la margen derecha del río Grande.

## III. ESTRATIGRAFIA

### 1. PRECÁMBRICO

*a) Formación Puncoviscana.* — Pertenecen a esta Formación las rocas más antiguas de la comarca, representadas por bancos de lutitas, grauvacas interestratificadas de color oscuro, cuarcitas oscuras, pizarras y ocasionalmente esquistos pizarreños. Turner (1964), agrupa a este conjunto bajo la denominación de Formación Puncoviscana (Cuadro I).

Los afloramientos precámbricos se presentan en dos fajas alargadas en sentido submeridiano, repetidas tectónicamente. La primera se encuentra ubicada en el tramo central de la sierra de Tilcara, con un ancho promedio de 3 km. La otra faja de afloramientos es de características discontinuas, se la observa en la ladera oriental de los cerros de Alfarcito y continúa hacia el norte por el cerro Chachacomayo.

Las rocas de esta Formación son sedimentitas finas de origen pelítico y psamítico, representadas por abundantes bancos de lutitas y pizarras, las cuales se encuentran interestratificadas con bancos de grauvacas de 20 a 60 cm de potencia, de tonos oscuros. La litología de los diferentes afloramientos es en general bastante homogénea y de un metamorfismo limitado a una acción puramente dinámica, observándose en ciertos sectores afloramientos de esquistos cloríticos. En cambio en aquellos lugares donde no se advierte metamorfismo, se destaca la presencia abundante de óndulas, de amplitud variada y mal conservadas, cuyo origen puede atribuirse a efecto de corrientes. Toda esta secuencia se halla atravesada por un sistema de diaclasas rellenas de cuarzo de 2 a 5 cm de espesor y de rumbo noroeste-sudeste y noreste-sudoeste.

Debido a la alternancia litológica y al intenso plegamiento se hace imposible medir su espesor, el cual se estima en 2000 metros.

*Edad:* Sobre la base de la discordancia angular que separa a estos afloramientos, de los sedimentos cámbricos, observable en varias localidades, entre ellas la Garganta del Diablo, podemos corroborar la edad precámbrica asignada por investigadores anteriores.

### 2. PALEOZOICO

#### A. Cámbrico: Grupo Mesón.

Está constituido por un conjunto de bancos de ortocuarcitas, areniscas y algunas intercalaciones de lutitas, presen-

CUADRO ESTRATIGRAFICO. I

E D A D		NOMBRE	LITOLOGIA	ESPESOR (en metros)
CENOZOICO	CUARTARIO	RECIENTE Y ACTUAL SUPERIOR INFERIOR	Arenas, limos y rodados Fanglomerados Fanglomerados	20 150
	TERCIARIO	MIOCENO-PLIOCENO ?	<i>Discordancia</i> FORMACIÓN CHACO ? <i>Discordancia</i>	250
MESOZOICO	CRETÁCICO	GRUPO } SALTA { FORMACIÓN SANTA BÁRBARA FORMACIÓN YACORALTE	Margas rojas Calizas, areniscas calcáreas y congl. basal	270 170
	ORDOVÍCIO	FORMACIÓN RUPASCA FORMACIÓN ALPARCITO FORMACIÓN CASA COLORADA	Lutitas Lutitas, areniscas y calizas Areniscas, lutitas y conglomerado basal	180 400 300
PALEOZOICO	CÁMBRICO	<i>Discordancia</i> GRUPO } MESÓN { FORMACIÓN CHALHUAIMAYOC FORMACIÓN CAMPANARIO FORMACIÓN LIZOITE	Ortoconarçitas y areniscas Areniscas Ortoconarçitas y lutitas Areniscas Ortoconarçitas y congl. basal	270 250 500
	PRE-CÁMBRICO	FORMACIÓN PUNCOVISCANA	Pizarras y grauwacas	>2.000

tando en general tonalidades rosadas a moradas. Keidel (en Harrington, 1937, pág. 101 y 1943) subdivide este complejo en tres entidades sobre la base de sus características litológicas, coloración y posición estratigráfica. Posteriormente Turner (1964) reemplaza la denominación anterior por Formación Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc, respectivamente, reuniéndolas bajo la denominación de Grupo Mesón.

Los tres principales afloramientos cámbricos se distribuyen en forma alargada, discontinua y de rumbo general norte-sur. Ellos se encuentran de este a oeste en los siguientes lugares: Altos de Tilcara; la parte central de la comarca constituyendo la ladera occidental de la Sierra de Tilcara; el último se extiende sobre la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, formando parte de los cerros de Alfarcito y sigue hacia el norte de la ladera occidental del cerro Chachacomayo. El espesor máximo de este Grupo se estima en 1.000 m aproximadamente.

a) *Formación Lizoite*. — Se apoya en discordancia angular sobre las rocas de la Formación Puncoviscana, lo cual puede ser observado en el tramo inferior de las quebradas de Huasamayo y de la Huerta. Comienza con un ortoconglomerado oligomítico, formado por clastos redondeados de cuarzo de 3 cm de diámetro promedio y rodados algo angulosos de esquistos, pizarras y grauvacas provenientes de la Formación Puncoviscana, la matriz es arenosa y el cemento silicio, de color morado, con un espesor promedio de 1,80 metros. A continuación se dispone una sucesión de bancos de areniscas y ortocuarcitas de color rosado claro, de potencia entre 30 y 40 cm en la cual se observa una notable laminación entrecruzada. El espesor máximo de esta Formación se estima en 500 metros.

b) *Formación Campanario*. — Aflo-  
ra en los mismos lugares que la Formación anterior y se dispone en concor-

dancia sobre ella. Está constituida por bancos de areniscas y ortocuarcitas de grano fino, de 10 a 20 cm de espesor, de color morado a rojizo. Se advierten abundantes intercalaciones de lutitas micáceas, moradas y verdes en bancos de 5 cm de espesor medio, las cuales se agrupan principalmente en las partes media e inferior de esta Formación. Es importante destacar la presencia de tubos de *Scolithus*, que se disponen perpendicularmente al plano de estratificación; su longitud oscila entre cuatro y ocho centímetros y el diámetro no sobrepasa los tres milímetros. También se han observado óndulas y laminación entrecruzada. El espesor máximo es de 250 metros.

c) *Formación Chalhualmayoc*. — Se halla en concordancia sobre la Formación anterior y está compuesta por bancos de areniscas y ortocuarcitas de una potencia que oscila entre 50 y 250 cm, de grano mediano a fino, de color rosado blanquecino. Se observaron entre los numerosos bancos que la integran algunas intercalaciones de lutitas, de escasos centímetros de potencia. El espesor de esta Formación se estima en 270 metros. Entre sus bancos se observó una marcada laminación entrecruzada y óndulas.

Las tres formaciones cámbricas afloran en general en las mismas localidades, salvo en el tramo sur de la ladera occidental de los cerros de Alfarcito, donde no se observa la Formación Chalhualmayoc.

*Edad*: La edad relativa de estas formaciones puede determinarse indirectamente sobre la base de la discordancia angular que las separa de los sedimentos ordovícicos, de edad tremadociana inferior, confirmada por un buen registro fosilífero.

Pero los restos de tubos de *Scolithus* y braquiópodos inarticulados indeterminables, encontrados en los sedimentos de estas formaciones, no permiten

ubicar con exactitud dentro del Cámbrico a este Grupo.

### B. *Ordovícico*

Está representado por una potente secuencia de areniscas, areniscas lutíticas y lutitas, que se disponen en suave discordancia angular sobre el Grupo Mesón, lo cual ha sido observado en la quebrada del Abra Blanca y en la ladera occidental de la Sierra de Tilcara. Los principales afloramientos de la comarca se disponen en fajas alargadas, discontinuas y de dirección submeridiana. En la parte norte se observan tres afloramientos, que intersectan respectivamente la quebrada de la Huerta en su tramo superior, medio e inferior. En cambio, en la parte sur de la comarca se observa la secuencia completa de los sedimentos ordovícicos en la ladera occidental de la Sierra de Tilcara, 3 km al este del sector de Alfarcito. Existe otro afloramiento ubicado en la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, frente a la quebrada de Jueya. La subdivisión utilizada es la propuesta por Harrington (Harrington y Leanza, 1957) que reúne a las sedimentitas ordovícicas de la comarca en tres Formaciones: Casa Colorada, Alfarcito y Rupasca.

#### *Tremadociano inferior*

a) *Formación Casa Colorada*. — Comienza con un ortoconglomerado oligomictico, formado por clastos subangulosos de dos a cinco centímetros de diámetro promedio, producto de la destrucción de las rocas precámbricas y cámbricas. La matriz es arenosa y el cemento silíceo es de color castaño verdoso con tintes violados. Presenta un espesor de un metro aproximadamente, el cual ha sido observado en la quebrada del Abra Blanca. Sobre este descansan una potente sucesión de areniscas de grano mediano, de color pardo verdoso, en bancos de 20 cm de espesor. Se ad-

vierte la presencia de clastos diseminados en un paquete cuyo espesor oscila entre 5 y 7 metros. Hacia el techo se observan areniscas lutíticas y micáceas, en bancos de 10 a 15 cm de espesor, además de abundantes intercalaciones de lutitas de color pardo verdoso. En estas últimas fueron encontrados restos de marcas de fondo, vermes y óndulas.

En la parte superior de esta Formación, en los bancos de lutitas y areniscas lutíticas, en los alrededores de la quebrada de Huasamayo, Abra Blanca y Abra de la Cruz, se han encontrado restos fósiles, entre los cuales se han identificado *Parabolina argentina* (Kaiser) y *Nanorthis sp.* El espesor máximo es de 300 metros.

b) *Formación Alfarcito*. — Aflora en las mismas localidades que la Formación anterior, menos en el tramo medio de la quebrada de la Huerta, y sobre la ladera occidental de los cerros de Alfarcito, frente a la quebrada de Jueya.

Esta Formación está constituida por una potente secuencia de areniscas lutíticas y micáceas de 10 a 15 cm de espesor, de color pardo amarillento que hacia el techo se transforma en areniscas de grano fino de color verdoso. Presentan intercalaciones de lutitas, areniscas silíceas y calcáreos de poca potencia. En los alrededores de las quebradas de Huasamayo, San Gregorio, Abra Blanca y Alonso, se han encontrado los siguientes fósiles: *Kainella meridionalis* Kob., *Basiliella carinata* Hoek., *Asaphelus catamarcensis* Kob., *Parabolinopsis mariana* Hoek., y *Nanorthis sp.* El espesor máximo calculado de esta Formación es de 400 metros.

*Edad*: Sobre la base de la asociación encontrada, pertenecientes a la zona de *Parabolina argentina* y *Kainella meridionalis*, se puede asignar las Formaciones Casa Colorada y Alfarcito, al Tremadociano inferior, como ya ha sido citado por Harrington (Harrington y Leanza, 1957).

### *Tremadociano superior*

c) *Formación Rupasca*. — Aflora al sur de la desembocadura de la quebrada de Abra Blanca y en la ladera occidental de la Sierra de Tilcara, al este del sector de Alfarcito.

Se dispone en concordancia sobre la Formación anterior y está integrada casi exclusivamente por bancos de lutitas algo micáceas, friables, de un espesor de 3 a 6 cm; el color de las mismas es verdoso. En la base se observan algunas intercalaciones de areniscas de grano fino con un espesor medio de dos centímetros. En los mismos bancos se encontraron los siguientes fósiles: *Ace-rocarina glaber* Harr., *Parabolinopsis mariana* Hoek., *Triarthus tetragonalis* Harr., y *Parabolina argentinensis* Kob.; junto con ellos se encuentran marcas de fondo, restos orgánicos y óndulas. El espesor máximo medido de esta Formación es de 180 metros.

*Edad*: Los restos fósiles, están relacionados con la zona de *Triarthus tetragonalis* y *Shumardia minutula*, los cuales permiten asignar edad tremadociana superior para estas sedimentitas.

### 3. MESOZOICO

#### A. *Cretácico: Grupo Salta*

Entre los primeros investigadores que intentaron diferenciar estos sedimentos, se ha de mencionar a Bonarelli (1913-1921), posteriormente Schlagintweit (1937), Vilela (1952) y Turner (1959) reúnen a las diferentes formaciones con la denominación de Grupo Salta, que está integrado por cuatro Formaciones: Pírgua, Lecho, Yacoraite y Santa Bárbara. Sólo se observan afloramientos en la parte sur de la comarca, los cuales están constituidos por numerosos bancos de calizas y margas, que integran la parte superior del Grupo Salta.

a) *Formación Yacoraite*. — Se dispone en discordancia angular sobre los sedimentos del Precámbrico y del Paleozoico inferior, en fajas de dirección submeridiana, agrupándose en los alrededores de la localidad de Alfarcito y Tilcara, en particular al pie de la ladera occidental de la sierra de Tilcara y en la ladera occidental y oriental de los cerros de Alfarcito.

Comienza esta Formación con un ortoconglomerado oligomictico, constituido por clastos de cuarcitas cámbricas y ordovícicas de diámetro promedio de tres centímetros, de matriz arenosa y cemento calcáreo, de color predominante gris amarillento con tintes morados y su espesor es de dos metros. A continuación se dispone una sucesión de bancos de areniscas calcáreas y calizas algo arenosas, de espesor medio de 20 cm y de colores variados. Los más representativos son rojizos, grises y amarillentos. En la parte media y superior de la formación se observan abundantes bancos de calizas, calizas oolíticas y estromatolíticas, de color amarillo y gris blanquecino, de una potencia de 20 a 30 cm, advirtiéndose hacia el techo intercalaciones de calizas margosas. El espesor máximo está ubicado al este del sector de Alfarcito y es de 170 metros.

b) *Formación Santa Bárbara*. — Aflora en los alrededores de la localidad de Alfarcito, al pie de la ladera occidental de la Sierra de Tilcara y al este de los cerros de Alfarcito. Se dispone concordantemente sobre la Formación Yacoraite mediante un pasaje gradual, representado por bancos de 20 a 25 cm de espesor, de calizas margosas que pasan a margas friables, de color rojizo con delgadas intercalaciones de bancos de caliza. En cambio, hacia el techo se advierte la presencia de arenas margosas y calcáreas, en forma de intercalaciones en bancos de escasa potencia; el espesor máximo es de 270 metros. Los perfiles más representativos del grupo Salta, se pueden observar a dos kilómetros al este de Alfarcito.

*Edad:* Los restos de algas estromatolíticas y gasterópodos encontrados en la Formación Yacoraite, no constituyen un buen registro fosilífero. Los restos de anuros encontrados por Ibáñez (1960), las determinaciones de Reig (1959) y los restos de dinosaurios encontrados por Bonaparte y Bossi (1966), asignan una edad cretácica para el Grupo Salta, lo cual coincide con la edad cenomaniana del amonite encontrado en las Calizas de Miraflores (Bolivia) que descansan sobre las Calizas del Molino, equivalentes a la Formación Yacoraite.

#### 4. CENOZOICO

##### A. Terciario

a) *Formación Chaco?* — Se atribuye a esta formación, con cierta reserva, un potente conjunto de areniscas de color rojizo que fueron estudiadas por Bonarelli (1913) y se caracterizan por distribuirse en áreas negativas de la comarca.

Se observa un afloramiento en los alrededores de la localidad de Alfarcito, el cual está constituido por bancos de areniscas y areniscas arcillosas, de espesor de un metro. Se advierten además camadas de rodados en la parte inferior e intercalaciones de arcillas y margas de color verde azulado y rojizo. El espesor se estima en unos 250 metros.

Otro pequeño afloramiento se observa en la ladera occidental del cerro Chachacomayo, a cuatro kilómetros al norte de la localidad de Huacalera. La sucesión comienza con un conglomerado polimíctico, de clastos subredondeados, matriz arenosa y cemento de óxido de hierro. Sobre el mismo se apoyan bancos de areniscas rojizas, de grano grueso a mediano de 1 a 2 m de espesor. Presentan intercaladas camadas de conglomerados y hacia el techo finas intercalaciones de arcillas blanquecinas, el espesor se estima en 20 metros.

Estos afloramientos presentan aspecto similar a las descripciones efectuadas por Ramos, Turie y Zuzek (1967) en comarcas vecinas, a los cuales denominan Formación Chaco. Investigaciones fundadas en métodos de mayor detalle, podrían quizás modificar o ratificar el concepto aquí sostenido, ya que existe la posibilidad de que estas sedimentitas pertenezcan a otras formaciones terciarias como Uquía, Charahuasi, etc.

*Edad:* Sobre la base de las correlaciones litológicas establecidas por numerosos investigadores en el noroeste argentino, sólo es posible sostener por el momento y provisoriamente, una edad terciaria, en particular Mioceno-Plioceno.

##### B. Cuartario

Son sedimentos poco consolidados que cubren la mayor parte de las regiones bajas de la comarca, ubicándose entre los cerros de Alfarcito de la Sierra de Tilcara y también en el valle de la quebrada de Humahuaca. La posición estratigráfica y la litología, permiten diferenciar tres entidades que describiremos a continuación.

a) *Inferior.* — Son principalmente fanglomerados constituidos por clastos subangulosos, de tres a seis centímetros de diámetro, con abundante matriz areno-arcillosa, de color pardo amarillento, con muy pobre selección. Estos depósitos se apoyan en discordancia sobre la mayoría de los demás depósitos precuartarios. La estratificación es subhorizontal, destacándose la presencia de intercalaciones lenticulares de rodados, arena y arcillas, de color pardo amarillento. En los alrededores del tramo inferior de la quebrada de la Huerta, rematando una secuencia se encontró un banco de toba de color blanquecino, de 70 cm de espesor. Los afloramientos de esta entidad se distribuyen a lo largo del sector de Alfarcito, entre la Sierra de Tilcara y los cerros de Alfarcito;

otros, de menor importancia, están ubicados en el tramo inferior de las quebradas de la Huerta y Huasamayo. El espesor de estos depósitos es variado, pero el máximo se estima en 150 metros.

*b) Superior.* — Son sedimentos de granulometría areno-arcillosa, con intercalaciones de capas de rodados no compactados, de color pardo amarillento y con estratificación poco marcada. Estos sedimentos se hallan como relictos de terrazas, formando parte de conos aluviales y descansan sobre la entidad anteriormente descrita. Afloran en ambos márgenes de la quebrada de Humahuaca, principalmente en las desembocaduras de las quebradas de la Huerta y Huasamayo con el río Grande. El espesor se estima en 20 metros.

*c) Reciente y actual.* — Se adjudica a esta entidad un conjunto de sedimentos de tamaños variados, constituidos esencialmente por rodados, arenas y lodos que son el producto de los materiales anteriores retrabajados. Se distribuyen en el lecho del río Grande y en el fondo de las principales quebradas.

#### IV. ESTRUCTURA

El estilo tectónico de la comarca se caracteriza por una severa fracturación subparalela, de rumbo aproximadamente submeridiano, que afecta al basamento y la cubierta sedimentaria.

En general predominan las fallas inversas, de alto ángulo, sobre las directas; ambas presentan una dirección general nornoreste-sursuroeste, con inclinación de la superficie de falla hacia el oeste y con rechazo considerable. Esta fracturación da origen a la presencia de grandes bloques precámbricos y cámbricos, que se encuentran a grandes alturas limitados por fallas, dando como resultado cordones montañosos de dirección submeridiana.

Las rocas precámbricas se encuen-

tran con fuerte inclinación hacia el este, subverticales, afectados por un intenso plegamiento, muy apretado y a veces volcado. Las otras formaciones precuaternarias, presentan una estructura homoclinal, salvo al este de Alfarcito, donde los sedimentos cretácicos sufrieron pequeños plegamientos, debido a la acción de los movimientos del Ciclo Andico. Este plegamiento está también subordinado a la severa fracturación que predomina en la comarca.

En el sector de Alfarcito, la disposición de los sedimentos asignados al Cretácico y Terciario, permite inferir la existencia de un sinclinal, tal como fue sugerido por Bonarelli (1921) y Daniel (1940), limitado por dos fallas. Se observan en las alas del mismo, notables diferencias; el ala oriental, está constituida por grandes espesores de sedimentos cretácicos, afectados por un plegamiento de corta longitud de onda (100 a 200 m) y fallado; en cambio, el ala occidental, presenta sedimentos de poco espesor, también del Cretácico, los cuales desaparecen hacia el norte, donde sólo afloran sedimentos cuaternarios.

#### V. HISTORIA GEOLOGICA

Comenzó con la deposición durante el Precámbrico, de sedimentos marinos, arcillosos y limosos, en una secuencia de gran espesor. Posteriormente fueron plegados, fracturados y metamorfizados dinámicamente. Los movimientos del ciclo Assyntico, originaron el ascenso de la comarca, sobre la cual sobrevino un período de erosión que labró una extensa superficie de denudación, transgredida luego por el mar cámbrico, cuyos sedimentos arenosos se depositaron en forma discordante sobre las rocas precámbricas. Posteriormente, debido a la acción de los movimientos de la fase Sárdica, el mar cámbrico se retiró, sufriendo sus sedimentos la acción de los agentes exógenos, que elaboraron

una superficie sobre la cual se asientan las sedimentitas ordovícicas de composición pelítica-psamítica. La sedimentación fue interrumpida por la intensa acción de los movimientos de la fase Tacónica, que originaron el ascenso de la región y la iniciación de un nuevo período erosivo, que abarcó el resto del Paleozoico y gran parte del Mesozoico.

En el Cretácico se produjeron débiles y lentos movimientos epirogénicos que dieron como consecuencia una ingresión marina, durante la cual se depositaron sedimentos calcáreos, asignados a la Formación Yacoraite. Hacia el final del Cretácico, comenzó a depositarse la Formación Santa Bárbara, insinuándose así, definitivamente, un ambiente netamente continental.

En el Terciario, como consecuencia de los primeros movimientos del Ciclo Andico, se originó un nuevo ascenso que dio origen a otro ciclo de erosión y a la deposición de sedimentos continentales.

Sobrevino luego, un nuevo período tectónico que corresponde a la fase principal (Plioceno - Pleistoceno) del tercer movimiento del Ciclo Andico, que originó una intensa fracturación, produciendo el paisaje característico de sierras y valles actuales, debido al ascenso diferencial de los bloques fallados.

Existen indicios de la acción del cuarto movimiento del Ciclo Andico, que se pone de manifiesto en forma de perturbaciones de los acarreos del Cuartario inferior.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bonaparte, L., J. F. y Bossi, G. E., 1966. *Hallazgos de dinosaurios en la Formación Pirgua del Grupo Salta. Argentina.* Reunión de comunicaciones de la Asoc. Pal. Arg., Ameghiniana, IV, 10, Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1913. *Las Sierras Subandinas del Alto y Aguara Güe.* en Anal. Min. Agric., Secc. Geol. Mineral y Minería, VIII, 4, Buenos Aires.
- 1921. *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas de norte.* Provincias de Salta y Jujuy. Anal. Min. Agric., Secc. Geol. Mineral. y Minería, XI, 1, Buenos Aires.
- Daniel, J. 1940. *Sobre la constitución, deposición transgresiva y tectónica de los estratos mesozoicos de Alfarcito, departamento de Tilcara, provincia de Jujuy.* Univ. Nac. de La Plata, Inst. Mus., Tesis N° 3. La Plata.
- Harrington, H. J. *On some Ordovician Fossils from Northern Argentina,* en Geol. Mag., LXXIV, 3, pág. 97-124, Londres.
- Harrington, H. J. y Leanza, A., 1957. *Ordovician trilobites of Argentina.* Univ. of Kansas, Dept. Geol., Special Publication 1. Lawrence.
- Hausen, J., 1925. *Sobre un perfil geológico en el borde de la Puna de Atacama, con una descripción de algunos yacimientos minerales, en la Puna de Salta y Jujuy.* en Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXVIII, pág. 1-95, Córdoba.
- Ibáñez, M. A., 1960. *Informe preliminar sobre el hallazgo de anuros en las "Areniscas inferiores" de la quebrada del río Las Conchas, provincia de Salta.* En Acta Geol. Lilloana, III, pág. 173-180, Tucumán.
- López, C. R., 1968. *Geología de la quebrada de Huasamayo y adyacencias. Departamento de Tilcara, provincia de Jujuy.* Univ. Nac. de Buenos Aires, Fac. de Cien. Exactas y Nat. Tesis inédita, Buenos Aires.
- Nullo, F. E., 1967. *Geología de la quebrada de la Huerta y alrededores, Huacalera, provincia de Jujuy.* Univ. Nac. de Buenos Aires, Fac. de Cien. Exactas y Nat. Tesis inédita. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Turic, M. A. y Zuzek, A. B., 1967. *Geología de las quebradas de Huichaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande. En la margen derecha de la quebrada de Humahuaca (Provincia de Jujuy).* Rev. Asoc. Geol. Arg Tomo XXII, N° 3, pág. 209-221. Buenos Aires.
- Reig, O., 1959. *Primeros datos descriptivos sobre anuros Eocretácicos de la Provincia de Salta.* Ameghiniana, I, 4, páginas 3-15, Buenos Aires.
- Schlagintweit, O., 1937. *Observaciones estratigráficas en el norte Argentino.* Bol. Inf. Petrol., XIV, 156, páginas 1-49. Buenos Aires.
- Sgrosso, P., 1943. *Contribución al conocimiento de la minería y geología del noroeste argentino.* Dir. Nac. de Geol. y Min., Bol. N° 53, Buenos Aires.

- Turner, J. C. M., 1959. *Estratigrafía del Cordón de Escaya y Sierra de Rinconada (Jujuy)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XIII, 1-2, pág. 15-40. Buenos Aires.
- 1964. *Descripción de la Hoja 2 c. Santa Victoria, provincia de Salta y Jujuy*. Inst. Nac. de Geol. y Minería, Bol. 104. Buenos Aires.
- Vilela, C. R., 1952. *Acerca de la presencia de sedimentos lacustres en el Valle Calchaquí*. Rev. Asoc. Geol. Arg. VII, 4, pág. 219-227. Buenos Aires.

Recibido el 12 de mayo de 1969.

## ADDENDA ET CORRIGENDA

En el tomo XXIV, n° 2, Aceñolaza, F. y Bernasconi, A. *Acerca del primer hallazgo de una fauna ordovícica...*

A la pág. 83, renglón 21: Los ejemplares descritos indudablemente pertenecen al género *Glossograptus*, permitiendonos, sus principales caracteres morfológicos, llegar a compararlo con el *G. ciliatus* Emmons. Nuestros ejemplares difieren del *G. horridus* Ruedemann que posee tecas algo más gruesas y rectas, mientras que, si bien presentan detalles morfológicos que recuerdan al *G. hincksii* (Hopkinson), sus diferencias aparecen en la frecuencia de las tecas del radosoma.

Hemos de destacar que el biocrón del género *Glossograptus* abarca exclusivamente a las capas del ordovícico inferior y medio (Bulman 1955), presentando una amplia distribución mundial.

A la pág. 84, renglón 6: donde se lee Ordovícico superior debe decir Ordovícico inferior-medio.

A la paág. 84: BULMAN, O. M. 1955. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part V*, 82, 3 a-c.

A pág. 84, donde dice 4 de marzo de 1960, debe leerse 1969.

En el trabajo del Dr. Emilio González Díaz, *El puente natural en el ambiente de campo...*, pág. 86, en las referencias del mapa, donde dice: "escorias cortadas", debe decir: conos piroclásticos, y en lugar de éstos "escorias cortadas".

ESTUDIO DE LA MINERALIZACION DEL YACIMIENTO  
« SAN SANTIAGO », PROVINCIA DE LA RIOJA,  
REPUBLICA ARGENTINA

POR MILKA K. DE BRODTKORB<sup>1</sup>

RESUMEN

Se estudia la mineralización y paragénesis del yacimiento "San Santiago", Provincia de La Rioja.

Las investigaciones realizadas indican que la mineralogía es compleja, ya que hubo varias épocas de brechamiento, seguidas por sucesivos aportes hidrotermales. Se identificaron los siguientes minerales: niquelina, rammelsbergita, gersdorffita, bravoíta, millerita, pechblenda, coffinita, blenda, calcopirita, pirita, marcasita. Como mención especial cabe destacar la presencia de coffinita por ser su primer hallazgo en la República Argentina.

ABSTRACT

The mineralization and paragenesis of the "San Santiago" deposit, La Rioja Province, will be dealt with.

The investigations carried out indicate that the mineralogy is complex, as there were various eras of brecciation, followed by successive hydrothermal contributions. The following minerals have been identified: niccolite, rammelsbergite, gersdorffite, bravoite, millerite, pitchblende, coffinite, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, marcasite. As a special point, the presence of coffinite should be emphasized, as this is the first time it has been found in the Argentine Republic.

INTRODUCCION

En el laboratorio de la Gerencia de Materias Primas de la Comisión Nacional de Energía Atómica se recibieron en 1954 algunas muestras de mena del yacimiento "San Santiago", las que posteriormente suscitaban el interés de la autora de este trabajo, ya que al investigárselas se pudo observar en las preparaciones microscópicas, que la mineralogía era mucho más compleja de lo conocido hasta ese entonces. Después de la deposición de la niquelina —principal mineral de la mena— hubo varias épocas de brechamiento, acompañadas por nuevos aportes de soluciones hidrotermales.

El yacimiento "San Santiago" (ex "La Solitaria"), está ubicado en el Departamento Gral. Sarmiento, Provincia de La Rioja, en la margen derecha de la quebrada de Cumichango, 35 km al noroeste de la localidad de Jagüel y 250 km al noroeste de la ciudad de Chilecito.

Se trata de un depósito conocido desde tiempo atrás, remontándose las primeras tentativas de explotación a mediados del siglo pasado. En el año 1950-51, la Dirección General de Fabricaciones Militares efectuó un reconocimiento de carácter preliminar, comprobándose la presencia de uranio en esta mena. Luego, en el año 1952-53, y por cuenta de la Dirección Nacional de Energía Atómica, se realizó un estu-

<sup>1</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica.

dio más amplio del yacimiento, con el objeto de determinar más exhaustivamente sus características geológico-mineras. En esa oportunidad se extrajeron 76 toneladas de mineral con una ley de 18 % de Ni y 1,1 % de  $U_3O_8$ .

#### GEOLOGIA DEL YACIMIENTO

Para una mejor comprensión de las características mineralógicas y paragenéticas, se dará una síntesis de la geología del yacimiento, extractada del "Informe sobre la exploración y explotación de la mina de níquel y uranio San Santiago", de L. A. Barrionuevo, 1954.

Se trata de una veta que tiene por roca de caja principalmente a una cuarcita y sólo en algunas partes se observa la presencia de anfibolitas, ambas correspondientes al "basamento". Estas unidades litológicas, tanto en superficie como en el interior de la mina, están recorridas por gran número de diaclasas y fisuras.

Los afloramientos de la veta pueden ser seguidos a lo largo de unos 130 m. Al este del yacimiento la veta es bruscamente interrumpida por una gran falla de rumbo aproximado noroeste-sudeste y 30° oeste de inclinación. Los cuerpos de mineral asumen una forma lenticular, alargados en el sentido de la veta y de variadas dimensiones, o bien se presentan como bochas y nódulos, especialmente en los niveles superiores, adquiriendo así una estructura brechosa.

La ganga está formada por dos variedades de calcita. Un primer tipo es la calcita rosada que aparece siempre en individuos grandes, bien cristalizados y que está directamente vinculada a la niquelina, no encontrándose nunca en las zonas estériles de la veta. La calcita blanca es posterior a la rosada y por consiguiente a la niquelina y se presenta generalmente maciza, constituyendo la masa principal de la veta, llegando en partes a ser su único componente.

Incluidas en ella se encuentran algunas veces granos de pirita, calcopirita y blenda. Se han observado impregnaciones de pirita, calcopirita en la roca de caja, especialmente en la anfibolita.

En la exploración efectuada se rehabilitó el nivel -10 m, se profundizó un chiflón existente y se abrieron los niveles -28 m y -40 m.

En el nivel -10 la mineralización alcanza solamente 10 m; la mena aparece en nódulos o bochas, en general de pequeño tamaño, rodeados por una delgada capita oscura de pechblenda. Estos cuerpos aproximadamente elípticos se distribuyen sin orden determinado en medio de la masa de calcita, impartiendo a la veta un aspecto brechoso.

En el nivel -28 la veta tiene una extensión de unos 80 m. La zona mineralizada cubre un sector de aproximadamente 22 m, correspondiendo unos 15 m al cuerpo mineralizado principal y 3 m a una pequeña lente, existiendo entre ambos un intervalo estéril de 4 m. En esta labor la mena forma cuerpos de tamaño a veces considerable, acusando por lo común una marcada forma lenticular donde los espesores aumentan y disminuyen caprichosamente. La veta ha perdido el aspecto brechoso que la caracterizaba en el nivel -10 y a su vez la pechblenda es menos visible.

En el sector este del nivel -40, que se corresponde con la zona mineralizada del nivel -28, la veta está representada por una alternancia de cuarcita y en menor grado anfibolita, con delgadas guías de calcita impregnada por pirita y calcopirita y sólo escasamente por niquelina.

La mineralización del níquel y uranio que se explotó, comprendió un bolsón de 15 m de ancho y 17 m de alto, aproximadamente, en el cual el nivel -28 lo atravesaba en su parte media. El espesor de la veta era variable, entre 0,20 y 0,85 m.

Las muestras obtenidas para esta investigación corresponden fundamen-

talmente a este bolsón y algunas al nivel -10.

### MINERALIZACION Y PARAGENESIS

La mineralización es mucho más compleja de lo que se puede observar megascópicamente y por ende de lo que se conocía hasta ahora. Así también los brechamientos de la masa mineralizada, observados a simple vista, no dejan in-

tuir las complejas texturas que se encuentran al microscopio y que, más que por su descripción, son demostrativas las fotografías. Cabe mencionar que los estudios se efectuaron sobre cortes confeccionados con una máquina pulidora automática, sin la cual hubiera resultado imposible estudiar en detalle las características mineralógicas y texturales presentes.

Los minerales primarios hallados son:

Niquelina	NiAs	Pechblenda	UO <sub>2</sub>
Rammelsbergita	NiAs <sub>2</sub>	Coffinita	USiO <sub>4</sub>
Gersdorffita	NiAsS	Blenda ZnS	
Bravoíta	(Co, Ni, Fe)S <sub>2</sub>	Calcopirita	CuFeS <sub>2</sub>
Millerita	NiS	Pirita	FeS <sub>2</sub>
		Marcasita	FeS <sub>2</sub>

En los afloramientos se encontraron varios minerales oxidados entre los que cabe mencionar "limonitas", annaber-gita, autunita y zeunerita.

Se describirán a continuación los minerales primarios en forma agrupada conforme a la secuencia de su cristalización entre brechamiento y brecha-miento, según los aportes de sucesivas y diferentes soluciones hidrotermales.

#### *Niquelina y rammelsbergita.*

La gran masa metalífera de este depósito está formada por niquelina que, junto a una primera generación de calcita, relleno los espacios abiertos que dejó un fallamiento regional preexistente. La niquelina se presenta en asociaciones de granos irregulares, en los cuales se pueden observar los efectos que produjo un tectonismo posterior; los granos están fuertemente fracturados y en parte se encuentra extinción ondulada y en individuos pequeños, maclas de presión.

A lo largo de fisuras se observa ocasionalmente que la niquelina pasa por reemplazo ascendente en un ancho de 10 a 50 micrones a rammelsbergita, a causa de un enriquecimiento en arsénico de las soluciones hidrotermales. Fre-

cuentemente esta última especie presenta textura fibrosa perpendicular a la dirección de la venilla, similar a la textura "flame like" de la pentlandita.

En este estado de la mineralización, las masas de niquelina y calcita fueron brechadas intensamente. Se observan asociaciones que han quedado fracturadas en fragmentos de tamaños similares (fig. 1 y 2) y por otra parte zonas más grandes y seguramente más tenaces que al romperse y friccionarse han formado un polvo a lo largo de las fisuras, (fig. 5).

#### *Pechblenda y coffinita.*

Estos dos minerales se presentan con texturas que hacen suponer que su cristalización fue anterior y posterior al primer gran brechamiento de la veta formada por niquelina y calcita.

La pechblenda se presenta en forma de gotas y bandas botrioidales anastomosadas (fig. 3), algunas veces dentro de la niquelina, aunque lo común es que se encuentre en los contactos de la niquelina con la calcita. (fig. 4). En algunos sectores se puede observar la isotropización de la calcita producida por la radiactividad (fig. 4).

La coffinita es menos frecuente que la pechblenda y su tamaño no supera los 0,5 mm. Se presenta en forma de granos alotriomorfos dentro de la calcita, incluyendo frecuentes fragmentos irregulares de calcita y niquelina. La coffinita fue determinada por sus propiedades ópticas (Geffroy, 1960 y Ramdohr, 1960) y confirmada en consultas con el Prof. Dr. P. Ramdohr (Universidad de Heidelberg) y con el Dr. J. Geffroy (CEA, París). El pequeño tamaño y el intercrecimiento con otros minerales no posibilitó su identificación roentgenográfica. Es este su primer hallazgo en la República Argentina.

#### *La mineralización de baja temperatura.*

Después de la mineralización niquelífera seguida por el brechamiento mencionado anteriormente tuvo lugar un nuevo ascenso de fluidos hidrotermales — esta vez ricos en los iones hierro y azufre, aunque también portadores de otros elementos — que recementaron con calcita el material brechado. El polvo finamente triturado de niquelina se transformó en bravoíta, en la que se observan zonaciones donde los colores rosados, violetas y amarillos varían según las cantidades relativas de Co, Ni y Fe presente (fig. 5 y 6); también se encuentran con frecuencia granos subidiomorfos con centros de pirita y bordes de vaesita en los cuales el hábito cambia de octaédrico a cúbico. Otra forma de presentarse la bravoíta es en venillas, las que atraviesan la niquelina, estando formadas esencialmente por vaesita y sólo ocasionalmente con gradaciones composicionales hacia el centro de ella hasta llegar a una bravoíta pirítica.

Este aporte hidrotermal hizo también que se formara pirita y gersdorfitas. Dentro de la calcita se encuentran asociaciones de cristales perfectamente idiomorfos de pirita en los que algunas veces se puede observar anisotropía por crecimiento tensional (fig. 7 y 8).

La gersdorfitas cristalizó en parte como costras algo arborescentes alrededor de esa pirita (fig. 7 y 8) o bien como cristales de crecimiento esquelético (fig. 9 y 10) dentro de las líneas de clivaje de la calcita.

La determinación de la gersdorfitas se aseguró con un análisis de microsonda efectuado en la Universidad de Munich por el Dr. D. Klemm.

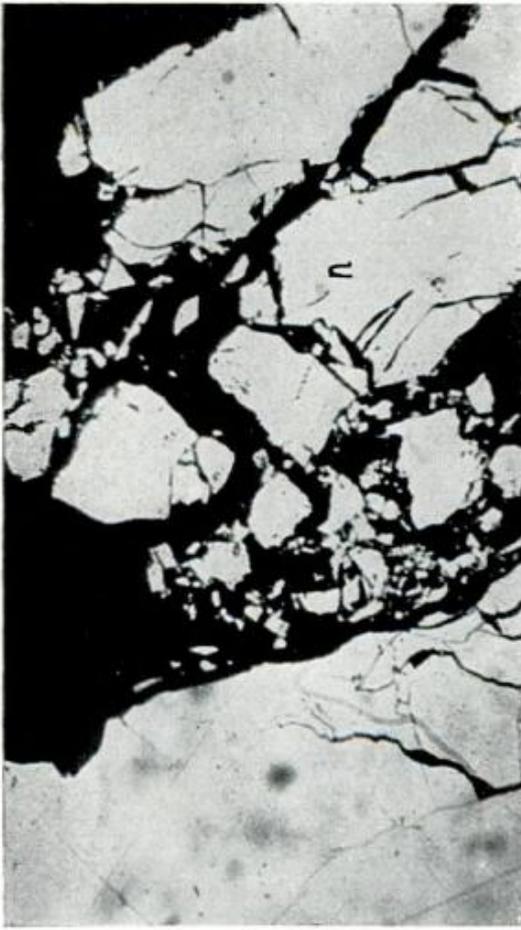
Además se observa dentro de las venillas de calcita cementante, agrupaciones de blenda — muy transparente —, con inclusiones de calcopirita que se acomodaron alineándose en los clivajes de la blenda, como así también granos aislados de calcopirita. En algunas oportunidades la blenda engloba asociaciones formadas por pirita y gersdorfitas.

Finalmente, después de otro brechamiento menos intenso que el anterior, observable en la fracturación de algunos granos de niquelina y pechblenda (fig. 4), bravoíta (fig. 5), blenda y pirita (fig. 11), llegaron nuevas soluciones hidrotermales de temperatura más baja aún, formándose marcasita, pirita y bravoíta con texturas coloidales. Estas últimas se ubican en las partes centrales de las guías de calcita, amoldándose a los clivajes y a las superficies de crecimiento de ella (fig. 12).

A este momento de la secuencia de la mineralización se atribuye la formación de la millerita — que se considera de reemplazo ascendente — y que se encuentra en partes asociada a granos de calcopirita y en partes reemplazando zonas, supuestamente niquelíferas, de algunas bravoítas.

#### CONCLUSIONES

Este yacimiento se formó, en primera instancia, por el relleno de una falla preexistente con los productos de soluciones hidrotermales ascendentes de tipo hipotermal, depositándose niquelina, calcita y rammelsbergita, y en la



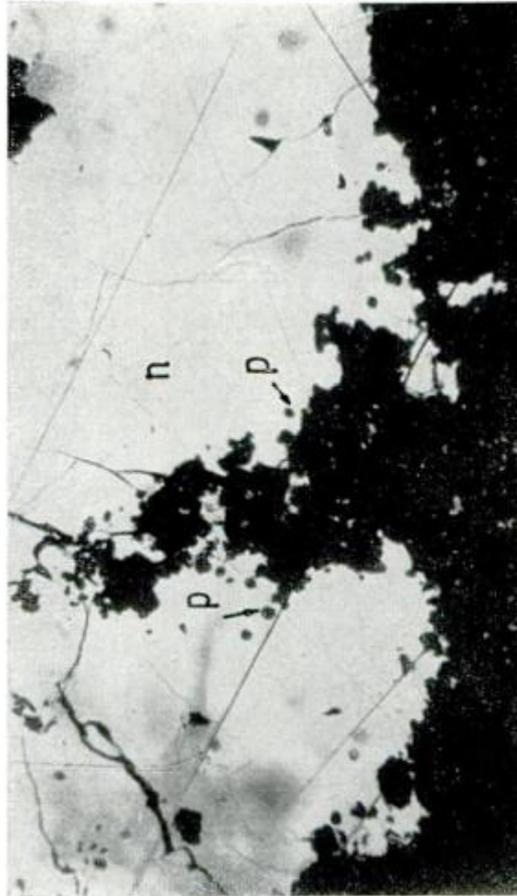
2



4

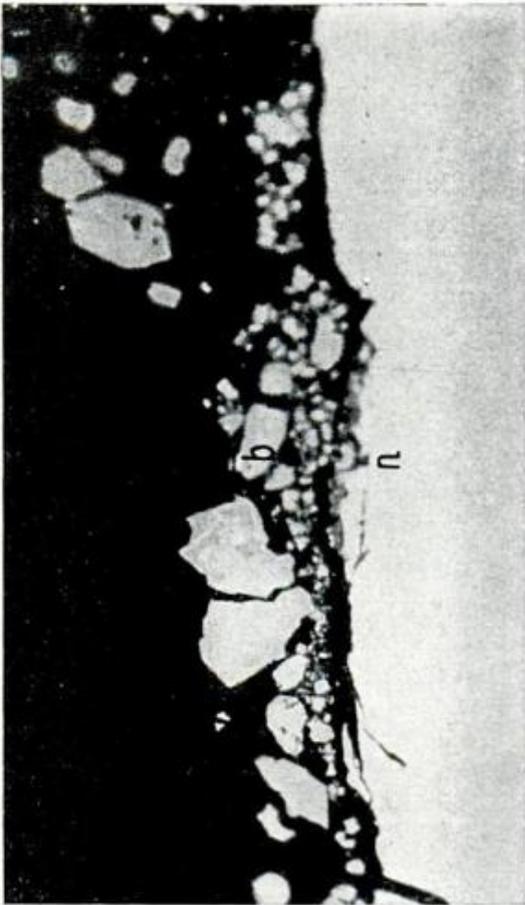


1

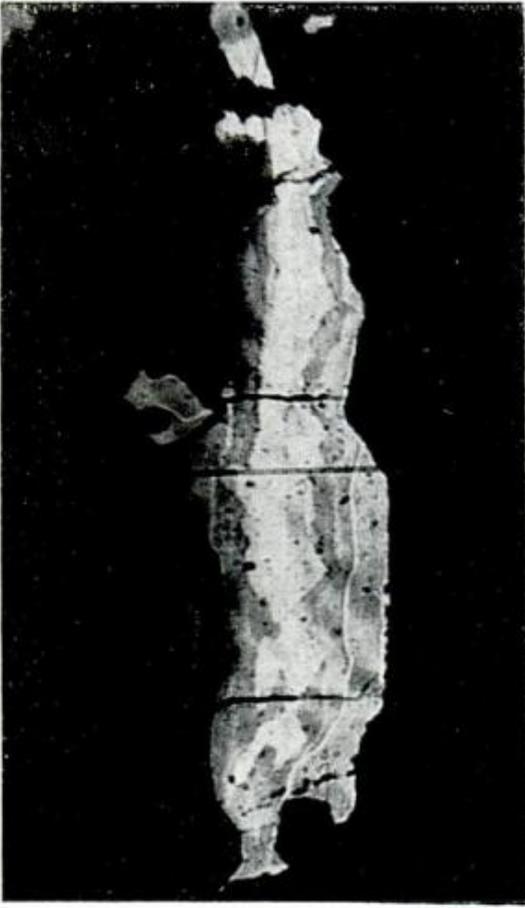


3

1, Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Niquelina (n) fracturada y cementada por calcita. Obsérvese la correspondencia de los bordes de los fragmentos ; 2, Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Niquelina (n) fuertemente brechada y cementada por calcita ; 3, Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Pechblenda (p) en contacto con niquelina (n). Se observan « gotas » de pechblenda y bandas botrioidales anastomosadas ; 4, Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Pechblenda (p) en el borde de niquelina (n) con calcita. Ambas están fracturadas conjuntamente. Entre la pechblenda y la calcita cristalina se observa una zona de isotropización (i).



5



6



7

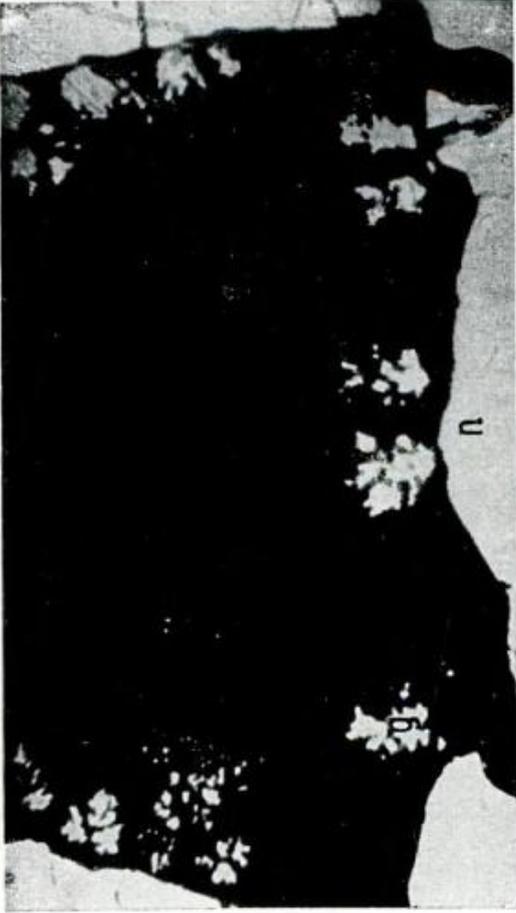


8

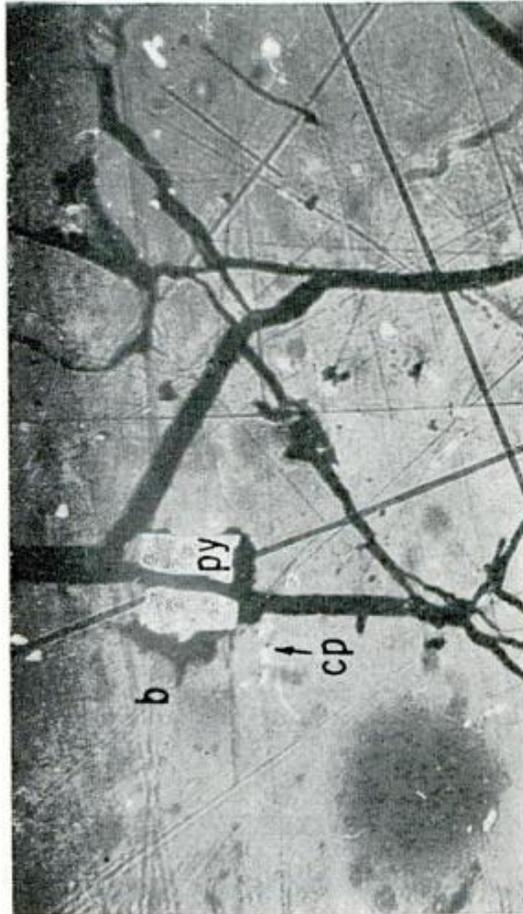
5, Inmersión en aceite.  $\times 150$ . Polvo de niquelina formado por fricción, transformado en bravofta (b), Inmersión en aceite.  $\times 100$ .  
Grano de bravofta. Obsérvese la zonación; 7, Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Asociación de cristales de pirita (py) idiomorfa con bordes de gersdorfta (g):  
8, Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Idem con nicoles cruzados. Se observa la anisotropía formada por crecimiento tensional.



9



10



11



12

9, Inmersión en aceite.  $\times 400$ . Cristales esqueléticos de gersdorffita (g) en líneas de clivaje de calcita; 10, Inmersión en aceite.  $\times 300$ . Cristales esqueléticos de gersdorffita (g) en calcita, bordeando granos de niquelina; 11, Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Granos de blenda (b) y pirita (py) fracturados y cementados por calcita. Dentro de la blenda se observan inclusiones de calcopirita (cp); 12, Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Precipitación coloidal de pirita, marcasita y bravoíta en las líneas de clivaje de calcita.

misma mineralización, posiblemente, pechblenda y coffinita.

Con posterioridad a esta primera etapa se produjeron varias reactivaciones tectónicas con la consiguiente reapertura de grietas y cierto despedazamiento de la mena, que le confirieron a la veta el aspecto brechoso que se observaba en algunos sectores. Los sucesivos aportes hidrotermales consistieron en soluciones primero ricas en U a las que se agregó posteriormente S, Fe, Cu y Zn. Las temperaturas de formación fueron bajando en las diferentes etapas hasta la precipitación coloidal de ciertos minerales tales como marcasita, piritita y bravoíta.

*Agradecimientos.*— La autora desea expresar su gratitud al Prof. Dr. P. Ramdohr por sus

indicaciones y sugerencias para este trabajo, como así también su agradecimiento al Prof. Dr. A. Maucher y al Dr. D. Klemm del Instituto de Mineralogía y Geología de Munich, República Federal Alemana, por el análisis efectuado con microsonda.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barrionuevo, L. A., 1954. *Informe sobre la exploración y explotación de la mina de níquel y uranio San Santiago*. Informe de la Dirección General de Fabricaciones Militares.
- Geffroy, J. y J. A. Sarcia, 1960. *Les minerais uranifères français. I. Les minerais noirs*. Presses Universitaires de France.
- Ramdohr, J., 1960. *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie Verlag Berlin.

Recibido el 15 de julio de 1969.

## EL PALEOMAGNETISMO DE ALGUNAS MAGMATITAS DEL TRIASICO SUPERIOR, GRUPO CACHEUTA PROV. DE MENDOZA, REP. ARGENTINA

Por DANIEL ALBERTO VALENCIO<sup>1</sup>

### RESUMEN

Se presentan los resultados de un estudio paleomagnético realizado con muestras provenientes de un manto y cuatro filones capas de basalto pertenecientes al Grupo Cacheuta, de edad Triásica Superior.

Los resultados obtenidos han permitido definir que entre los procesos de intrusión de los tres filones capas inferiores y el del más alto, topográficamente hablando, hubo una reversión en la polaridad del campo magnético terrestre. Se esboza la posibilidad que los tres filones capas topográficamente más bajos se hayan originado en un mismo ciclo intrusivo.

Sobre la base de los resultados logrados se calculó la posición del polo geográfico-magnético de América del Sur en el Triásico Superior:  $74^{\circ}$  S  $94^{\circ}$  W,  $\alpha = 13^{\circ}$ . Se postula que durante este período geológico América del Sur y África guardaban entre sí una posición relativa similar a la que dichas masas continentales tenían en el Paleozoico y Triásico Inferior en el hipotético continente Gondwánico, y que la separación de dichas masas continentales se inició después del Triásico Superior, pero antes del Cretácico Medio.

### ABSTRACT

The results of a paleomagnetic study made with samples of a flow and four sills of basalt belonging to the Cacheuta Group, of Upper Triassic age, are given.

It is postulated that between the intrusion of the three topographically lower sills and the uppermost one were a change in the polarity of the geomagnetic field.

It is suggested the possibility that the lower sills were intruded during the same igneous cycle.

According with the results obtained it was computed the position of the paleopole of South America for the Upper Triassic:  $74^{\circ}$  S  $94^{\circ}$  W,  $\alpha = 13^{\circ}$ ; it is postulated that during this geological period South America and Africa had the same relative position that they had in Gondwanaland for the Paleozoic and Lower Triassic, and that the drifting apart of these continental masses started after de Upper Triassic but before the Middle Cretaceous.

### INTRODUCCION

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del estudio paleomagnético de algunas magmatitas atribuidas al Triásico Superior, aflorantes

en la precordillera de la provincia de Mendoza. Este estudio, fue proyectado con la doble finalidad de aportar información que permita, por un lado, conocer algo más acerca de la historia geológica del área, y por otro, determinar la posición del polo correspondiente al citado período geológico. Esto fue posible dadas las características reinantes en el área, puesto que en ella se

<sup>1</sup> Profesor Titular del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

presenta una serie de sedimentos de origen continental próxima a cuya base se encuentra una sucesión de mantos de basalto; intercalados en la columna de sedimentos se presentan cuatro filones capas de basalto. Dado el hecho de que las magmatitas, por lo general, son aptas para los estudios paleomagnéticos, se previó que de la comparación de la dirección del magnetismo termorremanente de los distintos filones capas entre sí y con respecto a la de los mantos de basalto subyacentes, podría aportarse datos de interés acerca de la postulada contemporaneidad de los filones capas con la serie sedimentaria. Por otra parte, dado que se estudiarían formaciones cuyas edades están espaciadas en el tiempo en un período mayor a aquél en que se postula que en promedio el campo geomagnético se comporta como uno dipolar, geocéntrico y axial, los resultados obtenidos se pueden aplicar al cálculo de la posición del polo correspondiente al ya citado período de sedimentación.

Sobre la base de estudios paleomagnéticos realizados con una formación magmática del sudoeste de la provincia de Mendoza, cuya edad en discusión debía estar comprendida entre el Pérmico Inferior y el Triásico Medio bajo, Valencio, 1969, atribuyó a la misma una edad Triásico Inferior. Luego los resultados del presente estudio pueden suministrar información adicional que permita apoyar o rechazar tal interpretación.

Asimismo, Valencio y Vilas, 1969, han postulado que el inicio de la separación relativa de América del Sur respecto del Africa fue posterior al Triásico Inferior, pero previa al Cretácico Medio; la información al respecto que pueda obtenerse de este estudio permitirá verificar la validez de esta interpretación y definir cuáles eran las posiciones relativas de América del Sur y Africa para el Triásico Superior.

## DESCRIPCION GEOLOGICA

En la Precordillera de la provincia de Mendoza, entre las localidades de Villavicencio y Uspallata, y a lo largo de la Ruta Nacional 7, afloran una serie de sedimentitas y magmatitas, las que fueron descritas por Harrington, 1941 y 1953 (fig. 1). Este autor incluyó a estas formaciones dentro del Grupo Cacheuta, equiparándolas con los grupos homónimos de las localidades de Potrerillos y Cacheuta, los que fueron atribuidos por diversos autores al Triásico Superior.

Harrington, 1953, sostiene que este Grupo Cacheuta se presenta, en la zona estudiada, hacia el poniente de una gran falla de rumbo aproximadamente norte-sur que cruza las quebradas del Toro y de los Hornillos; al este de esta gran falla, la que forma el límite oriental de los afloramientos del Grupo Cacheuta, según Harrington, sólo se presentan exposiciones aisladas de rocas de este grupo en el Cordón de La Leña y en la cabecera de la quebrada de los Hornillos.

En el presente trabajo se ha analizado el comportamiento de la magnetización remanente natural de un manto y cuatro filones capas de "basalto" pertenecientes a este Grupo Cacheuta, aflorantes a lo largo de la Ruta Nacional 7 desde el borde oriental y austral del Paramillo de Uspallata por el este, hasta el cerro Los Colorados hacia el occidente. La más antigua de estas magmatitas es el manto de basalto que aflora en las cabeceras de la quebrada de los Hornillos (ver fig. 1), el que tiene unos 20 metros de espesor. Según Harrington, 1941, este manto constituye el "primer y más bajo de una serie de coladas de rocas básicas que adquieren un gran desarrollo" en esta serie Supratriásica. Así, y de acuerdo al autor ya citado, en la región central del Paramillo de Uspallata se presentan cuatro "mantos de origen evidentemente intrusivos" (ver fig. 1), intercalados entre

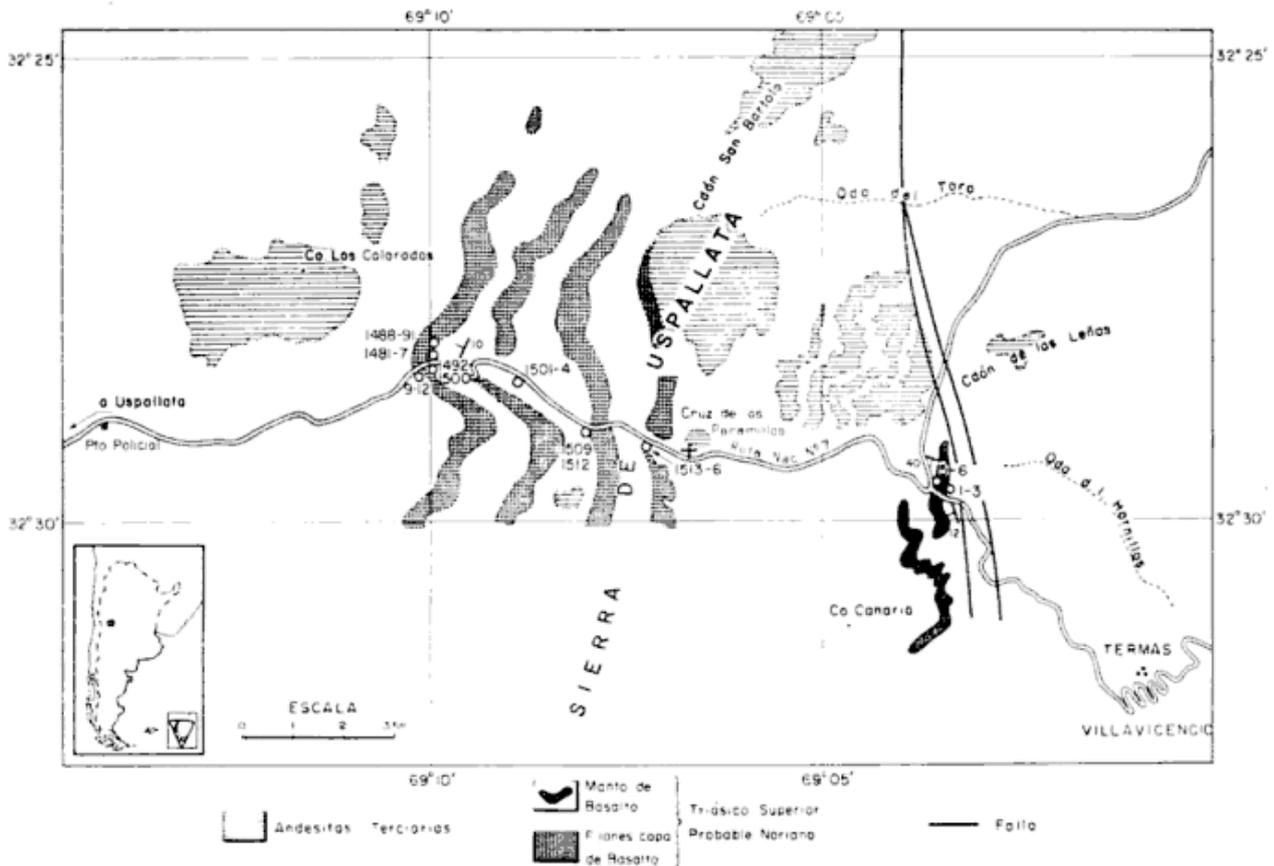


Fig. 1. — Esquema geológico simplificado. (Harrington, 1941 y 1953), y ubicación de las áreas de muestreo correspondientes al presente estudio

areniscas calcáreas de la Formación Paramillo de este Grupo Cacheuta. La potencia individual de estos filones capas de basalto oscila entre 20 y 60 metros, y Harrington considera que los mismos son "indudablemente penecontemporáneos con la acumulación del Grupo Cacheuta", Sic. Todo el conjunto está intruido por andesitas terciarias, las que forman cuerpos de regular magnitud, como los presentes en el cerro Los Colorados y en el Cordón de San Bartolo.

En las sedimentitas asociadas a estos mantos efusivos e intrusivos de basalto se han encontrado restos fósiles, sobre todo vegetales, los que fueron equiparados a especies conocidas del Rético de Europa, por lo cual le fue asignado a las formaciones de este grupo edad rética (Triásico Superior). Asociados a estos restos fósiles de plantas, también

se han hallado restos de *Semionotus* y de *Estheria*.

Asimismo, cabe mencionar que Du Toit, 1927, equiparó el llamado Rético del Paramillo y de Cacheuta con los estratos de Molteno de Sur Africa (Keuper). Luego se concluye que el Grupo Cacheuta debe ser atribuido al Noriano y hasta quizás el Retiano. Triásico Superior. Sin embargo, es necesario mencionar que otros autores han sugerido la posibilidad que este grupo de formaciones posea una edad diferente. Así Stipanovic, 1967, sugiere que aun falta por "dilucidar si los mantos y filones capas que aparecen intercalados en los terrenos del Triásico sedimentario del centro-oeste de la República Argentina, pertenecen a este período, como es generalmente aceptado, o bien son coetáneos con los de Córdoba y Serra Geral", es decir de edad eo- o mesocre-

tácica. Por otra parte, Dessanti y Caminos, 1967, sobre la base de resultados radimétricos obtenidos en plutones, interpretan que el Grupo Cacheuta pertenece al Triásico Superior. Resulta entonces que si bien se halla fuertemente asentado el criterio de atribuir al Grupo Cacheuta al Triásico Superior, la edad del vulcanismo básico asociado al mismo, que en este trabajo es objeto de referencia especial en cuanto al paleomagnetismo, ha sido puesta en duda por algunos autores.

#### RESULTADOS DEL ESTUDIO PALEOMAGNETICO

Las muestras orientadas con las cuales se realizó el presente estudio fueron recogidas en dos campañas: la primera realizada en el año 1964 por el autor en compañía del doctor A. J. Amos, cuyos valiosos servicios es grato agradecer, y la segunda efectuada en 1967. Durante estas campañas se dispensó particular atención en la orientación de dichas muestras con el fin de evitar el efecto perjudicial de su magnetismo remanente natural. En la figura 1 están individualizados los distintos lugares en los cuales fueron recogidas las citadas muestras. En total se obtuvieron treinta muestras orientadas de las cuales cuatro corresponden a un manto y las restantes a cuatro filones capas de basalto. La dirección del magnetismo termorremanente y su estabilidad fueron determinados en por lo menos dos especímenes de cada muestra por medio del clásico lavado por campos magnéticos alternos decrecientes. Asimismo las características del magnetismo remanente de algunas de las muestras, fueron también analizadas por medio de lavado a altas temperaturas.

En el cuadro 1 están representadas las direcciones medias del magnetismo termorremanente del manto y los filones

capas de basalto estudiados, obtenidos al aplicar el método estadístico de Fisher, 1953, a la dirección del magnetismo remanente primario de cada una de sus muestras. Previo al cálculo de las mismas, a cada una de las muestras le fue aplicada la corrección necesaria para restituirla a su posición previa a los movimientos tectónicos que originaron la actual estructura geológica del área. Luego de efectuada esta corrección mejoró el agrupamiento de las direcciones representativas de la magnetización termorremanente de las muestras, aunque es preciso agregar que los valores de la magnetización remanente media obtenidos considerando a cada muestra como unidad, con corrección y sin ella por efectos tectónicos, son muy próximos entre sí.

En el cuadro 1 está también indicado el valor de la dirección media de la magnetización termorremanente del manto y filones de basalto estudiados, obtenido de aplicar el método estadístico de Fisher ya citado a la dirección media de magnetización remanente primaria de cada uno de ellos. Ese valor se considera como representativo de la magnetización media de todo el área estudiada. Para su determinación se ha elegido dar peso unitario a las direcciones de cada uno de los mantos y filones capas analizados, pues se considera que al proceder de esta manera se obtiene un valor medio más representativo que el que se hubiera logrado de considerar a la dirección de magnetización de cada muestra como vector unitario. Abonan este criterio: i) el hecho de que la magnetización termorremanente media de cada manto o filón, representa la dirección media del campo geomagnético en el área durante el lapso del proceso geológico que lo originó, y ii) el proceder de esta manera se evita dar mayor peso a aquel manto o filón en el cual por razones circunstanciales, se obtuvo un mayor número de muestras.

CUADRO 1

Dirección media de la magnetización termorremanente del manto y filones capas de basalto del Grupo Cacheuta estudiados, según el método estadístico de Fisher, 1953

Magnetización termorremanente : dirección media						
	D	I	N	R	k	$\alpha$
Manto de basalto . . . . .	38°	-73°	4	3,93	40	14°
1 <sup>er</sup> filón capa de basalto . . . . .	19°	-57°	4	3,97	118	8°
2° filón capa de basalto . . . . .	2°	-55°	4	3,80	15	24°
3 <sup>er</sup> filón capa de basalto . . . . .	18°	-57°	4	3,87	21	20°
4° filón capa de basalto . . . . .	145°	+74°	14	13,55	29	7°
Todo el área . . . . .	10°	-65°	5	4,89	36	13°

*Referencias:* D e I, son la declinación y la inclinación magnética medias respectivamente; N, es el número de muestras empleadas en el cálculo; R, es el módulo del vector suma resultante; k, el parámetro de precisión y  $\alpha$ , el círculo de confianza dentro del cual se encuentra la verdadera dirección media de magnetización con una probabilidad de 95%.

INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Desde el punto de vista del comportamiento del campo magnético terrestre, los resultados obtenidos (cuadro 1), permiten afirmar que el mismo tuvo una reversión de polaridad en el intervalo que medió entre el origen del manto y de los tres primeros filones capas y el de la intrusión del cuarto filón capa.

Por otra parte es de destacar el hecho de que las direcciones de la magnetización termorremanente de los tres primeros filones capa son muy próximas entre si, circunstancia que conduce a dos interpretaciones posibles: i) que dichos filones capas se originaron en un único proceso magmático, o bien que, ii) el campo magnético terrestre tuvo iguales características durante el lapso transcurrido entre las intrusiones de los mismos. La primera de estas interpretaciones de ser admitida conduce a aceptar que en el área hubo por lo menos dos procesos de magmatismo in-

trusivo: uno que originó los tres primeros filones y el otro durante el cual se formó el cuarto filón capa; entre dichos posibles procesos hubo un cambio en la polaridad del campo magnético terrestre. Una de las muestras obtenidas en el primer filón capa tiene magnetización termorremanente de polaridad reversa; una explicación probable para este hecho es que en él se intruyó parte del magma que originó el filón cuarto; sin embargo es justo reconocer que no es posible afirmar esto sobre la base del resultado de una sola muestra.

Cualquiera de las dos interpretaciones anteriores que sea válida, siempre se cumple que el valor de la dirección media de la magnetización termorremanente de las magmatitas estudiadas (ver cuadro 1), representa dentro de los errores del método, el valor promedio del campo magnético terrestre durante un período mayor a aquel admitido como necesario para que el mismo tenga las características de uno dipolar-axial. Luego admitida que la misma representa la dirección media del campo mag-

nético terrestre existente en el área para el Triásico Superior, a partir de ella se puede calcular el paleopolo magnético

sur correspondiente, el que es presentado como el de América del Sur para ese período (cuadro 2).

CUADRO 2

Posición del polo paleomagnético sur correspondiente al Triásico Superior de América del Sur

Dirección media magnetización			Localidad		Posición Polo Sur			
D	I	$\alpha$	Latitud Sur	Longitud Oeste	Latitud	Longitud	$d\psi$	$dZ$
10°	-65°	13°	32°30'	69°05'	74° S	94° W	11°	18°

Referencias:  $dZ$  y  $d\psi$ , son el semieje mayor y menor respectivamente del óvalo dentro del cual se encuentra el polo con una probabilidad de 95 %.

La posición de este polo (AS7c) está representada en la figura 2, en la que también está dibujada la curva de desplazamiento polar de América del Sur construida sobre la base de la información paleomagnética conocida hasta la fecha Valencio, 1969; en esta figura también se ha representado el paleopolo sur Triásico Inferior (AS7b), presentado por Vilas, 1969.

Tal como puede observarse en dicha figura, el círculo de confianza dentro del cual se encuentra el polo Triásico Superior (AS7c) con una probabilidad de 95 por ciento, incluye a los correspondientes a los polos Triásico Inferior de América del Sur, AS7a (Valencio, 1969) y AS7b (Vilas, 1969). Luego no puede afirmarse que estos paleopolos sean diferentes, por el contrario ello estaría indicando que pertenecen a una misma población; sobre la base de la información disponible, polos AS7a, AS7b y AS7c, se calculó la posición del polo promedio de esta población: AS7, 100° W 79° S,  $\alpha = 9^\circ$ , la que representaría la posición del paleopolo Triásico promedio para América del Sur.

Al respecto es de recordar el notable agrupamiento de los polos Triásicos correspondientes al África (agrupamien-

to que se hace extensivo a todo el Mesozoico, Valencio, 1969), en un todo similar al que parece esbozarse también para América del Sur. Esta circunstancia constituye una nueva evidencia a favor de asignar al Triásico Inferior a las magmatitas aflorantes en el suroeste de la provincia de Mendoza, estudiadas por Valencio, 1969 y Vilas, 1969.

Varios autores han afirmado que la curva de desplazamiento polar de un continente puede ser utilizada para ayudar a la dilucidación de la edad de ciertas formaciones geológicas del mismo. En nuestro caso es de notar que para América del Sur el polo Triásico Superior aquí presentado pertenece a la misma población que los polos Triásico Inferior; por el contrario ninguna vinculación se define entre dicho polo y el correspondiente al Cretácico Medio (AS8) (fig. 2), calculado a partir de estudios paleomagnéticos realizados con magmatitas de la Formación Serra Geral aflorante en el sureste del Brasil. Luego, ello indicaría que el magmatismo del Grupo Cacheuta no es coetáneo del de Serra Geral; en efecto de haberlo sido y de cumplirse la teoría de que el campo geomagnético es dipolar y axial cuando se lo promedia por períodos adecuados, los polos paleomagnéticos de

dichas formaciones deberían pertenecer a una misma población (sus círculos de confianza deberían intersectarse), circunstancia que no se cumple en el presente caso (fig. 2).

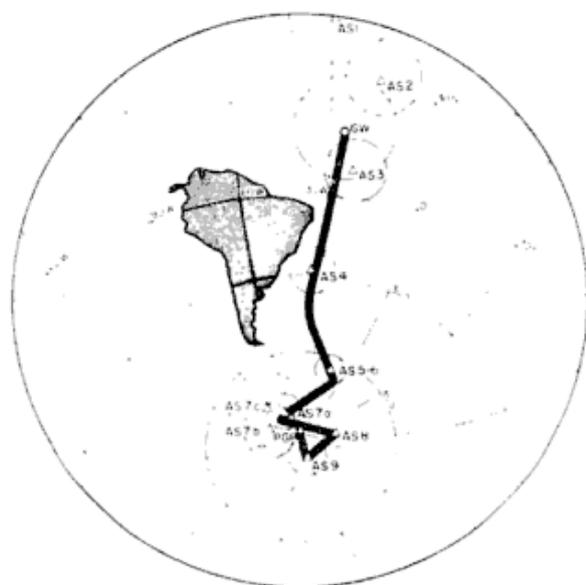


Fig. 2. — Representación de los polos paleomagnéticos sur y la curva de desplazamiento polar de América del Sur: AS1, Cámbrico; AS2, Silúrico; AS3, Devónico; AS4, Carbonífero Inferior; AS5, Carbonífero Superior; AS6, Pérmico. AS7a y AS7b, Triásico Inferior; AS7c, Triásico Superior; AS8, Cretácico Medio; AS9, Cuartario; GW, paleopolo Paleozoico Inferior común a las masas continentales Gondwánicas; y PGP polo actual, Valencio, 1969.

En la figura 3 están representadas las posiciones relativas que tenían América del Sur y África en el Paleozoico y el Triásico Inferior (Valencio, 1969; Vilas, 1969 y Valencio y Vilas, 1969). En ella se ha representado al paleopolo promedio AS7 (Triásico), de América del Sur, en vez de los constituyentes de la población correspondiente, para mayor claridad. Tal como era de esperar, de lo expresado en párrafos anteriores, dicho polo promedio coincide estadísticamente con el polo promedio Mesozoico del África. Esta circunstancia conduce a interpretar, que en el Triásico Superior América del Sur y África estaban aún unidas en una posición similar a la que ellas tenían en el postulado

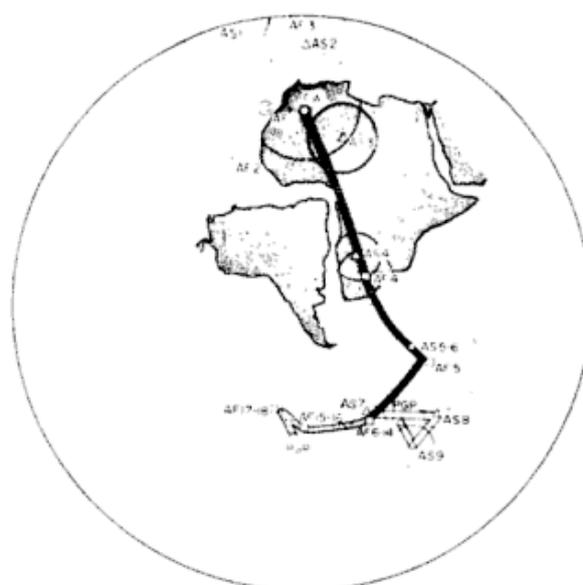


Fig. 3. — Reconstrucción paleogeográfica de América del Sur y África obtenida de hacer coincidir las partes Paleozoica-Triásicas de sus respectivas curvas polares. El detalle de los paleopolos de África es el siguiente (Valencio, 1969): AF1, Cámbrico; AF2, Cámbrico-Ordovícico; AF3, Silúrico; AF4, Carbonífero Inferior; AF5, Pérmico Inferior; AF6-14, Triásico-Cretácico; AF15-16, Terciario y AF17-18, Cuartario. El polo AS7 de América del Sur, representa el promedio de los polos AS7a y AS7b, Triásico Inferior, y AS7c, Triásico Superior. Los polos GW y PGP tienen el mismo significado que en la figura anterior.

continente Gondwánico. Esto, por un lado, confirma lo indicado por Valencio, 1969; Vilas, 1969 y Valencio y Vilas, 1969, de que en el Triásico Inferior ambas masas continentales estaban aún unidas, y por otro, permite precisar algo más las conclusiones presentadas en dichos trabajos en cuanto a la edad de su separación: el inicio de la deriva entre América del Sur y África fue posterior al Triásico Superior y previa al Cretácico Medio.

*Agradecimientos.* El autor desea expresar su sincero agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, quienes dentro de sus posibilidades, hicieron

factible la ejecución del presente estudio.

Asimismo, el autor se hace un deber en expresar sus más sinceras gracias al Instituto Nacional de Geología y Minería por permitirle hacer uso de la información contenida en el trabajo inédito de esa Institución titulado: "Descripción Geológica de la Hoja 22 c, Provincia de Mendoza", por Horacio Jaime Harrington.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dessanti, R. N. y Caminos, R., 1967. *Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y sierras de San Rafael, Provincia de Mendoza*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo XXII, número 2.
- Du Toit, A. L., 1927. *Geological comparison of South America with South Africa*. Carnegie Inst., Public. n° 381, Washington.
- Creer, K. M., 1965. *Paleomagnetic data from the Gondwanic continents*. Philosophical Transactions of the Royal Society, volume 258, pp. 27-40.
- Fisher, R. A., 1953. *Dispersion on a sphere*. Royal Soc. London. Proc. Sec. A., vol. 217.
- Harrington, H. J., 1941. *Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, (Prov. de Mendoza)*. Dirección de Minas y Geología, Boletín 49, Buenos Aires.
- 1953. *Informe inédito: Descripción Geológica de la hoja 22 c, Ramblón, Provincia de Mendoza*. Informe perteneciente al Instituto Nacional de Geología y Minería.
- Stipanovic, P. N., 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo XXII, número 2.
- Valencio, D. A., 1969. *El Paleomagnetismo de una formación magmática del suroeste de la Provincia de Mendoza*. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, en prensa.
- Valencio, A. D. y Vilas, J. F., 1969. *New evidence about the age of the starting of the drift of South America relative to Africa*. Nature, en prensa.
- Vilas, J. F., 1969. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético de algunas formaciones triásicas del sud-oeste de Mendoza*. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, en prensa.

Recibido el 29 de abril de 1969.

## PROCESOS DIAGENETICOS EN SEDIMENTITAS DE LA REPUBLICA ARGENTINA. PARTE I

FORMACIONES PICHICUN LEUFU, ORTIZ, LIMAY, BAJADA COLORADA  
(PROVINCIAS DE NEUQUEN Y RIO NEGRO)

POR ELDA CRISTINA DI PAOLA<sup>1</sup>

### RESUMEN

Las reacciones que condujeron a la litificación de las sedimentitas se agrupan en dos estadios diagenéticos: el primero, deposicional, caracterizado por la precipitación de calizas y la sedimentación de material terrígeno con pigmento de óxido de hierro. En el segundo estadio, de soterramiento poco profundo, se formaron dos asociaciones mineralógicas diferentes: una, *zeolitas-arcillas de tres capas*, muy generalizada en las rocas, y otra, localizada en conglomerados tipo piedemonte, *caolinita-sílice*. Posteriormente, siempre en una etapa de soterramiento poco profundo, se precipitó *calcita*, que reemplazó a todos los minerales preexistentes.

Estas asociaciones mineralógicas, imprimieron un "estilo diagenético" bien definido a las sedimentitas.

Los procesos estuvieron controlados por las condiciones físico-químicas del ambiente, las cuales fueron determinadas por la naturaleza de la fracción clástica, el clima imperante antes, durante y después del soterramiento, las condiciones fisiográficas de la cuenca, etc.

### ABSTRACT

The reactions which made the sedimentary rocks litified are grouped into two diagenetic stages: the first, depositional, characterized by the precipitation of limestones and by the sedimentation of terrigenous material with ferric pigment. The second one, of early burial, by two different mineral associations, one of them, of very broad distribution on the rocks, formed by *zeolite-clays of three layers*, and the second, found in piedmont type conglomerates, by *kaolinite-silica*. Later, always in early burial, *calcite* precipitated, replacing every preexisting minerals. This mineralogical associations impressed a particular "diagenetic pattern" to the rocks.

All the processes were controlled by the physico-chemical conditions of the medium, determined by the clastic fraction nature, the ruling climate before, during and after burial, the physiographic conditions of the basin, etc.

### INTRODUCCION

Con este trabajo se da comienzo a una serie de entregas que tienen por objeto hacer conocer los procesos por medio de los cuales alcanzaron la inducción sedimentitas de distintas formaciones, relacionando este acontecimien-

to con la paleogeografía y la paleoclimatología. La finalidad de este nuevo enfoque del estudio sedimentológico de formaciones argentinas es tratar de establecer si las asociaciones diagenéticas pueden constituir en sí, elementos de juicio coadyuvantes o determinativos de la posición estratigráfica de las formaciones, cuando se carecen de otras pautas indicadoras, a la vez que trata de sistematizar la petrología de las ro-

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

cas sedimentarias, materia a la cual se ha prestado poca atención, hasta el momento, en nuestro país.

#### METODO DE TRABAJO

El método consiste en el estudio exhaustivo de todos los minerales que constituyen la fracción clástica y la asociación diagenética, por medios ópticos, con rayos X, alta temperatura, ATD, etc.

#### DIAGENESIS Y PROCESOS DIAGENETICOS

Pettijohn (1963) se refiere al término diagénesis como "todas las reacciones que tienen lugar dentro de un sedimento, entre un mineral y otro o entre uno o varios minerales y los líquidos intersticiales y supernadantes".

Este término ha sufrido numerosas modificaciones y ha sido objeto de muchas discusiones, las que giraron todas en torno a sus límites, ya que el superior de la misma linda con la meteorización y el inferior, con el metamorfismo. Todas estas discusiones las obviamos en el presente trabajo, porque pueden ser leídas por los interesados en las diversas publicaciones especializadas, y principalmente en el Simposio sobre diagénesis editado por The American Association of Petroleum Geologists (1959).

Durante la diagénesis se llevan a cabo procesos tales como solución (disolución), hidratación, hidrólisis, oxidación-reducción, aquellos controlados por el pH y la presión parcial de anhídrido carbónico (Dapples, 1962). Los mismos están controlados por numerosos factores, que constituyen por lo tanto, otras tantas variables, que son: composición mineralógica y granulométrica del material clástico, composición de los fluidos intersticiales, naturaleza de las rocas vecinas (grano-

metría, mineralogía, porosidad, permeabilidad, etc.), clima, interfase sólido-líquido, nivel freático, pendiente, profundidad de soterramiento, etc.

Estas variables determinan los caracteres físico-químicos del ambiente donde se desarrollan las reacciones, la dinámica de la circulación de los flúidos y por lo tanto, el tiempo durante el cual van a permanecer los detritos en contacto con la fina película del líquido intersticial.

Al estudiar todas estas reacciones, deben tenerse en cuenta dos postulados fundamentales: 1º todos los minerales son solubles en alguna medida en el medio adecuado y 2º las reacciones que tienen lugar durante la induración de la roca, tienden al equilibrio entre todos los materiales presentes.

Los procesos se suceden en forma gradual y por lo tanto hemos adoptado el esquema propuesto por Dapples (1959), quien los agrupó en tres estadios, a los que denominó *deposicional*, *de soterramiento poco profundo* y *de soterramiento final o premetamórfico*. Posteriormente (1962) definió los estadios *redoxomórficos*, *locomórficos* y *filomórficos*. El primer estadio incluye los que anteriormente definió como deposicional y de soterramiento poco profundo, en el cual se desarrollan la mayoría de los procesos que originan las secuencias paragenéticas en las rocas. El estadio locomórfico lo reduce al reemplazo de un mineral jeven por otro posterior, según las condiciones de equilibrio favorezcan a uno u otro, ejemplo de lo cual es el reemplazo de cuarzo por calcita y viceversa. Por último postula el estadio filomórfico en el que se produce antigénesis de feldespatos, alteraciones de arcillas a micas bien cristalizadas, el que se conecta con los grados más bajos de metamorfismo. En el presente trabajo se utiliza la primitiva división de Dapples, por considerar que los términos utilizados en ella, no involucran ningún tipo

de reacción particular, y por lo tanto, su aplicación se torna más amplia.

Con respecto a la formación de zeolitas durante la diagénesis, son sumamente aclaratorios los estudios realizados por Hay (1966), el cual pone de manifiesto la abundancia relativa de las mismas con respecto a la edad y ambiente de deposición.

Es necesario tener en cuenta, para aclarar las ideas en torno al ámbito en el cual se producen las reacciones diagénéticas, que es imposible establecer límites precisos a los estadios postulados por Dapples, y mucho menos atenerse a ellos con rigidez, por cuanto en la naturaleza son numerosos los ejemplos que escapan a un encasillamiento estricto. Asimismo, las transformaciones que ocurren en las estructuras de los minerales de arcillas comienzan ya en la primitiva etapa de meteorización de la roca madre (*heritage mechanic transformation*, Millet, 1963), prosiguiendo en las etapas posteriores.

PROCESOS DIAGENETICOS EN LAS FORMACIONES PICHICUN LEUFU, ORTIZ, LIMAY Y BAJADA COLORADA, EN LAS PROVINCIAS DE NEUQUEN Y RIO NEGRO

Se han elegido estas formaciones para comenzar con el estudio de los procesos diagénéticos de las sedimentitas de la República Argentina, por haber sido estudiadas detalladamente petrográfica y petrológicamente (Di Paola, 1965, 1968, 1969) y estratigráficamente (Rolleri, Di Paola, en preparación), constituyendo además un ejemplo de cómo puede seguirse paso a paso, los procesos que culminaron con la inducción de los sedimentos.

Las formaciones mencionadas forman parte de una subcuenca de edad cretácica inferior y están ubicadas estratigráficamente sobre la Formación Agrío y por debajo de la Formación Candeleros. Sus afloramientos se extienden desde la ruta nacional 40 a la altura del Cañadón La Amarga hasta la margen

derecha del río Limay. En general, están constituidas por arenitas líticas, limolitas arcillosas, arcilitas, escasos bancos tobáceos y conglomerados petromicticos, con estratos calcáreos en la porción inferior. La característica principal de estos sedimentos es que se encuentran sobre el borde suroriental de la Cuenca Neuquina, representado por afloramientos de granitos y pegmatitas en superficie y rocas migmatíticas en profundidad. Las rocas constituyen en conjunto, una entidad sedimentaria que se agrupa bajo la denominación de *capas rojas*, por la coloración que gradúa entre el rojo morado y el pardo rojizo-amarillento, con muy escasos niveles verdosos.

En la composición clástica predominan, en los afloramientos orientales (zona del Bajo de Ortiz), fragmentos de rocas graníticas y de riolitas y sus tobas, conjuntamente con los minerales provenientes de la desintegración de las mismas: cuarzo, moscovita, albita, oligoclasa, clastos con textura micrográfica, vitroclastos, etc.; en tanto que, en los afloramientos occidentales, son más abundantes los fragmentos de vulcanitas mesosilíceas y básicas y sus minerales: oligoclasa, andesina, diópsido, cuarzo, magnetita, etc., y los vitroclastos forman niveles de poco espesor.

La asociación mineralógica diagénética está integrada por *óxido de hierro-zeolitas-arcillas de tres capas-calcita*, la cual es sorprendentemente uniforme en toda la extensión de los afloramientos tanto en sentido vertical como horizontal, con la única excepción de los conglomerados brechosos de Pichi Picún Leufú, situados contra el basamento, en el área oriental, en los que predomina la asociación *óxido de hierro-caolinita-sílice-calcita*.

Esta misma asociación paragenética, con idéntica familia clástica se la encuentra en los afloramientos del cañadón Michihuaó, de edad discutida, ya que para Roll (1939) se trataría de afloramientos homologables con la For-

mación Pichi Picún Leufú, a la que él asignaba edad supracretácica (actualmente cretácica inferior) y para Pozzo

acerca de su correlación y ubicación estratigráfica. El mismo no se encontraba dentro del tema del trabajo desa-



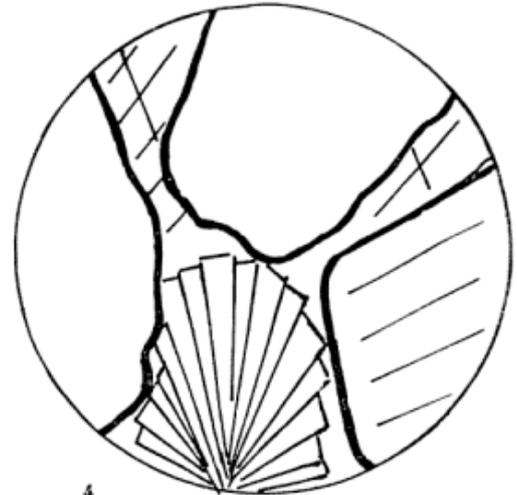
1



2



3



4

1. En la parte central del dibujo se puede ver moscovita cuyos extremos gradúan a caolinita vermicular, que se hace microcristalina en los intersticios. Arenita lítica, de grano mediano y grueso. Formación Pichi Picún Leufú ; 2, En esta roca la zeolita (heulandita) no sólo ocupa los espacios intergranulares sino que ha reemplazado clastos de distintas composiciones, principalmente plagioclasas. La pátina ferruginosa marca los contornos primitivos del grano. La textura es en mosaico, las trazas corresponden al clivaje 010 de la heulandita. Arenita lítica de grano mediano. Formación Limay ; 3, El cemento de esta arenisca está constituido por calcita. La misma ha penetrado por microfisuras, reemplazando al material preexistente. En este caso se puede observar el reemplazo incipiente de la estilbita por el carbonato de calcio. Arenita lítica de grano mediano. Form. Limay ; 4, El reemplazo es total. Queda como relicto la estructura en abanico de cristales elongados de la estilbita. El resto lo constituye calcita espática. Idem anterior.

(1956), se trataría de una entidad litológica de edad triásica, a la que denominó Formación Michihuao. El estudio detallado de las sedimentitas que afloran en el cañadón Michihuao y de todas aquellas con las cuales se las paraleliza, podría proporcionar importantes datos

rollado; pero queda como base para uno futuro, el hecho que la asociación diagenética de estas rocas es similar a la de los conglomerados de la Formación Pichi Picún Leufú.

El resumen de la asociación mineralógica clástica, ambiente formacional y

asociación diagenética, puede verse en el cuadro I.

El *óxido de hierro*, común a todas las rocas es principalmente hematita, y en algunos niveles de la Formación Michihuao, goethita. Se encuentra localizado tanto sobre la superficie de los clastos, como impregnando todo tipo de material intersticial (zeolitas, sílice, calcita) e interpenetrando las arcillas, lo que indica su aparición temprana, conjuntamente con la deposición del material elástico.

Las arcillas son de dos y tres capas. La *montmorillonita*, que predomina entre las segundas, es común a todas las rocas estudiadas y está relacionada genéticamente con las zeolitas y el vidrio volcánico.

La *clorita-montmorillonita interestratificada 1:1* se encuentra localizada en los afloramientos de los alrededores del cerro China Muerta; está estrechamente relacionada con los restos de rocas básicas y clinopiroxenos alterados (Di Paola, 1968).

Las zeolitas están representadas principalmente por heulandita (Di Paola, 1965), que siempre se encuentra asociada con estilbita; la analcima (que no es estrictamente una zeolita, sino que ocupa posición intermedia entre los feldespatoides y éstas), en cambio, aparece esporádicamente.

La *caolinita* se presenta asociada con moscovita degradada. Esta última fue citada varias veces en la literatura (Kubileki, Vetter, 1955), Termier (1890), le asignó el nombre de *Leverrierita*, hasta que se determinó que por tal se tenía moscovita íntimamente asociada con caolinita. La moscovita degradada, presenta en su parte central todas las características ópticas del mineral sin alteración; pero hacia los bordes sufre pérdida gradual de birrefringencia, de índice y de tamaño de grano, transformándose gradualmente en vermes de caolinita, la cual a su vez, ocupa los intersticios intergranulares, formando una masa de grano fino, con extinción

puntiforme (Fig. 1). A veces se presenta pigmentada por óxido de hierro. La *sílice*, como ópalo filiforme, o como calcedonia depositada a partir de geles posteriormente deshidratados, está estrechamente asociada con la moscovita degradada y la caolinita. La interpretación de esta asociación, se debe buscar en el hecho que la transformación moscovita→caolinita implica el pasaje de un filosilicato de tres capas a uno de dos, con el consiguiente exceso de sílice.

Por último debemos citar a la *calcita*, como mineral póstumo en la secuencia paragenética. Reemplaza a todos los anteriores, incluyendo también la fracción elástica. El reemplazo fue efectuado por soluciones circulantes, a través de microfisuras, tales como líneas de clivaje, parting, contactos, etc., permaneciendo en el caso del reemplazo total, el hábito del mineral primitivo como relicto (Fig. 3 y 4).

#### ESTADIOS DIAGENETICOS

Los estadios diagenéticos fueron controlados por la pendiente regional y por la profundidad de la cuenca que iba colmándose paulatinamente, con un movimiento de ascenso que se propagaba de oeste a este. De esta manera, las primeras tierras en emerger fueron las del área occidental, en donde se formaron lagunas (Formación Ortiz y Pichi Picún Leufú, zona del co. China Muerta) conectadas con el mar en retroceso.

El descenso paulatino del nivel de base repercutía tanto en la zona lacustre como en la costanera, dando lugar a sedimentación cíclica. El nivel de las aguas prosiguió descendiendo y la sedimentación se transformó en una del tipo fluvial. Es necesario agregar que el borde oriental de la cuenca lo constituían macizos graníticos y riolíticos, en donde las pulsaciones tectónicas daban lugar a conglomerados tipo piedemonte con intercalaciones de areniscas.

**CUADRO I**

**Asociaciones de minerales diagenéticos**

Litología	Formación	Zona	Mineralogía fracción clástica	Asociación diagenética
Conglomerados Areniscas Limolitas Arcillitas	Bajada Colorada Limay Ortiz P. Picún Leufú	Co. China Muerta (Occidental)	Cuarzo, plagioclasas, rocas volcánicas básicas y mesosilíceas, niveles vitroclásticos, dióxido, magnetita	Oxido de hierro, montmorillonita, clorita-montmorillonita 1 : 1, heulandita (estilbita, analcima)*, calcita
Areniscas Limolitas Arcillitas	Limay Ortiz P. Picún Leufú	Bajo de Ortiz (Oriental)	Cuarzo, plagioclasas, rocas graníticas, vulcanitas ácidas, vitroclastos	Oxido de hierro, montmorillonita, heulandita (estilbita, analcima), calcita
Conglomerados brechosos	P. Picún Leufú	Bajo de Ortiz (don. Michihua)	Cuarzo, plagioclasas, rocas graníticas, vulcanitas ácidas, moscovita degradada, sericita	Oxido de hierro, cuarzo (ópalo), caolinita (montmorillonita), calcita
Calizas	Ortiz	Bajo de Ortiz	Calcita, terrigenos	{ Montmorillonita, heulandita (analcima)
Calizas	Ortiz	Co. China Muerta	Calcita, terrigenos	

\* El paréntesis indica cantidades subordinadas

### *Estadio deposicional*

Con esta sucinta descripción preliminar, se pretende caracterizar el ambiente donde se llevaron a cabo reacciones que comenzaron en el mismo momento de la deposición de los sedimentos, con la precipitación de carbonato de calcio en forma de micritas fosilíferas, bioesparitas, ooesparitas, nodoesparitas fosilíferas, que alternaban con sedimentos terrígenos. El pigmento rojo, férrico, indicador de ambiente oxidante, ingresó en la cuenca, en esta misma etapa.

Con respecto a los conglomerados brechosos petromiéticos de la formación Pichi Picún Leufú, las reacciones comenzaron en una etapa anterior a la desintegración de la roca madre, con la meteorización del basamento, el cual sustentaba en su superficie una cubierta de alteración. En la misma, las micas blancas habían comenzado a alterarse en forma incipiente en sus extremos, con pérdida de sílice, conjuntamente con los feldespatos, los cuales habrían sido eliminados, permaneciendo un regolito de cuarzo y mica degradada. De esta etapa de meteorización provienen también los félicos y pastas básicas vulcaníticas desferrizadas y alteradas a cloritas politípicas (Di Paola, 1968), que integraban el elemento positivo del área de aporte occidental. Con estos materiales, durante el primer estadio de deposición, los únicos procesos ocurridos fueron los proporcionados por las condiciones de oxidación, de temperatura, presión parcial de CO<sub>2</sub> y acción biológica, que permitieron la precipitación de calizas en forma alternada, conjuntamente con los elementos terrígenos, lo cual estaba controlado por la energía cinética del medio.

### *Estadio de soterramiento poco profundo*

En el segundo estadio, sustraídos los sedimentos a sus condiciones primitivas, comenzó la modificación de los materiales inestables, tales como el vidrio

volcánico, los feldespatos y pastas vítreas volcánicas los que, al reaccionar con los flúidos intersticiales, en un ambiente de circulación muy lenta, produjeron la elevación continua del pH y del contenido catiónico, creando las condiciones óptimas para la formación de *arcillas de tres capas y zeolitas*. La arcilla interestratificada (Mt-Cl) se formó a expensas de una clorita politípica preexistente, producto ella misma de la etapa previa de alteración meteórica (Di Paola, 1969).

Asimismo, los cocientes sílice/alúmina y alcalinos/alcalino-térreos fueron los factores que determinaron la naturaleza de la zeolita: heulandita y estilbita son especies pobres en sílice y en elementos alcalinos, analcima es rica en estos últimos. No haremos hincapié en la transformación del vidrio volcánico en montmorillonita y zeolitas, por cuanto la literatura es abundante en ella; sólo citaremos a Hay (1966), el cual propone como mecanismo, la disolución del vidrio volcánico en un medio alcalino.

También en estas condiciones de pH elevados, los feldespatos y las plagioclasas se tornan inestables y son susceptibles de ser reemplazados por zeolitas, fenómeno que pudimos observar en sus distintas etapas de avance (figura 2).

Todos estos procesos se llevaron a cabo en condiciones de circulación restringida y en ambientes enriquecidos en cationes. Por el contrario, la asociación *caolinita-cuarzo*, es indicadora de ambiente ácido. El mismo se desarrolló en un depósito de tipo piedemonte, en el cual la pendiente de apoyo durante el soterramiento poco profundo debe haber sido algo pronunciada. Esta circunstancia, unida al tipo de granometría y estructuras sedimentarias primarias de los sedimentos, determinaron que el sistema de circulación de las aguas fuera del tipo abierto, de tal manera que el contenido catiónico permaneció bajo, lo mismo que el pH.

En este medio continuó la transformación de la mica blanca en caolinita y sílice, la cual había comenzado, como ya ha sido dicho en párrafos anteriores, durante la meteorización del basamento granítico expuesto. La sílice sobrante que acompañó el proceso, se precipitó como gel, dando texturas coliformes, bandeadas, como ópalo filiforme o cuarzo microcristalino.

### *Calcita*

La calcita reemplaza a todos los materiales clásticos y a los minerales diagenéticos anteriores a ella, lo cual la ubica como póstuma en la paragénesis. El reemplazo fue efectuado también en una etapa de soterramiento poco profundo y correspondería a los procesos definidos por Dapples como locomórficos. La circulación de las aguas ricas en anhídrido carbónico y iones calcio, debe haber ocurrido en una etapa muy posterior a las anteriormente citadas, cuando ya todo el conjunto de sedimentitas se encontraba en similares condiciones de soterramiento (que no alcanzó la etapa profunda) y la porosidad de las rocas considerablemente disminuida, ya que el reemplazo por la calcita se efectuó a través de microfisuras. Su existencia debe estar estrechamente relacionada con el nivel freático y el tipo de clima imperante. En las rocas calcáreas, la segunda precipitación de calcita se distingue por la mayor transparencia del material.

### INFERENCIAS PALEOCLIMATICAS

La primera etapa de deposición, marcada por la precipitación de calizas en la porción inferior de la columna estratigráfica y por la presencia del pigmento rojo en todas las sedimentitas clásticas, permite deducir condiciones de clima cálido y ambiente oxidante. Con respecto al origen del pigmento rojo y a la meteorización de las áreas de aporte (cloritización de los minera-

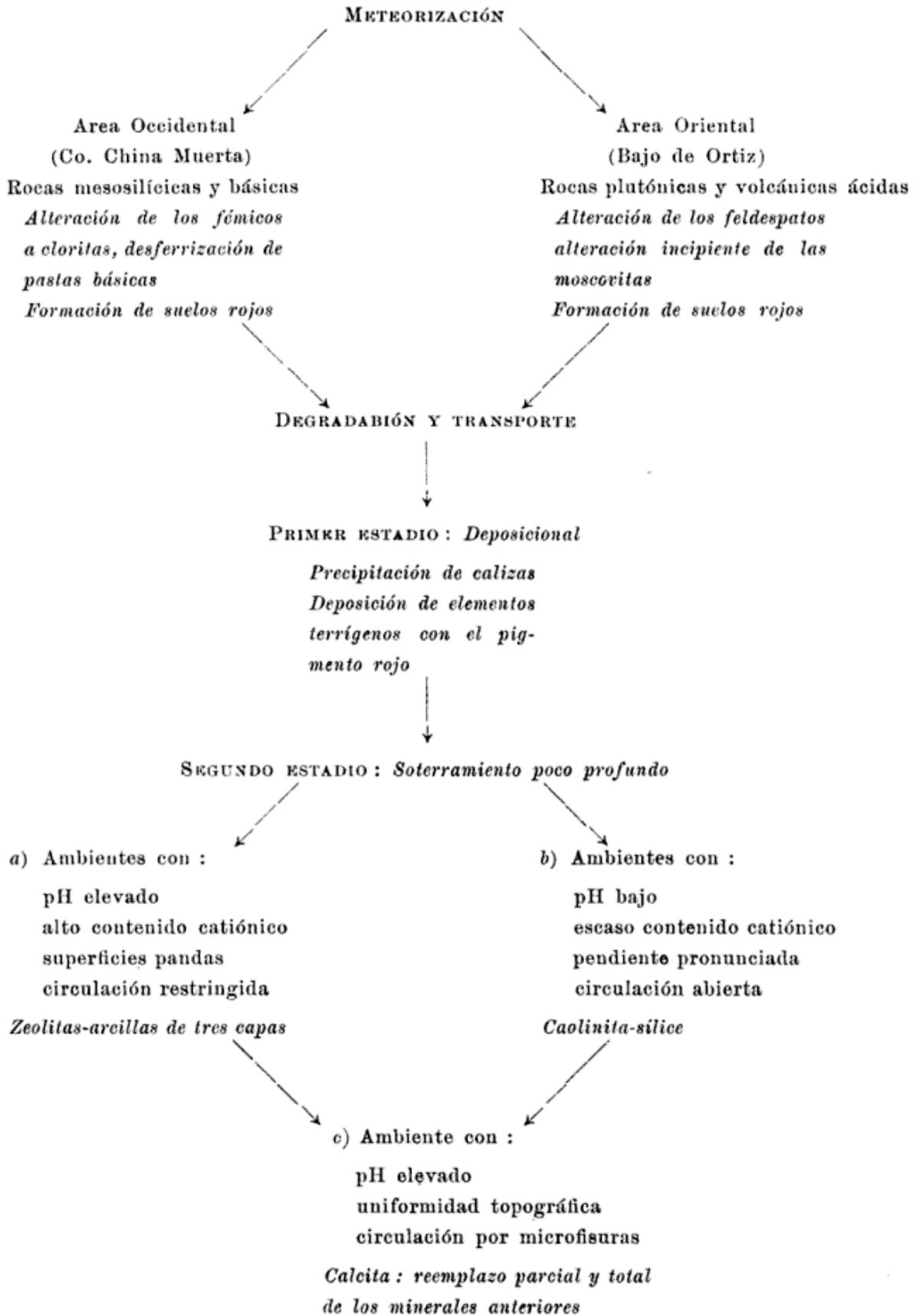
les félicos y pastas básicas, las cuales están también desferrizadas, alteración incipiente de la mica blanca, etc.), son procesos que deben haber ocurrido en una etapa cuya ubicación temporal es difícil precisar. En nuestro caso, los sedimentos que forman esta subcuenca se encontraban depositándose en una cubeta adosada a un contrafuerte granítico que debe haber tenido altura considerable, sirviendo así como barrera a los vientos húmeros y cálidos occidentales prevalecientes, que se originaban en el mar cercano, los cuales precipitaban en las cumbres como lluvias, produciendo un manto regolítico, que puede haber sido el portador del pigmento rojo.

En el estadio de soterramiento poco profundo, las condiciones de calidez y las lluvias, en la porción oriental de la cuenca, deben haber continuado durante la deposición de los conglomerados de piedemonte; en tanto que hacia el occidente, en un ambiente más restringido, en la cubeta con circulación de aguas relativamente inhibida, se desarrollaban pH altos, proceso que se acentuaba por la aridez de esa área, que se continentalizaba, con el desarrollo de zeolitas y arcillas de tres capas. Por último, el reemplazo y la propagación póstuma de aguas carbonatadas, que indican pH y temperaturas elevados (dentro del rango de la temperatura ambiente), deben haber estado relacionadas con la colmación y continentalización de la cuenca y su uniformidad topográfica.

### RELACION CON LAS FORMACIONES CIRCUNDANTES

Los estudios petrográficos realizados en las Formaciones Mulichinco, Quintuco, Vaca Muerta, Agrio (Del Vo et al., 1966) infrayacentes y de la Formación Candeleros y Neuquén (Di Paola, en preparación) indican asociaciones diagenéticas distintas de las consideradas en este trabajo, lo que permitió deli-

CUADRO II



mitar una subcuenca con un “estilo diagenético” particular. Queda avalado que este “estilo diagenético” fue determinado por la composición total de la fracción clástica de las rocas, por la naturaleza del clima antes, durante y después del soterramiento y por la pendiente y condiciones fisiográficas de la cuenca.

#### TEXTURAS Y RELACIONES ESPACIALES DE LOS MINERALES DIAGENÉTICOS

Para la determinación detallada de la secuencia paragenética de los minerales diagenéticos, es necesaria la observación de las relaciones espaciales entre ellos y de todas las texturas que presente la roca, en especial de las relicíticas. Entre las texturas que encontramos podemos citar aquellas provenientes de la cristalización de material depositado químicamente: calcita espática, y sílice con textura bandeada, coliforme, producto de la deposición a partir de un gel. Las texturas en mosaico de grano grueso y mediano son comunes en zeolitas; fino y microcristalino en cuarzo y caolinita. Las de reemplazo, son elementos de juicio sumamente valiosos para establecer las secuencias paragenéticas, y en ellas encontramos a los minerales diagenéticos reemplazando a clastos o a otros minerales de cristalización anterior. Ejemplos lo constituyen los granos de cuarzo, plagioclasas, feldespatos alcalinos, reemplazados por calcita o zeolita; o bien las zeolitas reemplazadas por calcita.

Es interesante observar si en la roca se encuentran distintas etapas del proceso o sea, reemplazo incipiente, parcial y total. Esto lo tenemos bien ejemplificado en nuestras sedimentitas, en las relaciones espaciales entre las zeolitas y la calcita. La calcita fue el último mineral en cristalizar, y la movilización del material se hizo a través de microfisuras tales como clivajes, parting, su-

perficies de crecimiento de cristales, etc., de tal manera que es posible observar la penetración y el reemplazo progresivo del carbonato sobre las zeolitas hasta llegar al reemplazo total. En este último caso se puede observar dentro de un gran cristal de calcita, cristales del mismo mineral de forma elongada dispuestos en abanico (Fig. 3 y 4): esta textura ha sido heredada de la estilbita que acompaña a la heulandita.

También la dependencia entre la moscovita y la caolinita se pone claramente de manifiesto en las relaciones espaciales entre ambas. La primera sufre en sus extremos un cambio de sus características, tal como el deslizamiento de las distintas capas de clivaje como un mazo de naipes desplegado, o como el desilachamiento de una trama, pasando gradualmente a caolinita con hábito vermicular que disminuye su tamaño progresivamente (Fig. 1).

#### CONCLUSIONES

- 1<sup>a</sup> Los procesos por los que se produjeron la litificación de las sedimentitas pueden agruparse arbitrariamente en dos de los tres estadios diagenéticos propuestos por Dapples (1959): deposicional o inicial y de soterramiento poco profundo; el tercero, de soterramiento profundo, no fué alcanzado.
- 2<sup>a</sup> En las Formaciones Pichi Picún Leufú, Ortiz, Limay y Bajada Colorada el primer estadio estuvo caracterizado por la precipitación de calizas y la deposición de pigmento rojo entre el material clástico, el cual estaba integrado en parte por especies metaestables.
- 3<sup>a</sup> En el segundo estadio, el vidrio volcánico, los líticos vítreos y los feldespatos reaccionaron con los flúidos intersticiales con producción de arcilla de tres capas y

- zeolitas, en casi todos los sedimentos de estas formaciones.
- 4<sup>a</sup> La única excepción la constituyeron los conglomerados de la Formación Pichi Picún Leufú en el área oriental, donde la asociación mineralógica resultante fue caolinita y sílice, debido a la alteración de la moscovita y sericita.
- 5<sup>a</sup> La asociación *zeolitas-arcillas de tres capas* fue el producto de las reacciones en ambientes de circulación restringidas, con pH elevado y alto contenido catiónico.
- 6<sup>a</sup> Las arcillas de tres capas interestratificadas también se formaron en este ambiente alcalino, a partir de cloritas politípicas que ofrecieron el control estructural preciso.
- 7<sup>a</sup> La asociación *caolinita-sílice* fue el resultado de las reacciones en ambiente de circulación abierta, pH ácido y bajo contenido catiónico. Esto se vió favorecido por la granometría del sedimento, la pendiente original del terreno y el clima imperante.
- 8<sup>a</sup> A posteriori, se produjo la circulación de aguas ricas en carbonato de calcio, el cual reemplazó parcial y totalmente a los minerales anteriores. Esta etapa se relaciona con el nivel topográfico uniforme, el clima y la profundidad de la napa freática.
- 9<sup>a</sup> Todos los procesos mencionados estuvieron estrechamente vinculados con el clima reinante antes, durante y después del soterramiento y con la fisiografía de la cuenca. El clima, fue en general de tipo cálido, con una zona lluviosa en el macizo granítico oriental y otras elevaciones que hubieren existido, con aridez progresiva hacia occidente, área esta última que se continentalizaba.

- 10<sup>a</sup> Las asociaciones diagenéticas de las formaciones estudiadas permiten diferenciarlas de las infrayacentes, lo cual les confiere cierto "estilo diagenético".
- 11<sup>a</sup> "El estilo diagenético" fue determinado por la composición mineralógica y granométrica de la fracción clástica de los sedimentos, por la naturaleza del clima antes, durante y después del soterramiento, por la pendiente regional y condiciones fisiográficas de la cuenca, que fijaron todas las variables físico-químicas del ambiente: pH, Eh, dinámica de la circulación de los fluidos (sistemas restringidos o abiertos), contenido catiónico, temperatura, etc.

*Agradecimientos.* — El presente trabajo es un resumen del mismo tópico desarrollado en la Tesis de Doctorado presentada por la autora. En la misma agradezco a todas las personas que contribuyeron a su realización. Reitero mi reconocimiento al Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, UBA, y a Yacimientos Petrolíferos Fiscales por la colaboración que me han brindado; al doctor Edgardo O. Roller, que la dirigió y al doctor W. Volkheimer, que realizó la lectura crítica del manuscrito correspondiente al trabajo que aquí se presenta.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dapples, E., 1959. *Behaviour of silica during diagenesis. Silica in diagenesis-a symposium.* Soc. Econ. Pal. and Min., 45., 755-770.
- 1962. *Stages of diagenesis in the development of sandstones.* Geol. Soc. Am., 73, 913-934.
- Del Vo, A.; Marchese, H.; Musacchio, E.; Scalabrini Ortiz, J. 1966. *Estudio petrográfico preliminar de los perfiles del cerro China Muerta, El Marucho y arroyo Picún Leufú (Prov. de Neuquén).* Informe inédito. YPF.
4. Del Vo, A; Fernández Garrasino, C. y otros. 1966. *Estudio petrográfico y mineralógico de los perfiles 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, China Muerta 2 y Picún Leufú 1*

- (Comisión Geológica 2, Neuquén). Informe inédito. YPF.
- Di Paola, E., 1965. *Heulandita autigénica en formaciones mesozoicas de Neuquén y Río Negro*. Rve. Asoc. Geol. Arg., XX, 2, 229-240.
- 1968. *Clorita-montmorillonita interestratificada regularmente en arenitas líticas de los alrededores del cerro China Muerta, Prov. de Neuquén*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII, 2, 107-112.
- 1969. *Sedimentología de algunas formaciones mesozoicas de Neuquén y Río Negro en relación con su estratigrafía*. Tesis de Doctorado, UBA, inédita.
- Hay, R., 1964. *Phillipsite of saline lakes and soils*. Am. Min. 49, 1366-87.
- 1966. *Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am., Special paper 85.
- Kubilecki, G.; Veter, P., 1957. *Etude des roches argileuses de bassins houillers de la bordure occidentale du Massif Central*. Bull. Soc. Geol. Fran. 5, 645-653.
- Millot, G., 1964. *Geologie des Argiles*. Masson et Cie., Ed. Paris.
- Pettijohn, F., 1957. *Sedimentary Rocks*. Harper, N. York.
- Pozzo, A., 1956. *Relevamiento de la zona Bajo de Ortiz-Cañadón Lonco Vaca (Río Negro)*. Informe inédito, YPF.
- Roll, A., 1939. *La cuenca de los Estratos con Dinosaurios al sur del río Neuquén*. Informe inédito. YPF.
- Symposium on Diagenesis. 1959. Meeting of the Am. Ass. of Petr. Geol.
- Termier, P., 1890. *Note sur la leverrierite*. Bull. Soc. Fr. Min. 12, 325-330, et An Mines, 17, p. 372.

Recibido el 14 de julio de 1969.

## SUELO Y LOESS. SUS RELACIONES GENÉTICAS A TRAVÉS DEL ESTUDIO DE LOS MINERALES DE ARCILLAS

Por MARGARITA S. REINOSO y JUAN CARLOS MIRRE

### RESUMEN

Se estudian y comparan las arcillas de un suelo "desarrollado sobre" loess pampeano y las arcillas del mismo loess. A primera vista no se observan cambios importantes, aunque un análisis más detallado muestra modificaciones en la illita (10 Å). Esta se degrada ligeramente a un interestratificado illita-montmorillonita (Il-Mt<sub>12,15</sub>) a medida que aumenta la profundidad de la muestra en el perfil. Este hecho: arcillas no alteradas en la parte superior del suelo (horizontes B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>) y materiales progresivamente más alterados en los horizontes inferiores y en el loess (B<sub>3</sub> y C) es lo contrario de lo esperado suponiendo que el loess fuera la roca madre del suelo.

Estos resultados, primeras conclusiones de investigaciones aún en curso, están de acuerdo con una hipótesis edafogénica del loess. Es decir, que el loess se forma a partir de materiales clásticos transportados por el viento y depositados en una zona de pradera húmeda, con cobertura de pastos, en continua subsidencia. El equilibrio entre aporte de material, velocidad de degradación de las arcillas y subsidencia es, junto con el clima y la acción de la biota, un importante factor que controla la formación del loess.

El clima y la vegetación eran iguales a los actuales durante el Pampeano superior y algo más cálido y húmedo durante el Pampeano inferior.

### ABSTRACT

The clay minerals of a soil profile "developed over" pampean loess deposits are studied and compared with the clay minerals of the same loess. It can be seen that no important changes are visible at first sight, although a careful analysis shows modifications of illite (10 Å). Illite slightly degrades to an irregularly interstratified illite-montmorillonite (Il-Mt<sub>12,15</sub>) clay in accordance with increasing depth of the sample in the profile. This fact: unaltered clay minerals on the top of the soil (B<sub>1</sub> and B<sub>2</sub> horizons) and progressively more altered material on lower soil horizons and loess (B<sub>3</sub> and C) is the contrary of what would be expected if loess should be the parent rock of the soil.

These results are, as first conclusions on investigations yet unfinished, in perfect accordance with a soil hypothesis of loess origin. That is, that loess is formed from clastic materials of eolian origin, falling on a grass covered, prairie like and humid country, in constant subsidence. The equilibrium between subsidence, deposition and degradation velocity of clay minerals is, with climate and subordinate vegetation, the most important factor controlling loess formation.

Climate and vegetation were the same as today during the formation of Upper Pampean loess deposits, and slightly more humid and warmer during Lower Pampean.

### INTRODUCCION

El objeto de este trabajo es el de hacer conocer los primeros resultados de una investigación que realizan los autores. La hipótesis de trabajo de la investigación en curso establece que

el estudio de las arcillas en un perfil de suelo "desarrollado sobre" loess pampeano, e incluyendo parte de éste, debe aportar nuevos elementos de juicio para apoyar o rebatir la hipótesis edafogénica del loess.

En esencia, esta hipótesis establece

que el loess se origina por la deposición de material clástico fino transportado por el viento, sobre una zona caracterizada por ser un área de pradera húmeda en continuo hundimiento. Esto implica que el polvo, una vez depositado pasa a formar parte del suelo, integrando sucesivamente, primero el horizonte A, luego el B y finalmente el C. Como corolario, el horizonte C no puede considerarse como roca madre del suelo en cuestión, ya que el material clástico que conforma los tres horizontes es el mismo que depositó el viento, con la sola diferencia de los cambios geoquímicos y cristalóquímicos que sufrió desde su deposición hasta que alcanzó a ser loess. Esto último ocurrirá cuando ese material alcance una profundidad tal que ya no sea afectado por los mecanismos de alteración superficial.

#### ANTECEDENTES HISTÓRICOS

Las hipótesis genéticas elaboradas para el loess son numerosas y variadas. Las primeras surgieron a mediados del siglo pasado con D'Orbigny (1846) y Darwin (1846). En general se las puede agrupar en dos conjuntos: los que postularon un origen subácueo y los que postularon un origen cólico. Estas dos hipótesis tuvieron sus períodos de auge alternadamente junto con otras que no por menos importantes carecen de originalidad. Una excelente síntesis histórica de las hipótesis genéticas sobre el loess se encontrará en Russell (1944), de la cual se han seleccionado las más importantes.

Los primeros sostenedores del origen cólico fueron Ehrlich (1848) y Bravard (1857) como resultado de sus estudios en la región pampeana. Virilit d'Aoust también propone en 1857 la misma teoría para los depósitos loésicos de Méjico. Von Richthofen, el gran propagador de esta teoría, la postula recién en 1870 al estudiar los depósitos loési-

cos de China. Debe citarse también a Doering, aunque en sus primeros trabajos de 1874 proponía un origen subácueo.

La hipótesis del transporte y deposición en ambiente subácueo, tuvo numerosas variantes. Pumpelly (1866), Hayden (1872), Call (1882), McFarlane (1884), Warren (1878) y Witter (1885) sostuvieron un ambiente lacustre, mientras que Lyell (1834), Binney (1846), Dumont (1852), Owen (1852), Wright (1921) y muchos otros, postulaban un ambiente fluvial.

Todd (1872), Winchell (1884), Chamberlain y Salisbury (1885) y Dana (1897) consideraron igualmente probables ambientes fluviales y lacustres. En 1892, Salisbury restringió el ambiente de deposición a aguas de origen glaciario.

Hopkins (1872), Hilgard (1874) y Jordan (1892) propusieron un origen estuarino cercano a las costas. Mientras que Kingsmill (1871) y Kingsmill y Skertchly (1895) postularon un origen directamente marino.

Shimek en 1903, Chamberlin y Salisbury en 1907 y Leverett en 1932, demostraron la improbabilidad del origen lacustre.

En la actualidad es la teoría cólica la más aceptada; pero un hecho de importancia fundamental no fue tenido en cuenta por la mayoría de los investigadores. Es la relación que existe entre los suelos de praderas donde se deposita polvo atmosférico y el loess. Algunos autores intentaron establecer la relación loess-suelo y entre ellos merecen citarse a Campbell (1899) y De Lapparent (1906). Russell propone en 1915 la hipótesis edafogénica (soil hypothesis), según la cual cualquier depósito de grano fino puede ser convertido en loess típico como resultado de procesos de meteorización y edafización.

Pero en realidad es Roth quien publica en 1920 el primer estudio geológico-sedimentológico completo, mos-

trando una multitud de evidencias que apoyan la hipótesis del mecanismo edafogénico como una etapa fundamental en la formación de los depósitos loésicos.

Smith (1941) es el primero en mencionar el problema del equilibrio entre el proceso de edafización y la velocidad de deposición de material de origen eólico en Illinois. Un importante aporte lo constituyen los estudios de Swyneford y Frye (1945) que comparan la granulometría del material depositado por una tormenta de polvo y los depósitos del Sanborn Loess, observando coincidencia notable entre los parámetros estadísticos de ambas muestras.

Entre los autores más recientes que trabajaron sobre los problemas del loess pampeano deben citarse a Teruggi (1955, 1957), a González Bonorino (1965, 1966) y González Bonorino y Cetrángolo (1962).

Las conclusiones del presente trabajo se basan hasta ahora en las observaciones que surgen del análisis de un solo perfil, y es aún prematuro considerar como demostrada la hipótesis edafogénica. Las investigaciones en curso sobre otros perfiles de la llanura pampeana y de estudios comparativos de suelos sin relación genética con el loess, servirán para demostrar o no, en forma definitiva, el propuesto mecanismo genético para el origen del loess.

#### TRANSFORMACION DE LAS ARCILLAS EN LOS PERFILES DE SUELOS

Desde hace muchos años se investiga en distintos países la evolución de los minerales de arcillas a lo largo de perfiles de suelo.

Según las características de la evolución geoquímica de la  $\text{SiO}_2$  y la  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y secundariamente de las bases y el hierro, Pedro (1968), establece dos tipos fundamentales de alteración del sustrato rocoso: soluvación (hidrólisis)

y queluviación. Dentro del proceso general de soluvación, según la caracterización mineralógica del horizonte eluvial, se distinguen tres distintos procesos de alteración: *allitización* o *laterización*, caracterizada por la neoformación de gibsita y bohemita; *monosialización* o *caolinización* caracterizada por la neoformación de caolinita y la *bialización* caracterizada por la neoformación de vermiculita y/o montmorillonita.

Los suelos desarrollados en zonas templadas húmedas, se originan por un proceso de bialización, o sea, por la transformación fundamental de los filosilicatos de la roca madre, en vermiculita y/o montmorillonita. Estos suelos son muy variados y sus distintos tipos han sido estudiados muy en detalle. Los minerales de arcillas que se encuentran en estos suelos, provienen de la degradación de los filosilicatos de la roca madre. Esto ocurre por ataque en los espacios interfoliares de la illita y clorita, que pueden a su vez provenir de la hidrólisis de los silicatos de la roca, bajo un clima suavemente hidrolizante.

Distintos estudios de la evolución de la fracción arcillosa en suelos pardos, evidenciaron la transformación de la illita y clorita de la roca madre, en montmorillonita o vermiculita a través de estadios intermedios de interestratificados irregulares illita-montmorillonita o illita-vermiculita o vermiculita-montmorillonita (clorita-montmorillonita o clorita-vermiculita).

#### LA EVOLUCIÓN DE LAS ARCILLAS EN UN PERFIL DE SUELO SEGÚN LA TEORÍA EDAFOGÉNICA DEL LOESS

De acuerdo con esta hipótesis, el perfil de evolución de las arcillas en un suelo deberá ser inverso al habitual, es decir, que la degradación de los filosilicatos será mayor en los niveles inferiores que en los superiores, en un per-

fil de suelo “desarrollado sobre” un loess en vías de formación. En efecto, la roca madre no se encuentra en la base del perfil del suelo, sino que, el material primario es continuamente aportado desde arriba (aporte eólico).

ANTECEDENTES

Millot et al. (1957), Camez y Roth (1957) y Camez (1962) investigaron los lehms (suelos desarrollados sobre el loess) de Alsacia. En los casos estu-

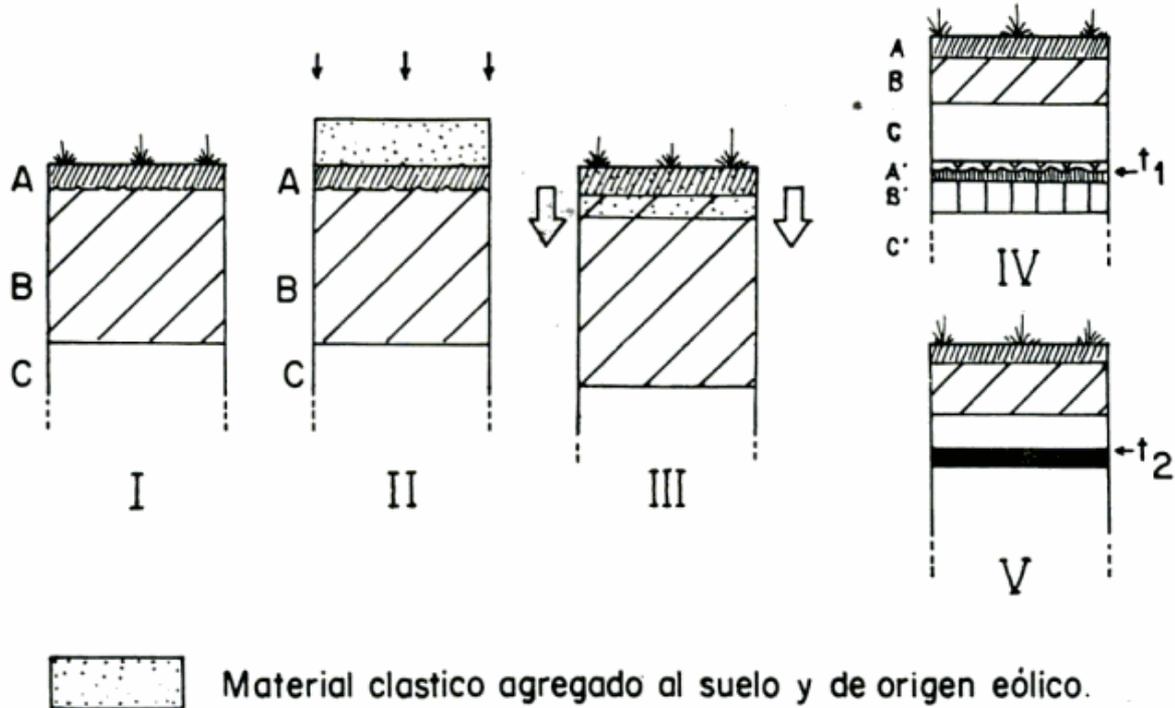


Fig. 1. — Muestra la evolución teórica de un perfil de suelo y la transformación de material clástico de origen eólico en loess mediante una etapa intermedia de suelo. Debe entenderse que las etapas II y III son continuas y contemporáneas y que la etapa II es ilustrativa, ya en ningún momento la cantidad de material depositado alcanzaría tal espesor ni llegaría a ahogar la vegetación. Esto solo ocurriría en casos de ruptura del equilibrio deposición-edaificación, como puede verse en la IV. Aquí, un notable incremento del aporte en un momento  $t_1$  originó un nivel tobáceo o arenoso o limo arenoso, que probablemente muestre estructuras de sedimentación eólica relicta; el suelo que existía en el momento  $t_1$  fué ahogado y puede conservarse entonces en el perfil como un paleosuelo. En el caso V en cambio la ruptura del equilibrio se debió a una disminución casi total del aporte, lo que produjo un cambio de condiciones hídricas y como resultado, la formación de depósitos palustres o lacustres, o, en casos particulares, de transgresión marina, en el período  $t_2$ ; la continuación del loess por encima de este nivel, indica el restablecimiento del equilibrio deposición-edaificación. Pueden imaginarse otros casos, en que la ruptura del equilibrio haya significado la inversión del movimiento de hundimiento y la consecuente erosión.

Independientemente de que el material original sean filosilicatos o no, debería hacerse evidente, al estudiar el perfil de un suelo “desarrollado sobre” el loess, una progresiva evolución de illita y/o clorita hacia vermiculitas o montmorillonitas, a través de interstratificados, a medida que se incrementa la profundidad de observación (fig. 1).

diados se observaron perfiles de degradación normales: las illitas y las cloritas del loess se transformaban hacia el lehm en illita y montmorillonita por intermedio de interstratificados fundamentalmente clorita-montmorillonita y secundariamente illita-montmorillonita. Cabe destacar la estabilidad de la illita en estos suelos, que salvo en muy pe-

queña fracción, permanece como tal todo lo largo del perfil (fig. 2).

Los loess de Wisconsin estudiados por Beavers et al. (1955), Jackson (1959) y Glen et al. (1960) muestran también una progresiva alteración de illita y clorita en vermiculita e interestratificados vermiculita-montmorillonita, por intermedio de interestratificados illita-vermiculita y clorita-vermiculita, desde abajo hacia arriba, a medida que se alcanzan los niveles más altos del perfil de suelo.

mayor aporte de material, manteniéndose o aumentando la velocidad de subsidencia, resultarán paleosuelos enterrados, niveles clásticos o piroclásticos frescos, repetidos niveles de tosca o aumentos de granulometría, debidos a la formación de depósitos eólicos por sal-tación.

Si el aporte de materiales y la subsidencia continúan, pero a ritmo reducido, el suelo adquirirá un desarrollo máximo, tanto en sentido geométrico como geoquímico.

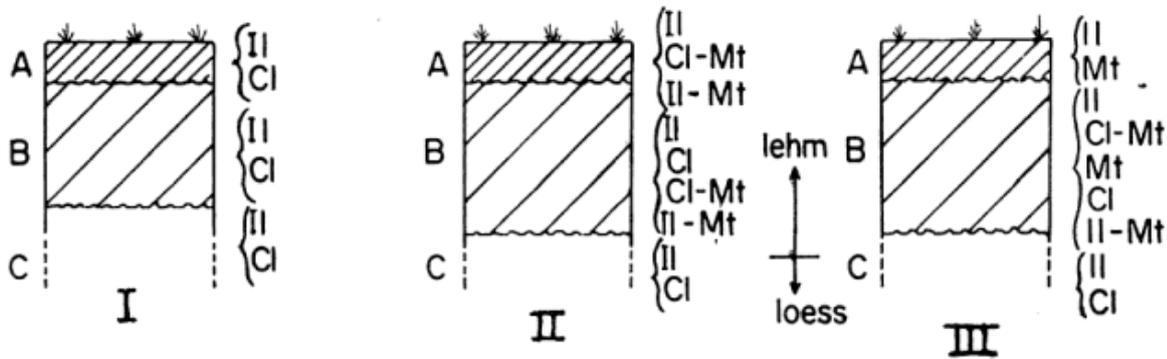


Fig. 2. — Lehms de Alsacia y Estados Unidos. Ruptura del equilibrio por cese de subsidencia y aporte o por emergencia. En I no se observa alteración importante de los minerales de arcillas (Il = illita; Cl = clorita, es el caso I a III de la figura 1. En II, el equilibrio se ha roto y comienza la alteración en los horizontes superiores (Cl-Mt=interestratificado clorita-montmorillonita). En III los horizontes edáficos alcanzan su máximo desarrollo y expresión cristaloquímica (transformación de illita y clorita en montmorillonita).

Tales hechos pueden interpretarse como evidencias contrarias a la hipótesis edafogénica del loess. Pero como se aclaró en la figura 1, esta hipótesis exige que las áreas de acumulación loésicas sean sometidas en forma continua y concurrentemente con la deposición de material clástico eólico, a la subsidencia relativa. Existe en este caso un equilibrio entre la cantidad de material aportado y la velocidad de transformación del material que depende de la velocidad de desplazamiento hacia arriba de los horizontes de suelo (o sea, de la velocidad de subsidencia del terreno) para condiciones climáticas constantes.

Si el equilibrio se desplaza hacia un

Si el aporte y la subsidencia cesan, invirtiéndose el proceso, es decir un nuevo equilibrio: emergencia-erosión, se producirá el proceso normal de suelo desarrollado sobre loess, es decir donde este es realmente roca madre y la degradación de los filosilicatos aumenta de abajo hacia arriba. Esta sería la situación actual de los suelos que coronan los depósitos loésicos de Alsacia o Estados Unidos de América (fig. 2).

En cambio, en la llanura pampeana, como se demostrará más adelante, las condiciones de deposición del loess se mantienen, o mantuvieron hasta muy recientemente, en equilibrio deposición edafización.

Por último, si la velocidad de emer-

gencia sobrepasa un cierto límite, se observarán fenómenos de erosión parcial o total del suelo.

#### PERFIL EN LA LOCALIDAD DE MERCEDES, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

El muestreo se realizó en un punto situado a unos 500 m hacia el sur de la ruta nacional N° 7, 10 km al este de la ciudad de Mercedes.

Calicata en campo arado, a media loma, con 80 % de cobertura de pastos, suelo de praderas en época de sequía. Muestreo cada 10 cm.

Horizonte A 00-16 cm. Estructura granulosa, color gris oscuro, rico en materia orgánica. A 12 cm piso de arado. *Muestra 5 a.*

Horizonte B<sub>1</sub> 16-30 cm. Estructura granulosa gruesa, color pardo oscuro con pátinas de arcilla más oscuras. *Muestras 5 b y 5 c.*

Horizonte B<sub>2</sub> 30-74 cm. Estructura prismática, muy arcilloso, duro y plástico, color pardo. *Muestras 5 d, 5 e, 5 f y 5 g.*

Horizonte B<sub>3</sub> 74-98 cm. Estructura en bloques pequeños, más arenoso que el anterior, pocas pátinas de arcilla, color pardo amarillento, pasa transicionalmente al horizonte C. *Muestras 5 h y 5 i.*

Horizonte C 98-hasta 120 cm. Estructura loésica progresiva, color pardo amarillento claro, friable. *Muestras 5 j, 5 k y 5 l.*

#### ANÁLISIS DE LA FRACCIÓN ARCILLOSA

Las muestras fueron primeramente tratadas con agua oxigenada para eliminar la materia orgánica. Luego de lavadas y secadas, fueron tamizadas en tres fracciones. Las fracciones mayores de 40  $\mu$  fueron observadas al microscopio con el fin de controlar si se producían cambios mineralógicos de impor-

tancia en la fracción limo-arenosa que coincidiesen o explicasen cambios en la fracción arcillosa.

La fracción arcillosa fue tratada con dispersante y se pipetearon las fracciones menores de 2  $\mu$ . Con esta fracción se hicieron preparados orientados y luego fueron pasados por un difractómetro Phillips con colimador 0.2, RM 8, C 32 y Ch. Spd. 1°/minuto.

Todas las muestras fueron observadas naturales y glicoladas (glicolación directa con dos horas de saturación). Algunas se trataron a 500° C y no se observaron cambios de importancia por lo que no se aplicó el tratamiento térmico en forma sistemática.

#### RESULTADOS

En realidad, una rápida mirada a las curvas de la figura 3, no muestra ninguna evolución importante de los minerales de arcillas como cabría esperar de acuerdo con lo observado en otros países de similares condiciones climáticas, en suelos desarrollados sobre distintos tipos de rocas madres.

Las curvas de la figura 3, no destacan cambios notables en la forma y ubicación de los picos de illita (10 Å). Esto es de gran interés ya que el aparente equilibrio de la illita a lo largo de los horizontes A, B y C no puede ser explicado por una hipótesis que sostenga que el loess es la roca madre del suelo pampeano actual. Bajo las actuales condiciones climáticas, la illita del "loess roca madre" debería haberse alterado a montmorillonita o vermiculita o al menos en interestratificados illita-montmorillonita o illita-vermiculita a la altura del horizonte A o B. González Bonorino (1962) observó este hecho en su trabajo sobre el loess pampeano, pero no se detuvo en su análisis.

Analizando los diagramas en forma más detallada se observan dos hechos de importancia:

a) Desdoblamiento, desplazamiento y pérdida de definición de los picos de illita ( $10 \text{ \AA}$ ) al tratarse las muestras

más profundas son las muestras correspondientes (figura 4).

b) Disminución del radio de curva-

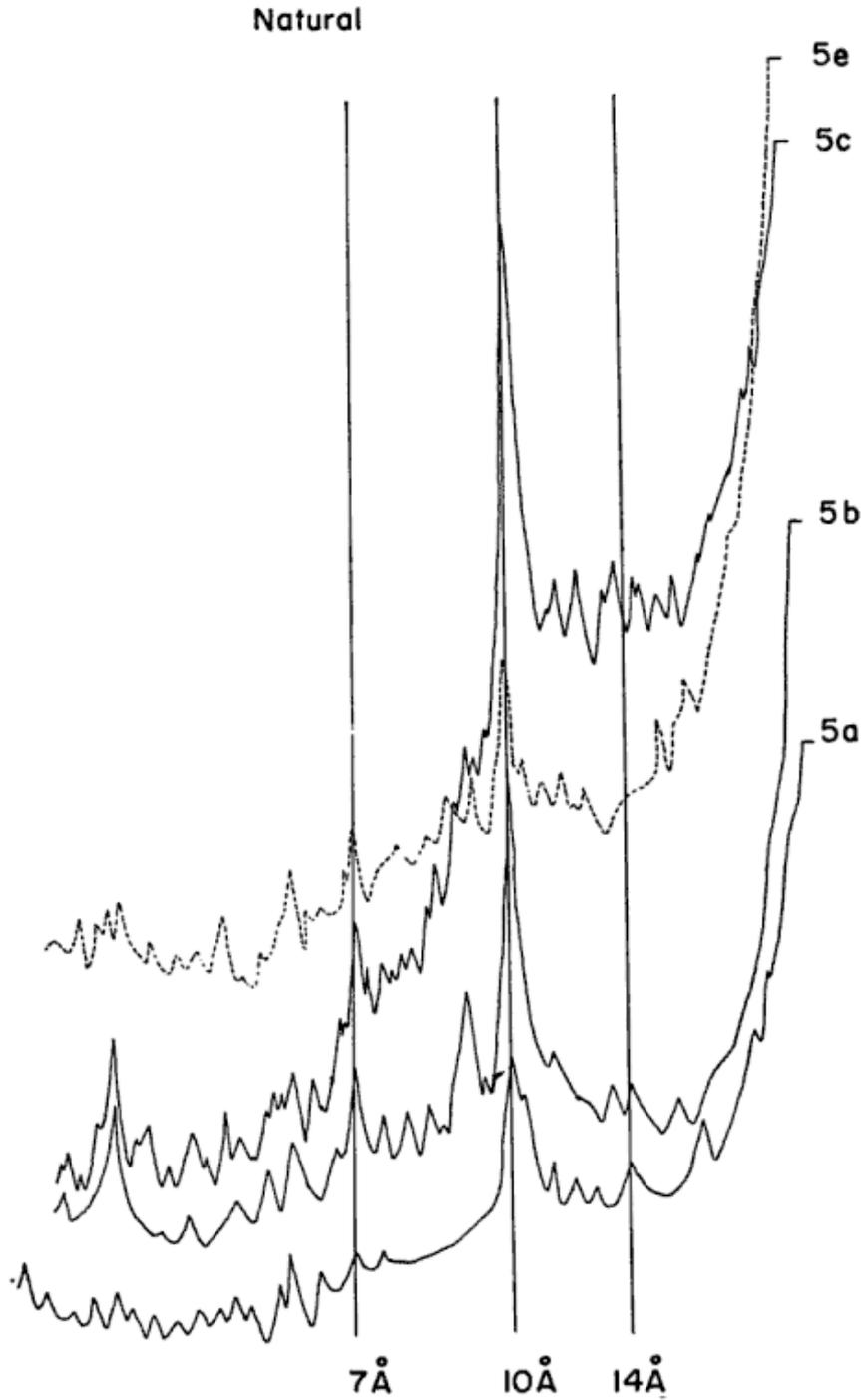


Fig. 3. — Muestras de arcillas sin tratamiento

con glicol. Esto indica la presencia de interstratificados irregulares illita-montmorillonita. Obsérvese que este fenómeno se hace más importante cuanto

tura de lo que podemos denominar depresión de la zona de  $14 \text{ \AA}$ . Esto indica la aparición de reflexiones en la zona de  $12-15 \text{ \AA}$  y  $22-25 \text{ \AA}$  correspondientes a

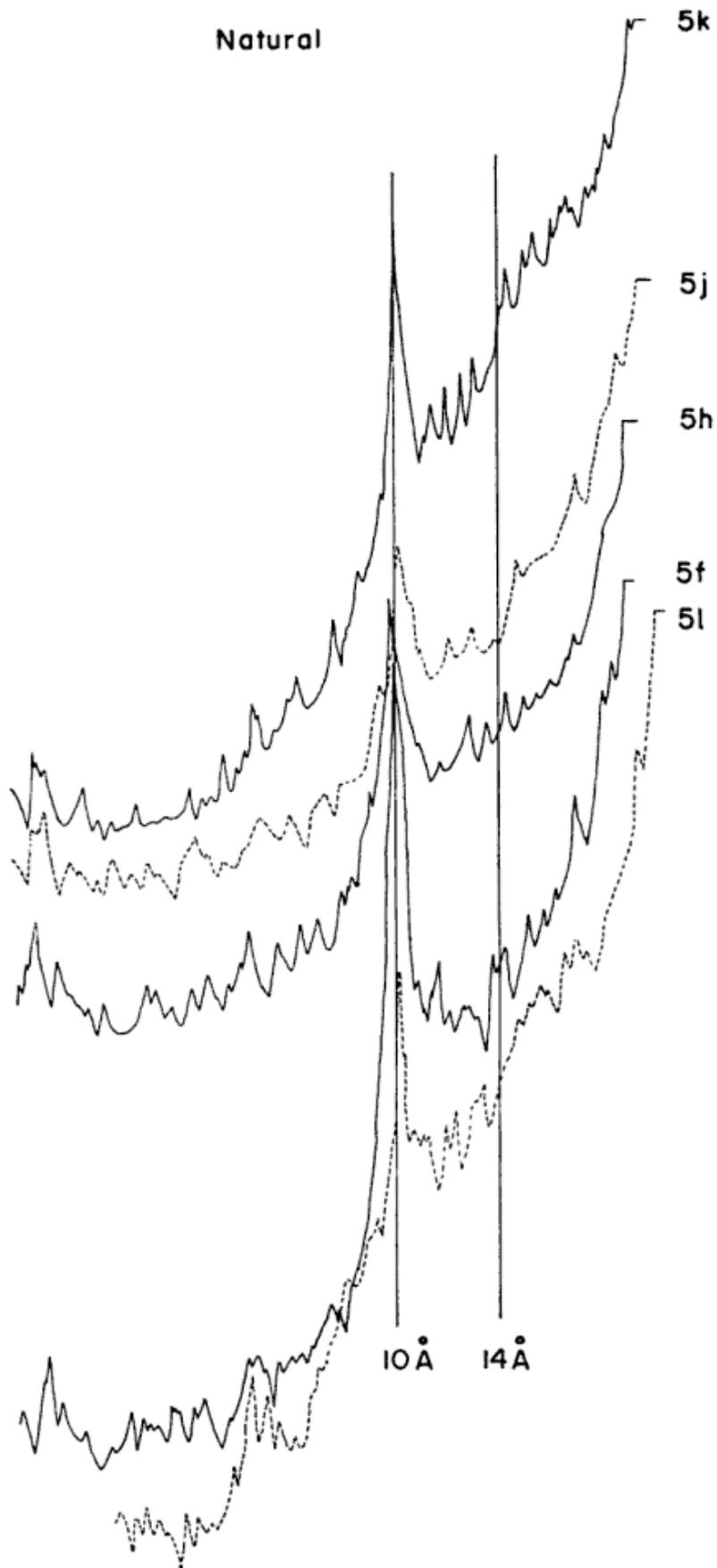


Fig. 3. — Muestras de arcillas sin tratamiento

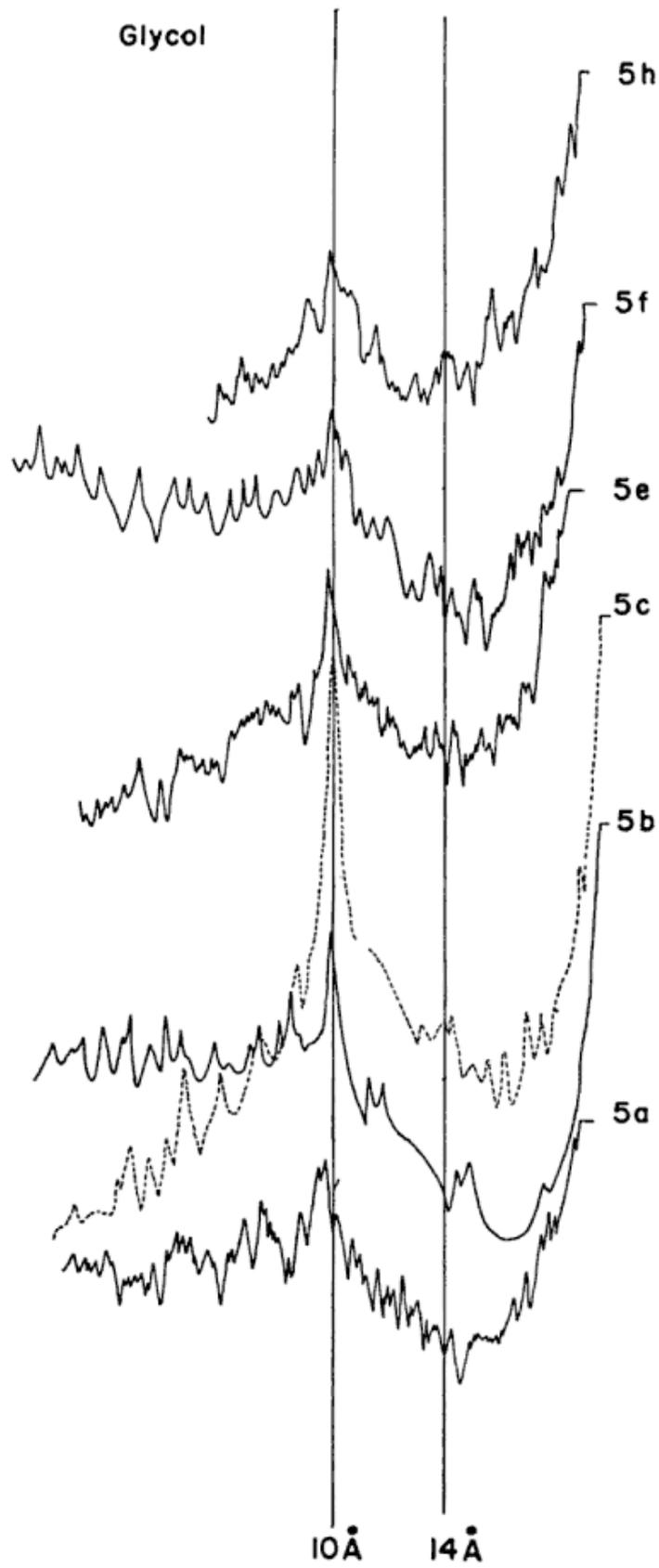


Fig. 4. — Muestras de arcillas tratadas con glycol

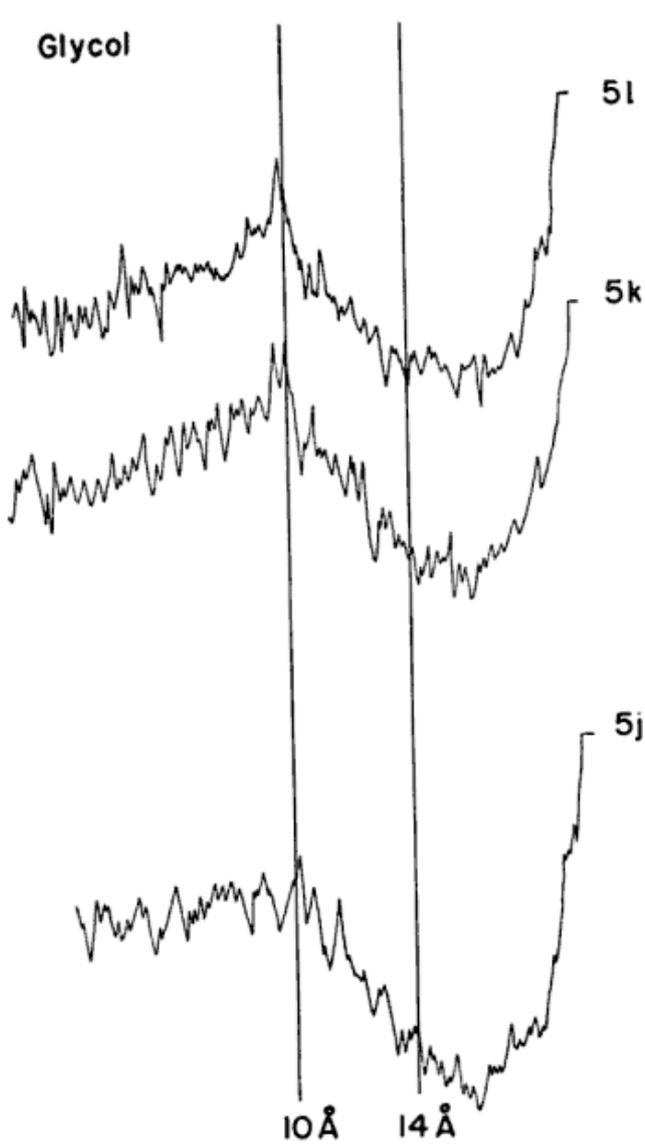


Fig. 4. — Muestras de arcillas tratadas con glycol

interestratificados irregulares de illita (10 Å) - montmorillonita (15 Å-12 Å). (figura 5).

Por último, debe destacarse que la muestra 5 a se diferencia notablemente de las otras muestras de la parte superior del perfil, especialmente de la 5 b, por la asimetría del pico de 10 Å, el desdoblamiento del mismo al glicolar y por el menor radio de curvatura en la figura 5. Esto se explica por una degradación muy reciente de los minerales de arcillas, relacionada con una reciente ruptura del equilibrio deposición-edañización.

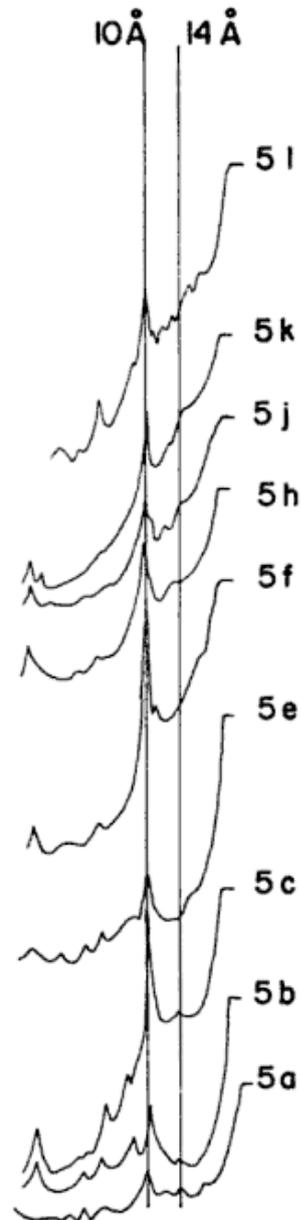


Fig. 5. — Disminución del radio de curvatura de la depresión de la zona de 14 Å y «hombro» en la zona de 12-15 Å y 22-25 Å.

### CONCLUSIONES

El análisis de la fracción arcillosa de suelos en pasaje transicional a loess infrayacente de la región pampeana, revela que existe un proceso de transformación de los filosilicatos, que aumenta desde la superficie hacia abajo. Esto cabe perfectamente en un esquema teórico que atribuya al loess el siguiente origen:

“...el loess pampeano tiene el mismo origen que la tierra vegetal, es tierra vegetal que ha perdido las sustancias orgánicas (donde)... los materiales han sufrido una transformación después de haber sido depositados (siendo) la vegetación... uno de los agentes más eficaces de la transformación (de material clástico)... en loess. ...En su génesis han intervenido dos procesos: sedimentación y loessificación (edafización)”. Roth, (1920).

La ausencia de clorita y la baja cristalinidad del producto de 10 Å (illita) podría indicar una neoformación de este material en el suelo, a partir de la alteración de vidrio volcánico, en vez de su derivación por herencia de material micáceo de origen eólico. Schlocker y Van Horn (1958) observaron la neoformación directa de illita a partir de trizas vítreas, en tobas cuaternarias de Colorado.

La teoría edafogénica descarta la hipótesis de un ambiente árido a subárido de deposición. Las condiciones climáticas prevalecientes durante la formación del loess pampeano, son las mismas que las de hoy, salvo un probable período algo más cálido e hidrolizante que explicaría la mayor abundancia de montmorillonita que de illita, durante el Pampeano inferior (González Bonorino, 1965).

*Agradecimientos.* — Queremos expresar nuestro agradecimiento al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires que nos permitió el uso amplio del material e instrumental de laboratorio. A la doctora Elda Di Paola por sus consejos y críticas a lo largo de todo el trabajo; al doctor G. A. Cetrángolo y las licenciadas M. Koukharsky y B. Coira por su asistencia y críticas; al señor Lizuain por la confección de los dibujos y al doctor Juan C. M. Turner por la lectura y revisión del manuscrito.

## LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beavers, A. H.; John, W. D.; Grim, R. E. y Odel, R. T., 1955. *Clays minerals in some Illinois soils developed from loess and till under grass vegetation*. Clay and clay minerals. (3rd. Nat. Cong., 1954): 356-372.
- Bravard, A., 1857. *Observaciones geológicas sobre diferentes terrenos de transporte en la hoya del Plata*. Bibl. “La Prensa”, Buenos Aires.
- Camez, T. y Roth, C., 1957. *Evolution des minéraux argileux des lehms des environs de Strasbourg*. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor. 10: 21-25.
- Camez, T., 1962. *Etude sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées*. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor. 20.
- Darwin, C., 1846. *Geological observations in South America*. Londres.
- De Lapparent, A., 1906. *Traité de Géologie*. Tomo 3: 1607. Masson et Cie., París.
- Doering, A., 1907. *La formation pampéene de Córdoba*, en Lehmann-Nitsche, *Nouvelles recherches, etc.*, Rev. Museo La Plata, 14.
- D'Orbigny, A. D., 1846. *Voyage dans l'Amérique Meridionale*, 3 (3), Geologie, París.
- Glenn, R. C.; Jackson, M. L.; Hole, F. D. y Lee, G. B., 1960. *Chemical weathering of layer silicate clays in loess-derived Tama silt loam of southern Wisconsin*. Clays and clay minerals (8th Nat. Conf., 1959): 63-83.
- González Bonorino, F. 1965. *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg., 20 (1): 67-148.
- 1966. *Soil clay mineralogy of the Pampa Plains, Argentine*. Jour. Sed. Petrology, 36 (3): 1026-1035.
- González Bonorino, F. y Cetrángolo, G., 1962. *Minerales de arcilla en el subsuelo de la Capital Federal y el origen de la formación terciaria “Arcilla Parda”*. Anal. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, 3.
- Jackson, M. L., 1959. *Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil forma-*

- tion. Clays and clay minerals (6th Nat. Conf., 1957): 133-143.
- Millot, G.; Camez, T. y Wernert, P., 1957. *Evolution des minéraux argileux dans les loess et lehms d'Achenheim*. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor., 10 (2): 17-21.
- Obruchev, V. A., 1945. *Loess types and their origin*. Amer. Jour. Sc., 243 (5): 256-261.
- Pedro, G., 1968. *Distribution des principaux types d'altération chimique a la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique*. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynamique, 10 (5): 457-470.
- Roth, S., 1920. *Investigaciones geológicas en la llanura pampeana*. Rev. Museo La Plata, 25.
- Russel, R. T., 1915. in Obruchev, V. A. (1945).
- Russel, R. J., 1944. *Lower Mississippi Valley loess*. Geol. Soc. Am. Bull., 55 (144): 1-40.
- Schlocker, J. y Van Horn, R., 1958. *Alteration of volcanic ash near Denver, Colorado*. Jour. Sed. Petrology, 28 (1): 31-35.
- Smith, G., 1941. in Thorp, J. (1945).
- Swineford, A. y Frye, J. G., 1945. *A mechanical analysis of wind-blown dust compared with analysis of loess*. Amer. Jour. Sc., 243 (5): 249-255.
- Teruggi, M. E., 1955. *Algunas observaciones microscópicas sobre vidrio volcánico y ópalo organógeno en sedimentos pampeanos*. Notas Mus. La Plata, Geol. 66 (18).
- 1957. *The nature and origin of the Argentine loess*. Jour. Sed. Petrol., 27 (3).
- Von Richthofen, F. F., 1870. in Russell, R. J. (1944).

Recibido el 15 de julio de 1969.

## EL COMPLEJO ULTRABASICO DE NOVILLO MUERTO, CORDILLERA FRONTAL, PROVINCIA DE MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA

POR LUISA M. VILLAR <sup>1</sup>

### RESUMEN

En este trabajo se exponen los resultados obtenidos en la investigación del complejo ultrabásico de Novillo Muerto ubicado en la Cordillera Frontal de Mendoza. Del estudio surgen las siguientes conclusiones:

- 1) El complejo ultrabásico de Novillo Muerto está constituido por dunitas, wherlitas y piroxenitas de estructura pegmatoidea no serpentinizadas y serpentinitas.
- 2) El complejo está formado por tres masas ígneas ultrabásicas diferenciadas, que muestran una zonalidad vertical.
- 3) La relación de los cuerpos ígneos con las rocas de caja indica que los primeros se han alojado antes o durante el metamorfismo regional.

### ABSTRACT

In this paper are shown the results obtained in the investigation of the ultrabasic complex of Novillo Muerto, in the Cordillera Frontal of Mendoza. The following conclusions have been drawn.

- 1) The ultrabasic complex of Novillo Muerto is constituted by dunites, wherlites and piroxenites of pegmatoidic structure not serpeninized and serpentinites.
- 2) The complex is formed by three ultrabasic masses differentiated which show a vertical zonality.
- 3) The relations between the igneous bodies and the country rocks show that the emplacement of the bodies has been before or during the regional metamorphism.

### UBICACION

El complejo ultrabásico de Novillo Muerto está situado en los Departamentos Tunuyán y Tupungato, provincia de Mendoza, en la intersección de 69° 26' 30" de longitud oeste con 30° 26' de latitud sur; el área tiene alrededor de 4 km cuadrados.

<sup>1</sup> Trabajo realizado por cuenta de la Dirección Nacional de Geología y Minería y se publica con la autorización de las autoridades de la misma.

### INTRODUCCION

En la República Argentina las manifestaciones ultrabásicas más importantes afloran en la mitad norte del país, donde pueden distinguirse dos grupos de fajas ultrabásicas aflorando con rumbo norte-sur: una puede considerarse occidental y la otra central.

La primera está formada por una sucesión de fajas de diferentes unidades geológicas pre-mesozoicas, aflorantes en el borde oriental de la Cordillera de los Andes. De norte a sur estas fajas son:

a) La faja de la Sierra de Fiambalá en la provincia de Catamarca, localizada recientemente por la autora de este trabajo.

b) Las fajas ultrabásicas de la Sierra del Toro Negro y cerros Cuminchango en la provincia de La Rioja, (Villar, L. M., 1967, inédito).

c) Los cuerpos ultrabásicos de la Sierra de Pie de Palo en la provincia de San Juan.

d) La faja ultrabásica de la Precordillera en la provincia de Mendoza.

e) La faja ultrabásica de la Cordillera Frontal de la provincia de Mendoza.

El grupo central está constituido por lo menos por una faja emplazada en el Basamento Cristalino de la Sierra Grande de Córdoba.

## GEOLOGIA

El complejo ultrabásico de Novillo Muerto pertenece a la faja ultrabásica de la Cordillera Frontal de Mendoza, que es un bloque de Edad Variscica, constituido por basamento cristalino y diferentes formaciones del Sistema Carbónico (Polanski, 1958).

El basamento cristalino está constituido por un Complejo Metamórfico de Edad Proterozoica, intruido por plutones ultrabásicos concordantes (Asociación Intrusiva Ultrabásica) regionalmente dispuestos en una faja que cruza el bloque principal de basamento desde cerro Portillo hasta río de las Tunas.

Intruyen discordantemente el basamento, plutones granodiorítico-tonalíticos y diques ácidos de composición granodiorítica, dacítica hasta granítica, pertenecientes a la Fase Magmática Mesovariscica y Tardíovariscica.

La faja ultrabásica de la Cordillera Frontal de Mendoza, aparece dividida en dos secciones: la del sur comienza en la latitud 33° 39' y longitud 69° 36' y termina en la latitud sur 33° 18' y la longitud oeste 69° 28'; la sección norte

está desplazada hacia el oeste por fallas transversales a la estructura de la Cordillera Frontal.

Un gran complejo que aflora a lo largo del curso superior del río de las Tunas, aparece desplazado hacia el sudoeste del tramo norte de la faja de la Cordillera Frontal. Desplazando el tramo norte de la faja hasta unirlo con el sur y, el cuerpo del curso superior del río de las Tunas hasta que continúe la faja ultrabásica, ésta empalma con la de la Precordillera de Mendoza, lo que confirmaría la tesis de Zardini (1962).

En el extremo norte de la sección sur de la faja ultrabásica, afloran dos complejos principales: uno es el de Novillo Muerto y otro el de Barraquero.

El complejo ultrabásico de Novillo Muerto está constituido por varios cuerpos peridotítico-perkníticos escasamente serpentinizados, que muestran tendencias pegmatoides. Están separados entre sí por septos de rocas metamórficas.

El cuerpo principal del complejo tiene forma de boomerang, con la zona media en el cerro Caído. Desde la zona media se desprenden dos ramas: una de rumbo nornoreste, aflora como una apófisis en la margen izquierda de la quebrada de los Manantiales y se acuña en las rocas metamórficas a un kilómetro y medio del eje del boomerang. La otra rama tiene rumbo oeste-sudoeste, aflora en toda la mitad inferior de la ladera sur del cerro Alto y termina periclinalmente.

En la sección media de la ladera sur del cerro Alto asoma una lente ultrabásica de 450 m de largo por 80 m de ancho; aflora paralelamente a la rama oeste-sudoeste del cuerpo principal del cual lo separa un septo de basamento. En su terminación oeste-sudoeste, esta lente se acuña contra la quebrada de las Toscas.

La estructura general en la cual aparecen emplazados los cuerpos ultrabásicos es un plegamiento complejo constituido por un sistema de pliegues si-

milares que se superponen sobre la base de uno principal asimétrico e inclinado. Los planos axiales de este sistema se horizontalizan hacia los niveles superiores del complejo.

#### RELIEVE

Los cuerpos insertados entre septos de basamento, muestran un relieve en escalones siendo los más notables, los que separan los afloramientos medio y superior de la pendiente sur del cerro Alto.

#### ANTECEDENTES

La existencia de rocas ultrabásicas en la Cordillera Frontal de Mendoza se conoce desde la publicación de Stapenbeck (1917).

Entre 1949 y 1963, Polanski investigó la geología de la Cordillera Frontal y mapeó como parte de ese trabajo en escala regional, la faja ultrabásica de la Cordillera Frontal (Polanski 1955, 1964).

Zardini (1958, 1960) realizó el primer estudio en detalle de un complejo ultrabásico en el río de las Tunas y posteriormente continuó con otros complejos de la Precordillera.

La autora de este trabajo comenzó a estudiar parte de la faja ultrabásica en 1962.

#### ROCAS DE CAJA

Las rocas de caja del complejo ultrabásico de Novillo Muerto son:

Esquistos cuarzo-biotítico-sillimaníticos pertenecientes a las facies almandino-anfibolita, subfacies de sillimanita-almandino-muscovita, inyectados por microclino.

Esquistos cuarzo-biotítico-granatíferos pertenecientes a la facies almandino-anfibolita, subfacies sillimanita-almandino muscovita, inyectados por oligoclasa.

Esquistos cuarzo-biotítico-granatíferos

pertenecientes a la facies almandino-anfibolita, subfacies sillimanita-almandino-muscovita, inyectados por oligoclasa.

Esquistos cuarzo-albítico-epidótico-actinolíticos, constituidos por porfiroblastos de actinolita yacientes en una matriz granoblástica de cuarzo, albita y pístacita. Pertenecen a la facies de esquistos verdes, subfacies de cuarzo-albita-epidoto-biotita.

Entre las rocas adyacentes a los contactos, pueden observarse lentes de migmatitas originados por inyección difusa de plagioclasa, la cual transforma pequeñas zonas de esquistos en rocas de carácter migmatítico. La estructura de estas rocas es desde gnéisica hasta granitoide. Estos lentes pueden tener desde un metro cuadrado a un metro de ancho por 0,50 m de largo. La contribución magmática migmatizante está constituida por cristales tabulares cortos de oligoclasa ( $An_{12}Ab_{88}$ ) que pueden tener hasta uno o dos milímetros de largo.

Existe un segundo grupo de rocas granitizadas que aflora a pocos metros de los contactos; son de composición granítica y están constituidas por microclino, cuarzo, oligoclasa, biotita y sillimanita. Estas rocas están invadidas no simultáneamente por plagioclasa, microclino y cuarzo.

En la sección localizada entre el cuerpo ultrabásico y las rocas metamórficas adyacentes, existen zonas de reacción que son el resultado de procesos pneumatolíticos e hidrotermales, que han conducido a la diferenciación metamórfica (Phillips y Hess, 1936).

Las rocas metamórficas y las migmatitas están afectadas por dos inyecciones de cuarzo: una concordante y otra discordante. La primera aparece en microvenas e inyecta las rocas metamórficas y las migmatitas. Las venas miden desde milímetros hasta centímetros.

La inyección discordante consiste en cuerpos de cuarzo de un metro de ancho que cortan los esquistos e irrum-

pen en el área de diferenciación metamórfica adyacente a los cuerpos ultrabásicos. Los cuerpos de cuarzo engloban las zonas más adyacentes de diferenciación metamórfica.

En las cercanías del complejo ultrabásico, afloran las proyecciones del plutón granodiorítico-tonalítico que pertenece a la Asociación Plutónica Mesovariscica principalmente formada por dioritas y dioritas-cuarzozas que han producido algunos efectos de contacto (skarns) constituidos por minerales calcosilicáticos sobreimpuestos a las zonas de diferenciación metamórfica en los alrededores del cerro Caído.

A cien metros al oeste del cerro Caído, aflora una piroxenita gábrica como un sill vertical de rumbo estesudeste. La roca es de estructura granosa hipidiomórfica pegmatítica y está constituida por aegirina-augita-titanaugita, hornblenda sódica, oligoclasa ( $An_{16}Ab_{84}$ ), zoizita, muscovita, calcita, titanita, apatita, ilmenita, magnetita, cromita, rutilo, pirita, blenda con calcopirita de desmezcla y covelina. La mineralización forma el 30 % de la roca.

Este cuerpo no presenta relaciones directas con el complejo ultrabásico, excepto por una mineralización similar.

Esta piroxenita puede estar relacionada con el complejo granodiorítico-tonalítico.

Entre las rocas de caja afloran diques de riolita, cerca de los contactos del complejo ultrabásico.

#### COMPOSICIÓN DEL COMPLEJO ULTRABÁSICO DE NOVILLO MUERTO

Los cuerpos aparecen como un sistema de tres masas ígneas: la basal correspondiente al mayor afloramiento, tiene forma de boomerang y está emplazada en un pliegue asimétrico cuyo plano buza más de 40° al norte. Los otros dos cuerpos yacen sobre el basal y están separados por septos de rocas metamórficas.

Este complejo pertenece a una faja de tipo alpino y en él las masas ultrabásicas forman un grupo de cuerpos intrusivos diferenciados en zonas, que constituyen una zonalidad de fluctuación predominantemente vertical, consistente en una clase de diferenciación de las tres masas juntas y no de cada una individualmente.

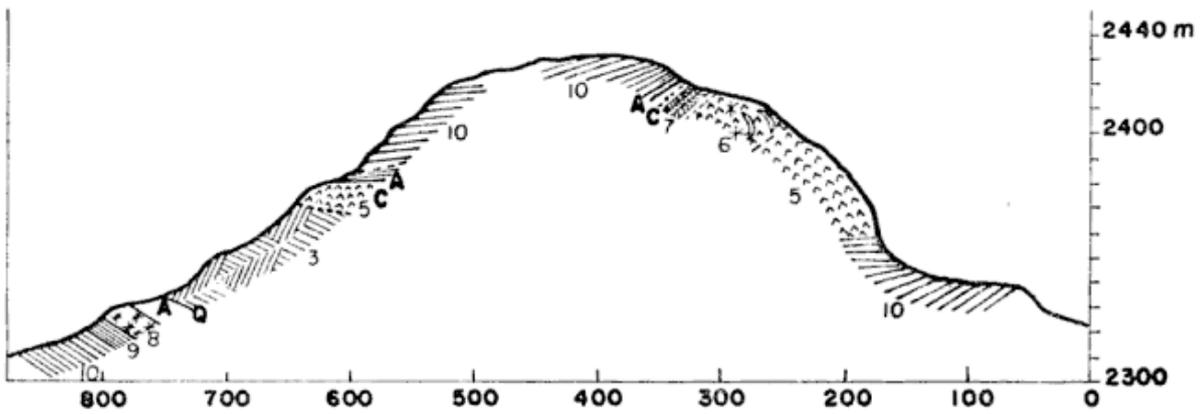
El complejo consiste en dos series de rocas, una de tipo alpino y la otra de tipo alcalino. La primera forma la parte inferior del complejo y la segunda la parte superior.

Se ha determinado la siguiente sucesión de zonas magmáticas, observable en los perfiles 1, 2 y 3:

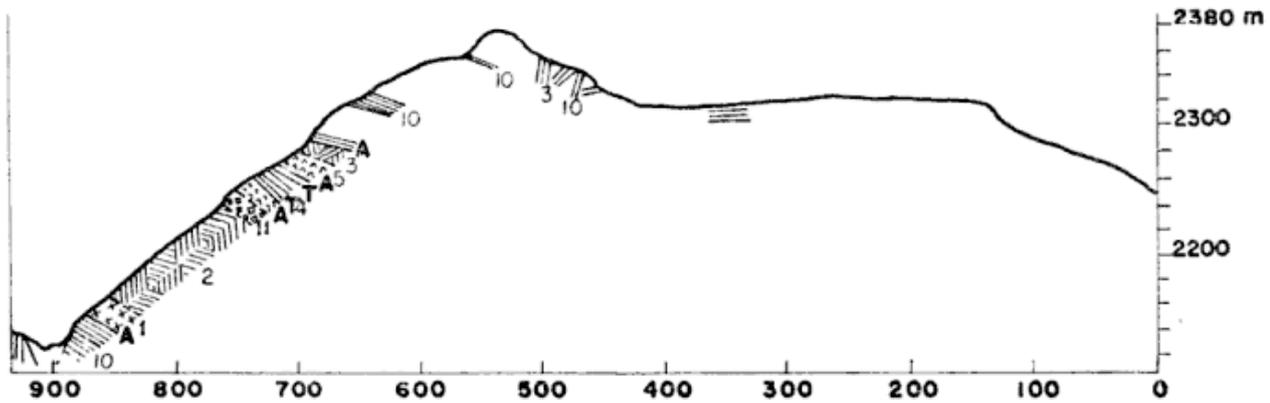
Zona superior	{	Diopsiditas flogopíticas pegmatíticas Diopsiditas wherlíticas flogopíticas Serpentinitas flogopíticas	}	Serie Alcalina
Zona media	{	Wherlitas flogopíticas Dunitas harzburgíticas flogopíticas <sup>1</sup>	}	
Zona inferior	{	Serpentinitas Wherlitas	}	Serie Alpina
Zona basal	{	Enstatolitas Harzburgitas Dunitas	}	

<sup>1</sup> La flogopita es sódica.

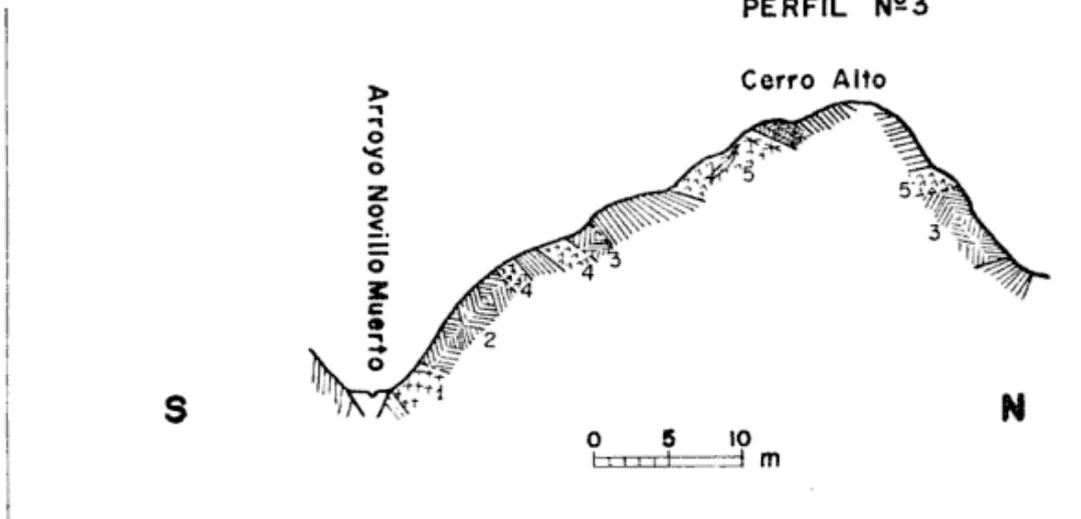
PERFIL N°1



PERFIL N°2



PERFIL N°3



REFERENCIAS

- 1, Dunitas ; 2, Wherlitas ; 3, Wherlitas micáceas ; 4, Serpentinitas ; 5, Serpentinitas micáceas ; 6, Venas y nódulos de diopsiditas pegmatíticas ; 7, Diopsiditas wherlíticas pegmatíticas bandeadas ; 8, Zona de soles pegmatíticos de hornblenda en matriz de plagioclasa ; A, actinolita ; C, caliza ; Q, cuarzo ; 9, Esquistos cuarzo-biotítico-granatíferos o cuarzo-biotítico-silimanfíticos ; 10, Esquistos cuarzo-albítico-epidótico-actinolíticos ; 11, Wherlitas parcialmente serpentinizadas.

**Zona basal:** Está constituida por dos facies, una es la de dunitas y la otra la de harzburgitas.

La facies de dunitas está constituida por diferentes clases de estas rocas; dunitas protoclasticas, dunitas granosas panalotriomorfas con relaciones intergranulares ofíticas y dunitas panalotriomorfas o equialotriomorfas (fotos 1 y 2).



Foto 1. — Dunita de estructura protoclastica moderada constituida por gránulos de forsterita. Con nicoles cruzados  $\times 100$ .

Las dunitas están constituidas por forsterita ( $Fe_{0.95-0.93} Fa_{5-7}$ ) o crisolita ( $Fe_{0.87} Fa_{1.3}$ ), cromita y espinelo, cuyas características son similares a la hercinita o magnesiocromita.

A pesar de ser rocas inalteradas, en las áreas marginales de las facies pueden estar transformadas parcialmente en tremolita y menos comúnmente en brucita, siempre en escasa cantidad. Estas rocas pueden presentar calcita y clinocrisotilo intersticial, mineral que forma vetillas de relleno que aparecen cortando las dunitas. Casi todas estas rocas están constituidas por agregados de olivina sin material intersticial; los individuos de olivina muestran orientaciones preferenciales y las estructuras pueden ser estratificadas. La estratificación es causada por la contracción de la olivina y el espinelo en capas alternantes y/o por la isoorientación cristalográfica de

los granos de olivina. Esta facies de dunita constituye la base del complejo y su afloramiento puede ser observado en el mapa 1.

La facies de harzburgita comprende dos subfacies: la de harzburgita y la de enstatolita. La subfacies de harzburgita está constituida por harzburgitas de reacción formadas por olivina y enstatita. Se denominan de reacción, porque la enstatita proviene siempre de la transformación de la olivina. Estas rocas están constituidas por forsterita, enstatita y espinelo verde ( $MgO, Al_2O_3$ ). Son granosas panalotriomorfas, con la estratificación que es característica de la fábrica de las dunitas y está impartida por alternancia de olivina que muestra siempre orientación preferencial.

La enstatita aparece heterorientada, a veces dispuesta transgresivamente en relación con la estratificación de la roca. Se encuentra distribuida en forma irregular y puede aparecer incluyendo porciones de las capas constituidas por gránulos de espinelo; la enstatita asimila el espinelo disolviendo su molécula. La enstatita puede encontrarse dentro

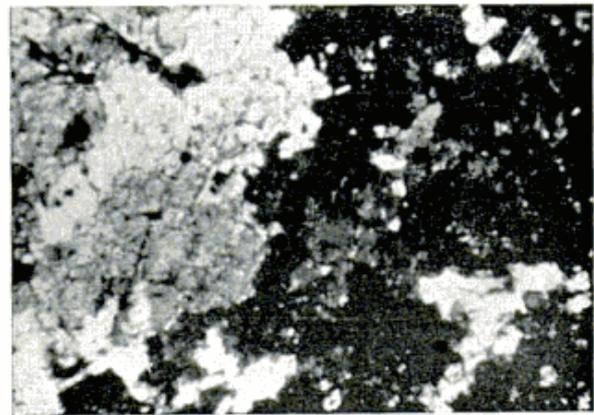


Foto 2. — Parte de un individuo pegmatítico de olivina mostrando extinción fraccionada de tipo glomerular, en las dunitas harzburgíticas flogopíticas. Con nicoles cruzados  $\times 100$ .

de las capas de olivina, siempre en individuos anhedrales que muestran una fuerte deformación de tipo compresivo, mientras la olivina no muestra signos de cataclasis.

La subacies de enstatolita está formada por enstatolitas de reacción, constituidas por enstatita y escasa cantidad de olivina reléctica. La enstatita muestra las mismas características de la enstatita de las dunitas.

La facies de harzburgita puede observarse yaciendo sobre la facies de dunitas y es una transformación del techo de ésta.

La facies de harzburgitas muestra en su sección inferior la subfacies de harzburgita y en la sección superior las subfacies de enstatolita; estas últimas rocas aparecen interestratificadas entre las harzburgitas. La extensión y posición de la facies de harzburgitas puede ser observada en el mapa 1.

*Zona inferior:* Sobre la zona basal, yace la zona inferior constituida por la facies de serpentinitas.

La facies de wherlitas está constituida por tres variedades de rocas: wherlitas duníticas, wherlitas y wherlitas diopsidíticas.

Las wherlitas duníticas tienen una estructura granosa panalotriomorfa con intercrecimiento periférico entre los granos o tendencias glomeruloporfíricas. Están formadas por forsterita, crisolita y cantidades subordinadas de diópsido, tremolita primaria en escasa cantidad, calcita, arsenopirita, calcopirita y cubanita.

Las wherlitas están constituidas por olivina y diópsido contenidos en porcentajes que fluctúan entre 40 y 60 %. Tienen estructuras granosas panalotriomorfos no homogéneas u homogéneas con intercrecimientos periféricos y características moderadamente ofíticas.

Las diopsiditas wherlíticas son rocas formadas por diópsido y cantidades subordinadas de crisolita. La olivina puede constituir entre 5 y 20 % del volumen de estas rocas. Pueden presentar estructuras granosas panalotriomorfos estratificadas, a veces estructuras foliadas. Estas rocas están formadas por ca-

pas de un agregado de diópsido interestratificadas con otras, constituidas por un fino agregado de olivina y minerales opacos.

La facies de wherlita presenta una sección inferior integrada por wherlitas duníticas y una porción superior formada por wherlitas; sobre las wherlitas duníticas descansan wherlitas con venas carbonatíticas.

La facies de serpentinita está constituida por serpentinitas macizas formadas por antigorita y clinocrisotilo, más lizardita.

Los últimos dos minerales constituyen agregados fibrosos muy finos que carecen de redes simétricas.

También estos agregados constituyen una matriz en la que yacen parches de serpentinita, caracterizados por redes típicamente olivínicas.

La facies de serpentinitas es el techo de la serie alpina de rocas ultrabásicas y está interestratificada entre la facies de wherlitas y la zona marginal de carbonatitas.

*Zona media:* La zona media está constituida por dos facies: la basal es la de dunitas harzburgíticas flogopíticas cataclásticas y la superior la facies de wherlitas flogopíticas.

La facies de dunitas harzburgíticas flogopíticas está constituida por dunitas harzburgíticas flogopíticas cataclásticas de estructura micropegmatítica y aspecto macizo. Estas rocas están formadas por crisolita ( $\text{Fo}_{87}\text{Fa}_{13}$ ), enstatita, flogopita, calcopirita, cubanita, pentlandita, platino y oro.

La enstatita es un producto de transformación de la crisolita y la flogopita de la enstatita; pueden presentar brucita en escasa cantidad. En estas rocas la ausencia de espinelo es típica.

Aún no se conoce exactamente si estas rocas constituyen una "pipe" dentro del complejo ultrabásico.

El margen del afloramiento de este

tipo de rocas muestra brechamiento y tectonización; la dunita flogopítica harzburgítica puede contener clastos condrolares de dunita protoclastica.

Las dunitas harzburgíticas flogopíticas son las únicas rocas de todo el complejo ultrabásico, en las cuales la olivina muestra una cataclasis generalizada.

La facies de wherlitas flogopíticas está constituida por wherlitas micáceas o

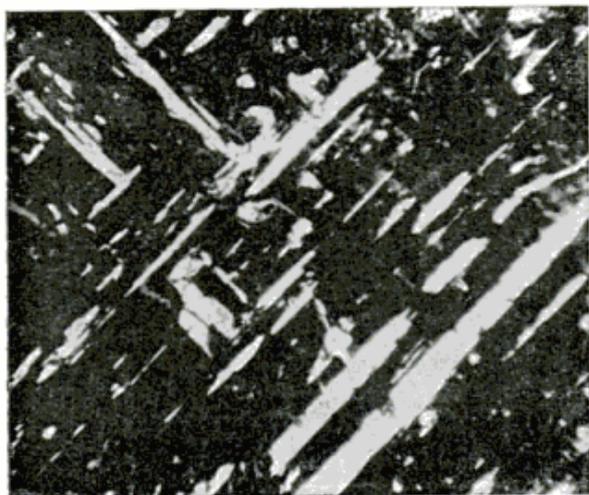


Foto 3. — Serpentinita constituida por una matriz ópticamente continua probablemente de lizardita atravesada por una red rectangular de fibras de antigorita; esta roca presenta cuerpos cumulares de cromita. Con incoles cruzados  $\times 100$ .

wherlitas diopsidíticas flogopíticas que muestran estructuras granosas panalotriomorfas gruesas, generalmente eutécticas y presentan relaciones intergranulares de tipo ofítico.

Las wherlitas flogopíticas muestran estructuras estratificadas en las cuales puede observarse una orientación laminar de los cristales de piroxeno; esta orientación imparte a la roca una fuerte foliación.

Los cristales dispuestos sobre las superficies pueden presentar imbricación cuneiforme.

Esta facies está constituida por las siguientes variedades de rocas: diopsiditas flogopíticas, wherlitas diopsidíticas

flogopíticas y wherlitas flogopíticas. Están constituidas por crisolita y diópsido ligeramente hedenbergítico y presentan cantidades accesorias de serpentina y brucita primaria y secundaria asociada con sulfuros. La extensión del afloramiento de esta facies puede ser observada en el mapa 1.

*Zona superior:* Está constituida por tres facies: a) la de serpentinitas flogopíticas que descansan sobre al techo de la zona media; b) la facies de nódulos y venas transgresivas de diopsiditas pegmatíticas con cantidades accesorias de flogopita y, c) la de diopsiditas flogopíticas micropegmatíticas.

La facies de serpentinitas flogopíticas está constituida por serpentinitas caracterizadas por redes regulares; muestran zonas nodulares flogopíticas. Estas serpentinitas flogopíticas están cortadas por venas transgresivas de asbesto crisotílico, sus redes son rectangulares y constituidas por láminas fibrosas dispuestas rectangularmente e isoelongadas en forma discordante respecto de la red (foto 3).

Las serpentinitas son rocas magnéticas de grano fino muy ricas en una mineralización cumular muy fina de cromita (foto 4). En este tipo de roca, aparece un mineral que puede ser diamante.

La facies de serpentinitas flogopíticas constituye la base de la zona superior.

La facies de diopsiditas wherlíticas flogopíticas y pegmatíticas se presenta estratificada y está constituida por capas de agregados de cristales de diópsido ( $Di_{100}$ ) que tienen hasta siete centímetros de longitud, muestran disposición laminar y están imperfectamente elongadas.

Estas capas tienen de tres a cuatro centímetros de espesor y están intercaladas entre otras constituidas por wherlitas diopsidíticas micáceas pegmatíticas, integradas por individuos prismáticos de diópsido verde pálido, que tienen tres a cuatro centímetros en el sen-

tido de su elongación (foto 5). Los cristales de diopsidita están agregados en una forma eutéctica, con granos intersticiales de olivina de color caramelo. La olivina se encuentra en cantidades subordinadas.



Foto 4. — Cuerpos de cromita de estructura cumular dispuestos intersticialmente a una trama rectangular de la red serpentínica; esta última formada por láminas de antigorita. Sin nicoles cruzados  $\times 100$ .

#### PRESENTACIÓN DE CARBONATITAS

La masa de carbonatitas presenta un carácter semitransgresivo semiconcordante.

El grueso de la masa de carbonatitas constituye un cuerpo que transgrede en la parte central del cuerpo principal; su parte central aflora en el cerro Caído a partir del cual se elonga lenticularmente en semiconcordancia con el boomerang, desarrollando en superficie la forma de una media luna irregular.

A partir del núcleo del cuerpo, se desprenden dos ramas: una que se extiende hacia la rama noreste del cuerpo ultrabásico, ocupando casi totalmente su mitad proximal y se interstratifica entre los horizontes de harzburgitas y wherlitas en la porción terminal de la misma. Otra se desprende

hacia el oeste y noreste como una lengua que invade transgresivamente la rama oeste sudoeste del cuerpo ultrabásico, extendiéndose hasta la mitad inferior del arroyo Novillo Muerto.

Los detalles estructurales pueden verse en el mapa 3.

El cuerpo de carbonatitas presenta un núcleo de carbonato y un borde de rocas mezcladas con silicatos ultrabásicos.

El núcleo aflora en el centro del cuerpo ultrabásico principal sobre el cerro Caído y se caracteriza por las carbonatitas macizas mientras el borde lo hace por las carbonatitas bandeadas.

La composición de los silicatos de las rocas del borde varía de acuerdo con la facies ígnea ultrabásica que está en contacto con el cuerpo carbonático. El borde de este último presenta dos zonas, una interna o de asimilación y otra externa o zona de inyección. La zona interna o de asimilación está constituida por carbonatitas en las cuales la calcita invade y asimila parcialmente los silicatos; en la zona externa o zona de inyección, el carbonato inyecta las rocas ultrabásicas concordantemente con la estratificación de las mismas. Este tipo de carbonatitas también se yuxtaponen a las zonas de diferenciación metamór-

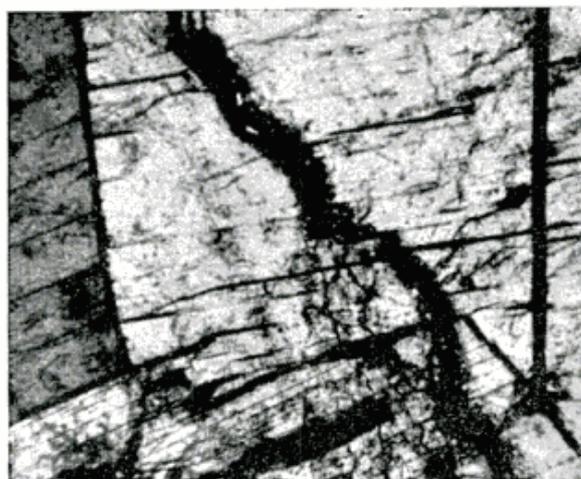


Foto 5. — Límites intergranulares rectos entre dos individuos de piroxeno imbricados en forma ofítica, pertenecientes a una diopsidita pegmática. Con nicoles cruzados  $\times 35$ .

fica y en este caso son denominadas carbonatitas marginales (foto 6).

Las carbonatitas en forma de venas transgreden la facies de wherlitas; en este caso la masa carbonática parece haber penetrado a lo largo de líneas de debilidad, ya que las venas suelen presentar un contacto de fractura y otro

de sus volúmenes y viceversa. Los silicatos presentes en las rocas son: forsterita, diópsido, tremolita, actinolita y serpentinas. Algunas de estas rocas están exclusivamente constituidas por carbonato.

La composición del carbonato de las carbonatitas es variable, fluctúa entre

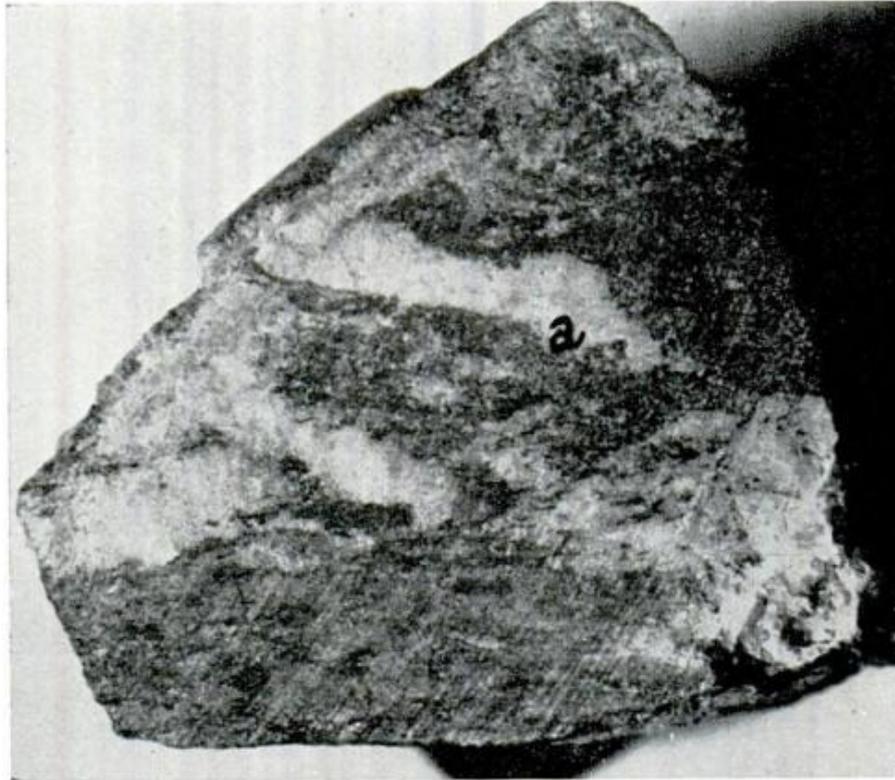


Foto 6. — Carbonatita bandeada (marginal). La calcita constituye una inyección concordante de tipo venoso con tendencia a formar ojos. Las venas presentan un borde de inyección difusa (a) donde existe asimilación de los silicatos por parte del carbonato  $\times 4$ .

transicional que muestra una juxtaposición de la masa carbonática fluida con respecto a la wherlita previamente consolidada.

En las zonas media y superior del complejo, las carbonatitas pierden su carácter transgresivo y las facies de  $\text{CaCO}_3$  son concordantes a la estratificación de las rocas ultrabásicas.

### *Las carbonatitas*

Las carbonatitas están compuestas por carbonatos y silicatos que pueden formar respectivamente entre 30 y 70 %

calcita y manganocalcita, presentando en este último caso un máximo de 15 % de  $\text{MnCO}_3$ . Este intervalo de composición corresponde a diez muestras analizadas con rayos X, de las cuales cinco son de calcita y cinco de manganocalcita; entre las últimas, cuatro contienen menos del 10 % de  $\text{MnCO}_3$  y una 15 % de  $\text{MnCO}_3$ .

### LA KIMBERLITA

En el mapa 1 puede observarse un dique de kimberlita que en apariencia es ligeramente transversal al contacto. Es-

tá constituido por una roca de color blanco y grisáceo y aspecto alterado, terroso y friable, que contrasta con la alta cohesión real del material. El dique está atravesado por venillas de calcita y en general la variedad de roca que lo compone es una toba kimberlítica o kimberlita tobácea.

La estructura de la roca es tobácea; la muestra macroscópica presenta clastos líticos y cristales; los primeros comprendidos entre 0.5 y 10 mm y los últimos entre 0.5 y 2 mm.

Los clastos líticos son de serpentinita y los cristales de olivina, granate, apofilita, diópsido, tremolita, biotita, perovskita y diamante?. Estos yacen en una matriz gris oscura azulada, constituida por un agregado microcristalino de calcita o uno de microfibroso de flopopita.

## LOS CONTACTOS

Las rocas ígneas ultrabásicas en contacto con las metamorfitas son las carbonatitas marginales de estructura bandada constituidas por bandas de wherlita o serpentinita, alternantes con otras formadas por un agregado de calcita o manganocalcita. Aparecen en lentes o bancos concordantes a los contactos cuya potencia fluctúa entre 0,5 y 2 m aproximadamente.

Entre los esquistos cuarzo-biotítico sillimaníticos inyectados por microclino, que constituyen generalmente las rocas de caja de los cuerpos ultrabásicos y las carbonatitas marginales, es posible observar las siguientes zonas: a) zona de migmatitas y esquistos migmatíticos; b) zona de esquistos cuarzo-biotítico-granatíferos; c) zona de anfibolitas.

a) La zona de migmatitas y esquistos está constituida por pequeños cuerpos de migmatitas de composición tonalítica que alcanzan uno a dos metros de diámetro de afloramiento. Son rocas de estructura granitoidea originadas por la inyección difusa de individuos de oligoclasa ( $An_{12} Ab_{88}$ ) e inyectadas por ojos

veniformes de cuarzo, concordantemente respecto a la esquistosidad relictica. Estas rocas pasan a micacitas migmatíticas, ricas en biotita vermiculitizada, que constituyen el pasaje a esquistos migmatíticos de estructura microgneísica, constituidos por cuarzo, biotita e inyectados en forma difusa por porfiroblastos espaciados de oligoclasa ( $An_{12} Ab_{88}$ ) que dan a la estructura un carácter porfiroblástico. Esta subzona de esquistos migmatíticos puede tener uno a dos metros de ancho de afloramiento.

b) A la zona de migmatitas se yuxtapone otra formada por esquistos cuarzo-biotítico-granatíferos cataclásticos y/o microplegados que alcanzan un metro de potencia; hacia el cuerpo ultrabásico pasan a esquistos cuarzo-feldespáticos constituidos por cuarzo y albita e inyectados por "ojos" de oligoclasa parcialmente transformados en hornblenda pálida. Esta es una zona de transición de no más de cinco centímetros de espesor, que señala el pasaje a la zona de anfibolitas.

c) La zona de anfibolitas, ubicada entre los esquistos cuarzo-biotítico-granatíferos y las carbonatitas marginales, alcanza una potencia variable, siendo la mínima de 0,30 a 0,40 m aproximadamente; está integrada por dos o tres grupos de subzonas que se repiten dando una subzonalidad seriada recurrente.

La subzonación consiste en:

1. Anfibolita esquistosa nodulosa con núcleos de plagioclasa.
2. Anfibolita formada por soles de anfíbol en matriz de andesina no maclada que parece emerger de ésta.
3. Anfibolita constituida por bandas de cristales aciculares anchos de anfíbol, alternantes con otras de plagioclasa no maclada (venas) que contiene escasos y finos cristillos de anfíbol y venillas de individuos idiomorfos de apatita.

Y correlativamente se repite la subzonación:

1. Anfibolita esquistosa nodulosa con escasa plagioclasa intersticial.
2. Anfibolita bandeada similar a la 2 pero más gruesa; la matriz (plagioclasa) contiene cuerpos de ilmenita con coronas de titanita, zoicita y cristales de apatita 7 ú 8 veces mayores que los de anfíbol contenidos en ella.
3. Agregado esquistoso de tremolita atravesado transgresivamente por venillas de calcita.

Zona de tremolita. Agregado de tremolita de estructura porfiroblástica en matriz granoblástica.

Este conjunto aparece con ciertas variaciones en todos los contactos internos del cuerpo principal y en el topográficamente superior de la escama de rocas metamórficas que aflora en la ladera este de la cuchilla del cerro Caído, donde las anfibolitas esquistosas nodulosas más alejadas del cuerpo ultrabásico son sódicas y los soles de anfíbol aparecen en migmatitas gneísicas con grandes porfiroblastos de granate, que se encuentran parcialmente alterados en biotita. Por otra parte, las anfibolitas bandeadas con zonas veniformes de oligoclasa que contienen cristales aciculares de anfíbol, muestran la plagioclasa inyectada en verdaderas venas, en parte cúmulos, de grandes individuos xenoblásticos; estas rocas se intercalan entre anfibolitas, anfibolitas tremolíticas y anfibolitas esquistosas nodulosas.

Hacia el centro de la escama aparecen las migmatitas gneísicas porfiroblásticas y luego migmatitas de estructura granoblástica con nódulos cumulares de cristales de biotita corta vermiculitizada que señalan el límite entre tonalitas gneísicas que forman el núcleo de la escama y la zona de anfibolitas.

A continuación de la migmatita con soles de anfíbol, se yuxtapone hacia el centro de la escama una zona de anfibolita porfiroblástica, constituida por anfíbol cuarzo y porfiroblastos de oli-

goclasa ( $An_{12}Ab_{88}$ ) que corresponden al margen cóncavo de la zona de transición entre los esquistos (gneíses migmatíticos) cuarzo-biotítico-granatíferos y la de anfibolitas, citadas en el esquema inicial. Esta porfiroblastización indica que un aporte de cristales de oligoclasa, afecta la zona de anfibolitas.

El centro de la escama está constituido por tonalitas gneísicas.

Los contactos inferiores de los cuerpos presentan desde las cajas hacia ellos, las siguientes zonas que si no son totalmente distintas de las anteriormente descritas, mantienen el mismo esquema petrográfico, por lo cual usamos distintas letras marginales en la descripción:

- f) Zona de migmatitas.
- g) Zona de biotita.
- h) Serie de subzonas de tremolita + talco y brucita.

f) La zona de migmatitas es similar a la descrita en a).

g) La zona de biotita se caracteriza por un enriquecimiento en biotita de color naranja, fresca, dentro de los esquistos cuarzo-biotítico-granatíferos y cuarzo-biotítico-granatíferos inyectados por microclino, ambos microplegados por lo general. Alcanzan un contenido máximo de 80 %. En estas rocas, la biotita tiende a disponerse en agregados nodulares concordantes con la esquistosidad de las mismas.

h) La serie de tremolita + talco y brucita, es seriada, recurrente y presenta las siguientes subzonas:

Subzona de actinolita (48 a 94 %) + talco (1 a 5%) + plagioclasa (1%). Agregado esquistoso algo noduloso constituido por individuos aciculares gruesos de tremolita, que presentan sus bordes incipiente y escasamente talquizados. Se encuentran asociados con escasa plagioclasa intersticial (1%). Esta subzona alcanza 0,20 m de potencia.

Subzona de talco (85 a 90 %) + tremolita (5 a 10 %) + calcita (3 a 5 %). - Agregado microfibroso y microplegado de talco que presenta además escasos haces de cristales de tremolita parcialmente transformada en calcita y óxido de hierro o asimilados parcialmente por el talco. Esta subzona tiene entre 0,50 y 1 m de potencia.

Subzona de tremolita (40 a 50 %) + hidromuscovita (10 %) + brucita (45 %) + espinelo (5 %). - Bandas de 1 a 2 cm constituidas por grandes cristales aciculares gruesos de tremolita que yacen en escasa matriz de hidromuscovita, alternan con otras formadas por láminas cortas de brucita dispuestas transversalmente a la foliación de la roca. Se observan guías de cristales de espinelo verde manzana ( $Al_2O_3 \cdot 2MgO$ ) que muestran un borde de mineral opaco alterado. Esta subzona presenta 1,50 m de ancho de afloramiento.

Subzona de tremolita (100 %). - Agregado esquistoso constituido por individuos de tremolita en hábito acicular grueso. Esta subzona muestra 0,50 m de potencia.

Subzona de tremolita (80 %) + talco (20 %). - Agregado esquistoso formado por individuos aciculares gruesos de tremolita en matriz fibrosa de talco?. Esta subzona alcanza 0,50 m de potencia.

Subzona de brucita (70 %) + tremolita (25 %) + espinelo (5 %). - Haces de tremolita parcialmente transformada en brucita y relictos de piroxeno (probablemente diópsido) parcialmente transformado en tremolita, yacen en una matriz constituida por grandes láminas de brucita maclada polisintéticamente. Existen cristales idioblásticos de espinelo verde ( $Al_2O_3 \cdot 2MgO$ ). Esta subzona alcanza 0,30 m de potencia.

Luego de investigar el problema de la zonación de los contactos se llegó a la conclusión que son en su mayoría productos metasomáticos de rocas probablemente normales del complejo metamórfico o migmatitas metasomatizadas. El metasomatismo fue provocado por los plutones granodioríticos, dioríticos o quizá algún otro más alcalino no identificado y tonalíticos cercanos.

Las zonas de biotita, anfibolita y tremolita representa un conjunto de alta temperatura y, las zonas de tremolita + talco y tremolita + brucita representan un conjunto de temperatura menor a la anterior que puede superponerse al primero.

#### *Secuencia de los procesos que condujeron a la cristalización del complejo ultrabásico.*

1) Se inicia el metamorfismo regional.

2) Se intruye el magma ultrabásico.

3) El magma cristaliza y se diferencia entre 1800 y 1000° C originando dunitas, harzburgitas y wherlitas. Esta diferenciación está comprendida en el sistema tetraédrico diópsido-forsterita-sílice-anortita, con reemplazo del miembro anortita por espinelo, componente en el cual se resume el aluminio presente en el magma.

4) Se intruye en los alrededores de la zona del complejo ultrabásico un magma alcalino del cual se diferencia un magma carbonático.

5) El complejo alcalino aporta material a las cajas del complejo ultrabásico de Novillo Muerto.

6) En el momento en que se intruye el completo alcalino, las masas ultrabásicas parcialmente consolidadas se encuentran muy enfriadas. La temperatura ha bajado hasta los 800° C.

7) El magma comienza a segregar una mezcla clinocristilica (serpentínica) que se autointruye en las fracturas de tensión de las dunitas.

8) La temperatura baja alrededor de los 700° C. Las harzburgitas se serpentinizan en clinocrisotilo + lizardita.

9) Los líquidos residuales magnesianos penetran en los planos de interfaces. La olivina se tremolitiza.

10) Los líquidos serpentínicos que fueron desplazados por el magma en los sucesivos sistemas formados durante la cristalización, se concentran en los niveles superiores del complejo.

11) El complejo alcalino genera, inmediatamente a su intrusión, líquidos sódicos y potásicos produciendo un aporte de esos cationes que contaminan la parte líquida del magma ultrabásico.

12) Cuando esto sucede las serpentinitas macizas están casi consolidadas.

13) Como los líquidos están concentrados en los niveles superiores, es allí donde se concentra el aporte sódico, ya que las rocas ígneas ultrabásicas constituyen un medio donde no se propaga la ionización. Esto sucede porque están formadas por cristales de alta energía electrostática que contienen cationes de alto diámetro y peso. A causa de la ausencia del aluminio, el sodio no puede reemplazar al calcio y los compuestos no se alteran.

14) Los líquidos residuales al ser contaminados con sodio y potasio dan lugar a la formación de flogopita.

15) Los líquidos metasomatizantes del magma producen fenitización general en los contactos, dando una diferenciación metamórfica seriada recurrente.

16) La fenitización es coetánea con la intrusión de un magma carbonático que produce un cuerpo de carbonatitas e intruye fisuras en la facies de wherlitas.

17) El magma carbonático asimila parte de las dunitas.

18) Como se intruye a 1000° C de temperatura, los líquidos residuales se recalientan y contaminan con CO<sub>2</sub> y Ca, es decir que enriquecen en Ca.CO<sub>3</sub>.

19) A causa de la concentración en ellos de pequeñas cantidades de aluminio, este elemento rige el comportamiento de los líquidos residuales ricos en magnesio y contaminados en sodio y carbonato de calcio.

20) La presencia del aluminio hace que se disocie el carbonato de calcio en el líquido y el calcio se combine con el silicio y el aluminio con segregación de CO<sub>2</sub>; este gas produce una alta presión de vapor. De este sistema son eliminados el magnesio y el agua.

21) En los espacios ubicados en los niveles superiores correspondientes al techo de todo el complejo y en condiciones de alta presión de anhídrido carbónico, cristaliza el diópsido puro en condiciones pegmatíticas.

22) El agua y magnesio segregados, se inyecta en los márgenes de la zona del techo, cristalizando como brucita en las áreas colindantes con las de diferenciación metamórfica.

23) Al mismo tiempo serpentinizan (quizá a temperaturas alrededor de 400° C) a las bandas wherlíticas de las carbonatitas marginales.

24) Las masas magmáticas sin evolucionar nuevamente, terminan su cristalización y se enfrían.

25) Se producen entonces nuevos aportes de líquido sódico, que corresponden al metasomatismo póstumo del complejo alcalino. Estos líquidos producen una nueva diferenciación metamórfica en los contactos: las anfibolitas se biotitizan y porfiroblastizan.

26) Consiguientemente se producen las etapas póstumas del metamorfismo regional, inyectándose venas concordantes y discordantes de cuarzo.

De acuerdo con esta secuencia, inferida de las observaciones realizadas, la intrusión del magma ultrabásico es anterior a la finalización del metamorfismo regional y probablemente es coetánea con el mismo.

La secuencia anterior está basada parcialmente en principios petrológicos establecidos.

## OBSERVACIONES

Es posible que el magma ultrabásico esté contaminado inicialmente con sodio y que por lo tanto sea ultrabásico alcalino, en cuyo caso debiera eliminarse de la secuencia anterior la etapa nº 11.

### EDAD RELATIVA DE LOS CUERPOS ULTRABASICOS

Polanski (1958), atribuye edad proterozoica al Complejo Metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza y Rifeica, a los cuerpos ultrabásicos, datando el emplazamiento de los mismos como posterior al metamorfismo regional.

Sobre la base de la secuencia de algunos procesos que relacionan a los cuerpos ultrabásicos de Novillo Muerto con sus rocas de caja, es posible restringir un poco más el lapso en que se produjo la intrusión.

a) Las migmatitas de composición tonalítica constituidas por oligoclasa, cuarzo y biotita están inyectadas por microvenas de cuarzo concordante. Esto indica que la *inyección cuarzosa concordante de las etapas póstumas del metamorfismo regional, es posterior a la migmatización de tipo tonalítico.*

b) Los cuerpos de cuarzo que constituyen la inyección discordante, se interrumpen bruscamente contra los contactos de las masas ultrabásicas y engloban trozos de las zonas de diferenciación metamórfica más periféricas, por ejemplo, trozos de roca talco-actinolítica o de talco impuro. Esto indica que *la inyección discordante que afecta al Complejo Metamórfico, es posterior a las zonas de diferenciación metamórfica formadas en los contactos entre las rocas ultrabásicas y las metamorfitas.*

c) *La intrusión de los cuerpos ultrabásicos y su cristalización en parte, es anterior a la finalización del metamorfismo regional, porque:*

1) Las zonas de reacción o de diferenciación metamórfica en los contactos entre los cuerpos ultrabásicos y las metamorfitas, son fenitas.

2) Las actinolitas próximas a los bancos de carbonatitas marginales están transgredidas por microvenas de calcita (o sea de carbonatitas); ésta rellena microfallas producidas a lo largo de los planos axiales de los micropliegues. Esto indica que las zonas de diferenciación metamórfica o sea *las fenitas, son anteriores a la transgresión de la carbonatita*, lo cual está de acuerdo con lo que se ha observado en todos los complejos alcalinos con carbonatitas asociadas, es decir: que la fenitización es previa a la intrusión de las carbonatitas.

3) *Cuando el magma carbonático transgrede el complejo ultrabásico ya se han diferenciado las facies de dunitas, de harzburgitas y las wherlitas duniticas de la facies de wherlitas*, porque las venas semitransgresivas de carbonatita han intruido la facies de wherlitas pero no afectan a la facies señaladas, que son las inferiores del complejo.

Sobre la base de lo anteriormente expuesto sabemos que la fenitización es anterior a la intrusión de la carbonatita, y que éstas transgreden el complejo cuando ya se han diferenciado las zonas basales de dunitas y harzburgitas y la porción base de la zona inferior (wherlitas duniticas) luego, cuando se produce la fenitización, ya se han diferenciado las zonas: basal y mitad de la inferior.

Sabemos que la inyección discordante es posterior a la fenitización y que la inyección concordante es posterior a la migmatización tonalítica y a la fenitización, porque intruye las fenitas y migmatitas.

Se sabe también que la migmatización tonalítica es posterior a la fenitización, debido a que aparecen venas concordantes y cristales de oligoclasa inyectando (en forma difusa estos últimos) a las fenitas y que ambos provienen del mismo aporte.

Estos hechos permiten establecer la siguiente secuencia: diferenciación de la zona basal y parte de la zona inferior del complejo, fenitización, inyección plagioclásica, migmatización tonalítica, intrusión del magma carbonático, inyección cuarzoza concordante e inyección cuarzoza discordante (la relación temporal entre ambas no se ha podido determinar claramente) sobre la base de lo cual establecemos: que la intrusión y parte de la cristalización de los cuerpos ultrabásicos son anteriores a la finalización del metamorfismo regional.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Phillips y Hass, H. H., 1936. *Metamorphic differentiation at the contacts between serpentinite and siliceous country rocks*. Am. Min. Vol. 21, n° 6.
- Polanski, J., 1958. *El Bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg. Tomo XII, n° 3; págs. 165-196.
- 1949. *Descripción geológica del Distrito Minero San Pablo (Pcia. de Mendoza)*. Informe inédito de la Dirección de Minas de Mendoza.
- 1954. *Descripción geológica de la Hoja 25 a, Portillo Argentino, Provincia de Mendoza*. Informe inédito de la Dirección Nacional de Geología y Minería.
- 1955. *Descripción geológica de la Hoja 24 a y b, Cerro Tupungato*. Informe inédito del INGM.
- 1964. *Descripción geológica de la Hoja 25 a, Volcán San José*. Dir. Nac. de Geol. y Min.; Boletín 98.
- Stappenbeck, R. 1917. *Geología de la Falda Oriental de la Cordillera del Plata (provincia de Mendoza)*. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación; Secc. Geol., Mineralogía y Minería; Tomo XII, n° 1.
- Villar, L. M., 1967. *Estudio petrográfico de las rocas ultrabásicas y afines de Valle Hermoso, Provincia de La Rioja*. Informe inédito del Ins. Nacional de Geología y Minería.
- 1968. *El complejo ultrabásico de Novillo Muerto, en la Cordillera Frontal de Mendoza*. Tesis doctoral. Inédita Fac. Cien. Ex. y Nat. Un. Nac. de Buenos Aires.
- Zardini, R. A., 1958. *El cuerpo ultrabásico de Río de las Tunas, Cuchilla del Yalgua-raz, Provincia de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Tomo XIII, n° 2, pp. 67-86.
- 1960. *Esquisto talco-actinolítico de la Mina Sol de Mayo, Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Tomo XV; n°s 3/4, pp. 181-189.
- 1962. *Significación geológica de las serpentinitas de Mendoza*. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas. Tomo II, pp. 437-434.

Recibido el 24 de junio de 1969.

LINEACIONES COLUMNARES DE CLIVAJE  
 EN LAS ROCAS DEFORMADAS DEL ABRA AGUA BLANCA  
 Y CERRO PAN DE AZÚCAR, SIERRAS AUSTRALES  
 DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

POR JORGE O. KILMURRAY<sup>1</sup>

RESUMEN

Se han realizado estudios sobre estructuras lineares en dos rectores de la región occidental de las Sierras Australes de la Prov. de Buenos Aires. Las formas halladas han sido clasificadas como estructuras columnares de clivaje según Wilson (1953). Las estructuras del afloramiento del sector Abra Agua Blanca, caracterizado por rocas sedimentarias deformadas, están constituidas por columnas irregulares contenidas en planos de clivaje de fractura. Las del sector del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral están formadas por columnas de rocas miloníticas cuya base es más o menos rómbica. Los ejes de las estructuras elongadas se orientan a 90° de los ejes de plegamiento o eje de fábrica *b*. Los diagramas de orientación de ejes y planos medidos en el campo, revelaron una concentración de ejes a lo largo del plano *ac* de fábrica. La posición de los rodados del conglomerado basal del Grupo de La Lola, el cual se adosa al basamento en el sector del cerro del Corral, presenta una orientación similar a las columnas de clivaje de las rocas del basamento y a las columnas de la cobertura del sector del Abra Agua Blanca. Se pone de manifiesto además, un modelo de interferencia de planos S en las rocas miloníticas del núcleo del anticlinal del cerro Pan de Azúcar. Se ha determinado la edad relativa de la milonitización del basamento y el emplazamiento de un cuerpo básico en el flanco occidental del anticlinal del cerro Pan de Azúcar, cuya característica es la de presentar una estructura del tipo "pseudoboudinage".

ABSTRACT

Linear structures have been investigated in the western part of the Southern Hills of the Province of Buenos Aires. They are classified as cleavage-mullions according to Wilson (1953). The reported structures were found in quartzites of Hinojo Group, which has been referred to a Lower Paleozoic age. The studied forms are cylindrical masses of country rock one centimetre thick and they plunge southwestwards, within the fracture cleavage plane. The diagrams show an orientation of mullions axes on the *a c* plane of the mesoscopic fabric, the axes of folding *B*; being at 90° of the elongated structures. The other mullion structure studied, was found in the core of the Pan de Azucar anticline; the rocks are mainly composed of cataclasites, mylonites and blastomylonites, which show long rock prisms with a nearly rhombic section, the axes of the prisms being the linear feature which plunges south-westwards as the mullions describe above. Special attention was paid to the tectonic significance of this structure as it has been mainly referred to elongations along the *B* axes of folding by previous authors. Pebble orientations in the conglomerate of La Lola Group show the same attitude and they plinge in the same way as mullions. The relative age of the mylonitization of the rocks at P. de Azucar exposures was established. A diabase sill, which shows a pseudoboudinage structure is also described in this paper.

<sup>1</sup> Cátedra de Petrología, Facultad de Cs. Naturales y Museo de La Plata.

## I. INTRODUCCION

El presente estudio tiene por finalidad poner de relieve la existencia de una estructura de importante significado tectónico y que ha sido estudiada en diversas regiones de deformación, especialmente en áreas de plegamiento intenso. La diferenciación entre estructuras columnares y de rodillos (mullion y rodding), fue hecha por Wilson (1953). Este autor clasificó este tipo de fábrica como estructuras lineares producidas por plegamiento de rocas sedimentarias sometidas a metamorfismo y venas de cuarzo también sometidas a deformación. La zona estudiada por Wilson (1953) se halla en Escocia, en la región de Sutherland. En la misma, el autor mencionado ha descripto formas columnares en la roca de campo y venas de cuarzo deformadas, estas últimas segregadas durante la deformación y metamorfismo de un complejo sedimentario. Las formas halladas fueron descriptas en dos clases esenciales: 1) columnas y 2) rodillos o varillas. Dentro de la primera se diferenciaron: *a*) estructuras columnares de estratificación y de pliegue; *b*) de clivaje, y *c*) irregulares, Wilson (1953), Turner y Weiss (1963). Las estructuras columnares han sido referidas generalmente a movimientos a lo largo del plano de algunas fallas; de esta forma, se observa la presencia de estrias o canales sobre la pared del plano de fractura que indicarían la dirección del desplazamiento de las masas rocosas. Fairbain (1949), ha señalado que las estructuras de este tipo pueden ser debidas sea a fallas o a flexuras. Read y Phemister (1926), atribuyen las estructuras columnares del Moine de Escocia al resultado de dos fases de plegamiento. Phillips (1937), demostró que en la misma entidad los ejes de las estructuras columnares eran paralelas al eje B de plegamiento. Las observaciones de Wilson en Oykell Bridge, Sutherland, comprobaron las hipótesis anteriores y destacaron la importan-

cia de los movimientos de deformación relacionados con las estructuras lineares. Las lineaciones observadas en el sector occidental de la Sierra de La Ventana son del tipo *1 b* y *1 c*, indicados por Wilson, y presentan caracteres diferentes a los definidos por el mismo autor, como veremos más adelante.

## UBICACION DE LA REGION EN ESTUDIO

Se han realizado observaciones en dos sectores de la porción occidental de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Uno de ellos se halla en el Abra Agua Blanca, a los 37° 47' latitud sur y 62° 07' longitud oeste, fig. 1. Dista de Saavedra, localidad del partido homónimo, unos 24 km sobre el camino que une Saavedra con Pigüé a través de la Sierra de Curamalal y de Bravard. El otro sector es el denominado cerro Pan de Azúcar o Bonete y se halla a los 37° 57' latitud sur y 62° 10' longitud oeste; dista aproximadamente cuatro kilómetros de la ruta que une Tornquist con Sierra de La Ventana y sobre un camino vecinal que se dirige hacia Dufaur (F. C. Roca), fig. 1.

## II. GEOLOGIA Y CARACTERES ESTRUCTURALES DE LA REGION

Las regiones estudiadas comprenden dos formaciones distintas dentro del complejo ígneo-sedimentario deformado, al que se le ha asignado una edad precámbrica-paleozoica, según Harrington (1947). El sector del Abra de Agua Blanca se caracteriza por presentar afloramientos de psamitas grises a rosadas de grano mediano a fino que pertenecen al Grupo de Hinojo y son de edad ordovícica. Las rocas sedimentarias se hallan fuertemente plegadas de igual modo aunque con distinta intensidad que las formaciones sobre las cuales se adosan, fig. 8 y 9. Estas formaciones han sido denominadas Mascota y Trocadero por Harrington, mientras que

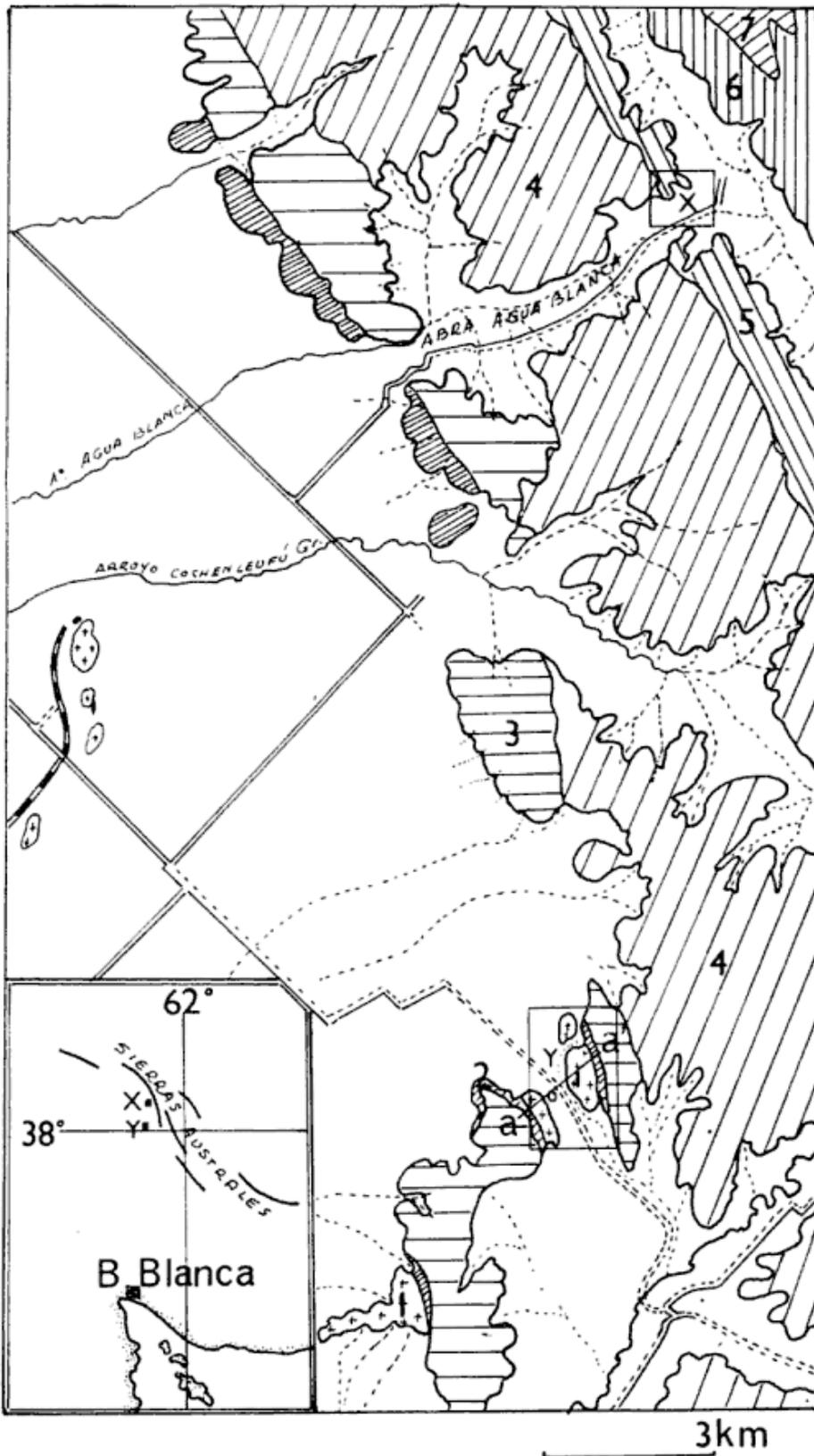


Fig. 1. — Mapa geológico, según Harrington (1947), con la ubicación de los sectores estudiados. X, Abra Agua Blanca, Y, cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral. 1, Granitos y derivados dinamometamórficos; (Cámbrico?); 2, Psefitas y psaminitas del Grupo de La Lola; (Paleozoico Inf.); 3, Psamitas del Grupo de Mascota; 4, Psamitas del Grupo de Trocadero; 5, Psamitas del Grupo de Hinojo; 6, Psamitas y psefitas del Grupo de Bravard; 7, Psamitas del Grupo de Napostá; a-a, Perfil cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral.

Suero (1961), propone denominar Grupo de Tornquist para reunir ambas formaciones que no presentan diferencias apreciables desde el punto de vista litoestratigráfico. Los estudios realizados por el autor (Kilmurray, 1965), permitieron comprobar que las rocas de ambos grupos presentaban caracteres mineralógicos semejantes con una ligera variación granulométrica causada por el predominio de granulación mecánica y por el contenido de minerales pesados.

Las estructuras observadas a través del Abra que corta perpendicularmen-

núcleo de una estructura antiforme, cuyo flanco occidental forma el cerro Pan de Azúcar o Bonete; mientras que el flanco opuesto forma el cerro del Corral. Las rocas de la cobertura están integradas por psefitas fuertemente deformadas en el flanco oriental, Andreis (1965), Cucchi (1966). Estas sedimentitas pasan gradualmente a psamitas de grano grueso y luego a mediano en la parte superior de la secuencia estratigráfica (Grupos de La Lola y Mascota). La edad de las rocas sedimentarias se ha asignado al Paleozoico inferior. La

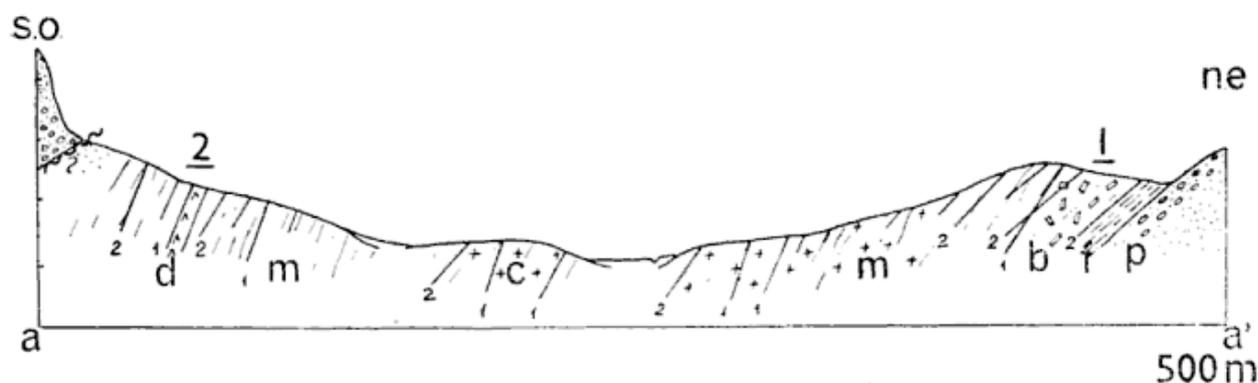


Fig. 2. — Perfil *a-a*, Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral; *c*, cataclasitas de granitos; *d*, diabasa porfiróide metamorfozada con estructura de tipo pseudoboudinage; *b*, blastomilonitas; *m*, milonitas de granito; *f*, filonitas; *p*, psefitas del Grupo de La Lola; *1*, Detalle en figura 7; *2*, estructuras tipo pseudoboudinage (ver texto); *1*, Clivaje de fractura relacionado con falla; *2*, Clivaje de fractura relacionado con plegamiento.

te los ejes mayores de plegamiento, fig. 10, están caracterizadas por una serie de pliegues antiformes y sinformes con planos axiales volcados hacia el noreste; son levemente asimétricos y de tipo concéntrico o paralelos. Según la clasificación propuesta por Fleuty (1964), son pliegues de plano axial fuertemente inclinados y de eje subhorizontal a suavemente hundidos. El estilo de los pliegues simétricos a levemente asimétricos cambia a "Chevron" en el Grupo de Hinojo.

El otro sector, Pan de Azúcar-cerro del Corral, se caracteriza por presentar afloramientos de rocas referidas al Precámbrico por Harrington (1947) y está integrado por una serie de rocas dinamometamórficas que afloran en el

región ha sido sucesivamente estudiada por Schiller (1930), Rayces (1941), Harrington (1947), Suero (1961), Andreis (1965), Cucchi (1966) y Kilmurray (1965, 1968, 1968). Las rocas dinamometamórficas del sector occidental de las sierras están formadas generalmente por una serie de derivados cataclásticos de rocas tipo graníticas. Se han diferenciado en los cerros Pan de Azúcar, del Corral y otros afloramientos situados al noroeste y suroeste de los mismos, las variedades que se indican seguidamente: cataclasitas de granitos, milonitas, blastomilonitas y filonitas. Las variedades observadas se destacan en secciones geológicas orientadas en el sentido sudoeste-noreste. Se destaca una estructura planar marcada en una dirección pre-

dominante norte-sur a noroeste-sudeste, que está dada por una serie de planos de corte que limitan bloques elongados en el sentido del rumbo, como así también  $90^\circ$  del mismo y sobre el mismo plano, pero con variable intensidad en las rocas estudiadas. Las variedades blastomiloníticas presentan laminación o esquistosidad grosera, mientras que las filonitas muestran una estructura esquistosa muy marcada.

Las primeras observaciones acerca de estructuras lineares fueron realizadas por el autor (Kilmurray, 1965), en las rocas de los Grupos de Hinojo y Trocadero. Los diagramas de petrofábrica revelaron simetrías monoclinicas determinadas por la disposición preferida de laminillas de mica y planos de inclusiones, ambos relacionados con fracturas tensionales perpendiculares al rumbo general de las estructuras.

Cuerda (1967) relacionó estas lineaciones con ciertas estructuras pseudofosilíferas identificadas en la Formación Trocadero, expuesta en el cerro Filoso. En dicha localidad, se hallaron formas columnares y oquedades distribuidas sobre el plano de estratificación en disposición paralela, cuyas secciones fueron atribuidas a moldes deformados de braquiópodos por otros autores.

#### CARACTERES MORFOLOGICOS DE LAS ESTRUCTURAS COLUMNARES OBSERVADAS

Las estructuras observadas se presentan como agregados de granos de cuarzo dispuestos en forma columnar y alargados en la dirección de buzamiento de los planos de clivaje de las rocas. La superficie es generalmente irregular, con una tendencia a dejar un plano dentado con bordes redondeados, fig. 7d. Los individuos columnares, que generalmente no son continuos en su desarrollo longitudinal, presentan en algunos casos un barniz de sericita en su superficie que facilita la separación de las par-

tes de la roca. Las dimensiones de las columnas en su sentido mayor es variable desde centímetros hasta decenas de centímetros y están limitadas por su intersección con los planos de estratificación o clivaje paralelo a los mismos. La dimensión transversal varía entre 0,5 y 1,5 cm aproximadamente. En el afloramiento situado a la derecha del flanco oriental de la estructura antiformal observada en el Abra Agua Blanca, se destacan rocas de aspecto más esquistoso, compuestas por agregados de cuarzo formando lentes discontinuas en el sentido del rumbo de la esquistosidad y abundante óxido de hierro (magnetita) y sericita formando la matriz de la roca. En estos afloramiento, las estructuras columnares son menos notables y son reemplazadas por estructuras lenticulares o lentiformes, estimándose que la presencia de mayor contenido en matriz dentro de las sedimentitas sería el factor responsable del distinto comportamiento físico frente a la deformación. Como resultado, se producirían formas pseudocolumnares cuyas secciones son lentes alargadas en el sentido del rumbo de la superficie S principal. Este tipo de roca ha sido denominada "semi-esquisto" por el autor, al estudiar las rocas de la región.

#### III. NUEVAS OBSERVACIONES

##### 1. SECTOR DEL CERRO PAN DE AZÚCAR - CERRO DEL CORRAL

Las rocas miloníticas del núcleo del anticlinal se caracterizan por presentar una serie de juegos de diaclasas en cuatro direcciones principales, una S1: norte  $260^\circ/33$  sudoeste, otra coincidente con la esquistosidad general de la zona Se: norte  $335^\circ/46$  a  $52^\circ$  sudoeste, otra S2: norte  $335/60^\circ$  este y finalmente una cuarta S3: norte  $285^\circ/82^\circ$  noreste, figs. 3a, 3 b.

Existen otros dos planos secundarios C2 y C3 que también son diaclasas po-

sibles y están representadas por planos acodados o corrugaciones (kink planes) en las rocas filoníticas, su orientación es C2: norte  $210^{\circ}/62^{\circ}$  oeste y C3: norte  $310^{\circ}/80^{\circ}$  oeste, figs. 3a, 3b y 4.

$45^{\circ}$ - $60^{\circ}$  sudoeste; si se vuelcan dichos datos a lo largo de un perfil noreste-sudoeste, tendremos en el primer caso un valor de inclinación más o menos constante a lo largo del mismo que en

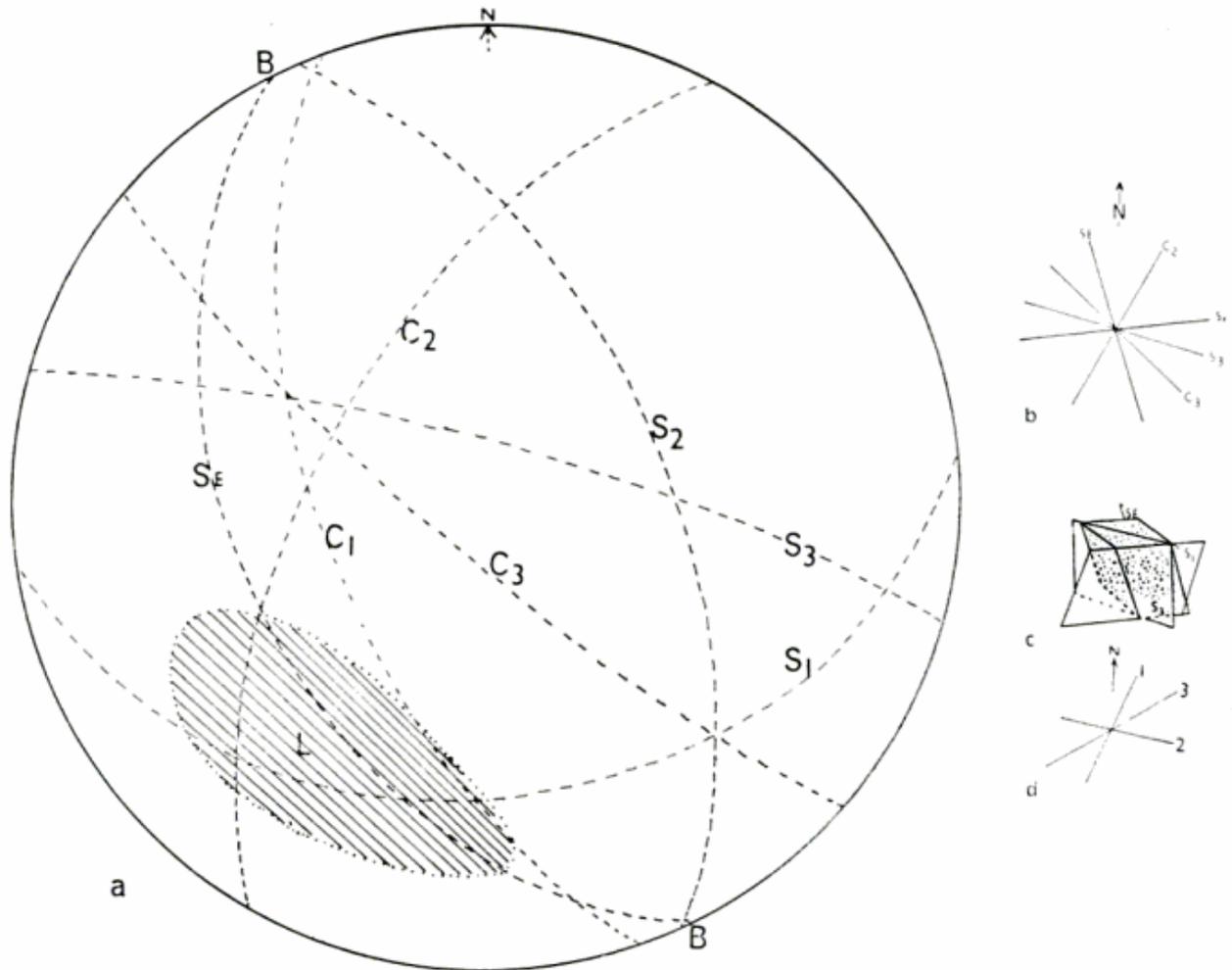


Fig. 3a. — Proyección de superficies S principales. Se, esquistosidad: S1, S2, S3, diaclasas; C1, C2 y C3, planos axiales de las estructuras menores: microplegues y corrugaciones; (L), Campo de distribución de los ejes mayores de los fenoclastos de las psefitas del Grupo de La Lola, según Cucchi (1966) y ejes de los prismas columnares, según el autor presente.

3b. Direcciones de planos S principales en el basamento.

3c. Diagrama mostrando la formación de las estructuras columnares de clivaje. Se, plano de esquistosidad o clivaje: S1 y S3, fracturas.

3d. Direcciones principales de planos de diaclasas en la cobertura sedimentaria, (Grupos de La Lola y Mascota), según Cucchi (1966). 1 y 2: planos diagonales y 3: plano transversal a los ejes de plegamiento.

De la observación de la dirección y buzamiento de los planos de fracturas de las rocas del núcleo del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar se desprende que existen dos sistemas de diaclasas cuyos valores oscilan entre norte  $350^{\circ}$  -  $355^{\circ}/66-74^{\circ}$  sudoeste y norte  $330^{\circ}$ - $335^{\circ}/$

la figura 2 se distingue como 1. En el segundo caso, las inclinaciones se moverían más o menos en abanico con valores decrecientes hacia el este, 2 en la figura dos.

De estas observaciones preliminares se infiere que existe un modelo de inter-

ferencia y que está dado por dos movimientos que afectaron el basamento primero 1, fig. 2 y el basamento y la cobertura después 2, fig. 2. El segundo sistema de fracturas correspondería a diaclasas paralelas al eje de plegamien-



Fig. 4. —  $C_3$ : corrugación acodada que deforma a  $C_2$  en filonitas del C° del coral

to y que son casi concordantes con los planos S anteriores del basamento. De esta forma se habría producido una interferencia de los planos del núcleo con los de la cobertura ya que el basamento evidentemente deformado antes de producirse el plegamiento se comportaría así como rocas planares y de competencia inferior a las supuestamente ígneas graníticas del núcleo fig. 2. Las rocas miloníticas foliadas y de colores verdosos que se adosan a las blastomilonitas del flanco oriental de la estructura antiforme, presentan pliegues de tipo "similar" y de plano axial inclinado hacia el oeste, fig. 6a, 6b. La orientación del plano axial es norte  $355^\circ/62^\circ$  oeste y se observa además un clivaje que corta al anterior norte  $325^\circ/42^\circ$  oeste.

Las filonitas del contacto con las pseudofilonitas de la cobertura presentan filones de cuarzo deformados y paralelos a la

esquistosidad general. Se observan en las rocas dos sistemas de corrugaciones que configuran estructuras lineares sobre la superficie de esquistosidad, una de rumbo norte  $210^\circ$  e inclinación de plano axial:  $62^\circ$  oeste y la otra que la corta y la deforma norte  $310^\circ/80^\circ$  oeste, fig. 4.

En el diagrama de la fig. 3, se han volcado los datos de rumbo y buzamiento de los planos S más conspicuos que han sido observados en los afloramientos de blastomilonitas al noreste del cerro del Corral.  $C1$  es el plano axial de los micropliegues de la fig. 7b,  $C2$  y  $C3$  son los planos de corrugaciones de las filonitas del contacto,  $Se$  es el plano de esquistosidad general;  $S1$ ,  $S2$  y  $S3$  son planos de diaclasas;  $C3$  es también un plano de diaclasa posible en las rocas competentes del núcleo. El área en rayado (L) es el campo de distribución de los ejes mayores de los rodados de la cobertura según Cucchi (1966). De las observaciones realizadas por el autor se desprende que, la intersección del plano de esquistosidad o laminación de las *blastomilonitas*:  $Se$ , con el plano de diaclasa  $S1$  determina una estructura lineal de tipo columnar de "clivaje" de Wilson (op. cit.) y que se



Fig. 5. — Lincación columnar de clivaje en cuarcitas del grupo de Hinojo (L) Abra de Agua Blanca

orienta según el eje *a* de la fábrica mesoscópica. Esta estructura, se caracteriza por presentarse en prismas de base rómbica alargada y de eje anteroposterior y el paralelo al observador inclinados, figs. 3c y 6. La diferencia fundamental con las estructuras lineares descritas por Wilson, estriba en el hecho que las citadas por este autor se hallan a  $90^\circ$  de las observadas en el presente estudio es decir:  $BL = 90^\circ$ , y la superficie de referencia es en nuestro caso el clivaje o esquistosidad en lugar de estratificación. Los ejes mayores de los fenoclastos de La Lola presentan idéntica orientación que los prismas de clivaje y los polos de éstos se hallan dentro del campo de distribución de los rodados, fig. 3.

*Estructuras de pseudoboudinage.* Este tipo de estructuras son producidas por tracción, motivada por el empuje en una dirección de una pila metasedimentaria con intercalaciones de rocas de naturaleza ígnea, Currall y Taylor (1965). Por efecto de estos esfuerzos se producen diaclasas diagonales y curvadas que separan el cuerpo más competente que se halla intercalado o intruido en una masa de naturaleza más fina, plástica o menos competente. El único ejemplo observado se encuentra en el flanco occidental del cerro Pan de Azúcar. Los afloramientos están compuestos por una roca de naturaleza diabásica que presenta evidentes signos de metamorfismo de bajo rango y deformación periférica, y que fuera descrito anteriormente por el autor, Kilmurray (1968). Los cuerpos presentan las formas de lentes discontinuas que afloran por trechos; presentan esquistosidad en los contactos con la roca de caja y estructuras microscópicas de tracción en el sentido del rumbo de la superficie S; la roca de caja está formada por milonitas y blastomilonitas.

2. *Sector del Abra Agua Blanca.* Los afloramientos de este sector estudiado,

están constituidos por rocas psammíticas fuertemente deformadas. Se observan pliegues anticlinales y sinclinales que se caracterizan por presentar un clivaje de fracturas en abanico muy pronunciado. El clivaje está dado por



Fig. 6. — Clivaje columnar en adornamientos de blastomilonitas en el Cº del Corral. Líneación paralela a los ejes de las columnas de base rómbica (arriba, a izquierda)

la alineación de rodillos elongados sobre la superficie de fractura, fig. 5, que forman una superficie de clivaje de sección dentada en su sección transversal, fig. 6d. Las estructuras estudiadas presentan 5 juegos de superficies S principales. C1 a C5: clivaje de fractura, cuyo rumbo norte  $330^\circ$  y buzamiento variable según su posición den-

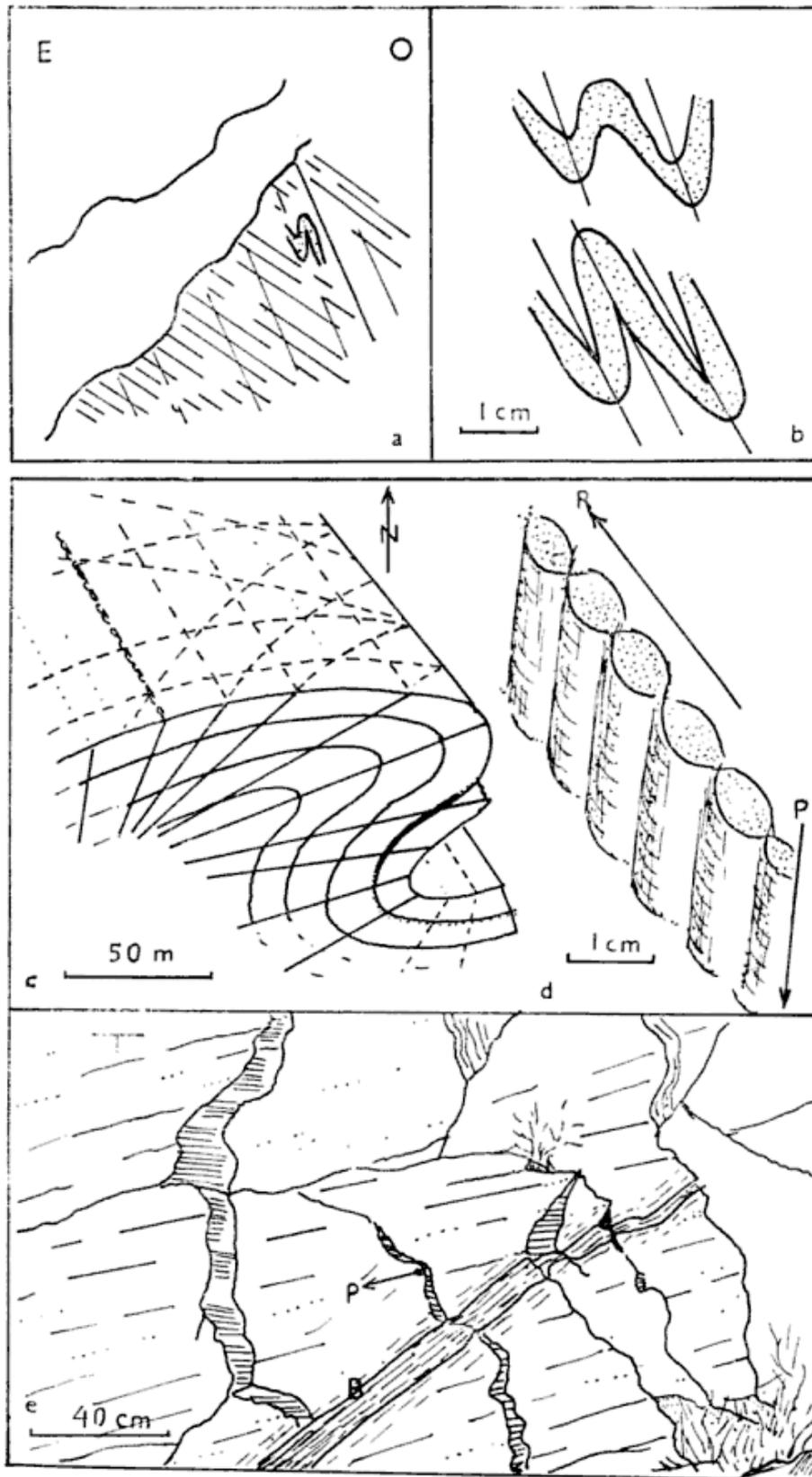


Fig. 7a. — Micropliegues de tipo similar en mitonitas del flanco oriental del Cerro del Corral. Nótese los dos sistemas de clivaje dominantes, uno de ellos paralelo al plano axial del micropliegue (b).  
 7b. Micropliegues observados.  
 7c. Estructura anticlinal estudiada. Clivaje de fractura en abanico y diaclasas diagonales.  
 7d. Detalle esquemático de las estructuras columnares observadas.  
 7e. Afloramiento sobre el flanco derecho de la estructura (7c): nótese la capa de lutita, delgada, que forma un ángulo con la superficie de clivaje; (p) indica el «plunge» de la lineación. (B) el buzamiento de la capa o estratificación. La observación se ha hecho sobre una pared de diaclasa normal al eje de la estructura.

tro del antiforme ( $20^\circ$  a  $88^\circ$  al sudoeste: valores medidos). S2: norte  $210^\circ/85^\circ$  sudoeste; S3: norte  $225^\circ/85^\circ$  sudoeste; S1: norte  $260^\circ/86^\circ$  norte y finalmente Se: norte  $330^\circ$  y buzamiento variable según su posición dentro de la estructura, fig. 8 y 7e, 7c. Las estruc-

La estratificación Se en el flanco oriental del pliegue antiforme estudiado, está además representado por una capa de lutita silicificada de tonalidades amarillentas y rojizas que se intercala entre las psammitas y forma con el clivaje un ángulo agudo como puede verse

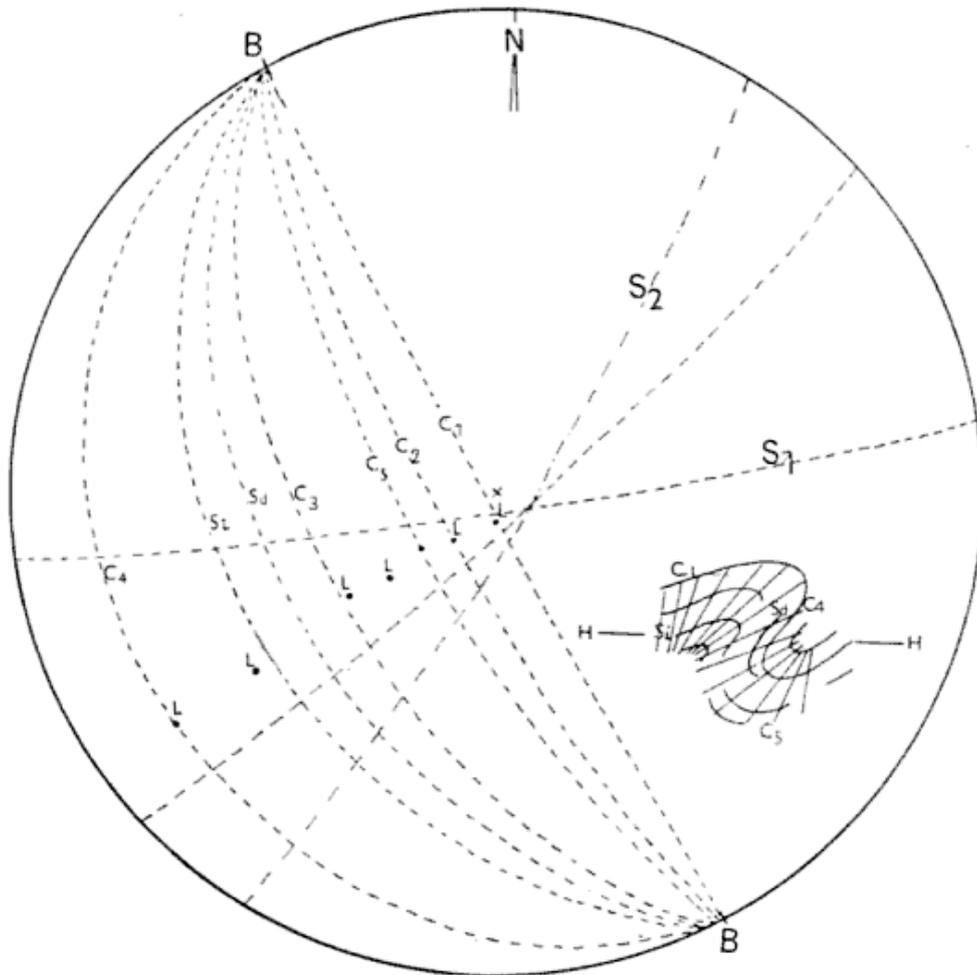


Fig. 8. — Proyección de planos de clivaje (e) y lineación columnar (L) y superficies de diaclasas (S1 y S2). A la derecha del diagrama se ha dibujado la posición relativa de los planos de clivaje en abanico dentro de la estructura estudiada; H-H, horizontal; Si y Sd, estratificación flanco derecho e izquierdo; C1-C5, clivaje de fractura que contiene la lineación (L) de las formas columnares; B-B, eje del pliegue.

turas lineares están representadas por ejes de las columnas que tienen aproximadamente un centímetro de diámetro y que son concordantes con el buzamiento de la superficie de clivaje, figura 7d. El rumbo de la lineación es constante: norte  $50^\circ$  este y el hundimiento de los ejes es variable entre  $20^\circ$  y  $88^\circ$  hacia el oeste, según su posición dentro de la estructura principal.

en la fig. 7e. Sobre el mismo flanco del pliegue y a unos veinte metros hacia el pliegue sinclinal que le sigue hacia el este, se observan afloramientos de una roca gris azulada oscura que también presenta lineaciones en columnas. Las estructuras lineares individuales se caracterizan por estar formadas por agregados cuarzosos de grano fino formando una varilla; sobre la superficie de la

misma se observa un "barniz" de sericita que facilita la separación de las partes de la roca. En la figura 8 se han volcado los datos de rumbo y buzamiento de los planos S observados en el campo como así también los valores de lineación (plunge), que se orientan en plano *ac* de la fábrica mesoscópica; B: es el eje de plegamiento y el eje *b* de fábrica. Como podemos apreciar, la lineación presentada es según el eje *a* de fábrica o eje de transporte tectónico como se desprende de las estructuras mayores observadas. Las lineaciones están delimitadas por dos planos de diaclasas S1 y S2 que son diagonales al eje de la estructura mayor y una S3 que es bisectriz del ángulo S1-S2 y que coincide aproximadamente con la dirección de los ejes de las columnas o varillas. De las observaciones realizadas se desprende que, las lineaciones en columnas son de la misma edad que el pliegue y están dadas por la deformación por tracción motivada por fuerzas que han actuado perpendicularmente al eje de plegamiento. Este fenómeno se repite en todos los afloramientos estudiados ya sea en escala mesoscópica como microscópicamente.

#### IV. DISCUSION

Las estructuras descriptas en el capítulo anterior corresponden a las estudiadas por Wilson (1953) en Sutherland, Escocia, con la diferencia fundamental que las mismas presentan extensiones en el plano de las capas plegadas y elongaciones en el sentido del eje de plegamiento respondiendo a las estructuras del tipo "boudinage". Las descriptas en este trabajo son producidas por tensiones y elongaciones perpendiculares a los ejes de plegamiento y se orientan a 90° con respecto a las anteriores.

Los estudios de Cucchi (1966), establecieron una falla inversa en el cerro del Corral, cuyo desplazamiento motivó

la orientación de los rodados y la formación de rocas miloníticas. Los argumentos en favor de la existencia de una fractura anterior al plegamiento y la orientación de los fenoclastos de las pselititas sincrónica con el plegamiento se establecen a continuación:

a) Cataclasis pos-granitización y crecimiento de porfiroblastos de feldespato potásico en una matriz milonítica (blastomilonitas), en profundidad.

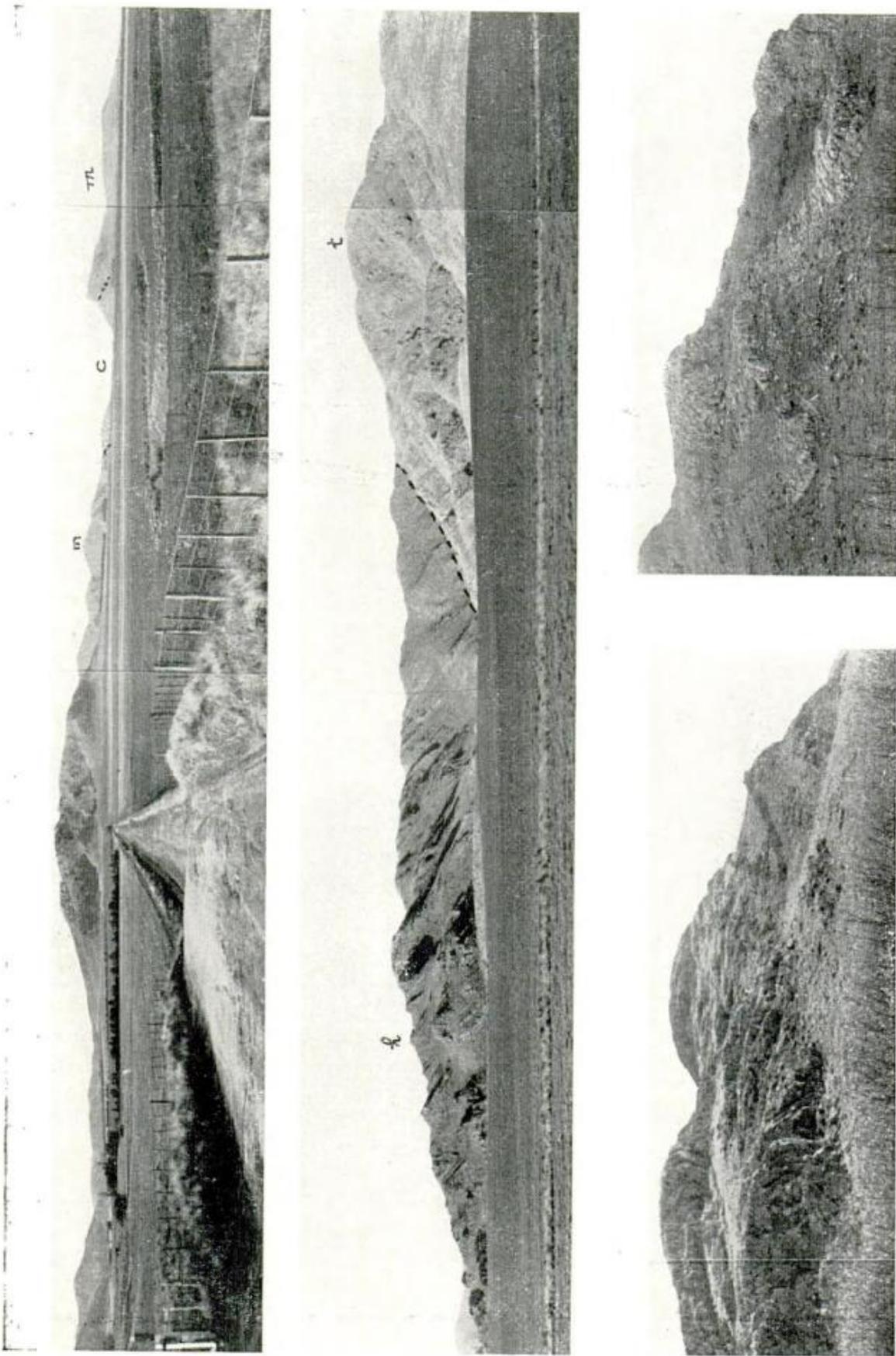
b) La presencia de filones de cuarzo y feldespato potásico que no presentan signos de deformación en afloramientos muy cercanos al contacto con la serie sedimentaria.

c) La presencia de micropliegues en rocas miloníticas y de tipo "similar" que concuerda con las condiciones de formación de las "blastomilonitas".

d) La presencia de micropliegues "kink" en las filonitas indican un estado frío y quebradizo de la materia. Se destacan además, filones de cuarzo deformados y concordantes con la esquistosidad de las rocas.

e) La orientación de los rodados del flanco acostado del pliegue anticlinal es concordante con la orientación de las estructuras columnares de las rocas psammíticas que se adosan sobre el conglomerado "basal" de La Lola.

f) Las fracturas del basamento fueron reactivadas en una etapa post-plegamiento, como asimismo se reactivaron diaclasas, que determinaron movimientos relativos en los niveles más altos de la corteza. La fractura estudiada por Amos y Urien (1869) en el Abra de La Ventana corresponde a este tipo de fenómeno y es probablemente sincrónica con la reactivación de las fracturas del Pan de Azúcar, contactos entre sedimentitas y rocas ígneas y fracturas entre bloques graníticos. Estas fracturas de ningún modo producirían una deformación plástica como la observada en los rodados actualmente aplastados y orientados. La presencia de "crush breccias", como las descriptas



Figs. 9-12. — 9, Vista panorámica del Sector Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral a la derecha de la foto, *m*, Grupo de Mascota; *g*, Grupo de La Lola; *c*, Basamento; 10, Vista panorámica a la salida del Abra le Agua Blanca hacia el S. E.; *t*, Grupo de Trocadero; *h*, Grupo de Hinojo. Nótese los pliegues isoclinales de plano axial volcado al N. E.; 11, Anticlinal y sinclinal, ambos se hallan al costado del camino mirando hacia el norte. (Abra de Agua Blanca); 12, Otra vista de ambas estructuras hacia el N. E.. Nótese en estas dos últimas fotos el clivaje o diaclasamiento en abanico en la estructura antiformal.

por Amos (op. cit.) y la presencia de planos acodados "kink planes" en las sedimentitas pelíticas de Sauce Grande en el camino del Abra<sup>1</sup>, como así también las corrugaciones de las filonitas del Pan de Azúcar corroboran la hipótesis anterior.

g) Las estructuras de "pseudoboudinage" del flanco occidental del cerro Pan de Azúcar se produjeron por empuje a través de fracturas del basamento, que el emplazamiento del cuerpo diabásico se produjo en rocas previamente milonitizadas, en una etapa posgranitización y en estado poco plástico. Sobre esta estructura de deformación se sobrepuso el empuje que plegó la cobertura y afectó por reactivación de fracturas a la capa intrusiva: como consecuencia de la misma deformación se impuso además en las rocas del núcleo un sistema de fracturas que continúan en forma más acentuada en la cobertura sedimentaria.

## V. CONCLUSIONES

1) Las lineaciones observadas en distintos sectores de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, especialmente en el sector occidental, corresponden al tipo columnar de clivaje de Wilson (1953).

2) El eje de las estructuras columnares está contenido en el plano *ac* de fábrica mesoscópica.

3) Las rocas filoníticas del cerro del Corral son productos formados anteriormente o sincrónicamente con el plegamiento de la secuencia sedimentaria y que deforman una estructura S anterior, como lo prueban los dos tipos de micropliegues observados.

4) Los micropliegues analizados en los afloramientos de milonitas verdosas asociadas a blastomilonitas son del tipo similar y no son compatibles con el de los pliegues mayores de la cobertura.

Para la formación de los mismos se postula un estado plástico de la materia y temperaturas mayores que las que sufrieron las rocas sedimentarias durante el evento principal y son por lo tanto de un episodio anterior.

5. La orientación de los rodados del Grupo de La Lola en el sector del cerro del Corral está contenida en el plano *ac* de fábrica y presentan igual orientación que los prismas de clivaje del basamento y las columnas de los pliegues de la cobertura en el Grupo de Hinojo en el Abra Agua Blanca.

6. El ordenamiento preferido de los rodados aplanados sobre el flanco oriental de los pliegues se debe al empuje de las estructuras volcadas al nordeste y a la diferencia de competencia entre el núcleo y la cobertura. Se destaca además que la deformación de rodados y la presencia de filonitas están acompañadas por venas de cuarzo deformadas que marcarían una actividad hidrotermal en los contactos y por lo tanto una modificación local de las condiciones físicas de la materia.

7. Se postula una orientación de los rodados sincrónica con el plegamiento y una reactivación de fracturas del basamento. Este fenómeno se observa en los contactos entre bloques graníticos con filonitas y en sedimentitas deformadas que presentan intercalaciones pelíticas de aspecto filonítico.

8. El emplazamiento del cuerpo diabásico en el sector occidental del pliegue antiformal expuesto en los cerros Pan de Azúcar y del Corral, se produjo en una fase posgranitización y entre rocas miloníticas. Se halla deformado en su rumbo, pues su emplazamiento tuvo lugar entre fracturas activas y finalmente sufrió el efecto de interferencia con el empuje que motivó el plegamiento de la cobertura sedimentaria.

9. La formación de las filonitas es independiente de la serie: cataclásitas, milonitas y blastomilonitas en el basamento, como lo prueba la presencia de delgadas capas filoníticas que

<sup>1</sup> Observaciones personales del autor.

separan bloques graníticos (canteras Agua Blanca) o en capas en contacto con la serie sedimentaria y aún dentro de la misma formando intercalaciones finas entre rocas cuarcíticas.

#### AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de campaña fueron realizados en el año 1967 para el LEMIT en cumplimiento de un programa de trabajos más extenso. Agradezco a los doctores M. E. Teruggi, A. J. Amos y A. V. Borrello la lectura y comentarios sobre este estudio. Al doctor A. Cuerda la lectura, corrección e intercambio de ideas sobre el problema.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J. y Urien, C. M., 1968. *La falla Abra de La Ventana en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXIII, 3, pp. 197-206.
- Andreis, R. R., 1965. *Petrografía de las sedimentitas psefiticas paleozoicas de las Sierras Australes bonaerenses*. An. Com. Invest. Cient. Bs. As., VI, pp. 9-63.
- Cucchi, R. J., 1966. *Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la Pcia. de Buenos Aires*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXI, 2.
- Cuerda, A. J., 1967. *Niveles fosilíferos y estructuras pseudofosilíferas del Paleozoico pre-antracolítico de las Sierras Australes*. Com. Invest. Cient. Prov. de Bs. As., V, N° 4.
- Curral, A. E. y Taylor, W. E. G., 1965. *Geological history of the Slieve Gamp Mountain, western Ireland*. Nature, 207, pp. 1143-1144.
- Fleuty, M. J., 1964. *The description of folds*. Proc. Geol. Assoc., 75, 461-492.
- Harrington, H. J., 1947. *Explicación de las hojas 33 m y 34 m. Sierras de Curumalal y de la Ventana*. Bol. Direc. Nac. Min. Geol., 61, N° 44, Bs. As.
- Kilmurray, J. O., 1961. *Petrografía de las rocas ígneas de las sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Tesis Museo de La Plata, inéd.
- 1965. *Petrografía y petrofábrica de las psamitas deformadas de la Serie de Curumalal*. IIas. Jorn. Geol. Arg., Acta Lill. VI, pp. 113-127. Bs. As.
- 1968. *Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Pdo. de Saavedra, Prov. de Buenos Aires)*. IIIas. Jorn. Geol. Arg. tomo III, pp. 217-238. Bs. As.
- 1968. *Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Prov. de Buenos Aires*. Rev. Museo de La Plata, VI, 45, pp. 155-188.
- Phillips, F. C., 1937. *A fabric study of some Moine schists and associated rocks*. Quart. Journ. Geol. London, 93, 581.
- Rayces, E. C., 1941. *Estructura tectónica del Cerro Pan de Azúcar en las Sierras Australes de la Prov. de Buenos Aires*. Tesis Museo de La Plata, inéd.
- Read, H. H. y Phemister, J., 1926. *The geology of Strath Oyckell and Lower Loch Shin*. Mem. Geol. Surv. Sheet N° 102.
- Schiller, W., 1930. *Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la Prov. de Buenos Aires*. An. Mus. La Plata, serie 2, IV, pp. 9-101.
- Suero, T., 1961. *Investigaciones geológicas en las Sierras Australes de la Prov. de Buenos Aires*. 1ª Parte: *Perfiles geológicos*. LEMIT, inéd.
- Turner, F. J. and Weiss, L. E., 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw Hill, Co.
- Wilson, G., 1953. *Mullion and rodding structures in the Moine Series of Scotland*. Proc. Geol. Assoc., 65, pp. 118-145.

Recibido el 10 de Julio de 1969.

CARACTERISTICAS GEOLOGICAS Y PETROGRAFICAS  
DE LA SECUENCIA PIROCLASTICA DE LOS CERROS "POCA"  
Y "EL BURRO", DEPARTAMENTO POCHO, PROV. DE CORDOBA  
REPUBLICA ARGENTINA

POR ALFREDO BERNASCONI Y JUAN JOSE LANFRANCO \*

RESUMEN

Este trabajo trata de establecer las características de las sucesivas erupciones dentro del distrito volcánico central en el Dpto. Pocho, de los cerros Poca y El Burro.

La investigación se hizo sobre la base del estudio petrográfico de la secuencia piroclástica, incluyendo algunas consideraciones geológicas generales. Estos dos cerros fueron elegidos para este trabajo porque son los que mejor han conservado parte de lo que constituyó el cono volcánico propiamente dicho.

Las rocas han sido clasificadas como traquibasaltos y traquiandesitas, debido al alto porcentaje de  $K_2O$ , dado por la presencia de sanidina, la cual constituye los bordes de los fenocristales de plagioclasa y tablillas en la pasta.

ABSTRACT

This Work tries to establish the features of successive eruptions within the volcanic central district in Departamento Pocho de los cerros Poca and El Burro.

The research is based on the petrographic study of the pyroclastic sequence, including some general geological considerations. We have chosen these hills for our task because they have preserved elements belonging to the volcanic cone itself, better than any other hill in the place.

The rocks have been classified into Trachybasalts and Trachyandesites because to the high percentage of  $OK_2$ , given by the Sanidine, which forms the Plagioclase phenocrysts edges and tablets in the matrix.

INTRODUCCION

El objeto de nuestra investigación fue establecer las características de las sucesivas erupciones dentro del distrito volcánico central del Dpto. Pocho de los Cerros "Poca" y "El Burro", sobre la base del estudio petrográfico de la secuencia piroclástica, además de algunas consideraciones geológicas de orden general.

Estos dos cerros fueron elegidos para este trabajo, porque son los que mejor han conservado parte de lo que constituyó el cono volcánico propiamente dicho.

Se trató de seguir el criterio observado por G. Piccoli para determinar la variación magmática de las diferentes emisiones; pero debido a la imposibilidad de efectuar análisis químicos, el estudio y sus conclusiones finales han sido realizadas teniendo como elementos de juicio el reconocimiento microscópico de las distintas rocas, complementando con ciertas consideraciones establecidas por el citado autor, concebidas sobre la base de 12 análisis (cuadro I) realizados por O. Hieke-Merlin.

El alto porcentaje de  $K_2O$ , dado por la presencia de sanidina, la cual consti-

tuye los bordes de los ftnocristales de plagioclasa y tablillas en la pasta, hace que las rocas sean clasificadas como traquibasaltos y traquiandesitas.

Debemos destacar nuestro reconocimiento por las sugerencias y orientaciones relativas al estudio petrográfico brindadas por el doctor Carlos E. Gordillo.

#### LOCALIZACION GEOGRAFICA

El grupo volcánico que nos ocupa, cuyos restos principales constituyen elevaciones tales como los cerros "Poca" (1500 m), "La Vieja", "Las Lecheras", "El Burro", "Las Chileas", "El Vallecito", "Dos Arboles", "Ciénaga u Horqueta", "El Palmar", "El Potrero", "Mogotes de la Petaca", "El Corralón", "Aspero", "Velis" (1300 m), se encuentran al norte del Dpto. Pochó y extremo sur del Dpto. Minas. Sus coordenadas geográficas medias son: 31°18' de latitud sur y 65°14' de longitud oeste.

Constituye un área de aproximadamente 130 km<sup>2</sup> y si consideramos una serie de lomadas suaves formadas en su mayor parte por tufitas, la superficie alcanza los 200 km<sup>2</sup>.

#### CONDICIONES DE ACCESO

Según la elevación de que se trate, la accesibilidad varía; así tenemos que en el caso del cerro "Ciénaga" puede llegarse sin dificultad, por que se encuentra a no más de 800 m de la Ruta 20 a la altura de Villa Biso. En el caso del "Velis", hay un camino que saliendo de Salsacate llega a sus proximidades. A las otras elevaciones principales, las vías de acceso son más difíciles, debido a que sólo puede acercarse a ellos, bien a pie o a caballo a lo largo de sendas que en general bordean los valles y quebradas mayores.

El "Poca", puede alcanzarse después de no menos de dos horas a caballo partiendo de Ojo de Agua, por el nor-

te. En nuestro caso, llegamos a dicho cerro por el sur pues hay transporte hasta la localidad de Las Palmas sobre la Ruta 20, de allí se recorre un trecho del camino a La Mudana para inmediatamente tomar una senda hacia el nordeste y luego de unas dos horas y media de camino se llega a las inmediaciones del cerro "El Burro", lugar en que debido a la existencia de agua permanente (ojo de agua), se puede acampar.

Hay dos sendas que conducen al "Poca" después de una hora de marcha; una de ellas se dirige hacia el norte arribando a las laderas occidentales de dicho cerro, la otra senda pasa, hacia el este, por la base norte del cerro "El Burro", para dirigirse por la quebrada principal (Las Higueras), en dirección al abra entre "La Vieja" y "Los Congos". Desde aquí se descende al valle que marca el límite sur del "Poca".

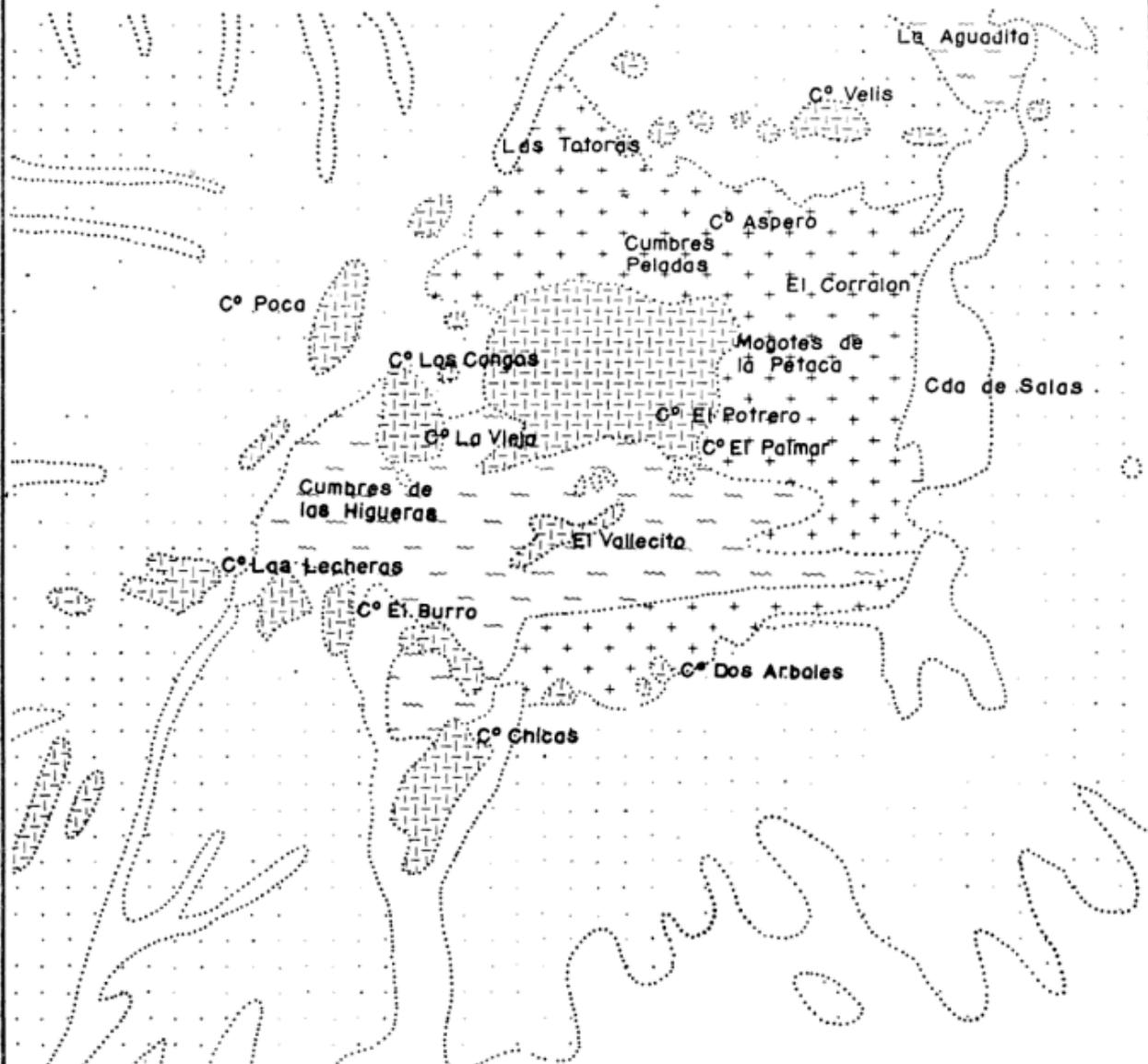
#### CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS DEPOSITOS PIROCLASTICOS

Creemos necesario hacer algunas aclaraciones respecto a lo que se ha denominado indiscriminadamente "tobas".

De acuerdo con las características estructurales y texturales de estas rocas de aspecto conglomerádico y atendiendo a los criterios de clasificación para los materiales piroclásticos, algunos de los cuales consideramos oportuno anotarlos más adelante, ellas son en realidad verdaderas "tufitas", es decir, rocas híbridas constituidas por materiales piroclásticos y elementos extraños a los mismos, dadas por la conjugación de procesos volcánicos y sedimentarios; estos últimos se manifestaron mediante la erosión, transporte y redeposición de las vulcanitas.

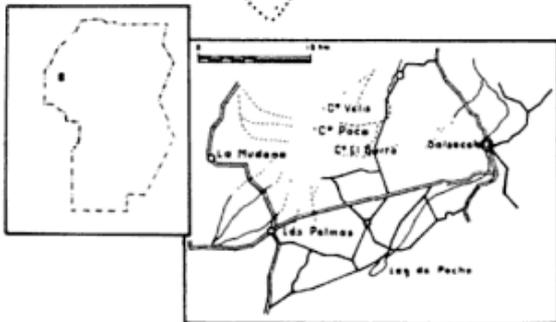
En efecto, la clasificación de los materiales debido a la actividad volcánica explosiva se puede hacer desde dos puntos de vista, según se considere la composición del material o su granulometría; así es que se habla de tobas

GEOLOGIA DEL AREA CENTRAL DE LA REGION VOLCANICA DE LOS DEPARTAMENTOS POCHO Y MINAS



REFERENCIAS

-  Esquistos cristalinos
-  Granito
-  Traquandesitas
-  Tobas y Tuffitas
-  Relleno moderno



CROQUIS DE UBICACION

vítreas, cristalinas y líticas, o bien de toba propiamente dicha para las cenizas y partículas de tamaño menor a los 4 mm, toba de lapilli a aquella en que sus dimensiones están entre 4 y 32 mm y aglomerados y brechas piroclásticas según se compongan respectivamente de bombas o de bloque con diámetro superior a los 32 mm.

En lo que respecta a los materiales piroclásticos del área en estudio, se debe considerar que por lo menos las partes externas de la porción tobácea, más alejadas de las chimeneas, son "tufitas". Como elemento de juicio para esta afirmación, consideramos:

- 1° el tamaño de los individuos;
- 2° el grado de redondez que los mismos presentan;
- 3° presencia de elementos extraños a la actividad volcánica;
- 4° una estratificación bien definida.

Esta última se explica si la deposición se ha realizado en un medio subacuático.

Estas observaciones fueron hechos en cortes del camino a "Los Túneles", en las cercanías de Taninga, en la porción sur y en el distrito "La Argentina" Dpto. Minas, al norte.

Otro elemento a considerar, es la morfología de este complejo volcánico central de desagüe radial centrífugo, por lo cual sobre la base de la observación del plano topográfico-geológico, vemos que la disposición de los piroclastos adopta una distribución consecuente con dicho sistema de drenaje. Observando las características de las elevaciones (restos de chimeneas) y considerando el tipo de erupción que tuvo lugar en el Cenozoico superior (Olsacher, J. 1960), es indudable que la erosión ha actuado notablemente, quizás en condiciones más favorables que en la actualidad en que hay escasas precipitaciones, eliminando los conos piroclásticos y transportando el material hacia las zonas de brusca disminución del relieve, como son las alti-

planicies circundantes de Pocho y Guasapampa.

#### CARACTERISTICAS DE LA ACTIVIDAD VOLCANICA

Analizando los productos volcánicos de esta área y observando las estructuras actuales, se llega a la conclusión, ya anotada por diversos autores, que la manifestación volcánica de esta región fue esencialmente explosiva, seguramente tipo vulcaniano, en que a cada taponamiento de chimenea se producía la acumulación de gases que luego derivaría en una formidable explosión seguida de algunas coladas localizadas en diversas porciones del cono.

En efecto, la altura actual de los restos de chimeneas que constituyen un accidente notable en la topografía de la planicie Pocho-Guasapampa y la observación de los materiales "in situ", como sucede en la ladera oriental del "Poca", dan idea al comparar a escala, si se analiza el perfil correspondiente, la magnitud de lo que debió ser en los últimos tiempos del vulcanismo, una inmensa acumulación de piroclastos formando el cono del aparato volcánico considerado.

Ya el doctor P. Quiroga (1945) en su trabajo de Tesis, destaca que seguramente, las tobas de la pared oriental del cerro Poca, buzantes hacia el oeste con valores que varían entre 10 y 25 grados, constituían la ladera convergente de un cono de doble pendiente. Posteriormente el trabajo de G. Piccoli, permite a éste deducir entre otras conclusiones, que en los primeros tiempos la actividad efusiva estuvo localizada en el Poca, lo que eliminaría la posibilidad de que el material estratificado que se inclina hacia la chimenea, proviniese del lavado de material expelido por volcanes situados hacia el este.

Lo contrario tenemos en el cerro "El Burro"; éste aparece como abriéndose paso a través de tufitas provenientes del noreste (cerro "La Vieja", cerro "Poca") dado el rumbo e inclinación me-

didados en dichos estratos. Estas tufitas se muestran afectadas por gran cantidad de fallas de pequeño rechazo, originadas por efectos de acomodación.

## PERFIL DEL CERRO "POCA"

### DESCRIPCIÓN

A lo largo de una pequeña quebrada, que descende desde la chimenea traquiandesítica, se ha podido observar lo que se encuentra por debajo de la base del paredón constituida por una brecha volcánica caótica.

La separación de los diversos niveles y subniveles se ha efectuado sobre la base de las características estructurales y texturales.

No ha sido ubicado el contacto con la roca de basamento; pero teniendo en cuenta que inmediatamente al sur del cerro están unas elevaciones formadas por gneises y esquistos cristalinos, que constituyen las "Cumbres de las Higueras" y que hace el este, a unos 400 m afloran esquistos y anfíbolistas, hemos considerado que la secuencia tobácea está limitada hacia la base por rocas metamórficas en lugar de granito (G. Piccoli e O. Hieke-Merlin, 1961).

En el fondo de la quebrada nombrada, aparece una roca muy alterada de color amarillento, con un bandeo rojizo que da el aspecto de estratificación; por sus características macroscópicas confirmadas al microscopio, se llegó a la conclusión de que es una roca de colada, quizás de extensión limitada y por su composición mineralógica, consiste en una traquiandesita con anfíbol reabsorbido.

(1) *Brecha fina traquiandesítica (1a)* aparece hacia arriba gradando a gruesa en las partes superiores. Llama la atención, en este material, la abundancia de rocas del basamento representadas por gneis y esquistos micáceos. La matriz es de color amarillento formada por arcillas ferruginosas, carbonato e individuos del grado de arena y grava fina.

Como ya anotamos este material pasa hacia arriba a una brecha caótica (1b) que constituye la base de la abrupta pared. Contiene abundante matriz de color gris amarillento y es bastante coherente. Incluye piroclastos de hasta un metro de diámetro. La litología es variada, muestra vulcanitas de colores grisáceos (traquibasalto augítico), rojizos (traquiandesita augito-hornbléndica) y amarillos (traquiandesita hornbléndica). Los fragmentos nombrados en último término son relativamente escasos. Contiene también, accidentalmente, rocas de basamento de pequeño tamaño.

(2) *Brecha fina traquiandesítica*. Alternan bandas areno-limosas de color amarillo pardusco con rojizas, caracterizándose estas últimas por la presencia de material brechoso de tamaño variable con predominio entre 1 y 5 cm. Estratificación marcada con buzamiento de unos 15 grados hacia la chimenea. Hay lentes de arenisca muy fina hasta limo; variaciones laterales muy marcadas.

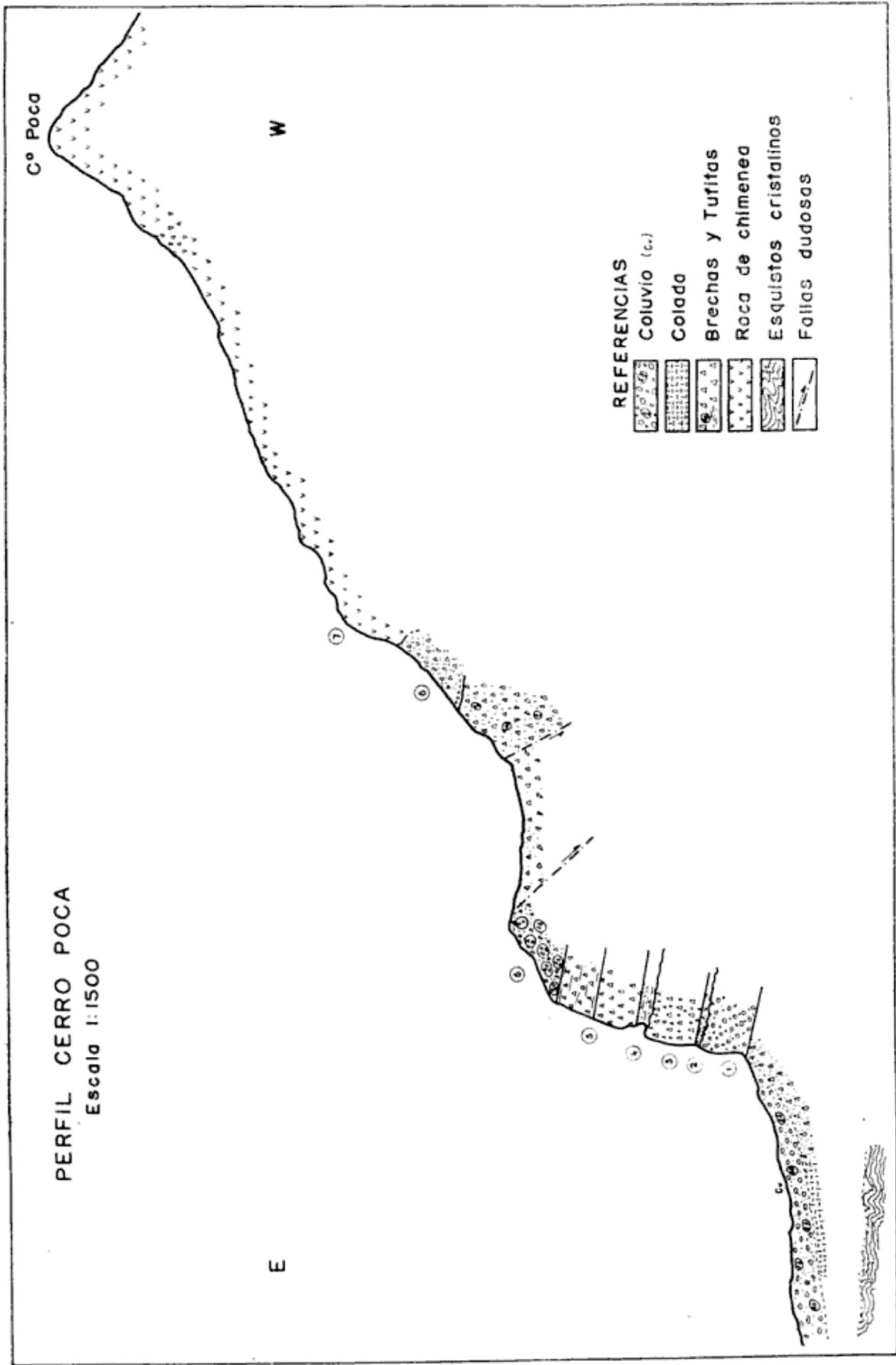
Este nivel marcaría un período de inactividad volcánica.

(3) *Brecha traquiandesítica piroxénica* de estructura caótica. Comienza en la base con gruesos fragmentos de vulcanitas de color gris (traquiandesita augítica con anfíbol reabsorbido), verde rojizas (traquiandesita augítica) y rojas (traquiandesita augito-oxihornbléndica).

Es notable la escasez de material fino en la matriz, que es esencialmente brechosa del tamaño de grava fina a media (1 a 10 cm). Los fragmentos esquistosos son muy escasos y angulosos.

La brecha, en las porciones no expuestas a la acción directa de la intemperie, exhibe una pátina blanquecina con tinte rosado. Los individuos mayores tienen inclusiones rocosas de pequeño tamaño ricas en mafitos.

(4) *Brecha arenosa traquiandesítica anfibólica*. Estratificación grosera; de



color pardo amarillento, contiene abundantes clastos con cierta redondez, de color pardo oscuro (traquiandesita augito-oxihornbléndica). Incluye individuos de material brechoso fino de colores rojizos formados por cristales de anfíbol verde oscuro a negro y clastos angulosos de vulcanitas grises y gris violáceo.

(5) *Brecha traquiandesítica de estructura caótica* que puede dividirse en dos subniveles; el inferior (5a), de escasa matriz traquiandesita hornbléndica; los individuos son de regular tamaño, los mayores 15 a 30 cm de diámetro, son agulosos y los menores tienden a ser subangulosos. Fuerte coherencia; roca de basamento muy escasa. Las vulcanitas predominantes son de color claro (traquiandesita oxihornbléndica lítica traquiandesítica). Otra vulcanita (traquiandesita augítica), incluye clastos tobáceos (tonita presente es de color pardo negruzco (traquiandesita augito-hornbléndica).

El subnivel superior (5b) caracterizado por su color gris amarillento claro a pardo oscuro aparece con una base caótica mostrando individuos de extrema angulosidad. Hacia arriba disminuye el diámetro medio de los piroclastos presentando los mismos un mayor grado de redondez, además de una grosera estratificación. Matriz abundante (traquiandesítica anfibólica), constituida por arena y grava fina. Las vulcanitas de mayor diámetro son de color gris oscuro (traquiandesita oxihornblendo-augítica), muy semejantes a las del (5a), pero algo más redondeadas.

(6) *Brecha traquiandesítica piroxénica* que comienza con un subnivel (6a). La vulcanita predominante es de color gris verdoso claro (traquiandesita augítica con anfíbol reabsorbido). Incluye grandes trozos de material pardo rojizo en forma redondeada y aglomerada. Matriz (traquiandesítica piroxénica), de tipo cinerítico de color gris ceniza. En transición (depresión, fa-

lla ?) al subnivel siguiente incluye trozos de gneis.

El subnivel (6b) comienza con una grava fina a media con matriz arenosa a cinerítica. Exhibe una estratificación poco definida con clastos angulosos y neto predominio de material pardo rojizo igual al de (6a). Hacia arriba, la intensidad de buzamiento disminuye notablemente. Sigue una brecha caótica muy coherente del mismo material (traquibasalto augítico). Luego aparece, siempre hacia la parte superior, una brecha fina, blanca grisácea, de un metro de potencia estando cubierta por una colada sin continuidad lateral pues al costado sigue el material pardo rojizo.

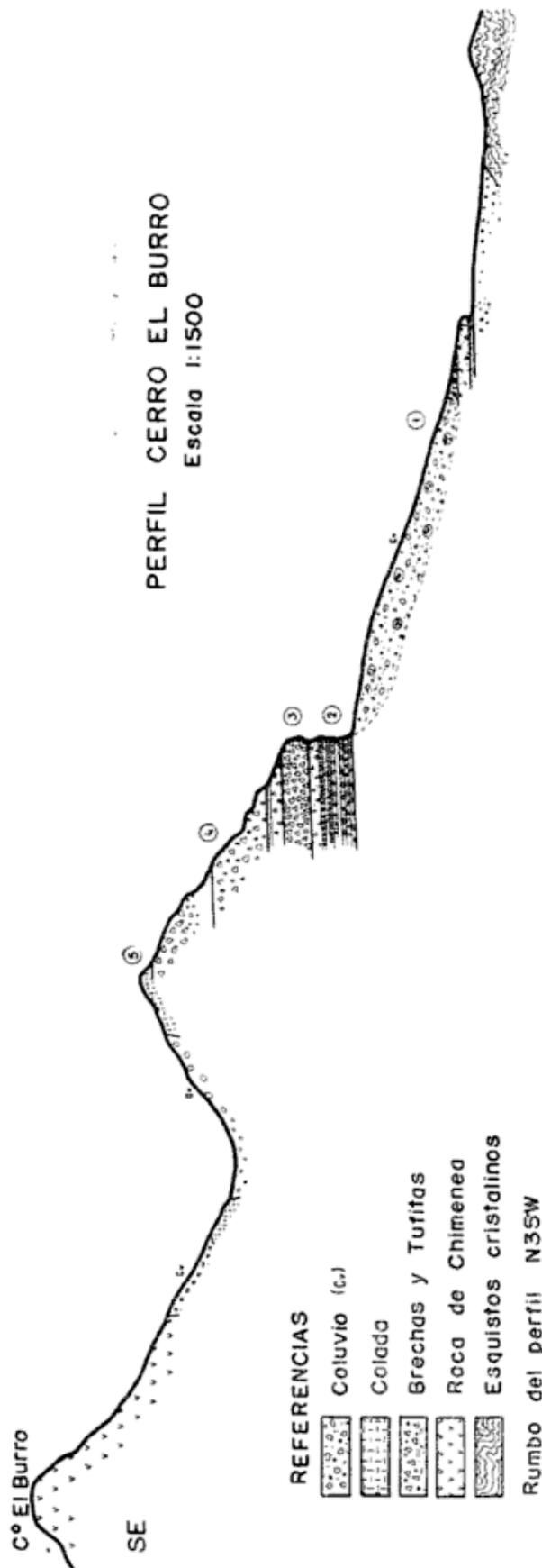
(7) *Roca de Chimenea* traquiandesita augítica.

#### PERFIL DEL CERRO "EL BURRO

#### DESCRIPCIÓN

La secuencia tufo-tobácea de este cerro se asienta sobre una superficie de morfología bastante irregular y de litología netamente metamórfica, encontrándose en su lugar más visible rocas esquistosas y además anfibolitas y gneis que en las adyacencias, se presentan formando parte del basamento; prolongación sur de las Cumbres de las Higueras.

(1) El primer nivel consta de tres miembros. El inferior (1a), se halla formado por material bastante coherente, predominando clastos de color blanco, alterado, cuyo tamaño oscila entre 20 y 25 cm de diámetro los mayores y de 1 a 4 cm los menores, siendo estos últimos los más representativos. En menor proporción se encuentran fragmentos de vulcanitas de colores variados como rojo pardusco; la presencia de esquistos se manifiesta en los tamaños menores, 1 a 2 cm de diámetro, con diverso grado de redondeamiento. El material piroclástico se clasifica como traquian-



desita oxihornbléndica, hornblendo-augítica y oxihornblendo-augítica. La secuencia continua con un pasaje gradacional, sufriendo una reducción en cuanto al tamaño de sus componentes, variando su diámetro entre 2 y 2,5 cm con características similares al anterior.

El segundo miembro (1b) con límites definidos, muestra un conjunto de estratificaciones; comenzando con una serie arenosa de 1 m de espesor y una areno-limosa de 15 a 20 cm, el conjunto podemos definirlo como alternante entre material del tamaño de arena y limo, cuyo redondeamiento es más notable, siendo la roca de basamento (esquistos, gneis y granito) abundante, acompañada por elementos efusivos. Hacia la parte superior termina en una serie arenosa con inclusiones de grava media (1c) de 1 a 1,20 m de potencia, muy similar a las inferiores. Todo el conjunto se encuentra afectado por un sistema de fallas gravitacionales. Esta porción superior se continuaría hasta la base del nivel (2) con pocas variaciones en sus características litológicas y texturales, ya que inmediatamente por debajo de ese nivel, aparecería con aspecto similar haciendo factible su correlación; esta deducción debe interpretarse con ciertos criterios inductivos, pues en el terreno la serie se hallaba totalmente cubierta por material de tipo coluvial, proveniente del desprendimiento de los niveles superiores. La matriz corresponde a una tufita arenosa traquiandesítica.

(2) Este segundo nivel se compone de una serie de miembros estratificados que se distinguen a continuación.

El primero de ellos (2a), de 50 cm de espesor, es una tufita brechosa, que presenta clastos de hasta 20 cm de diámetro de tipo volcánico, aunque el tamaño predominante es de 1 a 4 cm; entre éstos notamos la presencia de roca del basamento, tipo gneísico y esquistoso y además material granítico-pegmatítico cuyo redondeamiento es variable. El tono general de la matriz es de color

pardo claro diferenciándose de (1) que es castaño claro. El material volcánico se clasifica como traquiandesita augitoxihornbléndica.

El miembro inmediato superior (2b), tufita areno-guijosa de aproximadamente 30 cm de espesor, consta de finas capas alternantes de areniscas y grava blanca, en las cuales sus clastos constitutivos se hallan completamente alterados. La matriz de este miembro corresponde a una tufita arenosa traquiandesítica.

La secuencia luego sufre una marcada variación al comenzar el miembro (2c) tufita brechosa, que tiene aproximadamente 2 m de espesor con límites perfectamente diferenciados; incluye bloques de hasta 80 cm de diámetro, los clastos son de gneis, traquiandesitas y anfibolitas. Los fragmentos más comunes varían entre 5 y 15 cm de diámetro. Las vulcanitas son de colores gris pardusco a verdoso oscuro, aunque es de hacer notar que el conjunto es de tonos claros. Los piroclastos más representativos son traquiandesita augítica con anfíbol reabsorbido y traquiandesita augíto-oxihornbléndica.

El miembro que continúa la secuencia ascendente es el (2d) tufita guijarro-arenosa, de aproximadamente 50 cm de espesor, constituido de material arenoso con grava gruesa de 3 cm, con algunos clastos de hasta 15 cm de diámetro. La litología comprende vulcanitas de colores rojizos y grises, además acompañan fragmentos de roca del basamento.

El miembro (2e) tufita brechosa, de aproximadamente 1 m de espesor, texturalmente se asemeja al (2c) aunque el tamaño de sus componentes es menor; el predominio corresponde a los clastos de 2 a 7 cm de diámetro, cuyos colores varían entre grises y rojizos entre las vulcanitas, y hay además gneis, cuarzo y anfibolitas.

El miembro que le sucede (2f), tufita areno-guijosa de aproximadamente 60 cm de espesor, vuelve a adquirir ca-

racterísticas arenosas con tamaño en sus componentes mayores de tipo grava, de color blanco muy similar a (2b); esta serie es alternante en capas y el material arenoso es de tono rosado.

Por encima se encuentra el miembro (2g), tufita brechosa de 1 m de potencia, asemejándose bastante a los niveles inferiores con clastos mayores; además tenemos similitud en cuanto a su composición petrográfica, tanto en material efusivo como en roca de campo.

El miembro que a continuación se superpone posee un espesor aproximado de 2,50 m y hemos creído conveniente realizar una pequeña diferenciación en dos submiembros (2h) y (2i), con separación no muy bien definida, ya que se trata en parte de un pasaje gradacional entre ambos, siendo el primero de tipo arenoso, con marcadas variaciones laterales y aparición de lentes conglomerádicos, mientras que el superior toma características de una grava arenosa compuesta casi exclusivamente por clastos blancos alterados, idénticos a los de (2b); otro tipo de clasto es el descrito como traquiandesita augítica con anfíbol reabsorbido.

El último miembro, tope superior del nivel (2) es el (2j), tufita areno-brechosa de 3 m aproximadamente de potencia, compuesto de capas alternantes de brecha y material arenoso, que incluye en todo su espesor los clastos blancos alterados descritos en niveles inferiores; además aparecen trozos de basamento, otros fragmentos volcánicos con traquiandesita oxihornblenda-augítica.

(3) Este nivel tipo Brecha volcánica marca el comienzo de nuevas características petrogenéticas, texturales y fundamentalmente geológicas en el complejo estratigráfico; consta de un solo miembro y tiene un espesor aproximado de 7 m. Presenta una elevada coherencia con escasa matriz gruesa. Los fragmentos poseen un diámetro entre 50 y 60 cm gradando a menores prácticamente exentos de redondeamiento.

Este nivel ha actuado como capa protectora de la secuencia inferior permitiendo la existencia de la misma hasta la actualidad y sirviendo de abrigo a los procesos erosivos. Existe una gran variedad macroscópica de piroclastos con colores grises, pardo oscuro, pardo verdoso y pardo rosado claro; las características microscópicas los clasifica como traquiandesita oxihornblendo-augítica, traquiandesita con anfíbol reabsorbido, traquiandesita augito-oxihornbléndica y traquiandesita hornblendo-augítica.

La presencia de roca de campo es muy reducida, siendo sus fragmentos bastante angulosos.

(4) Este nivel está compuesto de cuatro miembros. El primero de ellos (4a) Brecha volcánica, tiene un espesor aproximado de 3,50 m, compuesto de material anguloso tipo piroclasto oscilando su tamaño entre 40 y 50 cm de diámetro, los de mayor dimensión están formados por vulcanitas de color blanco, muy alterados y otros compactos de color verde, traquiandesita oxihornblendo-augítica; además se destaca la presencia de gneis granatífero.

El segundo miembro (4b), tufita guijosa de pequeño espesor entre 1 y 1,50 metros aproximadamente, se trata de una grava cuyos clastos oscilan entre 1 y 4 cm de diámetro, de color blanco y muy alterados; también existen fragmentos de esquistos aunque en reducida proporción. Este conjunto presenta cierta similitud con los miembros (1a) y (1b).

Por encima continúa el tercer miembro (4c), Brecha volcánica, de 15 m de potencia más o menos. Presenta piroclastos de hasta 50 cm de diámetro, aunque el tamaño predominante oscila entre 2 y 10 cm. Litológicamente muestra fragmentos de material volcánico alterados de color blanco y además rosados y verdes, traquiandesita augítica con anfíbol reabsorbido.

El último y cuarto miembro de este nivel es el (4d), Brecha volcánica, de 17 m de espesor; comienza con caracte-

rísticas de areniscas gruesas gradando hacia arriba a un tipo brechoso caótico. Contiene fragmentos volcánicos de colores variados como gris verdoso y rojizos y también presencia de esquistos. En este miembro se nota una ausencia total del material blanco alterado.

(5) Coronando la parte superior de la secuencia, se halla este nivel con dos metros de espesor aproximadamente, cuyas características denotan que yace "in situ". El material es compacto y de tipo netamente efusivo, por lo cual es clasificado como una colada de color blanca grisácea. Esta colada presenta intercalaciones y a veces como diques de material conglomerádico, encontrándose entre sus clastos fragmentos anfibólicos y gnéisicos; este material estaría rellenando especies de grietas?. El material de colada es traquiandesita oxihornblendo augítica.

El contacto de la secuencia con el cono volcánico del cerro "El Burro" se hace a través de una silla en la cual hay coluvio y restos de colada superior.

El tipo de roca que forma los restos de la chimenea es una traquiandesita augítica con anfíbol reabsorbido.

#### CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS GENERALES

La litología es heterogénea, pero sin variación apreciable en el grado de cristalinidad, lo cual no nos permite hacer distinciones entre elementos esenciales y accesorios.

Las rocas son como ya se anotó, traquibasaltos y traquiandesitas. El criterio de clasificación es el de Walstrom, es decir, se consideró la variedad del feldespato y su grado de saturación. Corresponde el prefijo "traqui" si se tiene en cuenta la abundancia de sanidina localizada en los bordes de los fenocristales de plagioclasa y distribuida en la pasta; el vidrio que aparece tiene que ser rico en álcalis. Esto, junto con la base del análisis químico general de las rocas del distrito (O. Hie-

CUADRO I

Composición química de las vulcanitas del grupo de Pocho (O. Hieke-Merlin)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12 <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	47.14	50.24	50.24	51.12	51.25	54.92	55.94	56.10	56.57	59.80	62.55	45.19
TiO <sub>2</sub>	1.36	1.66	0.71	1.03	1.80	0.51	0.42	0.57	0.59	0.86	0.67	1.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.06	0.07	0.19	2.41	1.73	0.24	0.20	0.04	0.22	0.07	0.47	1.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.71	17.15	18.28	16.24	17.03 <sup>1</sup>	17.59	16.71	19.30	19.56	18.39	15.61	16.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.48	5.70	8.27	2.76	6.91	4.40	3.45	3.48	2.31	1.41	2.06	5.74
FeO	2.65	3.47	0.40	3.50	0.68	3.09	2.30	1.56	2.31	0.85	1.01	1.78
MnO	0.16	0.04	0.10	0.15	0.11	0.07	0.15	0.12	0.17	0.03	0.10	0.16
MgO	5.30	3.85	3.98	5.00	4.08	2.66	2.76	1.84	1.64	2.19	1.86	3.46
CaO	9.99	8.74	8.61	8.30	6.79	7.42	6.87	6.25	5.74	5.09	4.16	13.29
Na <sub>2</sub> O	3.74	4.25	4.89	4.27	3.22	4.53	5.71	5.55	5.60	5.98	6.23	4.56
K <sub>2</sub> O	2.76	4.02	3.47	3.84	2.98	3.03	4.63	4.60	3.86	4.83	5.07	1.47
H <sub>2</sub> O—	0.68	0.34	0.10	0.34	1.12	—	0.28	0.15	0.33	0.23	0.15	0.79
H <sub>2</sub> O+	1.56	0.81	0.71	0.90	2.20	1.12	0.98	0.74	0.85	0.72	0.48	4.18
	99.951	00.34	99.95	99.96	91.90	99.581	00.401	00.30	99.751	00.451	00.44	99.78

<sup>1</sup> Incluso tierras raras 0,13 %.

<sup>2</sup> Facies tobácea.

ke-Merlin. Cuadro I), permiten deducir que estas vulcanitas derivan de un magma mesosilíceo alcalino.

Los mafitos son muy abundantes. El piroxeno es en general augita egirínica. El anfíbol es hornblenda y oxihornblenda, esta última muestra notables procesos de resorción; en algunos cortes se reconoce sólo en individuos que no han sufrido totalmente los efectos de oxidación deutérica y se demuestra su anterior existencia, por la forma pseudohexagonal típica de los opacos reemplazantes.

Es notable la abundancia de magnetita que aparece como pseudomorfo de anfíbol. En pocos casos muéstrase alterada a hematita.

Las rocas del nivel inferior (1) del Cº "Poca" muestran abundante calcita en la matriz como reemplazante de la plagioclasa.

Los accesorios más comunes son: circón e idiomorfos de titanita y apatita.

El carácter alcalino está manifestado en la augita egirínica, la oxihornblenda y la sanidina.

#### CONCLUSIONES

Durante los tiempos del Mioceno-Plioceno, como resultado de los grandes fenómenos diastróficos correspondiente al plegamiento Andino, hacen irrupción a la superficie a través de zonas de debilidad, lavas derivadas de un magma mesosilíceo rico en álcalis, seguramente por procesos de reacción con las rocas cristalinas Precámbricas.

En efecto, G. Piccoli (1960) puso especial énfasis, al comparar las características químicas de las rocas andesíticas de La Cordillera de los Andes con

las de este distrito, en destacar el carácter netamente alcalino de las últimas, con las primeras de tipo calcoalcalino, pese a corresponder a erupciones aproximadamente coetáneas. Esto se explicaría por lo distinto del ambiente litológico en que fueron extruidas, de geosinclinal en la región Andina y cratónico en la provincia de Córdoba.

La efusión de las lavas ya anotadas se manifestó mediante coladas locales (Poca-La Vieja), inmediatamente se produce la obturación de los conductos volcánicos. Comienza la acumulación de gases que ocasionarán la posterior voladura de la chimenea obstruida, a la vez que arranca, fragmentando, gran parte de la roca de campo que la circundaba, comienzan a formarse los conos piroclásticos, hay coladas en porciones locales de los mismos; la escasez de vidrio en las rocas hace pensar que a cada explosión o serie de explosiones seguía un nuevo taponamiento de la chimenea hasta posterior voladura.

En el perfil del C<sup>o</sup> Poca hay niveles (2 y 4), en que la estructura del material indica períodos de tranquilidad local, produciéndose el lavado de las rocas depositadas hacia el cráter y los terrenos circundantes; seguramente el vulcanismo continuaba en otras áreas (Piccoli - 1960).

La acción conjunta de los volcanes cubre la región con material piroclástico; luego la erosión realiza su acción destructiva sobre los conos de acumulación dando origen a las tufitas, con buena estratificación, a través de las cuales surgieron otros volcanes ("El Burro").

En el pleistoceno culmina la acción volcánica de la región.

La secuencia eruptiva en el caso del "Poca" es la siguiente:

- 1) Erupción de tipo traquibasalto.
- 2) Este nivel corresponde a un período de tranquilidad.
- 3) Nueva explosión, pero las rocas son ya más de carácter al-

calino; traquiandesita anfibólica.

- 4) Un nuevo lapso de tranquilidad más prolongado que 2).
- 5) Comienza un largo período con una serie de explosiones y gran lavado del material, que produce cierta estratificación. Corresponde a una efusión traquiandesítica anfibólica.
- 6) Es una fase traquiandesítica piroxénica, con rocas más ricas en mafitos; aparece el material brechoso englobado por lava, lo que dio lugar a formas aglomerádicas. Posteriormente parece ser que parte del cono se hubiese desplazado hacia la chimenea, esto sobre la base de la característica topográfica, de posible hundimiento.
- 7) Por último, de acuerdo a lo que actualmente puede observarse, se produjo la emisión de piroclastos y colada que originaron un material pardo rojizo. Traquibasalto piroxénico. Seguramente hubo efusiones posteriores, como lo sugiere la altura relativa de la chimenea, cuyo material fue ya eliminado por la erosión; sobre la base del análisis de la roca que forma el conducto volcánico se puede deducir que las últimas erupciones fueron de tipo traquiandesítico piroxénico.

En cuanto al cerro "El Burro" tenemos:

Al comenzar la descripción del perfil hicimos notar ya que esta secuencia se trataba de una serie tufo-tobácea, que hemos convenido dividir en dos grandes grupos, los cuales se hallan bien identificados en el terreno.

El primer grupo comprendería los niveles (1 y 2). Este conjunto, como vemos a través de la descripción del perfil, es alternante en toda su magnitud, encontrándose en él capas desde

limo-arenosa hasta brechosas. La litología se halla muy influenciada por los elementos de campo en todos los tamaños, desde arena a bloques y en general presentan un grado de redondez que los identificarían como productos de arrastre más que trozos expelidos por la erupción a partir del substrato volcánico.

La estratificación netamente definida y en parte gradacional, nos hace suponer que la fluctuación del régimen hídrico ha permitido estas variaciones, a la vez que deposita un típico material híbrido; complementa lo expuesto, la presencia de matriz de características tufíticas.

Estos elementos de juicio nos inducen a pensar que este primer grupo es anterior seguramente a la aparición del cerro "El Burro" como volcán, y los materiales que en él se encuentran provendrían del arrastre de los fragmentos de las erupciones del centro volcánico (Poca-La Vieja).

Pensamos además que los contrastes de material grueso con fino, reflejarían los períodos de grandes efusiones con intervalos de tranquilidad. Además es menester asentar que entre la secuencia estratigráfica próxima al cerro "El Buro" existe un cambio muy elevado en el buzamiento de los estratos, siendo así que los mismos presentan un rumbo general N 35° ceste y una inclinación de 8° al oeste, mientras que en las proximidades ya mencionadas de la chimenea éste varía totalmente, hallándose un conjunto de brechas casi en posición vertical lo cual nos indicaría, por observaciones directas de campo, que al surgir "El Burro" como volcán afectó la secuencia inferior, dando el aspecto de una falla directa con arrastre de los estratos; lo ideal sería tratar de correlacionar este nivel brechoso con el (3); observación ésta que no hemos podido concretar totalmente.

El segundo grupo que comprende los niveles (3, 4, 5), comenzaría con el (3) cuyas características han sido descritas y concuerdan perfectamente con una brecha volcánica, la cual provendría de la explosión (dadas las características genéticas) del cerro "El Burro", marcando este nivel el comienzo de una actividad volcánica continua de dicho volcán, que fue depositando sus materiales expelidos en sucesivas explosiones de tipo brechoso, para finalizar con una emisión de lava sobre la serie del primer grupo.

Este material no sufrió la hibridación por condiciones de arrastre como el anterior (salvo raras excepciones), sino que directamente la roca de basamento fue fracturada y expelida conjuntamente con los piroclastos traquiandesíticos, lo cual indica que nos encontramos frente a una toba con pequeñas intercalaciones tufíticas.

El conjunto de fallas directas que afecta a toda la secuencia son debidas al asentamiento, producido por fenómenos de acomodación.

El carácter general de los productos volcánicos de este cerro es traquiandesítico.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Olsacher, J. 1960. *Descripción geológica de la Hoja 20 h. Los Gigantes (Provincia de Córdoba)*. An. Dir. Geol. Min. Buenos Aires.
- Piccoli, G. 1960. *Le formazioni piroclastiche della Sierra di Córdoba, Argentina. (Osservazioni geo-vulcanologiche)*. Atti Soc. Ital. Scienze Nat.
- Hieke-Merlin, O. 1961. *Studi geologici e petrografici su un gruppo di vulcani della Sierra de Córdoba*. Art. Società Cooperativa Tipografica. Padova.
- Quiroga, P. J. 1945. *Las efusiones andesíticas de la Sierra de Córdoba*. Tesis doctoral Univ. Nac. de Córdoba, inéd.

Recibido el 21 de abril de 1969.

## COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

JENOING, J. N. and MABBUTT, J. A., Editores, 1967. *Landforms studies from Australia and New Guinea*. Cambridge Univ. Press, 434 p.

Importante volumen que agrupa una serie de artículos escritos por los principales investigadores australianos de la geomorfología.

En su presentación, S. Hills, pone de relieve los dos caracteres salientes de la Geomorfología del área continental considerada: 1) los rasgos originales de la región, con una intervención antrópica tardía y muy débil, endemismo biótico considerable, y 2) el desarrollo original de la geomorfología, regido principalmente por necesidades prácticas y no por preocupaciones académicas que, desde el siglo XIX, se orientó hacia la exploración minera, en tanto que, más recientemente, está dirigido al inventario de los recursos naturales y al mapeo de los suelos.

La geomorfología climática de Tasmania es presentada por J. L. Davies mediante una serie de mapas que definen los climas actuales, haciendo resaltar los efectos de los períodos fríos cuaternarios (mapa de los depósitos glaciales y de las acciones periglaciales). La última glaciación ha sido la más extensa aquí. Los fenómenos periglaciales están generalizados por encima de los 600 m y descienden hasta 450 y aun a 300 m, mientras que actualmente sólo se encuentran activos por encima de los 1150 m. En el oriente, en la región que actualmente recibe menos de 750 mm de precipitación, se formaron dunas a partir de los valles con canales anastomosados. Ha habido allí climas más secos que en nuestros días.

M. J. Bik examina seguidamente la estructura y el escalonamiento climático en Nueva Guinea central australiana. El ascenso reciente ha llevado a 2000-2500 m de altura cuencas mal drenadas, a veces con cineritas remocionadas y turberas, como la de Kandep. Los datos climáticos muestran un decrecimiento de las medias anuales de 23° a 810 m. (Lago Kutubu), 18,7° a 1600 m (Tari) a 16,7° a 2000 m (Wabag), muy semejante al que ha sido observado por J. Tricart en los Andes venezolanos. Las rocas volcánicas están profundamente alteradas y no puede reconocerse la participación de las herencias. El piso forestal inferior asciende hasta los 1200 m, en tanto que la selva montañosa con sotobosque denso va de 900 a 3050 m. Las praderas montañas descienden a veces hasta 2450 m a causa de las inversiones de temperaturas nocturnas. De 3050 a 3800 m se desarrolla una selva baja muy tupida, con raíces rastreras y musgos. Por encima vienen las praderas alpinas. Los deslizamientos desempeñan un papel morfogenético considerable por causa de que las raíces son muy superficiales, de la profunda meteorización y de la poca solidez de la parte superior de la roca subyacente. Parecen más abundantes en la pradera por encima de los 2450 m. Aun sobre las pendientes de 40°, el escurrimiento es ineficaz, a causa de la cubierta de suelo. Las coladas de fango, los deslizamientos y la reptación son los principales mecanismos de la acción morfogenética y afectan cualquier sector de las pendientes.

El problema de los meandros en Australia, por medio del análisis espectral, es abordado por J. G. Speight. Parece que cada curso de agua tiene varias longitudes de onda características que se suceden según una regla definida: en general, en número de tres. Esta concepción reemplaza la de una longitud de onda única generalmente mal definida.

El artículo de D. S. Simonett está destinado a los deslizamientos en relación con los sismos de Nueva Guinea por medio de métodos estadísticos. Aparece una estrecha correlación entre la superficie afectada y el volumen desplazado, lo que permite utilizar las fotografías aéreas. En las colinas de piedemonte, los deslizamientos se localizan principalmente sobre los frentes de cuevas más empinados, con superposición de calizas y areniscas a margas. Pero la densidad de los deslizamientos disminuye hacia el oeste, mientras que el relieve de cuevas disminuye, lo que se explica por la localización en la región oriental de sismos intensos poco tiempo antes de la toma de las fotografías aéreas. En la montaña, los sismos afectan los granitos y enormes coladas han provocado una acumulación en los valles y han sido el punto de partida de un abarrancamiento persistente en el material alterado,

defícilmente reconquistado por la vegetación. En igualdad de condiciones, los sismos aumentan considerablemente el volumen desplazado, en tanto que el volumen de los deslizamientos disminuye en función del logaritmo de la distancia al epicentro y no en función de la distancia misma. Durante el sismo, se producen deslizamientos que acumulan masas de material inestable en los valles estrechos. De ello resulta que al cabo de cierto tiempo se producen nuevos deslizamientos, provocados por la incisión de los cursos de agua en este material, lo que inhibe una cierta influencia estadística del gradiente de los cursos de agua.

B. Ruxton examina el problema del escurrimiento bajo selva de Papúa con escaso sotobosque, donde la precipitación oscila entre 1500 y 3000 mm y la estación seca es menos marcada a medida que aquélla aumenta. La erosión pluvial es más eficaz, sobre el suelo desnudo, que en la selva templada y ocasiona resultados reconocibles, porque el estrato inferior está poco desarrollado y la altura de caída de las gotas puede superar los 8 m. Durante los fuertes chaparrones, el mantillo es barrido y el escurrimiento difuso esculpe pequeños pináculos de tierra. Se forman filetes de agua anastomosados capaces de incidir el suelo con gradiente de  $10^\circ$ . El agua que se desliza a lo largo de los troncos puede desnudar parcialmente las raíces superficiales. En clima húmedo, la selva secundaria es mucho más protectora que la primaria.

C. R. Twidale se ocupa de las pendientes y de los pedemontes en las Flinders Ranges, de Australia meridional, región subárida, con totales anuales de 170 a 430 mm, pero con chaparrones esporádicos muy violentos y fuertes sequías. Las pendientes de cuarcita son atacadas por la meteorización alveolar, particularmente activa al pie de las pendientes donde las variaciones de humedad son máximas y favorecen las acciones biológicas. Las pendientes con cubierta detrítica, nunca espesa, tienden a ser rectilíneas cuando la evacuación está regularmente asegurada. Las depresiones están sometidas a un colmataje cuyo espesor llega a veces a 180 m; sin embargo, en algunos casos, los detritos apenas enmascaran un sustrato rocoso siempre irregular. Sus gradientes máximos alcanzan  $2-3^\circ$  al pie de los relieves. Los materiales son siempre alotígenos. En algunas cuencas subsisten restos de depósitos antiguos encostrados por caliza y yeso que dan relieves tabulares. Los materiales extendidos sobre los pedimentos desempeñan un papel protector.

El trabajo de H. Wotfner y C. R. Twidale se ocupa de la evolución del Lago Eyre, de origen tectónico, bajo la forma de combamientos que afectan los bordes de una fosa terciaria, lo que explica la extensión de la cuenca teórica (1.300.000 km<sup>2</sup>). La profundización de la cuenca, en gran parte debida a la acción eólica, se ha llevado a cabo por etapas que han alternado con fases de sedimentación.

J. A. Mabbutt expone el desarrollo evolutivo de la región de Alice Springs, donde numerosas paleoformas permiten reconstituir una evolución morfogenética larga y compleja. Se inicia con relieves residuales muy desgastados, anteriores a la transgresión cretácica que dominan aplanamientos y elevaciones terciarias. Los cursos de agua que recortan las barras de cuarcita, en parte son heredados de la paleotopografía y en parte superimpuestos a partir de las elevaciones. El Terciario está jalonado por un nivel con intensa silicificación, corazas ferruginosas y lateritas que reposan sobre alteritas para dar un relieve de mesetas con cornisas. Posteriormente se emplazan episodios de terraplanamientos, con depósitos de caliza con gastrópodos de agua dulce y silicificaciones posteriores que reposan a veces sobre la laterita truncada. Están recubiertos por suelos rojos donde la litología es favorable. Siguen dos fases de entallamiento de valles poco profundos, una con aluviones arenosos groseros que se instalan en derrames, y otra de arenas finas. La última fase es reciente e inmediatamente posterior a la contracción actual del drenaje.

J. Hays examina las superficies lateritizadas de Australia septentrional, mientras que M. J. Mulcahy estudia problemas análogos en Australia occidental. Aquí, el débil relieve hace que el drenaje exorreico sea periférico y que, en el interior, se tenga un régimen de lagos salados. A causa de la sequía creciente, hacia el interior, el drenaje exorreico no ha tenido el tiempo suficiente para disecar profundamente las escarpas de falla de las Darling Ranges. Sobre los relieves un poco vigorosos de éstas, aparecen las lateritas secundarias.

Otro edafólogo, B. E. Butler, proporciona una síntesis de sus trabajos relacionando las fases de pedogénesis que se intercalan en la evolución geomorfológica de las regiones de piedemonte del Sureste de Australia. Los suelos exigen tiempo para formarse y cada suelo constituye una verdadera unidad estratigráfica que jalona una fase de relativa estabilidad en la morfogénesis.

J. N. Jennings trata algunas regiones cársticas de Australia bajo diversos climas, ocupándose de la génesis y morfología de colinas y grutas.

R. W. Galloway analiza las topografías pre y posbasáltica del Hunter Valley, en Nueva Gales del Sur. Se trata de una gran capa de basalto semejante a las que se encuentran en

numerosas regiones de plataformas emplazadas en el Terciario. El basalto ha fosilizado una topografía ondulada, con amplios valles y espesas alteraciones. Entre las coladas se han intercalado fases de alteración laterítica. Deformaciones posteriores a las extrusiones han provocado una incisión que ha puesto de relieve las diferencias litológicas, pero sin relación con la red hidrográfica prebasáltica.

C. D. Ollier se ha encargado del estudio de las formas de la región de volcanismo reciente de Victoria. Está caracterizada por un gran número de puntos de extrusión, de los cuales ninguno es importante. Se tienen pequeños conos de escoria, maares, necks, calderas y algunas coladas. Proporciona un catálogo de los tipos de formas, los estudios petrográficos y las indicaciones sobre las alteraciones del material volcánico.

E. Gill estudia un sector del litoral de Victoria, fondo de bahía caracterizado por antiguas riberas cuyos depósitos y formas se imbrican con los productos volcánicos. Allí se revelan tres fases de construcción de dunas cuya consolidación en areniscas es función de la edad y de las cuales las dos más antiguas (último interglacial y períodos anteriores) contienen suelos rojos. Las erupciones volcánicas han permitido una progresión de la tierra sobre el mar en el Holoceno.

E. C. F. Bird retoma sus estudios anteriores sobre las lagunas costeras de Australia meridional. Estas lagunas resultan de la transgresión flandriana y su forma inicial depende del relieve continental anterior. Cuando están suficientemente cerradas, evolucionan como lagos, con sedimentación y colmataje favorecido por las cañas. Si son más abiertas, se vuelven saladas, carecen de vegetación y evolucionan en función de una dinámica litoral que engendra flechas y provoca una serie de estrechamientos que dan una forma en rosario de círculos u óvalos alargados en el sentido de los vientos dominantes. Las lagunas abiertas evolucionan como estuarios, con formación de bancos regidos por la marea.

R. W. Fairbridge finaliza el volumen con un estudio sobre los arrecifes coralinos. Proporciona una clasificación, acompañada de esquemas, con los distintos tipos de arrecifes de barrera y atolones. Analiza los factores de su desarrollo y el papel desempeñado por las oscilaciones del nivel marino.

En suma, la obra constituye un conjunto de artículos originales y puestas al día sintéticas de trabajos parcialmente publicados pero de difícil acceso. Conjunto que reviste un excepcional interés porque permite formarse una excelente idea de los problemas originales planteados por un continente que tiene una recia personalidad, tanto por su endemismo y su estilo tectónico como por sus particularidades climáticas. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.*

LA EDAD DE LOS "CONGLOMERADOS MORADOS",  
SUPUESTAMENTE PERMICOS, DE LA QUEBRADA NUEVA,  
PRECORDILLERA DE SAN JUAN, REPUBLICA ARGENTINA

Por SARA CECILIA KERLLEÑEVICH

RESUMEN

Los "conglomerados morados", localizados en distintos puntos de la Precordillera de San Juan, que han sido atribuidos al Pérmico por diversos autores, han sido hallados por la autora en las proximidades de Calingasta (Prov. de San Juan), en la quebrada Nueva, a la altura del kilómetro 117 de la ruta nacional 20, entre dos niveles portadores de una abundante flora fósil del Devónico, constituida principalmente por *Haplostigma furquei* (Frenguelli), acompañados en menor cantidad por *Cyclostigma* sp. (Frenguelli), *Adiantites devonica* (Frenguelli), *Protolepidodendron eximium* = *Drepanophycus eximius* (Frenguelli, Menéndez), *Hyenia argentina* (Frenguelli y otros que poseen acentuada semejanza con la flórmula descrita por Frenguelli, de la quebrada de La Chavela, que data una indudable edad devónica media e inferior?, tanto para los estratos portadores de *Haplostigma* (Frenguelli), como para los "conglomerados morados", que se intercalan concordantemente entre los mencionados niveles, integrando los tres miembros de una Formación, que aquí se ha denominado Formación Churupati.

ABSTRACT

The "purple conglomerates" from different localities of the Precordillera attributed to the Permian by various authors has been found by the author in quebrada Nueva, kilometer 117 of the national route n° 20, intercalated between two strata with an abundant fossil flora, essentially integrated by *Haplostigma furquei*, and in minor quantity by *Cyclostigma* sp., *Adiantites devonica*, *Protolepidodendron eximius*, *Hyenia argentina*, showing a strong similarity with the flora described by Frenguelli from quebrada de la Chavela, undoubtedly of Middle Devonian age.

Of the same age are the strata with *Haplostigma furquei* and the "purple conglomerates", intercalated conformably between the mentioned strata, which constitute the three members of the Churupati Formatio.

INTRODUCCION

En este trabajo se describe la posición estratigráfica de los llamados "conglomerados morados", que afloran en diversas localidades de la Precordillera.

Si bien en distintas ocasiones, estos conglomerados fueron considerados como pérmicos, por las observaciones que se expondrán a continuación, se llega

a la conclusión de que corresponden en realidad al Devónico.

UBICACION

La comarca se encuentra en el noroeste de la provincia de San Juan. Está comprendida entre los paralelos 30°50' y 31°25' de latitud sur, y los meridianos 69°15' y 69°25' longitud oeste de



De esto se deduce que, independientemente de la naturaleza de este trabajo, se cita aquí una nueva localidad fosilífera (quebrada Nueva, provincia de San Juan), para *Haplostigma furquei*, que no había sido mencionada anteriormente.

Ya se refirieron a temas relacionados con el presente los siguientes autores: Barbosa (1949), Berry y Singewald (1928), Bodenbender (1896), Braccacini (1950), Darrah (1945), Doliner (1964), Frenguelli (1951, 1952, 1954), Furque (1963), Groeber (1919), Heim (1948), Jongmans (1913/39), Kurtz (1921), Keidel (1921), Pozzo (1948), Shimper (1869), Stappenbeck (1910), Zollner (1950).

#### *El Devónico continental en la comarca*

Los depósitos devónicos continentales se encuentran en dos anchas franjas, que se extienden transversalmente al río San Juan.

En un perfil que se puede considerar tipo, sito en las proximidades de la quebrada del Tigre, entre la misma y la quebrada de Manrique, se pueden citar

de abajo hacia arriba los niveles siguientes:

1. Arcilitas hojosas carbonosas, seguidas de lutitas negras, espesor 50 m.
2. Limolitas grisáceas, con un espesor de 10,5 metros, que se continúan en areniscas compactas, finas, muy laminares, de color gris claro, 40 metros.
3. Grupo de arcilitas arenosas con rastros de vermes en la superficie. Su coloración es grisácea clara, ligeramente verdosa, 25 metros.
4. Conjunto de areniscas pardas con ondulitas, estratificación entrecruzada, 25 metros.
5. Areniscas finas grises, en superficie amarillentas, finamente estratificadas, laminares. Hay estructuras de cono en cono, 40 metros.
6. Areniscas finas, verde amarillento muy claro, con estratificación entrecruzada, afectada por planos de diaclasas, 40 metros.
7. Areniscas verdes claras; laminares, finas, con estratificación entrecruzada, muy roturables, con nódulos de ocre. 80 metros.



2



3

Figs. 2 y 3. — 2, *Haplostigma furquei*,  $\times 1$ ; 3, Idem, junto a parte de la flora asociada. El *Haplostigma* está indicado en la fotografía con el número (1). El repositorio del material es el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería.

8. Areniscas finas, compactas, que por meteorización presentan una coloración rojiza, 30 metros.
9. Alternancia de bancos de areniscas rosadas con bancos de areniscas grises claras, 40 metros.
10. Bancos compactos de arenisca grisácea, que por meteorización es rojiza.
11. Conjunto de bancos gris verdosos de areniscas finas, en capas delgadas de 10-20 centímetros de espesor. Presentan ondulitas.

Las características del Devónico son repetidamente similares a las que se presentan en este perfil, aunque en casos determinados, pudiéndose citar a modo de ejemplo los afloramientos en una quebrada al oeste de los afloramientos carbónicos al oeste de la quebrada del Tigre, rocas intrusivas, que en este caso se encuentran representadas por un pórfido cuarcífero rosado, muy fino, que se presenta a modo de filones capa.

Aquí el cuerpo se encuentra sumamente roturado y milonitizado, coincidiendo su rumbo general con el de las capas devónicas.

Luego se suceden subgrauvacas y areniscas cuarcíticas, clásicas del Devónico, de color verde oscuro y 73 metros de espesor.

Ocasionalmente, en todo el conjunto, pueden presentarse bancos de toba microcristalina varicolor, de color rosado a morado claro predominantemente.

### Formación Churupati

Esta Formación consta de tres miembros: el inferior (a), y el superior (c), son los portadores de *Haplostigma furquei*, Frenguelli 1952.

Lo constituyen bancos delgados de lutitas limolíticas, esencialmente, de color verde oscuro.

Su granometría es similar, muy fina, presentando intercalaciones de areniscas amarillentas a gris blanquecinas.

Las limolitas, por lo general se desagregan en trozos rectangulares, sumamente uniformes en su aspecto. De vez en cuando se presentan grietas de unos dos centímetros, rellenas por calcita.

Existe a veces una alternancia de las limolitas con areniscas grisáceas, existiendo un ritmo de sedimentación dado por dicha alternancia.

Las areniscas y lutitas que constituyen los componentes principales de esta secuencia, son productos inmaduros de la denudación.

Las areniscas son esencialmente subgrauvacas y protocuarzitas más que grauvacas.

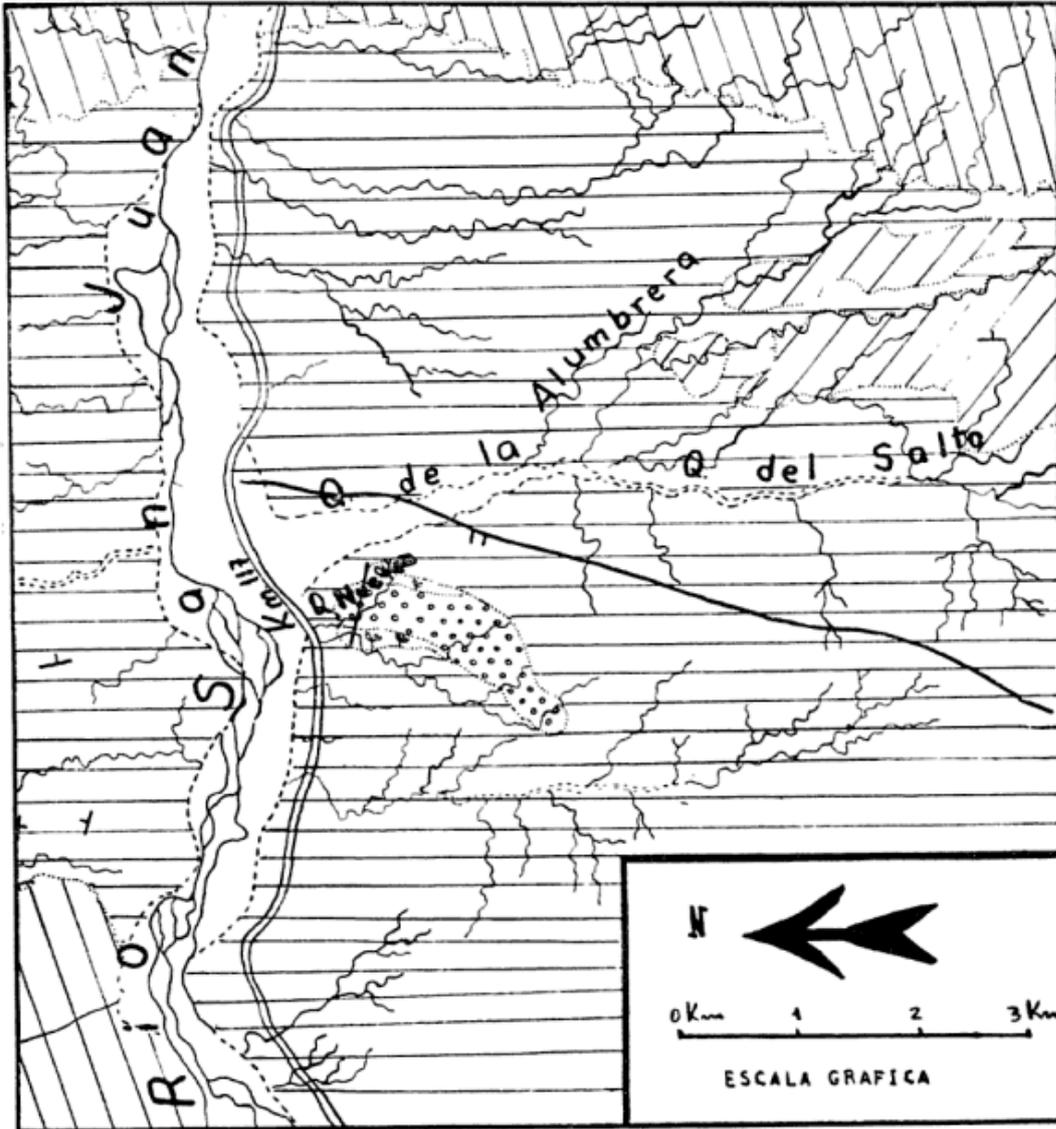
Si bien estos ciclotemas varían en su composición de una región a otra, generalmente constituyen secuencias de bancos delgados que registran períodos alternativos de estabilidad relativa y hundimiento.

Los sedimentos se diferencian en cuanto a su textura, según los diversos ambientes locales en los que se encuentran repartidos y de acuerdo con la variación de las condiciones energéticas locales.

Un brusco cambio de elevación, y por consiguiente de energía, habría originado la formación de los "conglomerados morados", componentes del miembro (b) de la Formación Churupati, superpuestos inmediatamente al miembro (a), según se observa en el perfil.



Figura 4



REFERENCIAS

- |   |                         |                              |            |
|---|-------------------------|------------------------------|------------|
|  | CARBONICO               |                              |            |
|  | Lutitas con Haplostigma | } <u>Formación Churupati</u> | } DEVONICO |
|  | Conglomerados morados   |                              |            |
|  | Devónico en general     |                              |            |
|  | ORDOVICICO              |                              |            |
|  | FALLA VISIBLE           |                              |            |
|  | RUMBO Y BUZAMIENTO      |                              |            |

Plano geológico

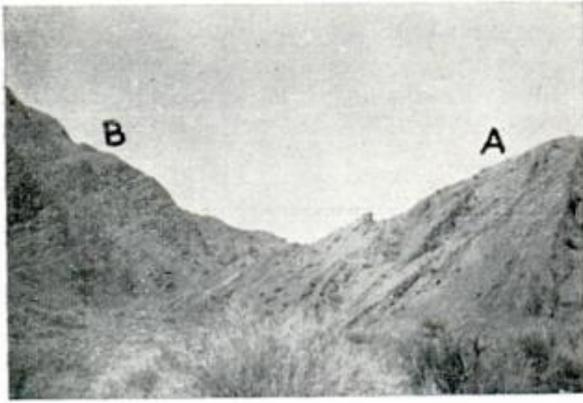


Fig. 5. --- Formación Churupati : A, conglomerados morados ; B, lutitas con *Haplostigma furquei*

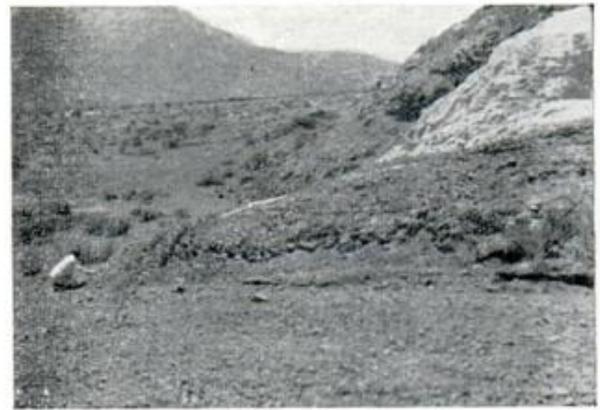


Fig. 6. — Visión panorámica de la Formación Churupati

Un retorno a las condiciones primitivas habría originado la deposición del tercer miembro, portador como el primero de *Haplostigma furquei*.

El segundo miembro de la Formación Churupati está compuesto por los "conglomerados morados", los que se reconocen a distancia por el brusco cambio de coloración, del verdoso al rojizo.

Estos conglomerados son gruesos y homogéneos en el tamaño de sus clastos, que varía entre 5 y 10 centímetros de diámetro, aunque pueden existir bloques de granito de hasta un metro de diámetro. También hay rodados de diabasa.

La composición de los clastos dominantes es de subgrauvacas, de color verdoso oscuro. Le siguen en importancia los de rocas ígneas (pórpidos, riolitas), de lutitas moradas, verdosas y limolitas que presentan la particularidad de ser astillosas.

Existen intercalaciones de bancos arcóscicos y de areniscas grises, amarillentas y rojas.

#### *Edad de los conglomerados morados*

Al pertenecer la Formación Churupati al Devónico, no existe lugar a dudas sobre la edad del segundo miembro de la misma, los "conglomerados morados", que al intercalarse entre dos

estratos portadores de *Haplostigma furquei*, son indudablemente devónicos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado como parte de los estudios de la tesis doctoral de la autora, con fondos destinados para ello por el Instituto Nacional de Geología y Minería de Buenos Aires.

Se agradece al doctor Guillermo Furque, quien apadrinó el mismo, y a la doctora Regina Levy de Caminos, por la supervisión del original.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barbosa, O. 1949. *Vegetais fosseis do Devoniano do Brasil e da Bolivia*. Eughe-naria Miner, Metal, XIV, 81-83.
- Berry, E. W. y Singewald, J. T. 1928. *The tectonic history of western South America. (Plantae fossils)*. Proc. 3<sup>rd</sup> Pan-Pacific, Scien. Congr. Tokyo I, 421-439.
- Bodenbender, G. 1896. *Beobachtungen uber Devon und Gondwana-Schichten in der Argentinischen Republik*. Zeit. deut. Geol. Gessellsch. 48, 743-772.
- Braccaccini, O. 1950. *Investigaciones tectónicas en la precordillera sanjuanina*. Bol. Inf. Petr. n° 301.
- Darrah, W. C. 1845. *Paleobotanical work in Latin America-plants and Plant Science in Latin America*, ed. F. Verdoon, 181-183.

- Doliner, L.** 1948. *Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región de Calingasta, Prov. de San Juan*. Dir. Nac. Geol. y Min. Informe inédito.
- Frenguelli, J.** 1951. *Floras devónicas de la Provincia de San Juan. Nota preliminar*. Rev. Asoc. Geol. Arg. VI. Buenos Aires.
- 1952. *Haplostigma furquei, n. sp. del Devónico de la Precordillera de San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg.; VI, 1, 5-11.
- 1954. *Plantas devónicas de la quebrada de la Charnela, en la Precordillera de San Juan*. Not. Mus. La Plata-Paleont.; XVII (102/359-376).
- Furque, G.** 1963. *Descripción geológica de la Hoja 17b-Guandacol; Prov. La Rioja-Prov. San Juan*. Bol. Dir. Nac. Geol. Miner.; 92, 1-102.
- Groeber, P.** 1919. *Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi*. "Physis", IV, Bs. As., 3, 208-240.
- Heim, A.** 1948. *Observaciones tectónicas en La Rinconada, precordillera de San Juan*. Dir. Min. y Geol. Bol. 64, 38.
- Jongmans, W. J.** 1913-1939. *Fossilium catalogue, II-Plantae*. Berlin, 24 v.
- Kurtz, F.** 1921. *Atlas de las plantas fósiles de la República Argentina*. Act. Acad. Nac. Cien. Córdoba, VII, 129-153.
- Keidel, J.** 1921. *Observaciones geológicas de la Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric., Secc. Geol. Mineral y Min., VII, 2.
- Pozzo, A.** 1948. *Estudio geológico y estratigráfico al este del río Los Patos y al sur de Calingasta (Prov. de San Juan)*. Univ. Nac. Bs. As. (Tesis inédita).
- Shimper, W. P.** 1869. *Traite de Paleontologie vegetale*. París, 1-740.
- Stappenbeck, R.** 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric. Secc. Geol. Mineral y Minería, IV, 3.
- Zollner, W.** 1950. *Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina-Zona de Barreal*. Rev. Asoc. Geol. Arg., V, 3, 111-126.

## ALGUNOS OSTRACODOS DEL ENTRERRIENSE DE PARANA PROVINCIA DE ENTRE RIOS, REPUBLICA ARGENTINA

POR ELSA ROSSI DE GARCIA

### RESUMEN

Se describen algunos ostrácodos del Entrerriense de la localidad tipo de Paraná y basándose la autora en el estudio de los mismos fija edad miocena para estos crustáceos.

### ABSTRACT

Ostracods of the Entrerriense from Paraná, the type locality, are described, and the crustaceans are considered as being from the Miocene.

### INTRODUCCION

La fauna de ostrácodos estudiada, procede de las muestras coleccionadas por Flossdorf (1911), Nágera (1913) y M. T. Carri (1934), y que se hallan depositadas en el Museo de la Dirección Nacional de Geología y Minería (ex Instituto Nacional de Geología y Minería).

Los ostrácodos se encuentran depositados en el Laboratorio de Micropaleontología de dicha dirección bajo los N° P. E. 142 a 154.

La microfauna es escasa pero se poseen formas bien conservadas, y están asociadas con megafauna típica del "Entrerriense" como es *Pecten (chlamys) paranensis* d'Orb., *Ostrea patagonica* d'Orb., *Arca bonplandiana* d'Orb., etc.

### EDAD DE LA MICROFAUNA

La presencia de *Perissocytheridea litoralensis* Rossi de García, *Cytherella (Platella) fragilis* Rossi de García, y la megafauna citada, lo identifican a este yacimiento con el de Victoria, provincia de Entre Ríos a cuya fauna le fue asignada edad Mioceno.

Por otra parte *Scherochilus* Sars, comienza en el mioceno, reforzando los conceptos ya vertidos.

La identidad de los afloramientos del "Entrerriense" (Paraná, Victoria y Puerto Pirámides) estudiados hasta el presente, está dada por presencia de una megafauna típica: *Pecten (chlamys) paranensis* d'Orb., *Ostrea alvarezzi* d'Orb., *Ostrea patagonica* d'Orb., etc. y por los ostrácodos: *Loxoconcha paranensis* Rossi de García, *Cytherolloidea damotteae* Rossi de García, *Perissocytheridea litoralensis* Rossi de García, *Cytherella (Platella) fragilis* Rossi de García, y la edad está dada por la presencia de géneros como: *Cytherella (Platella)*, *Cyamocytheridea*, *Murrayina*, *Henryhowella*.

### CONCLUSIONES

La fauna es escasa pero es indudable que la presencia de algunos géneros como: *Cytherella (Platella)*, *Bensonina*, etc. que son del Mioceno, y la megafauna típica del "Entrerriense" determinan la edad de la misma, en la zona de Paraná como Mioceno.

EXTENSION ESTRATIGRAFICA

GENERO	MESOZOICO	TERCIARIO SOLO MIOCENO	CUARTARIO	RECIENTE
<i>Cytherella (Platella) . . . .</i>				
<i>Cyprideis . . . . .</i>				
<i>Cyamocytheriridea . . . . .</i>				
<i>Murrayina . . . . .</i>				
<i>Henryhowella . . . . .</i>				
<i>Perissocytheridea . . . . .</i>				
<i>Schlerochilus . . . . .</i>				

DESCRIPCIONES SITEMATICAS

Orden OSTRACODA Latreille, 1802

Suborden Podocopa Sars, 1866

Familia **CYTHERIDAE** Baird, 1856

Subfamilia **Paradoxostominae** Brady  
y Norman, 1889

Género **SCHLEROCHILUS** sp.

Lám. I, fig. 1.

**Descripción:** Caparazón alargado-ovalado, liso, extremos anterior y posterior redondeados, mayor ancho en la zona posterior, la anterior más estrecha, valvas glóboas. Impresiones mus-

culares, en una fila posterior de cuatro, alargadas. Canales de los poros normales notables.

**Dimensiones:** Longitud, 0,57 mm.  
Ancho, 0,25 mm.

**Observaciones:** Se poseen sólo dos caparazones, parecidos por su forma general a *S. contortus* (Norman).

**Localidad:** Puerto Viejo, Paraná, provincia de Entre Ríos.

**Estratos:** Arenas verdes del Entierriense.

**Edad:** Mioceno.

Subfamilia **Cytherettinae** Triebel, 1952

Género **BENSONIA** Rossi de García, 1968

*Bensonia* sp.

Lám. I, fig. 9.

*Descripción:* Valva alargada subrectangular, extremos redondeados. Margen dorsal cóncavo, ventral convexo. Ornamentación formada por tenues costillas paralelas a los márgenes dorsal y ventral. Fosetas y retículos redondeadas cubren la superficie.

*Dimensiones:* Longitud, 0,55 mm. Ancho 0,29 mm.

*Observaciones:* Se poseen un caparazón. Semejantes, estas formas, a *B. argentinensis* Rossi de García.

*Localidad:* Puerto Viejo Paraná, provincia de Entre Ríos.

*Estratos:* Arenas verdes del Entre-riense.

*Edad:* Mioceno.

Género **BUNTONIA** Howe, 1935

*Buntonia* sp. A

Lám. I, fig. 10.

*Descripción:* Caparazón de forma alargada algo piriforme. Extremo anterior ampliamente redondeado, posterior, estrecho, Margen dorsal y ventral rectilíneos. Superficie tenuemente reticulada.

*Dimensiones:* Longitud, 0,32 mm. Ancho, 0,26 mm.

*Observaciones:* Se posee un caparazón. Posiblemente sea una nueva especie.

*Localidad:* Puerto Viejo, Paraná, provincia de Entre Ríos.

*Estratos:* Arenas verdes del Entre-riense.

*Edad:* Mioceno.

*Buntonia* sp. B

Lám. I, fig. 2.

*Descripción:* Caparazón piriforme, alargado. Extremo anterior redondeado, posterior estrecho, Márgenes dorsal y ventral rectilíneos, valvas lisas.

*Dimensiones:* Longitud, 0,35 mm. Ancho, 0,26 mm.

*Observaciones:* Se tiene un solo caparazón. Por no encontrar afinidades con ninguna especie descripta hasta ahora, se piensa que puede ser una nueva especie.

*Localidad:* Puerto Viejo, Paraná provincia de Entre Ríos.

*Estratos:* Arenas verdes del Entre-riense.

*Edad:* Mioceno.

Subfamilia **Trachyleberidinae** Sylvester  
Bradley, 1948

Género **PURIANA** Coryell y Fields, 1953

*Puriana* sp.

Lám. I, fig. 5.

*Descripción:* Caparazón de forma oval. Extremo anterior redondeado, posterior algo acuminado. Márgenes dorsal rectilíneo, ventral subrectilíneo, tubérculo subcentral notable. Reborde anterior y posterior notable. Ornamentación tenue.

*Dimensiones:* Longitud, 0,42 mm. Ancho, 0,22 mm.

*Comparación y afinidades:* Los ejemplares cumplen en forma general los caracteres de *Puriana* s. str. pero lógicamente poseen algunos otros que no se pudieron confirmar y que podrían hacer variar la determinación genérica.

*Localidad:* Puerto Viejo, Paraná, provincia de Entre Ríos.

*Estratos*: Arenas verdes del Entre-riense.

*Edad*: Mioceno.

Género **TRACHYLEBERIS** Brady, 1898

*Trachyleberis* sp.

Lám. I, fig. 8.

*Descripción*: Caparazón subrectangular, alargado. Extremo anterior redondeado, posterior acuminado en la zona dorso-posterior. Márgenes dorsal y ventral rectilíneos y subparalelos. Tubérculo ocular y subcentral. Ornamentación formada por tubérculos y gruesas espinas, sobre la zona ventro-posterior. Espinas finas en el margen anterior y posterior.

*Dimensiones*: Longitud, 0,55 mm. Ancho, 0,25 mm.

*Observaciones*: Se posee un solo caparazón.

*Localidad*: Puerto Viejo, Paraná, provincia de Entre Ríos.

*Estratos*: Arenas verdes del Entre-riense.

*Edad*: Mioceno.

Subfamilia **Cytherinae** Dana, 1853

Género **PERISSOCYTHERIDEA**

Stephenson, 1938

*Perissocytheridea litoralensis* Rossi

de García, 1966

Lám. I, fig. 4.

*Perissocytheridea litoralensis* Rossi de García, 1966, pág. 206. Lám. II, fig. 3a, 3b y 3c.

*Descripción*: Caparazón subpiriforme, chico, con margen dorsal subparalelo al ventral.

*Dimensiones*: Longitud: 0,27 mm. Ancho 0,16 mm.

*Observaciones*: Ejemplares ampliamente descritos en el trabajo citado.

*Localidad*: Puerto Viejo, Paraná, provincia de Entre Ríos.

*Estratos*: Arenas verdes del Entre-riense.

*Edad*: Mioceno.

Suborden Platicopa Sars, 1866

Familia **CYTHERELLIDAE** Sars, 1866

Género **CYTHERELLA (PLATELLA)** Jones, 1849

*Cytherella (Platella) fragilis* Rossi

de García 1966

Lám. I, figs. 6 y 7.

*Platella fragilis* Rossi de García, 1966, pág. 207, Lám. III, fig. 4a.

*Descripción*: Caparazón oval-alargado, márgenes dorsal y ventral curvados. Extremos anterior y posterior redondeados, superficie valvar con puntuaciones.

*Dimensiones*: Longitud, 0,56 mm. Ancho, 0,33 mm.

*Observaciones*: Se posee un solo caparazón.

*Localidad*: Puerto Viejo, Paraná, provincia de Entre Ríos.

*Estratos*: Arenas verdes del Entre-riense.

*Edad*: Mioceno.

**OSTRACODO** gen. y sp. indeterminable

Lám. I, fig. 3.

*Descripción*: Valva piriforme, pequeña, puncteada, con una pequeña espina en el margen anterior.

*Dimensiones*: Longitud 0,21 mm. Ancho, 0,12 mm.

*Observaciones:* Se posee una sola valva mal conservada.

*Localidad:* Puerto Viejo, Paraná, provincia de Entre Ríos.

*Estratos:* Arenas verdes del Entrerriense.

*Edad:* Mioceno.

#### CARACTERIZACION DEL ENTRERRIENSE POR SUS OSTRACODOS

En las diversas localidades entrerrienses, distribuidas desde la provincia de Entre Ríos hasta la Península Valdez, se puede comprobar por los trabajos realizados hasta el presente, la constante presencia de ciertas especies de ostrácodos, que resultarían así características de esta facies del mar entrerriense. Tal es el caso de las especies: *Perissocytheridea litoralensis* R. de García, y *Bensonia argentinensis* R. de García, que tienen una distribución geográfica relativamente amplia, si se considera que han aparecido en las localidades del Entrerriense de Paraná (Entre Ríos), Victoria (Entre Ríos), Puerto Pirámides (Chubut), Punta Norte (Chubut) y en la perforación del Pozo Santa Cruz 3 de Yacimientos Petrolíferos Fiscales en el nivel de aparición del Mioceno.

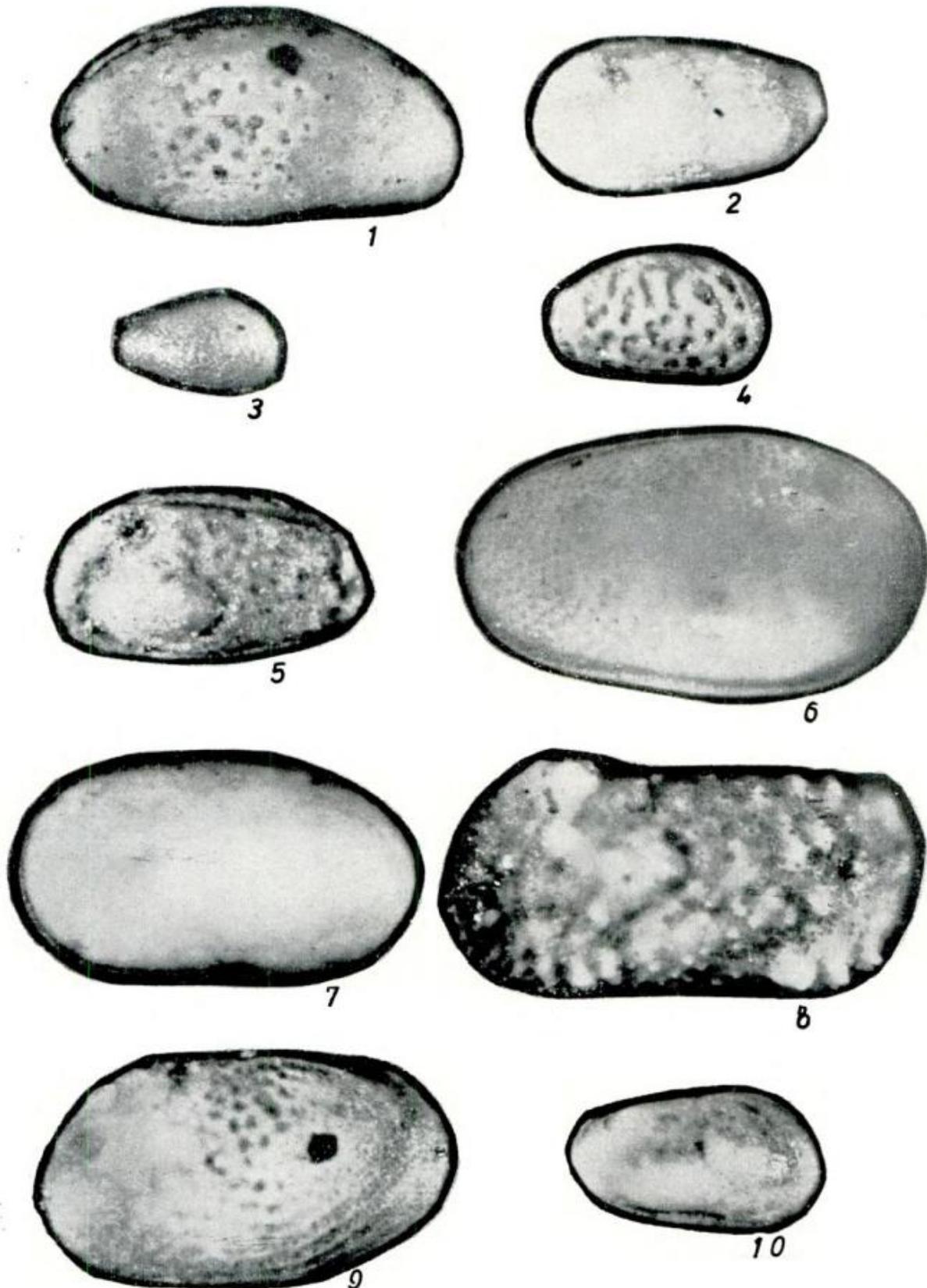
Respecto al biocron de estas especies, se ha podido observar que tanto en las faunas marinas paleocenas (Informe inédito G. D.), como en las estudiadas para el Superpatagoniano de Monte Entrance (Becker 1964) ellas no

aparecen como tampoco lo hacen en niveles pertenecientes al Cretácico. En terrenos posteriores al Entrerriense ya en el Cuartario y Reciente, se pudo constatar también su ausencia (Rossi de García, 1967).

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Camacho, H. H., 1966. Invertebrados fósiles. E.U.D.E.B.A. Buenos Aires.
- Cordini, R., 1949. Contribución al conocimiento de la Geología Económica de Entre Ríos. An. II. Direc. Gral. de Minería y Geología. Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1920. Contribución al conocimiento de la Geología de Entre Ríos. Bol. Acad. Nac. de Cienc. de Córdoba. XXIV. Córdoba.
- 1922. Algunos datos sobre la falla del Río Paraná y la estructura de sus labios. Rev. Univ. de Buenos Aires.
- 1947. Nota de Geología Entrerriana. Rev. Soc. Geol. Arg. II, 2 Buenos Aires.
- Rossi de García, E., 1965. Informe relacionado con el estudio de las arenas aflorantes en la barranca del Paraná entre La Paz (Entre Ríos) y Empedrado (Corrientes). Informe inédito I. N. G. y M. Carp. 8 Dep. Paleontología. Bs. Aires.
- 1966. Contribución al conocimiento de los ostrácodos de la Argentina. I Formación Entre Ríos, de Victoria. Provincia de Entre Ríos. Rev. As. Geol. Arg. XXI, 3. Buenos Aires.
- 1968. Enmienda a la subfamilia Cytherethinae Triebel 1952. Tercer Colloquium de Micropaleontología Africano Cairo. (En Prensa.)
- 1967. Contribución al conocimiento de los ostracodos Cenozoicos de la Argentina. Parte II. Ostracodos del cordón Litoral Loma del Tajamar. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXII, 3. Bs. Aires.

Recibido el 18 de marzo de 1969.



1, *Scherochilus* sp. Vista lateral, derecha ( $\times 89$ ); 2, *Buntonia* sp. B Vista lateral, izquierda ( $\times 90$ ); 3, *Ostracoda* gen. y sp. indeterminado ( $\times 90$ ); 4, *Perissocytheridea litoralensis*, Rossi de García. Vista lateral, derecha ( $\times 90$ ); 5, *Puriana* sp. Vista lateral, izquierda ( $\times 86$ ); 6 y 7, *Cytherella (Platella) fragiles* Rossi de García. Vista lateral, izquierda ( $\times 80$ ); 8, *Trachyleberis* sp. Vista lateral, izquierda ( $\times 80$ ); 9, *Bensonia* sp. Vista lateral, izquierda ( $\times 80$ ); 10, *Buntonia* sp. A. Vista lateral derecha ( $\times 90$ ).

## CLASIFICACION DESCRIPTIVA DE ARENISCAS

POR HUMBERTO G. MARCHESE Y CESAR A. FERNANDEZ GARRASINO

### RESUMEN

Esta es una clasificación descriptiva de areniscas. De acuerdo con sus texturas, ellas se agrupan en dos categorías:

- 1) *Ortoareniscas*, cuyo porcentaje de matriz detrítica varía entre 0 % y 15 %.
- 2) *Paraareniscas*, cuyo porcentaje de matriz detrítica varía entre 15 % y 70 %.

El diagrama ternario que ilustra el texto muestra las distintas clases de ortoareniscas y paraareniscas en función de la composición. Se consideran como constituyentes principales al cuarzo, los feldespatos en general y los fragmentos líticos. Ha de anteponerse el prefijo "para" en las denominaciones correspondientes a las paraarenitas.

Por lo tanto, una *cuarcita feldespática* tiene estas propiedades:

- a) Matriz detrítica: no más del 15 %.
- b) Cuarzo detrítico: entre 75 % y 95 %.
- c) Feldespatos detríticos: no más del 25 %.

Del mismo modo, una *paralítica cuarcítica* presenta la siguiente composición:

- a) Matriz detrítica: desde 15 % hasta 70 %.
- b) Fragmentos líticos: entre 50 % y 75 %.
- c) Cuarzo detrítico: no menos del 25 % y no más del 50 %.

Esta clasificación intenta eliminar o substituir términos tales como "grauvacas", "arcosas" y "ortocuarzitas", que tienen diferentes significados geológicos y hacen difícil la descripción y clasificación objetivas.

### ABSTRACT

This is a descriptive non-genetic classification. According to their texture, sandstones are divided in two principal groups, which are:

- 1) *Orthoarenites*, with detrital matrix percentage varying between 0 % and 15 %.
- 2) *Pararenites*, with detrital matrix percentage varying between 15 % and 70 %.

The adjoining ternary diagram shows the several kinds of both orthoarenites and pararenites depending on their compositional attributes. The end-members are the principal sandstones components: quartz, feldspars and lithic fragments. It must be added the prefix "para" in order to obtain a pararenite noun.

So, a *feldspathic quartzite* has these properties:

- a) Detrital matrix: no more than 15 %.
- b) Detrital quartz: between 75 % and 95 %.
- c) Detrital feldspars: no more than 25 %.

In the same way, a *quartzitic paralithite* displays the following composition:

- a) Detrital matrix: from 15 % up to 70 %.
- b) Lithic fragments: between 50 % and 75 %.
- c) Detrital quartz: no less than 25 % and no more than 50 %.

This classification aspires to eliminate terms as "graywackes", "arkoses" and "ortho-quartzites", which have different geological meanings and make difficult the objective description and classification of sandstones.

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

Laboratorio Petrotécnico de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Argentina).

## INTRODUCCION

Se propone una clasificación de arcillas exclusivamente descriptiva, con el propósito de brindar una terminología racional y sencilla *no dependiente de interpretaciones genéticas*. Es, por lo tanto, una sistemática "no comprometida", fundada en que no puede haber mayores divergencias en la observación y descripción de una roca, aunque su origen y significado geológico se presenten a variadas interpretaciones.

A los fines sistemáticos los rasgos más importantes de las rocas en general y de las sedimentarias en particular son *composición* y *textura*. Su determinación surge de análisis directos y objetivos que, salvo excepciones, no pueden ser materia de discusión. Ambas son, entonces, atributos descriptivos esenciales; por eso, se ha decidido adoptarlas como criterios de esta clasificación, con particular énfasis en todo lo que se refiere a las características composicionales.

### MADUREZ COMPOSICIONAL Y MADUREZ TEXTURAL. SU VALOR SISTEMÁTICO OBJETIVO.

Folk, Van Andel, Postman y Curray (in Klein, 1963) sostienen que *selección* y *composición* representan cualidades independientes una de otra. Agregan que la segunda de ellas está íntimamente vinculada con la naturaleza litológica del área de procedencia; además, los citados autores opinan que los rasgos texturales, entre ellos la *selección*, representan, en cierto grado, el producto de los efectos combinados de diferentes procesos ambientales.

La *madurez composicional* está definida por la relación entre la cantidad de cuarzo y la de aquellos elementos relativamente más inestables. Así se ha llegado a considerar, casi como axioma, que un elevado contenido en cuarzo es indicativo de un avanzado grado de madurez composicional. A la par, sedi-

mentos inmaduros se caracterizarían por bajas concentraciones relativas de cuarzo. Pero, ¿qué sucede si el área de procedencia está constituida por rocas pobres en este mineral? Es muy posible que los depósitos de ella derivados no presenten grandes porcentajes de cuarzo; sin embargo los individuos elásticos pudieron haber sufrido un prolongado transporte, severos procesos de atrición y haber ingresado en un ambiente de alta energía, hasta lograr un determinado grado de madurez, que la cantidad de cuarzo presente puede no denunciar claramente.

A la vez, si el área de aporte es rica en cuarzo, el producto final será un sedimento con abundancia de este mineral, cualquiera sea la distancia recorrida y el desgaste experimentado. Tampoco en este caso la frecuencia del cuarzo, por sí sola, es un índice cierto del grado de madurez alcanzado.

Entonces, para determinar más exactamente el estado de evolución de un sedimento se hace necesario apelar a sus características texturales. De todas ellas, tal vez el *grado de redondez* de los clastos más resistentes, uno de cuyos representantes más destacados es el cuarzo, sea el mejor indicador de una larga historia previa a la deposición definitiva.

No puede asegurarse lo mismo de la *selección*. Así, por ejemplo, la presencia o ausencia de matriz detrítica depende de numerosos y complejos factores, entre los que no son ajenos el relieve, composición mineralógica y litológica del área de aporte, competencia y fluidez del agente de transporte y el clima; este último, a su vez, controla la calidad e intensidad de la meteorización, responsable en gran parte de la producción de limos y arcillas, que son constituyentes comunes de la matriz. También ha de tenerse en cuenta la incidencia del grado de energía del ambiente, energía ésta capaz de dispersar y aun eliminar a los componentes más finos.

Como se puede apreciar, la determinación del grado de evolución de un sedimento es tarea compleja y delicada que sobrepasa los límites de la petrografía descriptiva "no comprometida" para invadir el territorio de las interpretaciones geológicas, más apasionantes pero también más peligrosas.

Con sentido matemático, puede decirse que la madurez es una compleja función de múltiples variables. No en vano ella, su origen y significado constituyen uno de los temas más importantes de la actual problemática sedimentológica. El haberla tenido en cuenta hubiera complicado inútilmente esta clasificación, que pretende ser lo más objetiva y simple posible.

#### CRITERIOS DE CLASIFICACION

Desde el punto de vista composicional se ha elaborado un sistema ternario en función de *cuarzo*, *fragmentos líticos* y *feldespatos en general*, ya que estos son los constituyentes más comunes de las areniscas y como tales han sido empleados en la mayoría de las clasificaciones (Klein, 1963).

En el conjunto de los fragmentos líticos se incluye a las ftanitas y agregados policristalinos de cuarzo de distinto origen. Con absoluta precisión conceptual puede expresarse que todos ellos son elementos derivados de rocas preexistentes; sólo su composición monomineral los diferencia de los fragmentos líticos comunes.

Además estos agregados de cuarzo presentan numerosos contactos intergranulares que constituyen superficies potenciales de debilidad que, eventualmente, pueden disminuir la resistencia química y mecánica de estos fragmentos líticos especiales, favoreciendo, dentro de ciertos límites, su descomposición y desintegración. Por eso, no es lógico atribuir a los agregados policristalinos de cuarzo, cualquiera sea su origen, el mismo grado de estabilidad de los clas-

tos de idéntica composición mineral pero integrados por un solo individuo.

Asimismo, es necesario aclarar que el conjunto de los *feldespatos* agrupa no sólo a los representantes que contienen Na y K exclusivamente, sino que también incluye a todos los términos de la serie isomorfa de las plagioclasas.

En cuanto a la *textura*, se ha dividido a las arenitas en dos grandes grupos: las areniscas propiamente dichas, u *ortoareniscas*, que son aquellas cuya matriz detrítica no excede el 15 % del total de la roca, y las *paraareniscas*, que son aquellas en que la proporción de matriz clástica está comprendida entre el 15 % y el 70 % del total de la roca. Es decir, que se ha considerado como criterio textural sistemático principal una simple relación granométrica, ya que ella representa un rasgo objetivo sensible de fácil y rápida determinación.

#### DISTINTOS TIPOS DE ARENISCAS SEGUN ESTA CLASIFICACION

En virtud de lo expuesto en el apartado precedente, se ha dividido a las areniscas según dos categorías, de acuerdo con la relación *clastos/matriz detrítica*, a saber:

- a) *Ortoareniscas* o areniscas cuya matriz detrítica no excede el 15 % del total de la roca.
- b) *Paraareniscas* o areniscas cuya matriz clástica constituye más del 15 % y menos del 70 % del total de la roca.

Es decir, entonces, que la división entre *ortoareniscas* y *paraareniscas* se ha establecido siguiendo un criterio exclusivamente *textural* como lo es la relación *clastos/matriz detrítica*.

El esquema que a continuación se presenta define claramente los campos de existencia de ambas categorías *texturales*. Los diagramas ternarios que en él se incluyen determinan las distintas



tuas de frecuencia de tres componentes principales (cuarzo, fragmentos líticos y feldespatos en general) y en la relación clastos/matriz, es absolutamente flexible en cuanto a la introducción de otros atributos objetivos eventualmente importantes para llevar a cabo variadas interpretaciones, sin que ellas obliguen, en momento alguno, a cambiar el nombre de la arenisca observada.

#### ALGUNAS OBSERVACIONES SOBRE LA CLASIFICACION PROPUESTA

Esta clasificación elimina términos de uso antiguo y generalizado tales como "grauvaca", "arcosa", "ortocuarcita", que no sólo se refieren a especies petrográficas definidas sino que llevan implícito un significado geológico que dificulta la labor sistemática pura, ya que al emplear tales nombres la clasificación de una roca no sólo depende de sus características objetivas de composición y textura, sino que también de condiciones y procesos geológicos que comprometen la tarea simplemente descriptiva. Por eso, esta clasificación pretende liberar totalmente al petrógrafo de la interpretación geológica de las rocas que analiza. Esto se logra al permanecer invariable el o los términos que definen a una arenisca, cualesquiera sean los significados que se le atribuyen.

Los diagramas ternarios propuestos identifican, en casi todos los casos, los dos componentes clásticos principales, con excepción de aquellas areniscas integradas por más del 95 % de cuarzo detrítico, para las que se reserva el nombre genérico de "cuarcitas". Sus homólogas "feldespatitas" (más del 95 % de feldespatos) y "lititas" (más del 95 % de fragmentos líticos) son especies probablemente muy escasas y el tenerlas en cuenta habría complicado inútilmente el sistema de clasificación.

El único término "tradicional" conservado es el de "cuarcita". Si bien él agrupó siempre a "ortocuarcitas" y

"metacuarcitas", se lo ha mantenido con el propósito de respetar el mecanismo idiomático de la nomenclatura propuesta, pero *su dominio queda restringido, de modo exclusivo, al ámbito puramente sedimentario.*

También se contempla la existencia de las llamadas "ortocuarcitas inmaduras", que son areniscas compuestas casi exclusivamente por individuos de cuarzo detrítico de nula o escasa redondez; en la Argentina, sedimentitas de este tipo caracterizan al llamado "Grupo arenoso basal" de la Cuenca Austral (Del Vo, 1968; Riggi, 1969), denominado "Grupo Springhill" por los geólogos de ENAP (Empresa Nacional de Petróleo, Chile). Según esta clasificación, tales areniscas serían *cuarcitas angulosas* o *subangulosas*, de acuerdo con la morfología de los individuos. Con ello se salva el antagonismo que puede sugerir el término "ortocuarcitas inmaduras", ya que la palabra "ortocuarcita" tiene un significado sedimentológico restringido y lleva implícito, a la par de variadas interpretaciones geológicas, un sentido de avanzado estado de evolución de los depósitos, condición esta última que no cumplen las areniscas del citado "Grupo arenoso basal" (Del Vo, 1968; Riggi, 1969). Otro buen ejemplo de "ortocuarcitas inmaduras" lo constituyen las "Areniscas de Sampacho y Suco", aflorantes en la provincia de Córdoba y que fueron descriptas por Pandolfi (1943).

Esta clasificación también tiene en cuenta la existencia de "vaques cuarzosas" (*paracuarcitas* en general), que fueron reconocidas, como entidad petrográfica, por Williams, Turner y Gilbert (1955) y Dott (1964).

Por otra parte, se elimina el problema que plantea el uso del término "arcosa", tal vez uno de los más difíciles de aplicar. De acuerdo con el sentido más común y generalizado, la arcosa es una arenisca pobre en matriz detrítica y con abundantes individuos de feldespatos alcalinos, que superan,

en proporción, a los fragmentos líticos. Se la considera derivada de áreas de aporte constituídas por rocas plutónicas, en particular graníticas, y metamórficas. Ahora bien, ¿cómo denominar a una arenisca de igual composición que una arcosa, pero cuyos feldspatos y/o plagioclasas proceden de rocas volcánicas? Ejemplos de ellas abundan en las sedimentitas mesozoicas de Neuquén (Marchese, 1967) y en los depósitos terciarios del noroeste argentino. Es evidente que no se las puede asimilar a las arcosas "tradicionales". Para resolver esta cuestión, la sistemática expuesta provee de términos carentes de significado genético, que aluden exclusivamente a la composición de la roca en estudio.

Otro tanto puede decirse de las tan problemáticas "grauvacas". La sola mención de este nombre asocia a la roca así definida con determinados ambientes, procesos y conceptos tectofácicos que no siempre concuerdan con la realidad pero que, evidentemente, dificultan la labor descriptiva.

*Agradecimientos.* Los autores hacen llegar su especial reconocimiento al Dr. Juan C. Riggi, el que se extiende a sus distinguidos colegas doctor Julio A. C. del Vo, doctora Elda C. Di Paola y licenciada Felisa Bercowski, por la lectura del manuscrito y por sus muy valiosas críticas y opiniones.

Por último, se agradecerá todas las sugerencias que los lectores crean oportu-

nas a fin de ampliar y mejorar esta clasificación.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Del Vo, J. A. C., 1968. *Estudio sedimentológico del perfil Lago Belgrano, Provincia de Santa Cruz*. Informe inédito. Laboratorio Petrotécnico de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Argentina).
- Dott, R. H. Jr., 1964. *Wacke, graywacke and matrix, what approach to immature sandstone classification*. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 34, N° 3, págs. 625-632.
- Klein, G. de V., 1963. *Analysis and review of sandstone classifications in the north american literature, 1940-1960*. Geological Society of America Bulletin, vol. 74, págs. 555-576.
- Marchese, H. G., 1967. *Correlación petrográfica de la formaciones Rayoso y Candeleiros de los perfiles n° 43 y Cerro Mangullo, Provincia del Neuquén*. Informe inédito. Laboratorio Petrotécnico de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Argentina).
- Pandolfi, C. L. de, 1943. *Estudio petrográfico y bosquejo geológico de la región de Chaján (Córdoba)*. Boletín N° 54, Dirección de Minas y Geología.
- Riggi, J. C., 1969. *Rasgos sedimentológicos, paleogeográficos y paleoclimáticos de la sección inferior de la Cuenca Austral en la zona comprendida entre los pozos S.C. 1, S.C.E.M. 1, S.C.C.B. 1. (Santa Cruz)*. IV Jornadas Geológicas Argentinas.
- Williams, H., Turner, F. J. y Gilbert, Ch. M., 1955. *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections*. W. H. Freeman and Co., San Francisco.

Recibido el 11 de marzo de 1969.

HISTORIA GEOLOGICA DEL VALLE DE HUAHUEL NIYEO  
AREA EXTRAANDINA DEL SUROESTE DE LA PROVINCIA  
DE RIO NEGRO, REPUBLICA ARGENTINA  
(CON ENFASIS EN EL PLEISTOCENO)

Por RODOLFO M. CASAMIQUELA <sup>1</sup>

RESUMEN

Se estudia la historia geológica del Valle de Huahuel-Niyeo situado en la región desértica extraandina del sudoeste de la provincia de Río Negro, en una altitud de 900 m s.m., perteneciente a la porción norte de la Patagonia.

La edad de las diferentes unidades estratigráficas y de los eventos tectónicos del Terciario, se establece sobre la base de mamíferos fósiles. La interpretación de los episodios ocurridos en el Terciario y Cuartario se realiza a través de múltiples detalles, quizás de orden especulativo, y sus resultados confirman la secuencia de los movimientos Andicos, generalmente aceptados, y correlacionadamente se señala la evolución climática durante los tiempos del Cenozoico en el norte de la Patagonia.

ABSTRACT

The geological history of the valley, situated in the extra-andine and desertic region of the SW of Río Negro Province (with an altitude of 900 m above sea level), in Northern Patagonia, is studied. The age of the different stratigraphic units and tectonic events for the Tertiary is established on the base of fossil mammals. The interpretation of Quaternary episodes, analyzed in more detail, is but of higher speculative nature. The results confirm in general the sequence of Andean movements generally accepted, and throw light on the climatic evolution of Northern Patagonia during Cenozoic times. A progressive lowering of temperature, completed with the establishment of the first Andean glacialiation, in the Neopliocene or Eopleistocene, is accepted. Correlatively, and on the base of a paleontological and archeological demonstration of *gotiglacial* age of the last bed of gravel, deposited in the floor of the actual valley, the origin of the system of terraces in it would be the result of rhythmical aggradational processes directly or indirectly vinculated with Andean deglaciations. A cycle of four moments of this sort (alternated with degradational episodes) and its tentative correlation with the international system, is accepted. On the contrary, a complete lack of direct glacial action in the area, situated to 200 km of the glacial lake Nahuel Huapi, in the vicinity of the Andes, is evident. The local deposits of "Tehuelche conglomerate" are proved to be of purely fluvial origin, and the "interglacial sand-and-caolinic varves, disturbed for ice action", said to be observed between Ingeniero Jacobacci and Maquinchao (after Auer), are identified with typical deposits of sandstones and clays of the Río Negro Formation, well represented in the area. Contrarily, no signs of pediments are observed.

<sup>1</sup> Paleontólogo de vertebrados del Museo Nacional de Historia Natural de Santiago; Encargado de Investigación y Profesor de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile.

## I. INTRODUCCION

La presente contribución representa el primer capítulo, incompleto, de un trabajo más ambicioso (que abarcaba igualmente el ámbito pan-pampeano, con observaciones novedosas sobre su cronología estratigráfica), encaminado en última instancia a la revaloración crítica del problema del poblamiento humano antiguo de América del Sur y, particularmente, de la Argentina. Habiendo quedado trunco por mi ausencia del país, me decido hoy a retomarlo parcialmente y a dar a imprenta este capítulo separado, aun incompleto, a través de la sugestión de algunos colegas y alentado por la actualización que algunas de sus ideas rectoras reciben en territorio chileno (*cf.* Casamiquita, Montané y Santana, 1967).

Nace de las observaciones geológicas realizadas esporádicamente durante años en el valle de Huahuel Niyeo, debido a la circunstancia de estar ubicado en él mi pueblo natal (homónimo; hoy Ingeniero Jacobacci).

Antes de entrar en tema, quiero agradecer a algunas de las personas que me alentaron, acompañaron o asesoraron en el terreno y en el gabinete con relación a distintos aspectos de la labor: ese gran conocedor de los problemas geo-paleontológicos del Neocenoico que es don Lorenzo Parodi, paleontólogo del Museo de La Plata, y los restantes compañeros de trabajo de la División Paleontología de Vertebrados de esa Facultad de Ciencias Naturales y Museo; al doctor Emilio González Díaz, de la Dirección Nacional de Geología y Minería; en fin, un saludo a mis compañeros de excursiones en Ingeniero Jacobacci, † Jorge Gerhold, Elías Chucair, Marcelo Loncomán y mi hermano René.

## II. EL VALLE DE HUAHUEL NIYE0

## 1. UBICACIÓN Y FISIOLÓGIA

El valle de Huahuel Niyeo<sup>1</sup> no es sino uno de los TRAMOS del "antiguo valle del Limay" de Moreno quien, como veremos, no estaba tan equivocado, *fide* Groeber. Está ubicado geográficamente en la porción suroeste de la provincia de Río Negro, en el borde noroeste de la Meseta de Somuncura, *sensu* Auer y Groeber, parcialmente, es decir, más correctamente, del área mesetiforme, muy disectada, desmembrada y rebajada, de terrenos terciarios blandos sobre núcleo de rocas porfiríticas, atravesados y coronados por basaltos, que se extiende por el oeste de la aludida meseta (Croce, 1956 y 1963), en especial al norte del paralelo 42. El valle en estudio corre de oeste a este, con fondo a casi 900 m da altura sobre el mar en Ingeniero Jacobacci, en la latitud de los 41°18' sur, poco más de 100 km al norte de aquel paralelo. Sus límites son muy imprecisos por el oeste y el este, pero a título de referencia puede considerárselo como limitado por la región elevada de Clemente Onelli-Anecón, en donde se origina el actual arroyo Huahuel Niyeo que recorre el valle homónimo hacia aquel rumbo, y por su coalescencia con el sistema de valles y bajos que se abre a 5-10 km al oriente de Ingeniero Jacobacci, hacia éste. En ese tramo, de por lo menos 50 km, desembocan en él varios CAÑADONES laterales, de importancia variable e historia geomorfológica diversa, según veremos. Por el suroeste se abre hacia la gran depresión de Yunque, y por el este —como digo— a la serie de bajos de las lagunas Carri

<sup>1</sup> Para la etimología de los geónimos indígenas araucanos y tehuelches, ver Casamiquella, 1965 y 1967.

Lauquén, o Carri Lafquén, Chica y Grande por el norte, las PLANICIES que se extienden hacia Maquinchao, recorridas por la vía férrea por el centro, y los valles del área de Quetrequile-Calcatreu La Pulpula, por el sur.

Del sistema de relaciones antiguas entre estos valles y bajos, en época por ejemplo, del Finiglacial, puede dar cabal idea la actual red hidrográfica, intermitente pero todavía en vigencia, que se enlaza desde distintos rumbos para converger en la gran depresión de Carri Lauquén Grande, bordeada por el sur por la ruta 242 que conecta a Ingeniero Jacobacci con Neuquén: el arroyo Huaneluán-Huahuel Niyeo, cuyo cauce casi permanentemente seco surca el valle en sentido longitudinal; originado en las vertientes orientales del macizo de Anecon Grande, abandona el marco del valle de Huahuel Niyeo a unos 5-10 km al este de Ingeniero Jacobacci y desemboca en plena planicie en la estancia de los hermanos Rodríguez, unos 10 km más allá, en el arroyo Maquinchao y por su intermedio va a desaguar en la laguna Carri Lauquén Chica, conectada a su vez, por medio de un tramo sinuoso de cauce profundo, con la aludida laguna Carri Lauquén Grande, a unos 25 km en línea recta al norte de Jacobacci. Tanto el arroyo Maquinchao como este desaguadero traen normalmente agua durante la primavera y comienzos del verano.

El arroyo Maquinchao, muy extenso, se origina a su vez en la región de Rucu Luan y recibe en su curso, por el sur, las aguas de los arroyos Ruble que provienen de la región de El Chaiful, cerros Carpa y Cuadrado en la estancia de Merelles, y Calcatreu-Quetrequile, colectores de una cuenca arealmente importante de la región que se extiende al sur-sureste de Jacobacci hacia Cerro Negro, Calcatreu-La Pulpula, Lipetrén y Calca Tapul hasta el límite con el paralelo 42. En todo conforma así una de las cuencas sin desagüe más típicas del

área mesetiforme de la Patagonia extrandina (Riggi, 1944).

## 2. CLIMA.

Según la clasificación de Köppen y de su tipificación climática de América del Sur y de la Argentina (Knoche y Borzacov, 1947), al área en estudio corresponde un clima seco, con características de desierto y temperatura media del mes más caluroso inferior a 22° C, pero con no menos de cuatro meses superiores a 10°. Presenta una temperatura media anual de 4°, una máxima media de 6°, mínima media de 3°, máxima absoluta de 10°, mínima absoluta de 1°, amplitud media de 3°.

Los meses más fríos son julio con heladas diarias y agosto hasta 25°-26° como mínima record en Jacobacci, y los más calurosos enero y febrero, con máxima de 36°.

La nubosidad es mediana y el viento oeste casi diario, por lo que esta zona pasa por ser una de las más ventosas de la Patagonia, especialmente fuerte en primavera y con atenuación en el otoño e invierno y esporádicamente en el verano. Los vientos del oeste de 100 km/hora son frecuentes; en cambio son raros los vientos del sur, muy frío, norte y este, vinculado el último con las precipitaciones.

El promedio de precipitaciones, medido durante 26 años en Maquinchao, es de 168 mm, de los cuales la mayor parte corresponde a nevadas con 20 mm en julio como promedio. Ultimamente parece haber habido una atenuación en la frecuencia e intensidad de las nevadas y un correlacionado aumento del agua de lluvia. Años nevadores excepcionales fueron 1930 y 1948; en general la nieve no alcanza a congelarse y se derrite más o menos rápidamente. Las tormentas eléctricas son raras y se dan en el verano; cuando se produce este tipo de lluvias torrenciales es impresionante la profundización observable en los cauces y torrenteras, y el cavado de

zanjones en las laderas y los bajos, en el transcurso de pocas horas.

### 3. ESTUDIOS GEOLÓGICOS ANTERIORES.

En 1870 cruzó la región (aparentemente faldeó la ladera norte del Bajo Colorado y desembocó en la laguna Carri Lauquén Chica) el célebre capitán inglés Musters (*vide* 1911; Rey Balma-  
ceda, *in* Musters, 1964), que viajaba desde Punta Arenas en compañía de una partida de Tehuelches meridionales. Lamentablemente, enfermo en esa etapa, son escasas las observaciones fisiográficas y geológicas que realizó. Lo propio puede decirse del teniente Olivares Escola, de las tropas nacionales de la “Conquista del Desierto”, quien pasó en 1881 (Expedición... 1911). Moreno, en cambio (1898) no visitó nunca la zona, aunque algunos datos suyos son extendibles a ella. A él se debe, por ejemplo (Groeber, 1949), el nombre de “vale antiguo del Limay”, del que el valle de Huahuel Niyeo sería precisamente un tramo.

Entre 1911-1914 el geólogo norteamericano Bailey Willis (1914), jefe de la Comisión de Estudios Hidrológicos de la Dirección General de Ferrocarriles, realizó los primeros estudios fisiográficos y geológicos de interés, si bien superficiales en cuanto al área de Huahuel Niyeo. Entre otras cosas acredita a Añecón Grande como un “posible centro de erupción” y menciona la presencia de rocas “granitoides” en las adyacencias de la cumbre de este nombre. De pasada apunta que no ha encontrado en ella rastros de acción glaciaria.

Algunos datos referidos al Terciario se agradecen a Carlos Ameghino (Wichmann, 1927), y observaciones varias a Roth (1922-25); pero en realidad si se quiere tener una visión conjunta y clara de la geología de la región es necesario remitirse a los esforzados viajes de Wichmann (1927, 1934). A él corresponde el mérito de haber delimitado aproximadamente la extensión del “ba-

samento cristalino”, de la “serie porfírica” y, en fin, de las sedimentitas de los “Estratos con Dinosaurios” y de la transgresión marina maestrichtense, en particular en el área que se extiende al norte de Ingeniero Jacobacci. Sus observaciones acerca del Terciario son de menor profundidad.

Groeber (1949; 1951; 1952; 1956; 1959; 1963) ha brindado información complementaria, en especial en cuanto al carácter y extensión de los “Estratos con Dinosaurios”, al problema de las transgresiones y, parcialmente, al carácter del Cenozoico. Con respecto al Pleistoceno, son importantes las observaciones de Auer (1956; 1959; 1965). Otros datos, parciales, se encuentran en los trabajos de Petersen (1966) y Stipanovic (1967). A éste corresponde el mérito de haber delimitado arealmente y estratigráficamente los diferentes GRUPOS de la “Serie Porfírica” en grandes áreas de Río Negro, entre las que se incluye la del valle de Huahuel Niyeo. Al parecer las tobas riolíticas y porfirita aflorantes en él corresponden a un grupo neotriásico o infraliásico (id. 129), denominado Formación Cerros Colorados. Una ampliación y complementación de estas novedades aparece en su valioso trabajo en colaboración con Rodrigo, Bauliés y Martínez (1968), fundamental para la geología de Río Negro.

Informaciones complementarias sobre la distribución y carácter de estas rocas, las transgresiones marinas, etc., se encuentran en Casamiquela (1964, 1965b). Estudios detenidos en el área fueron realizados por Herrera y Mayle, por una parte, y por Perazzo, geólogos del Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”. Aquéllos, al parecer, no fueron completados, y en cuanto a éstos, fundamentalmente enderezados a la investigación de las diatomitas, con enfoque económico, constituyen la tesis de doctorado inédita de dicho geólogo. He tomado de ella, a través de comunicaciones verbales, datos dispersos incorporados a mi trabajo

de 1963. En él se encuentran informaciones complementarias con respecto a la geología del valle y la edad de algunos depósitos de diatomitas. Croce, de la misma institución, visitó igualmente la región y realizó algunas observaciones de interés, en particular desde el punto de vista minero, en su mayoría inéditas. Igualmente inéditos permanecen los importantes estudios teóricos realizados por Alfredo Moré, investigador local, domiciliado en Yalalaubát, Chubut.

#### 4. HISTORIA GEOLÓGICA DEL VALLE.

Desde el punto de vista geológico el origen del valle y su historia subsiguiente son complicados, pero arrojan luz sobre una serie de aspectos de interés mucho más general. En el tramo que tiene por centro a la localidad de Ingeniero Jacobacci, cuya estación ferroviaria alcanza la cota de 876 m sobre el nivel del mar., podemos analizar aquellos acontecimientos con la siguiente escala de criterios:

4.1. *Génesis y edad geológica del valle.* Ambas cosas son fáciles de establecer a través de los elementos de juicio que surgen del siguiente perfil ideal (fig. 1).

4.1.1. En el fondo del valle, en varios lugares (km 0 de la línea de ferrocarriles de Jacobacci a Esquel, zona del Cerro Centinela y laguna Carri Lauquén Chica, estancia de Chucair, estancia de los hermanos Rodríguez, ex chacra de Pacheco, perforaciones en el propio pueblo) se comprueba la presencia de un relieve muy irregular de tobas riolíticas muy compactas, oscuras a blanquecinas, tobas, porfiritas lajas oscuras, etc., pertenecientes por lo menos en parte, a la Formación Cerros Colorados a que acabo de aludir.

4.1.2. En discordancia angular sobre este "basamento perfírico" descansa un paquete, no muy potente — ya que

sólo raramente ha de pasar los 100 m — de areniscas y arcillas, rojas a amarillas, de los "Estratos con Dinosaurios", de edad maestrichtense, con abundantes restos de dinosaurios, en general rodados, visible en el Bajo Colorado, a 5 km al norte de Jacobacci y en la región que se extiende hacia el este franco, el nordeste y el suroeste, en varios sitios.

4.1.3. Estos sedimentos soportan a un pequeño paquete de 40 m de potencia en el puesto de Marileo, 10 km al sur de Ingeniero Jacobacci de estratos de carácter marino a continental, aguas salobres y dulces, con restos de plesiosaurios y peces y moluscos marinos, peces pulmonados ("Ceratodus"), lacertidios, tortugas, cocodrilos, coprolitos, moluscos de aguas salobres a dulces, etcétera. Son homologables con los "Estratos del Jagüel", "Senoniano lacustre" de Wichmann, etcétera, y de edad todavía maestrichtense (discusión *in* Casamiquela, MS.). Hacia el norte, noreste y sureste de Jacobacci se adosan lateralmente a las capas netamente marinas de la transgresión maestrichtense ("Roca Viejo" o "Roca I" *auctorum*).

4.1.4. Hacia arriba siguen, en esa misma área del puesto de Marileo, varios metros de tobas blanquecinas de edad mustersense o casamayorensis (Eoceno Inferior a Superior), con restos de mamíferos<sup>2</sup>. Descansan en relación de pseudoconcordancia sobre el conjunto anterior y a su vez soportan, sin límite claro, a otro conjunto de tobas blanquecinas, muy pumíceas, de edad deseadense hasta ? colhuehuapiense (Oligoceno hasta ? Mioceno Inferior<sup>3</sup>), con restos

<sup>2</sup> Determinados por Rosendo Pascual y Lorenzo Parodi, como todos los aquí mencionados. *Astraponotus* sp. o *Albertogaudrya* sp., *Palaeotheres* sp., etcétera. Groeber (1963, 156) menciona mamíferos casamayorenses en Carri Lauquén, al norte de Jacobacci, lo que es altamente probable, pero ignoro la procedencia de la información.

<sup>3</sup> La primera, de una edad oligocena para los elencos deseadense y colhuehuapiense (inferior y superior respectivamente) es la interpreta-

de mamíferos<sup>4</sup>. Estas mismas tobas son observables también en la margen noroeste de la laguna Carri Lauquén Chica, al norte de Jacobacci, igualmente con restos de mamíferos<sup>4</sup>. En ambas áreas el conjunto, de un espesor de 50-80 m, está intruido en su porción superior, y coronado, por mantos de basalto (Basalto I de Groeber, 1929). En la margen septentrional de la laguna aludida, uno de estos mantos ha cocido el techo de un paquete de diatomitas.

4.1.5. Si consideramos a este perfil a la luz de la historia de la formación del valle actual, es decir lo complementamos con el de la pila sedimentaria que, sobre el basamento porfírico o los "Estratos con Dinosaurios", se reconoce DENTRO DE LOS MARCOS DEL VALLE, obtendremos inmediatamente la edad del proceso, de su formación y por ende la edad de las coladas mencionadas de basaltos. Y esto puede hacerse allí con cierta precisión porque, producido el movimiento ascensional que condiciona la exondación, continúa dentro del valle el proceso de deposición de: 1) diatomitas y 2) hacia arriba en transición insensible (fig. 1) tobas blanquecinas, muy puníceas, de edad colloncurensis-friasense (= santacrucense *sensu* Pascual, neomiocena), con mamíferos<sup>5</sup>. El todo está levemente inclinado hacia el sur, seguramente como resultado de movimientos de ascenso durante la Prefase del Tercer Movimiento andino, o con mayor probabilidad la fase principal de dicho movimiento.

Todo lo cual significa decir que el levantamiento de la región que dio origen al valle se remonta al Mioceno Inferior a Medio y coincide por lo tanto con la Primera Fase del Segundo Movimiento de la orogenia andina del sistema de Groeber. Correlacionadamente,

ción clásica; la segunda es más moderna: cf. Pascual R. *et al.* (1966), Camacho (1967).

<sup>4</sup> Con Leontinidae en ambos sitios, y *Orophodon hapaloides* en el segundo (Kraglievich y Rivas, 1951),

es decir inmediatamente antes del ascenso, se expandieron las últimas coladas de basalto reconocibles en el área estudiada, y por lo tanto igualmente infra a meso-miocenas y así correspondientes al Basalto I de Groeber.

Como he dicho *supra*, no se han encontrado mamíferos propiamente colhuehuapienses en el ámbito del valle, con lo que momentáneamente sólo es posible garantizar la presencia de rocas de edad eo-oligocenas. Sin embargo queda todo un espesor de sedimentos por encima del nivel que contiene a los restos determinados como para justificar la presencia de por lo menos otro elenco (en tal caso colhuehuapiense y de edad meso-oligocena a meso-miocena; todo *sensu* Pascual). Desde el punto de vista geológico, además, es demasiado sugestivo el hecho de que la secuencia prácticamente remate en las paredes del valle PRE-ASCENSO con paquetes diatomíticos y se inicie dentro del valle POST-ASCENSO con idénticos depósitos. Para estos últimos poseemos alguna información, a través de estudios de Perazzo (*teste*) y del autor (Casamiquela, 1963).

Como es sabido (Cabrera, 1940; Groeber, 1951, 251, 270; Feruglio, 1949 II; y datos personales), entre la región de Neneo Ruca y Pilcaniyeu, ambas estaciones de la línea del ferrocarril a Bariloche y por ende RÍO ARRIBA en el "cauce antiguo del Limay" *sensu* Moreno, reaparecen los depósitos tobáceos colloncurenses-friasenses DENTRO DE LOS MARCOS DEL VALLE<sup>5</sup>. Wichmann (1934)

<sup>5</sup> *Stereotoxodon* sp., *Protypotherium* aff. *australe*, *Abderites* sp., *Theosodon* sp., roedores de alto nivel de evolución, gliptodontidos, dasipódidos, peltelfilinos, etcétera. (Complementariamente *vide* Casamiquela, 1963). Groeber cita a *Stereotoxodon feruglioli* (*vide* Kraglievich), para Neneo Ruca. En mi colección figura *Megathericulus*, de la misma procedencia. Cabrera (1940) cita a *Prototrigodon rothi*, "friasense", y una nueva especie de *Astrapotherium* para Comallo.

Estas mismas capas se extienden por toda el área noroeste de Río Negro (Pilcaniyeu Viejo, Cañadón Chileno, Coquelén, según co-

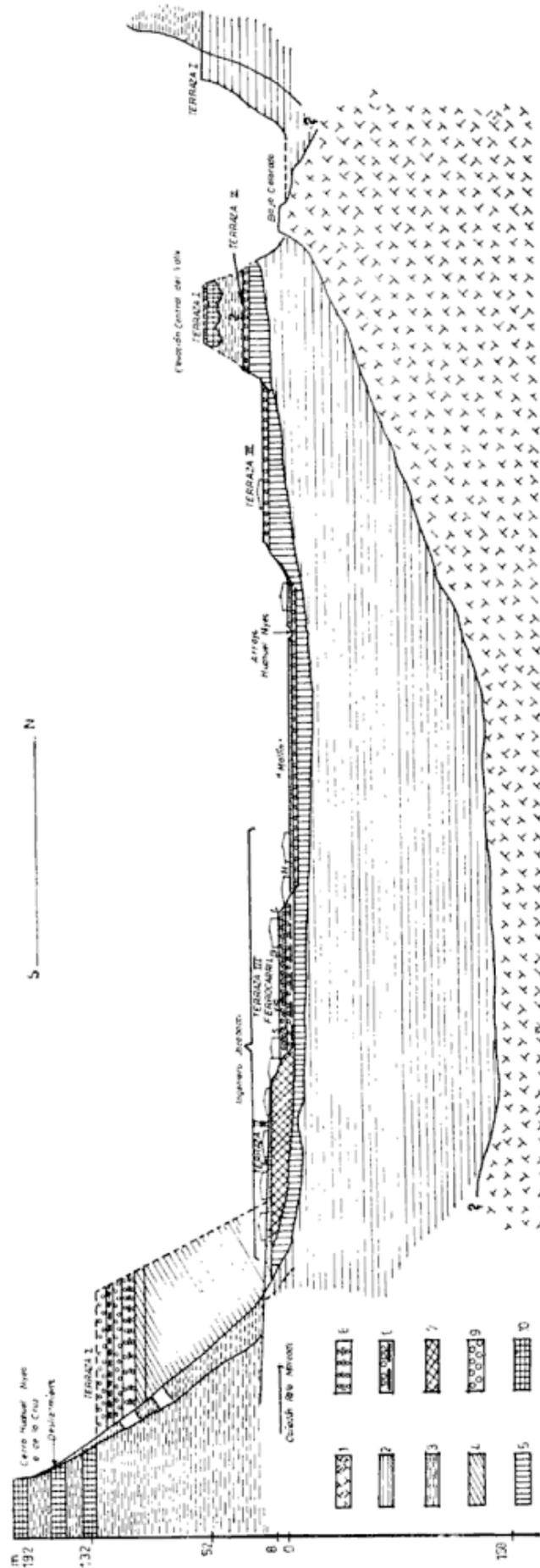


Fig. 1. — Perfil ideal, esquemático, del valle de Huahuac Niyco, en la longitud de Ingeniero Jacobacci.

**Referencias :** 1, Rocas del « Basamento porfirico » triásico ; 2, « Estratos con Dinosaurios ». (Maestrichtense) ; 3, Tobas y diatomitas casamatorenses-mustersenses y deseadenses (colluhnapuenses ?). Eoceno-Oligoceno inferior ; 4, Tobas y diatomitas collon-curenses-frisenses. Mioceno medio y superior ; 5, Areniscas y otras sedimentitas rionegrenses. Plioceno medio ; 6, Areniscas y conglomerados de la terraza I. Neoplioceno o Eoplioceno ; 7, Sedimentitas de la terraza II. Eoplioceno o Mesoplioceno ; 8, Areniscas y conglomerados de la terraza III. Mesoplioceno ; 9, Gravas. En el malín, gravas sepultadas del Neoplioceno ; 10 ; Coladas de basalto I. En la elevación del centro del valle, presunta chimenea o dique.

**Observaciones :** Las cotas y espesores están en escala (1 : 2000) ; el ancho de ambos ramales del valle es convencional. El sector sur de la terraza I está en realidad a 8 km al oeste del perfil ; el sector central, inmediatamente al oeste del perfil. L, calle Libertad ; R, Roca ; S, San Martín ; B, Belisario Roldán ; C, Evaristo Carriego ; H, Hornos.

los cita para el cañadón Nitraelhuacahue, al oeste-noroeste de Jacobacci.

4.1.6. Aparentemente, en cambio, faltan en el valle los terrenos inmediatamente posteriores, esto es de edad chasicuense (Eoplioceno *sensu* Pascual)<sup>6</sup>; pero en seguida se cierra el hiato con un espesor de algunos metros de areniscas diagonales verdosas a azules y otros sedimentos (cortes n<sup>os</sup>. 1 a 8; 13, 32), de edad probadamente rionegrense (Mesoplioceno), con mamíferos, que afloran en varios puntos en las inmediaciones de Jacobacci y en el pueblo mismo, en discordancia sobre las tobas colloncurenses - friasenses o los "Estratos con Dinoaurios", en un relieve accidentado, producto del ascenso eoplioceno.

4.1.7. Es sobre estas capas y dentro y sobre un paquete de cota superior, de areniscas amarillentas ligeramente verdosas, que se produce la deposición de las capas de rodados "tehuelches" y aun de bloques, en parte en forma de verdaderos conglomerados, muy cementados los más antiguos y desde luego otros sedimentos más finos. Pasemos a esto, y con ello a los lindes del Plioceno y el Pleistoceno y por consiguiente toda la historia cuartaria del valle de Huahuel Niyeo.

Para interpretarla, échese primero un vitazo al perfil de la figura 1, que ilustra un corte ideal, transversal, del valle. Está integrado por dos distintos,

lecciones propias; Cerro Policía, Elcuy, etcétera *vide* Wichmann, 1927; 1934). Cabe mencionar que el mismo Wichmann señala el carácter parcialmente ácuco de los depósitos.

<sup>6</sup> Aunque existen en el relleno de la gran cuenca de Gastre (Croce, 1950; Volkheimer, 1964; 1965), según los restos de *Pseudohegetherium* sp. (determinados por Pascual), que fueron extraídos a 40 m de profundidad en un pozo de la ex estancia de Héctor Beltrán, por su propietario, a 25 km al sur de Gastre (Fración A-Lote 24-Sección T1). Están contenidos en una arenisca fina, verdosa, que yacía entre depósitos de conglomerados de tipo torrencial.

<sup>7</sup> *Megatheridium* sp., determinado por Lorenzo Parodi.

el uno en la longitud de Ingeniero Jacobacci y el otro en el que aparece la terraza denominada I, a unos 7-8 km de esta localidad valle arriba, es decir hacia el oeste.

4.1.8. Prosiguiendo con la historia del valle, comienzo por señalar, pues, que sobre las tobas que rematan el conjunto diatomitas-tobas, edad neomioceña, se ha depositado un paquete horizontal, de unos 35 m de espesor, de areniscas amarillentas a ligeramente verdosas, fluviátiles, en el que se intercala, a 5-10 m de la superficie, una capa de conglomerado polimíctico grueso, que llega a encerrar algunos bloques (en la nomenclatura de González Bonorino y Teruggi, 1952), extremadamente cementado. El techo del paquete en la cota 130 m (sobre el nivel de la vía en Jacobacci) es un segundo nivel de esta clase, que a su vez constituye el piso de la terraza I. A pesar de yacer sobre los sedimentos colloncurenses-friasenses, inclinados allí al sur (ya que seguramente has ido barrido en los puntos en donde sucediera a los estratos RIONEGRENSES, es decir mesoplioceno), tanto por su cota — más elevada que los remanentes de las capas de edad rionegrense — como por su posición horizontal, no veo otra alternativa que considerar a este conjunto como supraplioceno.

La posibilidad de una mayor edad, es decir chasicuense en este caso, queda descartada —entendiendo— por los siguientes argumentos: 1) el aspecto relativamente fresco de la terraza I; 2) el hecho de que entre el Mioceno Superior y Plioceno Inferior se acepta generalmente un nuevo movimiento ascensional (ya sea denominado Tercera Fase del Segundo Movimiento o Prefase del Tercero), lo que habría hecho que los depósitos infrapliocenos descansaran en un nivel inferior al de los supramioceños; 3) el hecho de que las areniscas rionegrenses alcanzan cotas bastante altas en el valle, lo que hace pensar que

éste se colmató de sedimentitas de esta edad luego de producido el ascenso (eoplioceno) que exhondó nuevamente el valle hasta el nivel de los "Estratos con Dinosaurios".

Sólo se observan remanentes aislados de estos depósitos supuestamente neopliocenos, a lo largo de la pared sur del valle, por ejemplo en las cercanías de las canteras de diatomita a unos 7-8 km de Jacobacci, al suroeste, por la ruta a Esquel. En la terraza notada igualmente como I en el perfil, pero ubicada en el centro del valle, no hay cortes visibles, si bien se conserva una capa de rodados, depositados sobre estratos rionegrenses (y al parecer colloncurenses-friasenses), la que puede homologarse con la terraza I en aquel sitio.

4.1.9. Culmina la deposición de la capa cuspidal de conglomerado, un episodio de actividad erosiva cava un nuevo valle y ABANDONA lateralmente al nivel notado como terraza I. Es posible que este episodio, de magnitud demasiado grande (ya que entre las cotas de las terrazas I y II mediarían 30-50 m), esté vinculado con la Fase Principal del Tercer Movimiento andino, ubicable tentativamente en la base del Pleistoceno o en el límite Plioceno-Pleistoceno. Si esto es correcto, la terraza I sería neopliocena superior a eopleistocena.

4.1.10. Se produce después, rítmicamente, deposición de otros sedimentos en el marco del nuevo valle. Se trata esta vez de un importante espesor, de unos 15 m, de depósitos lacustrinos (arcillas pseudovarvadas fundamentalmente), visibles en los pozos para agua y excavaciones de obras a lo largo de las calles San Martín y Roca del pueblo de Jacobacci (fig. 1 y cortes números 8, 10, 11, 12; 14 a 22; 24, 27, 32), en donde se adosan lateralmente a areniscas verdosas-azuladas rionegrenses.

El ciclo de deposición remata con un nuevo manto de conglomerado, esta vez con aspecto típico de "Rodados Tehuel-

ches" y con ausencia de las fracciones mayores en los clastos, cementado por carbonato de calcio. Se ha conservado en el techo de la terraza notada como II, cuyos restos se observan en el centro del valle actual (corte nº 1). Entiendo que está vinculada con el momento en que se cavó el cañadón lateral "Palo Marcado", que desemboca a espaldas del pueblo, por el sur; además, que es su equivalente el cuerpo de la terraza en que se asienta la parte alta del pueblo (calles Julio A. Roca, Libertad y siguientes hacia el sur), rebajada por la acción erosiva de las aguas que bajan por dicho cañadón (notada II'). Ellas han incidido la terraza longitudinalmente, en dirección oeste, detrás del pueblo, con un cauce que se abre al oeste de la planta propiamente urbana y que desemboca en el arroyo Huahuel Niyeo. Atraviesa la vía del ferrocarril a Bariloche por una alcantarilla *ad hoc*.

4.1.11. Un nuevo episodio permite la subsiguiente exhondación del valle y delimita así, lateralmente, el nivel de la aludida terraza II, representada por las calles dichas y por un remanente en el centro del valle.

4.1.12. Se continúa el proceso con la deposición de un espesor regular, de 5-10 m, de areniscas verdosas, de aguas rápidas, y lentes o bolsadas de conglomerado, que van a rematar en un nuevo depósito de "rodados tehuelches", de una potencia de 2-6 m, cortes números 2, 5, 7, 15, 17; 19 a 28; 32 a 34).

4.1.13. Un último episodio permite la postrera excavación del valle y queda formada la terraza III, a cuyo techo corresponden las calles San Martín y Belisario Roldán y la playa de maniobras del ferrocarril intermedia, en el pueblo de Jacobacci (fig. 2); en la elevación central del valle, la pista del campo de aviación. Existe un cierto desnivel entre ambas terrazas III, favorable al sector septentrional.

4|1.14. Se depositan en el valle nuevos sedimentos, presuntamente de una potencia de menos de 10 m (según el perfil de la perforación realizada por la Dirección Nacional de Geología y Minería, corte n° 32), que rematan en un postrer manto de rodados (grava mediana), de una potencia de 3 m. Sobre él sólo existe la "tierra negra" del fondo del actual valle ("mallín", o vega), con un espesor de casi 2 m cortes números 29 a 32), incidida, contra el flanco septentrional que constituye frente al pueblo la elevación intermedia del valle, por el cauce del actual arroyo Huahuel Niyeo. Es de presumir que un nuevo episodio delimitará en el futuro una nueva terraza, a su vez coronada de conglomerado.

#### 4.2. Génesis y edad geológico del sistema de terrazas del valle y sus depósitos.

4.2.1. Es fácil establecer la génesis y edad de la grava que rellena el fondo del actual valle de Huahuel Niyeo, bajo el suelo del "mallín" (para esta expresión *vide* Ringuelet, 1962). Como es inmeditamente anterior a su formación, su antigüedad es muy escasa y por consiguiente puede descartarse, para explicar su origen, un eventual aumento de la carga de los ríos. Por el contrario, lo que aumentó precisamente es la CAPACIDAD de carga de estos ríos, con un aumento importancia de su caudal y un régimen de presunta torrencialidad. Este fenómeno queda atestiguado, por otra parte, por el hecho de que el nivel del agua hacia el Gotiglacial (si se habla en términos europeos) alcanzó una cota muy alta en los valles laterales o tributarios del gran valle de Huahuel Niyeo. Es más, es este aumento de nivel el responsable del barrido de los depósitos más antiguos de las cuevas y oquedades de tales cañadones, y aun quizá, total o parcialmente de la formación de algunas de ellas. Aquello sucede, por ejemplo, en las oquedades y abrigos del ca-

ñadón La Angostura, que desemboca, desde el noroeste, en el Bajo Colorado, o ramal septentrional del valle de Huahuel Niyeo. El lugar aludido se ubica a 15 km al norte de Jacobacci, si se asciende por el cañadón La Angostura rumbo al paraje Anecón Chico (estancia de Ramón Fernández). En una de tales oquedades, abierta en el basalto a 17 m sobre el piso actual del cañadón, la excavación arqueológica reveló la presencia de gravilla y una capita fluvial blanquecina directamente sobre el piso basáltico, muy pulido y patinado. Encima yacía un espesor de 1,30 m de arena fina, de origen eólico, portadora, desde la base, en el techo de la capita aludida, de una industria lítica de fisonomía CASAPEDRENSE, industria (de cazadores) que a su vez ha sido fechada (*cf.* Menghin, 1952) en unos 7.000 años a. C. — argumento arqueológico que confirmaría la edad supuesta.

Algo semejante sucede en una gran cueva del paraje Las Grutas, en el cañadón que desemboca en la Pampa Alegre, a unos 500 m de la casa de Benítez, abierta en las tobas porfiríticas a unos 14 m sobre el piso del cañadón, a 225 m sobre el nivel de Jacobacci. El lugar está situado a 50 km al sur de este pueblo, pasando la estancia Yuquiche.

Aun hasta esa altura alcanzó el agua, que removió todo el relleno anterior de la cueva. El actual contiene, casi en la base, huesecillos dérmicos de milodontinos y restos de caballo fósil, que revelan también una edad gotiglacial<sup>8</sup>.

Es decir que si el nivel de agua ascendió a cotas semejantes en esa época, es evidente que un sistema de torrentes recorría todos los cauces hoy secos de la región e iba a desaguar en los grandes valles, como el de Huahuel Niyeo. A ese momento corresponde, no cabe du-

<sup>8</sup> Estas formas, como es sabido, desaparecen hacia el décimo-noveno milenios a.C. Y que no pueden ser más antiguas se demuestra, a su vez, porque hasta ese nivel todo el elenco faunístico exhumado es de tipo actual.

da, el depósito de grava del fondo del valle<sup>9</sup>.

Pero ¿de dónde procedía esa inmensa cantidad de agua, capaz de alcanzar niveles tan altos y de realizar un transporte tan importante? En ese MOMENTO, de acuerdo con lo dicho, no creo que pueda pensarse en otro proceso que el del derretimiento de las masas de hielo en la última glaciación en el área andina y, presuntamente, de pequeños focos englazados del área extraandina, como casualmente el macizo de Anecón Grande (con una altura máxima de 2.013 m sobre el mar). Aunque no descarto una activación correlacionada del régimen de lluvias, pienso que el aporte decisivo ha de haber sido de aquel origen, ayudado por una reactivación paralela de las napas.

4.2.2. Decir esto y tentar —dada la ritmicidad de los procesos en el valle— la correlación de cada uno de los niveles de cantos rodados con un acontecimiento semejante (en cierto modo repentino y con seguridad genéticamente separable de los sedimentos infrayacente en cada ciclo) es todo uno. Lo que significa interpretar tales conjuntos sedimentarios infraestantes, como los que constituyen el cuerpo de las terrazas II y III, originados DURANTE DISTINTOS MOMENTOS GLACIALES —y por ende a la ex-hondación reiterada del valle como producida durante MOMENTOS INTERGLACIALES. Esta interpretación es perfectamente coherente, según toda la evidencia actual, con la postulada para los valles superiores de todos los ríos originados en áreas englazadas o en cuyo régimen el ritmo glaciación-deglaciación tuvo repercusión directa.

¿Significa esto negar o desconocer

<sup>9</sup> Entre estos guijarros pude ubicar uno trabajado por el hombre. Se trata de una pieza de enorme primitividad morfológica (de tipo "chopper"), lo que puede estar de acuerdo con la edad inferida. Además, según versión de algunos pobladores, se encontró en una excavación, entre los guijarros, una falange atribuible a un caballo fósil.

posibles levantamientos del área del valle durante el Pleistoceno? No; como ya lo aceptara para el desnivel entre las terrazas I y II, y lo atestiguaría por otro lado la falta de correlación (asimetría) de las terrazas, el valle sufrió movimientos de ascenso durante casi toda su historia; sin embargo la ex-hondación ha de haber estado condicionada sobre todo por las condiciones reinantes durante los interglaciales. Si tal es el caso, el correspondiente ciclo erosivo ACTUAL prácticamente no se habría iniciado todavía; en realidad aún el valle no ha salido de la fase de agradación. Es altamente probable, pues, que el encajonamiento esté vinculado con la existencia de determinados climas; quizá en el presente caso sólo comenzará a actuar la erosión cuando el grado de sequedad permita precisamente la acción del viento y, complementariamente, la de las lluvias torrenciales.

4.2.3. En fin; si todo esto fuera correcto y se partiera —a título de ensayo— del esquema clásico de cuatro glaciaciones, más una quinta anterior, resultaría que los depósitos aluvionales de la terraza I corresponderían a la primera glaciación, o anteprimera, o mejor todavía a ambas, es decir a dos fases de una misma glaciación, no separadas por un verdadero interglacial, ya que la agradación no cesó en ningún momento, cada una de las cuales habría rematado en un manto de conglomerado grueso, hasta aglomerado, que atestiguaría la magnitud del poder de transporte de los ríos de aquella época, referible provisionalmente al Plioceno más superior<sup>10</sup>

<sup>10</sup> Téngase presente lo relativo de este concepto, y más aún si se recuerda que en América en general se sigue trabajando con los antiguos cáncaes en cuanto a la duración del Cuartario y la coincidencia aproximada de su comienzo con el primer avance de los hielos. Pese a la rigurosa coherencia interna del esquema estratigráfico utilizado para el Terciario en nuestro país por la mayoría de los geólogos, resulta obvio que si se aplican las novedades africanas, por ejemplo, el límite inferior del

o Pleistoceno Inferior. Los depósitos de la terraza II corresponderían a la segunda glaciación y aquellos de la terraza III a la tercera.

#### 4.3. Génesis y edad de la cuenca de las lagunas Carri Lauquén.

4.3.1. Las lagunas Carri Lauquén (más correctamente Carri Lafquén) Chica y Grande, constituyen la última etapa del desecamiento de una vasta cuenca sin desagüe. La primera, constante, drena actualmente —durante la primavera y parte del verano— a la segunda, temporaria y actualmente seca; aquella es de agua dulce y ésta salobre, de salinidad relativamente alta, aunque parece, en las orillas por lo menos, ser potable para los animales (yeguarizos). Ambas se orientan con el eje mayor en rumbo nor-noreste, la primera con un largo de unos 3.600 m y la segunda, o mejor dicho su cuenca antigua, de aproximadamente 25 km, y se conectan por medio de un cauce sinuoso, muy profundo en su tramo final abierto dentro de la gran cuenca, en un nivel 5-10 m inferior al del espejo de agua de la laguna Carri Lauquén Chica y de 50 m con respecto a Ingeniero Jacobacci. Este desagüero se origina en el ángulo noreste de dicha laguna y se dirige en seguida hacia el sureste para esquivar el cuerpo del cerro Negro, o relicto septentrional y oriental de la meseta.

Obviamente ambas lagunas formaron un solo y mismo cuerpo de agua hacia la época de su formación, y en la actualidad es fácil observar cómo a su vez la laguna Carri Lauquén Chica está simplemente separada por una barra mediana, de rumbo casi norte-sur, del resto de la cuenca antigua, que va a parar, por el sur y el suroeste con la terraza III, la que se prolonga limpiamente por espacio de muchos kilómetros des-

de Jacobacci. Como se ha dicho, la ruta 242 (al Alto Valle del río Negro) corre parcialmente dentro de la cuenca, y trepa después levemente, pasada la punta del cerro Negro, para recorrer la margen suroriental de la porción de la antigua cuenca, hoy ocupada por la laguna Carri Lauquén Grande.

4.3.2. Esta situación, dentro de los marcos de la terraza III, permite atribuir el origen de esta cuenca antigua al último momento interglacial del esquema utilizado. Pero cabe aclarar que a su vez los materiales del cuerpo de dicha terraza se depositaron dentro de una inmensa área abierta y deprimida, que hoy conforma un sistema de planicies —fundamentalmente techo de la terraza III— y de bajos extendidos hacia el este, noreste y sureste, y surcado por los arroyos ya mencionados, tributarios de las lagunas en estudio.

Una observación realizada dentro del cauce del arroyo (corte n° 34) que vincula a ambas lagunas, cerca ya de su terminación aunque todavía con una profundidad de 10 m, revela cómo aquél ha sido excavado en un espesor (con 2 m visibles) de arenisca grisácea horizontal, que alterna con capas más blancas y que remata hacia arriba en un banco arcilloso, crema verdoso, con una potencia también de casi 2 m, prácticamente sembrado de conchas de ostrácodos. Estos fueron estudiados por la doctora Elsa Rossi de García<sup>11</sup> y resultan pertenecer, fundamentalmente, a *Candona* sp. y *Lymnocythere* sp., formas con un bicrón que abarca desde el Terciario y Jurásico, respectivamente, hasta el presente, por lo que carecen de interés mayor desde el punto de vista cronológico. Dentro de este marco se han depositado, a su vez, los sedimentos (areniscas y arcillas, corte n° 33) equivalentes a aquellos del fondo del valle actual de Huahuel Niyeo, con su correspondiente capa intercalada de rodados.

Pleistoceno tendrá que bajar considerablemente.

<sup>11</sup> En gentileza que compromete mi gratitud.

Una curiosa observación al respecto es que los clastos, que corresponden a las fracciones guija a guijarro, son extremadamente chatos.

La interpretación resumida de este proceso sería la siguiente:

4.3.2.1. Primero se excavó la gran cuenca del cuerpo de la terraza III y por ende durante el último interglacial (Riss-Würm.).

4.3.2.2. La cuenca se rellenó parcialmente durante la última glaciación<sup>12</sup>.

4.3.2.3. La gran deglaciación (de época "gotiglacial") cavó en un primer momento el cauce antiguo o exhondó uno originado ya durante dicho interglacial y en un segundo momento depositó, dentro de sus paredes, las sedimentitas y la camada de rodados equivalentes de los depósitos del fondo del valle actual de Huahuel Niyeo.

4.3.2.4. El ciclo prosiguió, hasta la actualidad, con la exhondación del cauce, por aguas torrenciales temporarias y anuales procedentes de los desbordes de la laguna Carri Lauquén Chica y paralelamente con el descenso del nivel del agua de la laguna Grande y salinización correlacionada, hasta su desecamiento prácticamente definitivo.

4.3.3. En relación con este último momento, actual, del proceso, no es necesario buscar mucho para encontrar el origen del cavado de la gran cuenca en un momento similar al que aquel preludia y por consiguiente en la DEFLACIÓN. Actualmente son ya impresionantes las nubes de polvo que el viento levanta dentro de la cuenca caracterizada por los constantes remolinos en

los días de calma y en sus bordes, transformados en verdaderos "voladeros".

Entiendo que esta interpretación replantea el problema de la ausencia de los rodados equivalentes a la cubierta de la terraza III, pero aparte de que una fracción de ellos podría estar oculta en el fondo del relleno, o incorporada a la camada más moderna, es igualmente posible que en esta área marginal con respecto al THALWEG de los grandes torrentes que desembocan del valle de Huahuel Niyeo y protegida por el espolón saliente que conforma el cerro Negro, los depósitos de rodados u otros materiales gruesos, hayan sido mínimos *ab initio*.

4.3.4. Para terminar con esto, dos palabras con respecto a la laguna Carri Lauquén Chica.

4.3.4.1. Aparentemente ésta ha resistido a la desecación por estar labrada sobre suelo rocoso (ignimbritas de la "serie porfírica"). Además no se excluye que, por su vinculación lateral con los basaltos terciarios que en forma de chimeneas y diques y coladas atraviesan las tobas eógenas, tenga en aquellas rocas una fuente suplementaria de agua de origen pluvial y nival en buena medida, todo ello sin contar el aporte, prácticamente anual, que le llega a través del arroyo Maquinchao.

4.3.4.2. Su origen se remonta al momento en que se completó la barra medanososa (dunas consolidadas) que la separa de la porción oriental de la cuenca. El proceso se está repitiendo en la actualidad, en menor escala, ya que una barra de arena ha aislado prácticamente el ángulo suroccidental de la laguna, con lo que a la parte aislada, con escasos centímetros de agua, le resta poca vida. Que se trata del mismo mecanismo de deposición de arena de origen áeico y cólico, puede demostrarse por la presencia de toda la masa de la antigua duna, de innumerables conchas de gasterópodos acuáticos sub-

<sup>12</sup> Con las condiciones de baja temperatura o de descenso rápido, podría estar vinculado el alto porcentaje de individuos jóvenes observados entre los ostrócodos estudiados por la doctora Rossi de García. Se trata de formas netamente lagunares, de acuerdo con la escasa calcificación de los caparazones.

fósiles. Para su edad absoluta puedo echar mano de un argumento cronológico de orden cultural muy interesante, que es el hallazgo de un artefacto lítico, una especie de raspador, tipológicamente presente en los niveles inferiores (70 centímetros) del relleno de la oquedad del cañadón La Angostura, con una edad probable de unos 4-5000 años a.C. Esto quiere decir que la duna antigua ya era tierra enjuta y seguramente borde propiamente dicho de la laguna, desde antes de esa fecha. Tal borde medianoso no fue ocupado, en cambio, por las culturas posteriores, ubicadas en niveles inferiores o en las márgenes del arroyo Maquinchao hacia su desembocadura.

#### 4.4. Génesis y edad de los cañadones laterales (tributarios).

Voy a tomar en cuenta sólo dos cañadones laterales, que desembocan en el gran valle desde el sur y desde el norte respectivamente, el primero que se origina en el área de Yuquiche, 35 km al sur de Jacobacci y en una cota superior en unos 200 m, a espaldas del pueblo mismo, y el segundo algo hacia el oeste; a ambos me he referido antes.

4.4.1. Evidentemente aquél, o cañadón Palo Marcado (o "de las chacras"), por su desarrollo y su madurez es anterior al otro. Esta mayor antigüedad se confirma por su situación con respecto al sistema de terraza del valle de Huahuel Niyeo: para alcanzarlo ha debido atravesar la terraza I y lo ha hecho primitivamente, a nivel de la terraza II, lo que significa que su origen se remonta al abandono de la primera, es decir al primer interglacial, si el esquema es válido. En el presente sólo un cauce, normalmente encajonado en el cuerpo rebajado de la terraza II (notada II') a espaldas del pueblo y que ha erosionado la III para ir a desembocar en la llanura de aluvión del valle actual, recuerda al antiguo tributario. Correlacionadamente, en los pozos y excavacio-

nes estudiadas en las proximidades de la alcantarilla del ferrocarril a Bariloche, aludida antes, el relleno es arena fina (por ejemplo en la casa de Elías Chucair, en la esquina de las calles Belisario Roldán y 20 de Junio.

4.4.2. En cambio el otro cañadón mencionado, o de La Angostura, que tiene origen en el área de Laguna Blanca-Anecón Chico, más encajonado, tuvo que atravesar la terraza II para ir a descargar a nivel de la III, lo que revela el haber sido formado durante el segundo interglacial.

#### 4.5. *Discusión. Origen y carácter de los sedimentos en el ámbito del valle y mecanismos de deposición.*

4.5.1. Si se toma como guía a los depósitos lacustres (diatomitas en especial) de la región, es fácil comprobar que ella ha sufrido varios momentos de gran HÍDRICIDAD, alternados con otros seguramente más secos, caracterizados por la deposición de grandes espesores de cenizas (tobas). Las diatomitas más antiguas del área serían de edad maestrichtense (Casamiquela, MS y *cf.* 1963), y estarían representadas en cantera Santa Teresita de Alonso Mellado, a 70 km al norte de Jacobacci, por lo que en realidad escapan al ámbito de nuestro interés presente. Por su baja cota, el grupo siguiente sería el de los yacimientos excavados por medio de galerías ubicados a espaldas, al norte, de las sierras que contornean la laguna Carri Lauquén (*cf.* Perazzo, MS). Se trata de diatomitas ligeramente rosadas, de la antigua "mina de Conte", de edad con toda probabilidad casamayorense-mustersense, es decir eocena. El tercer conjunto, separado del anterior por un considerable espesor de tobas, parcial o totalmente deseadenses-colhuehuapienses?, y quemado en partes por una colada de basalto, según dije, ha de ser de aquella edad o en última instancia santaerucense, esto es, oligoce-

na a eomiocena. Por fin, resta el grupo depositado dentro del valle, de edad colloncurensis-friasense, es decir neomiocena.<sup>13</sup> Ya he dicho que sus depósitos rematan, por ejemplo en la cantera Lif Mahuida y vecinas, a 10 km al sur de Jacobacci por la ruta a Esquel, en un regular espesor de tobas pumíceas. Las sedimentitas suprayacentes son rionegrenses (mesopliocenas), en lo fundamental representadas por areniscas diagonales, de carácter torrencial.

4.5.2. El carácter fluvial y, parcialmente, lacustre (ácueo diré en general) de estas sedimentitas se contraprueba además por el hallazgo —en el extremo oriental de la elevación central del valle— de varias capas de ondulitas, algunas de ellas con impresiones de pisadas de avecillas. Dadas su litología y su edad, entiendo que es correcto considerarlas como parte de la Formación Río Negro, aflorante en toda la porción septentrional de la provincia homónima, en la cuenca del Gualicho, en la costa atlántica, etcétera ( u homologarlas con ella ); y siendo éste el caso resulta imposible aceptar la ambigüedad de una interpretación como la de Groeber, quien atribuye a las areniscas diagonales y entrecruzadas un carácter “eólico hasta torrencial” e imagina un relieve de médanos regados por riachos irregulares. En realidad, ya Wichmann hace muchos años (1918), después del hallazgo de *Hydrobia*, *Unio*, *Chilina* y peces de agua dulce en el área de la desembocadura del río Negro, había establecido fehacientemente su carácter ácueo y continental<sup>14</sup>.

<sup>13</sup> En otra parte (Casamiquela, 1963) he colocado en este grupo a las diatomitas de la cantera de Añun situada en un área deprimida al oeste de Jacobacci. Esta atribución debe tomarse con reserva, ya que de acuerdo con la presencia de ciertos mamíferos fósiles, es posible que haya más de un momento geológico representado en ese sitio.

<sup>14</sup> Es interesante consignar que las “areniscas rionegrenses” de esa área (depositadas, como toda esta formación, después del retiro de la transgresión neomiocena, cf. Camacho,

4.5.3. Precisamente el carácter netamente ácueo de estos sedimentos hace que deba tomárselos en cierto modo como un PRIMER AVISO de las condiciones que habrían de imperar en el valle durante el Pleistoceno. Ambos momentos están vinculados, como dije, por un espesor de areniscas menos estratificadas y de diferente coloración, interrumpidas por un conglomerado que traduce la llegada de una violentísima avenida procedente del oeste, de un verdadero torrente con capacidad de transporte suficiente como para acarrear rodados de gran tamaño desde muchas leguas de distancia y arrancar y arrastrar centenar de metros a verdaderos bloques basálticos de las paredes del valle. Con una avenida semejante se completó —ya dije— el proceso y el valle entró en un momento de presunta elevación y seguramente de aridez correlacionada, que posibilitaron la formación de la terraza I. He conectado a las avanzadas fluviales torrenciales con fases de derretimiento parcial y final, respectivamente, de una primera glaciación y por ende a la excavación del valle subsiguiente y la formación de la terraza I, con un primer interglacial.

4.5.4. Las condiciones de marcadísima hidricidad, esta vez con carácter específicamente lacustre, reaparecen después, según lo atestigua el espesor, de unos 15 m, de sedimentos lacustrinos pseudoarvados que rematan en otro depósito fluvial grueso del cuerpo de la terraza II (cortes nos. 8, 10 a 12; 14 a 22; 24, 27, 32). Para la formación de esta terraza echo mano de un nuevo momento interglacial, o segundo (Mindel-Riss si se aplica la escala europea), lo que hace automáticamente contemporáneos de la glaciación anterior (Mindel) a los depósitos lacustrinos.

1967) engranan lateralmente con depósitos netamente marinos en la zona costera que se extiende al sur de la desembocadura del río Negro (Lobería); se trata, pues, de una fase marina costera de edad mesopliocena.

4.5.5. El nuevo valle abierto en la terraza II se rellena con sedimentos de tipo fluvial de aguas rápidas, los que, nuevamente rematan en un espesor de rodados de cierta potencia, producto de un nuevo acontecimiento torrencial. Conforman la cubierta de la terraza III. Correlaciono a este momento, según dije, con la tercera glaciación (Riss).

4.5.6. En fin, un nuevo interglacial (Riss-Würm), o tercero, permite la elaboración de la última terraza, o III, y exhonda el valle hasta una profundidad que desconozco, por constituir el fondo del valle actual (cortes N<sup>os</sup>. 29 a 32). Sus depósitos constituyen la llanura de aluvión de éste y a su vez, rematan por debajo del suelo del antiguo MALLÍN, en un regular espesor de rodados, es decir en un acontecimiento de carácter fluvio-torrencial.

4.5.7. Desde luego, esta interpretación general supone un mecanismo independiente, en gran medida por lo menos, de los movimientos de ascenso que afectaron al área en estudio o bien a la región (o regiones) de origen de los sedimentos, o de parte de ellos. En este segundo caso, a través de una activación de la erosión ocasionada por el ascenso, lo que entonces podría haber estado correlacionado con un aumento de las precipitaciones bajo la forma de lluvia o de nieve, y en este último caso en relación tal vez con casquetes de hielo, cordilleranos o continentales.

Aquella interpretación general se basa, en esencia, según vimos, en el hecho de que aproximadamente hacia el Gotiglacial, en que no es posible pensar en movimientos de magnitud, ni siquiera en el área de Anecón Grande o de la Cordillera, el nivel de agua de los cañadones del sistema conectado con el valle aumentó en una cantidad de metros, lo que permitió el acarreo y ulterior deposición del último manto de rodados en el fondo del valle. Obviamente es lícito relacionar a dicho incremento general de la hidricidad con el momento

de derretimiento masivo de los hielos cordilleranos y, eventualmente, del área de Anecón Grande; y si esta interpretación es válida, no veo por qué no habrá de ser generalizada a todo el mecanismo de agradación y terrazamiento del valle, que muestra una ciclicidad evidente.

## 5. HISTORIA CLIMÁTICA DEL VALLE.

Si se analiza la historia del valle desde otro punto de vista, aquel de la evolución del clima, es simple paralelizar a ambos procesos. Para trazar la historia del clima, no obstante, me es imprescindible echar mano de documentos referidos a un ámbito bastante mayor.

5.1. Es la historia de un enfriamiento progresivo, que comienza con la desaparición de los grandes reptiles hacia fines del Maestrichtense. Para suponer este primer descenso de la temperatura me baso en la documentación paleontológica de los micro y macroinvertebrados (Casamiquela, 1964 b; Camacho, 1967) por un lado, y botánica y vertebradológica por el otro. Aquellas dos, por su carácter marino, tienen poco o nada que ver con las condiciones reinantes en el área en estudio, pero valen como información general. De estas dos últimas tomaré de la paleobotánica fundamentalmente el dato de que es hacia fines del Cretácico que parece hacer su aparición el género *Nothofagus*, hoy característico de las floras australes<sup>15</sup>.

Entre los documentos paleontológicos proporcionados por los vertebrados, el aludido es precisamente un tema de ardua discusión. Para mencionar sólo un estudio fundamental acerca de la des-

<sup>15</sup> *Nothofagus* (cf. Klohn, 1960) está presente en las sedimentitas de la Formación Abanico, de los Andes de Chile Central, de edad maestrichtense por lo menos en su porción superior. Sin embargo, no figura en el elenco de las floras eocenas de la Laguna del Hunco y Pichileufú. Con respecto a la exacta edad de estas floras *vide infra*.

aparición de los dinosaurios, baste decir que las observaciones de Colbert, Cowles y Bogert (1946) sobre los aligadores (cocodrilos) parecían demostrar que ella se habría producido por ascenso de la temperatura más bien que por descenso. No obstante, las últimas novedades en el asunto, deducidas del estudio histológico de los huevos fósiles de dinosaurios de los últimos momentos cretácicos, parecen demostrar la existencia de períodos de detención de las funciones vitales, traducidos en “anillos de crecimiento” particulares; esto ha de interpretarse como producido por pulsos de descenso de la temperatura (Thaler, 1965).

5.2. El enfriamiento continúa y se traduce en la presunta desaparición de los anuros pipoideos en el Eoceno. Los anfibios de este grupo, muy bien representados en el Cretácico Superior de Africa (Haughton, 1931) y de América del Sur, provincia de Salta, en la Argentina; Reig, 1959; Parodi Bustos *et al.*, 1959, 1960; Parodi Bustos, 1962, se encuentran todavía en el Eoceno de la Patagonia (Casamiquela, 1961; 1965 b). Esta es, en efecto, la edad de las capas portadoras de la Laguna del Hunco, al norte del río Chubut medio, célebres por ser a su vez receptáculo de una rica flora conservada a través de impresiones. Clásicamente se las ha considerado, no obstante, como de edad eomiocena (Petersen, 1946; Feruglio, 1949, II); pero ciertas evidencias geológicas más recientes y, en particular, el descubrimiento de restos de mamíferos de edad casamayorense-mustersense en las tobas deleznales de la sección superior de la formación (Casamiquela, 1961, 1965 b; Volkheimer, 1965), zanján definitivamente la discusión en favor de una edad eocena. Pude visitar personalmente el yacimiento<sup>16</sup>, ubicado en tierras de la estancia de la familia San Martín, en

<sup>16</sup> Amablemente guiado por los miembros de la familia San Martín, a quienes expreso mi especial agradecimiento.

las proximidades del puesto de Giordana, al norte de la Barda Colorada, margen sur del río Chubut medio y realizar una modesta colección y posteriormente llegaron hasta él varios investigadores de la División Paleontología del Museo de La Plata, encabezados por Pascual<sup>17</sup>.

En la actualidad los anuros pipoideos están restringidos al norte de América del Sur y a buena parte de Africa, exclusivamente.

El testimonio aportado por los hallazgos de monos platirinos, en capas eocenas y oligocenas de la Patagonia (*cf.* Kraglievich, 1951; Simpson, 1948; 1964), hoy retirados hacia el norte, como es sabido, es obviamente coherente con dicha evidencia.

Más insegura es la proporcionada por la presencia de otros anfibios, notoriamente los del “grupo *Calyptocephalella*” (*sensu* Hecht), es decir los leptodactílidos *Eophractus casamayorensis*, del Eoceno del Chubut, *Calyptocephalella canqueli*, del Oligoceno de esa provincia, ambos descriptos por Schaeffer (1949), y *Gigantobatrachus parodii* (Casamiquela, 1958; 1963), de capas friasenses de Santa Cruz y friasenses-chasicosenses de Río Negro. Es posible que el aumento de talla que se produce en los últimos representantes del grupo, hacia fines del Mioceno y comienzos del Plioceno, esté inversamente vinculado con el descenso de la temperatura, según es la regla biológica. De acuerdo con esto, es igualmente posible que sea hacia ese momento que estos anfibios hayan alcanzado el territorio de Chile central, en donde hoy habitan. En caso de confirmarse la presencia de una forma muy afín a *Calyptocephalella gayi* denunciada hace muchos años para el Ecuador (Cei, 1962), ésta podría ser, en cambio, descendiente directa de la

<sup>17</sup> La rica colección realizada por ellos comprende formas de bioerón “riochiquense-casamayorense”, es decir neopaleoceno-eoceno: isotémnidos, tipotéridos, trigonostilopoideos, henricobórnidos, macrauquénidos, etcétera.

primitiva cepa eoterciaria. Para otros ejemplos de ese abelengo tropical eoterciario en la fauna actual (Ringuelet, 1961), no es del caso tratarlos aquí.

5.3. La última evidencia, paleobotánica otra vez, podría ser el dato de que el elenco de diatomeas que integra las diatomitas friasenses-colloncurenses del valle de Huahuel Niyeo, es indicador de un clima **TEMPLADO A FRÍO** (Juan C. Perazzo, *teste*). Es suficiente; algunas consideraciones complementarias pueden encontrarse en el reciente trabajo de Camacho (1967).

5.4. Es indudable que la temperatura sigue descendiendo a medida que avanza el Plioceno, y es más que probable que ello se relacione, a su vez de causa a efecto y viceversa con la instalación lenta de los primeros hielos en las cumbres cordilleranas, hacia el límite Plio-Pleistoceno. En mi esquema este proceso de enfriamiento culminaría con un primer amago de atenuación, correlacionado con el depósito torrencial intercalado en la cubierta de la terraza I, que es sucedido inmediatamente por un enfriamiento mayor, decisivo, atribuible al englazamiento masivo de la primera glaciación. La verdadera atenuación se produciría, ahora sí, con el deshielo responsable del depósito de rodados que corona la terraza I.

5.5. De ser esto correcto, es evidente además que el carácter de estos primeros acontecimientos ultra-glaciales fue de una envergadura mucho mayor que el de los posteriores, aunque —subrayo esto— es altamente probable que todos ellos hayan repercutido hacia el oriente, hasta por lo menos las inmediaciones de la costa atlántica a lo largo de los lineamientos del “valle antiguo del Limay” hasta su atenuación en las llanuras pre-atlánticas —para nuestro caso.

A pesar de esta magnitud sin embargo, y de la presencia señalada de grandes bloques de basalto y de rodados de

buen tamaño de otras rocas en ambos niveles de conglomerado-aglomerado, no vacilo en atribuir su acarreo y deposición a procesos fluviales, o mejor —de acuerdo con lo dicho— glaci-fluviales. Lo que descarto es la intervención directa del hielo, ya que tales depósitos, a pesar de la falta de selección, por ejemplo, no presentan para nada características de tillita. Y me apresuro a declarar que es absolutamente inexacta la observación que, llevado presumo por un excesivo “amor de tesis”, hace Groeber con respecto a la presencia de bloques en el conglomerado de la zona de Conesa y Choel Choel, los que por su tamaño (de 50 a 60 cm) “no pueden haber sido acarreados por el río”. Es sabido que dada la capacidad de transporte que poseería el río Negro de aquellos tiempos, ha de haber podido arrastrar cómodamente bloques aún mayores y desde distancias inmensas.

5.6. Con esto he entrado de lleno en el problema de la interpretación de Auer y Groeber en el sentido de señalar claras evidencias glaciales en la zona de Ingeniero Jacobacci y en el valle propiamente dicho. Y debo apresurarme a declarar que yo no las encuentro.

El **PERFIL** del valle de Huahuel Niyeo es perfectamente **ÁCUEO**, y carácter fluvial —acabo de decirlo— tendrían los depósitos de rodados de todas las capas. Restan los sedimentos de otro tipo, por ejemplo ritmitas y sedimentitas de deposición diagonal y entrecruzada, para los cuales tampoco me atrevo a señalar otro origen que el lacustre y fluvial, respectivamente.

5.6.1. A esta altura es oportunísimo expresar algo de la mayor importancia con respecto a los sedimentos varvados y conmovidos señalados por Auer en medio de los bajos en que desemboca por el este el valle estudiado (a 39-40 km de Jacobacci, es decir entre este pueblo y el de Maquinchao). Desgraciadamente los cortes analizados y publicados por Auer (y después Groeber)

no se conservan; pero existen otros menores, renovados continuamente por la acción de las máquinas de Vialidad, y aparte de ello es muy simple establecer en otros sitios que lo que dicho autor tomó por "varves arenosos", separados por "varves arcillosos (caolinizados)", levantados, mochados, etcétera, no son otra cosa que las areniscas RIONEGRENSSES —sustrato allí de la terraza, convertida en "planicie"—, los que presentan casualmente tales características: estratificación diagonal que da origen en cortes breves a la falsa impresión de levantamiento de los paquetes y capas de arcilla blanca intercaladas (fig. 2 a), correspondientes a un corte abierto artificialmente en las cercanías del cementerio de Ingeniero Jacobacci, al este del pueblo.

5.7. En cambio existen algunos rasgos que podrían conferir a la zona, más bien y con mucho reserva, un carácter PERIGLACIAL. En tal sentido hablaría, por ejemplo, de la presencia de deslizamientos de gran magnitud en por lo menos uno de los flancos del valle, como la falda del cerro Huahuel Niyeo (o "de la cruz"), a cuyo pie se extiende el sector suroccidental de la población (fig. 1) (Schiller, 1923). Además es interesante la existencia en el área de numerosos ventifactos de basalto, que hablan de una fuerza y persistencia excepcionales del viento del oeste.

5.7.1. Con respecto a este rasgo, no obstante, cabe una pequeña digresión. Sabido es que en la costa atlántica, en yacimientos arqueológicos de edad mensurable en términos de centurias, la acción abrasiva de la arena de las dunas es tal que los artefactos basálticos se encuentran pulidos, brillantes, y con sus bordes artificiales perfectamente embotados. De manera que algo semejante pudo haber ocurrido con los grandes bloques ventifactos frecuentes en la zona de Ingeniero Jacobacci, es decir que el proceso puede ser perfectamente actual, o subactual, y por ende hacerse

innecesario el recurrir a una fuerza y persistencia especiales del viento en vinculación con la cercanía de los glaciares; sabido es que la región en estudio es una de las más ventosas de la Patagonia. Y por todo esto cobran especial importancia un par de observaciones realizadas en el área de Yuquiche-Pampa Alegre, 30-50 km al sur del pueblo, y que parecerían hablar en favor de una dirección del viento diferente de la actual por lo menos durante buena parte del posglacial. Pasado el paraje y estancia de Yuquiche en dirección a Pampa Alegre, se tropieza primero con unos afloramientos, relativamente limitados, de tobas blancas, muy compactas, atribuibles a la "Serie Perfirica" de esa área y por consiguiente de edad triásica. Ellas forman allí una serie de mogotes y montículos acribillados de oquedades de origen eólico, y su interés radica en que la ubicación de éstas señala una clara orientación septentrional del viento. La observación se complementa y completa en cuanto a la edad, con lo apreciado a través de la excavación (sondeo) realizada en una gran cueva, abierta en rocas de semejante carácter (ignimbritas) y edad, en el cañadón denominado precisamente Las Grutas, adyacente a la Pampa Alegre, ya mencionada. La cueva en cuestión, situada a unos 14 m de cota con respecto al suelo de dicho cañadón y con una profundidad de 32 m por 15 m de ancho y 5 m de altura en la boca, presenta un relleno de origen eólico de hasta 3 m y más de espesor, el que se hace casualmente más potente hacia el interior. Como puede demostrarse por los hallazgos realizados en la excavación, tales por ejemplo huesecillos dérmicos de un milodontino, dientes de caballo fósil, etc., dicho relleno se ha depositado durante el Gotiglacial y como correlacionadamente la boca de la cueva mira hacia el norte, es necesario suponer *prima facie* que los vientos soplaron persistentemente desde esa dirección por lo menos durante un lapso considerable, traducible

en milenios. Como contraprueba puedo aducir que estando precisamente yo en la cueva, en el curso de los trabajos de excavación (el día 26 de mayo de 1964) azotó a la región uno de los vientos del oeste más tremendos de que se tenga memoria en el norte de la Patagonia: un verdadero huracán originado en alteraciones profundas producidas en el Pacífico Norte (terremoto y maremoto en Alaska), que derribó muchos árboles y edificios en el pueblo. Sin embargo, en el interior de la cueva apenas si se depositó una capa impalpable de polvo sobre los instrumentos y equipos; estoy convencido de que de haber mantenido el viento esta misma dirección durante todo el posglacial habría sido imposible la deposición de sedimentos eólicos (capas de ceniza volcánica incluidas), con un espesor de más de 3 m.

5.7.2. Volviendo al tema, con relación al presunto carácter periglacial del área en estudio, quiero responsabilizar a los procesos de solifluxión como productores fundamentales de MATERIA PRIMA (*cf.* Frenguelli A., 1957 b) para la carga de los ríos torrenciales de referencia, y en tal sentido no creo que haya habido diferencias mayores de comportamiento entre el área del valle y la periferia inmediata del cerro Anecón Grande que, como he dicho, ha de haber sido el centro de una glaciación local, aunque de importancia tal vez menor. Falta estudiar esta problema *in situ*.

5.8. Para pensar esto me baso fundamentalmente en que, acreditadas condiciones de humedad más que suficientes y dada la cercana presencia de glaciares andinos, atestiguada por los restos morrénicos reconocidos en los valles de Pichileufú-Pilecaniyeu (Caldenius, 1932; Feruglio, 1950; Flint y Fidalgo, 1963), sería casi un contrasentido que no se hubiese formado un cierto espesor de hielo en una cumbre como

la del cerro Anecón Grande, que alcanza los 2013 m de altura, es decir 1000 m más que la cota de las morrenas de Pilecaniyeu y 1138 m más que el valle en Jacobacci, a sólo 100 km al este de aquel lugar (*cf.*, en contra de esta idea, a Bayley Willis, 1914, y Roth, 1922-25).

Y precisamente es en el área de Anecón Grande, en especial su vertiente oriental y región aledaña, en donde hay que buscar el origen de los bloques y rodados primarios que habrían de ser después transportados por el agua de los torrentes. Esto no significa excluir —ya lo he dicho— también un origen parcialmente cordillerano para los clastos, en especial en lo que a las capas más antiguas de rodados se refiere.

5.9. Con respecto a lo primero cabe destacar que el papel del macizo de Anecón Grande como centro divisorio y emisor de aguas es excepcional y ha sido importantísimo durante el Pleistoceno. En efecto, de sus faldas se originan colectores de tres cuencas diferentes; por el sur el Fita Ruin y el Mamel Choique, tributario el primero a través del Chico, del río Chubut; por el norte el Anecón, Corral y Quintapanal, tributarios del Limay a través del Comallo; y por el este —en el cerro Arco, El Escorial— el arroyo Huahuel Niyeo, ya mencionado, que descarga en el Maquinchao —lagunas Carri Lauquén.

5.10. Es que la gravitación de esta área positiva es allí tal, que opino que en cierta medida por lo menos, ha de haber ejercido un control de los mecanismos de degradación-agradación de su zona de influencia. De este modo, se me hace difícil desglosar cuál fue el papel que le cupo, a través de líneas parcialmente coincidentes con el curso actual del arroyo Mamel Choique —por ejemplo—, en la elaboración y rellenamiento de los grandes bajos de esa región hasta Yuquiche y Jacobacci a través del cañadón Palo Marcado y cuál el correspondiente a las aguas origina-

das directamente en la Precordillera, en el ámbito de Ñorquileo-Cushamen (cf. Volkheimer, 1964, 1965).

5.11. Con respecto a lo segundo, es decir a la posible procedencia andina de parte de la materia prima, quiero señalar que si bien no me ha sido posible ubicar clastos que tengan probadamente aquel origen y que por el contrario el 90 % de ellos es de origen perfectamente local en cada sitio, no deja de ser sugestivo el hecho de que las dos terrazas principales del valle (I y III) parecen continuarse al oeste hasta remontar las alturas del área de Clemente Onelli (1080 m). En un corte abierto por Vialidad a 1100 m de altura, precisamente en busca de rodados, a corta distancia de aquel pueblo sobre la ruta 244 que lo une con Jacobacci, aparecen en el espesor de la terraza expuesta, de arriba abajo, 3 ó 4 m de arenisca oscura, un mantillo de arenisca arcillosa rosada, aparentemente tobáceo y un manto espeso de conglomerado, con clastos de hasta 10-15 cm. Entre éstos abundan los granitos, sílices, rocas porfíricas, pero faltan totalmente los basaltos. Cabe subrayar que algunas de las porfiritas o sus tobas e ignimbritas, presentan un acusado grado de meteorización.

Aunque la ausencia de basaltos — no presentes en el área pero abundantísimos más al oeste, en la longitud de Comallo — es elocuente en cuanto al origen fundamentalmente local de los clastos, tampoco me es posible asegurar que alguno de los granitos, por ejemplo, u otras rocas, síliceas sobre todo, no tengan un origen cordillerano. En todo caso, la altura de la cota podría llamar la atención en tal sentido.

5.12. He señalado la presencia de clastos alterados *in situ* y el hecho tiene razón de ser, por cuanto ellos faltan, o no los he visto, en la terraza alta (I) de las cercanías de Jacobacci, la que por su elevada cota podría ser tentativamente homologada con la aludida. Tam-

poco aparecen rocas demasiado meteorizadas en los asomos morrénicos estudiados por Flint y Fidalgo (*op. cit*) en el área de Pilcaniyeu - Pichileufu y de esta evidencia los autores concluyen la juventud de la edad de dichos depósitos, ya que ninguno de los "drifts" observados en la región estudiada sería anterior a la última glaciación.

A la luz de la experiencia adquirida en el tramo Jacobacci-Clemente Onelli, yo sería más cauto en cuanto a las generalizaciones cronológicas basadas en ese tipo de elementos, de valor tan relativo. A mi juicio no se pone suficiente énfasis en el factor HUMEDAD, que es sin duda el fundamental; y si *prima facie* acepto alguna diferencia en cuanto al comportamiento de los clastos entre los conglomerados de Jacobacci y Clemente Onelli, es precisamente porque atribuyo a este lugar, muy nevador en los largos inviernos, un grado mayor de humedad que a aquél.

5.13. Estas reflexiones actualizan en cierto modo el problema planteado por los depósitos glaciales del valle de Pilcaniyeu. Como he dicho, Flint y Fidalgo han respondido hace poco a las dudas de Caldenius (1932) y Feruglio (1950), con la aceptación de una edad WISCONSINENSE. Si bien por su cota están por debajo de las terrazas recién aludidas y por ende también personalmente me siento inclinado a aceptar para ellos una antigüedad no demasiado alta, opino que hay exageración en las apreciaciones de aquellos autores y que es perfectamente legítimo aceptar para ellas una edad relativamente grande, tal vez equivalente de aquella de las terrazas II o III del valle de Huahuel Niyco.

Pero con toda esta última parte he entrado de lleno en el campo de la especulación puramente geológica y entiendo que el aporte del presente trabajo, o quizá mejor, de las novedades que se desprenden del estudio del valle de Huahuel Niyco, en lo que al Cuaterna-

rio se refiere, no puede ser debidamente valorado sin una rápida revisión de los problemas claves de la geología de esta época en el norte de la Patagonia. Hecha ella, incluiré en las conclusiones generales finales, igualmente aquellas referidas a los tiempos pre-cuaternarios.

#### 5.14. Cortes citados.

*Corte n° 1.* Bajo Colorado o ramal septentrional del valle de Huahuel Niyeo. Cercanías de "La Calera", al norte de Jacobacci, un poco al este de la bajada "de los troncos petrificados". Terraza II. De arriba a abajo:

1) Conglomerado polimíctico, con preponderancia de basaltos, cementado por carbonato de calcio; 2-3 m.

2) Arenisca diagonal verdosa azulada, fina arriba, pasa a grava hacia abajo; 70-80 cm.

3) Sedimento terroso grisáceo calizo, que pasa de tonalidad oscura a más clara de izquierda a derecha; 1,10 m. Engloba hacia abajo rodados angulosos de caliza compacta recubiertos de caliza blanca (50 cm).

4) Abajo, a la izquierda, areniscas duras rojizas.

Interpretación: (1) es el techo de la terraza II; pleistoceno. (2) y (3) pertenecen a la Formación Río Negro ("Rionegresense" *auctorum*). (4) Techo de los "Estratos con Dinosaurios", a los cuales pertenecen los troncos petrificados aludidos *supra*.

*Corte n° 2.* Punta oriental de la lomada del centro del valle de Huahuel Niyeo, frente al cerro Centinela, al norte de Jacobacci. Terraza III:

1) Suelo.

2) Grava de matriz areniscosa, cementada, que pasa a fracciones más gruesas hacia el oeste; 60 cm.

3) Sedimento pumíceo, muy liviano, con clastos aislados, amarillentos: 20 cm.

4) Bolsada de rodados.

5) Arenisca verdosa azulada.

Interpretación: (2), (3) y (4) sedimentos neopleistocenos de la terraza III. (5) Techo de las areniscas diagonales de la Formación Río Negro.

*Corte n° 3.* Idéntica ubicación, unos 3 m más abajo:

1) Arenisca gris azulada, en partes lamosa, de estratificación diagonal; 1 m visible.

Interpretación: Areniscas diagonales de la Formación Río Negro. En las cercanías estas

lajas, parcialmente más tenaces, muestran ondulitas y pisadas fósiles de avecillas.

*Corte n° 4.* Idéntica ubicación, algo al oeste de los cortes 2 y 3:

1) Arenisca azulada, diagonal, 2 m visibles.

Interpretación: Areniscas de la Formación Río Negro. En las cercanías encerraban restos de *Megatheridium* (corte n° 7).

*Corte n° 5.* Idéntica ubicación:

1) Conglomerado polimíctico, con predominancia de basaltos; clastos muy redondeados, pequeños hasta pugilares; muy cementado; algunos clastos recubiertos de costra calcárea; clastos de areniscas "rionegresenses"; 3 m.

2) Areniscas verdosas azuladas, 2 m visibles.

Interpretación: (1) Techo de la terraza III, neopleistoceno. (2) Techo de las areniscas diagonales de la Formación Río Negro.

*Corte n° 6.* La misma área, al oeste de los cortes anteriores, frente al edificio de la Escuela Hogar:

1) Arenisca verdosa, friable, apenas visible; hacia abajo algunos metros:

2) "Bancos" de arenisca grisácea verdosa (más verdosa húmeda), compacta, 4-5 m visibles.

3) Arcillas rojas.

Interpretación: (1) y (2) areniscas de la Formación Río Negro. Hacia la punta de la lomada, frente al cerro Centinela, pasan lateralmente a arcillas blanco-amarillentas, con aspecto diatomítico cuando secas; 10-15 m. (3) Techo de los "Estratos con Dinosaurios".

*Corte n° 7.* La misma área, punta de la lomada frente al cerro Centinela, pero hacia su ladera norte:

1) Conglomerado polimíctico, arriba grueso y abajo más fino; un gran bloque basáltico visible en la masa; clastos de arcilla y de arenisca compactados; 4 m.

2) Roca blanquecina de aspecto diatomeo; 1,70 m.

3) Arenisca verdosa.

Interpretación: (1) Techo de la terraza III, neopleistoceno. (2) Aparentemente parte de la Formación Río Negro, aunque hay la apariencia de una discordancia entre (2) y (3). (3) Areniscas de la Formación Río Negro. De éstas provienen restos de *Megatheridium*.

*Corte n° 8.* Pozo para agua en las cercanías de la esquina de Libertad y Eduardo Elordi, Ingeniero Jacobacci. Cuerpo de la terraza II:

1) Rodados basálticos angulosos en matriz de caliza blanca, floja, 60 cm.

2) Arenisca gris verdosa (muy oscura húmeda y azulada seca), alternando con arcilla tobácea verde cremosa untuosa y parcialmente amasable húmeda, 9 m.

Observaciones: (1) Materiales recientes, vinculados con los aluviones del cañadón Palo Marcado. (2) Sedimentos mesopleistocenos. A 10 m de profundidad napa freática.

*Corte n° 9.* Zanjas de la construcción de la planta radiotransmisora, calles Martín Coronado y segunda calle hacia el sur después de Libertad, Ingeniero Jacobacci. Cuerpo de la terraza II:

1) Suelo, oscuro, con rodados angulosos de basalto, 40-50 cm.

2) Conglomerado bien cementado (cemento calcáreo), con clastos de escaso transporte y selección hasta de 40 cm de diámetro visible, basálticos: 1 m visible.

Interpretación: (1) y (2) materiales recientes, aluvionales y coluviales, vinculados con el cañadón Palo Marcado y las sierras situadas inmediatamente al sur detrás del pueblo.

*Corte n° 10.* Pozo para agua de la casa de Carbone, calles Libertad y Martín Coronado, Ingeniero Jacobacci. Cuerpo de la terraza II:

1) Arcilla cremosa, 15,50 m.

Interpretación: Sedimentos lacustres mesopleistocenos.

*Corte n° 11.* Pozo para agua de la casa de Buganem, calles Julio A. Roca y Eduardo Elordi, Ingeniero Jacobacci. Cuerpo de la terraza II:

1) Arcilla cremosa: 10 m?

Interpretación: Sedimentos lacustres mesopleistocenos.

*Corte n° 12.* Pozos para agua en las casas de Matus y de Tascón, calles Sarmiento y primera al sur de Libertad, Ingeniero Jacobacci. Cuerpo de la terraza II:

1) Arcilla blanquecina cremosa, en capas delgadas (algo combadas), alternando con arenisca gris clara, gris oscura y gris verdosa, blanquecina y mantillos duros, limosos, 10 m.

Interpretación: Sedimentos lacustres mesopleistocenos.

*Corte n° 13.* Fosas del Tiro Federal Argentino, manzanas 112-113 de Ingeniero Jacobacci. Cuerpo de la terraza II:

1) Arenisca verde azulada: 3 m?

Interpretación: Areniscas diagonales de la Formación Río Negro; "cuevas de Sandoval", cerca del Cementerio.

*Corte n° 14.* Pozo en el molino de diatomita de Aùn, manzana 109 de Ingeniero Jacobacci. Cuerpo de la terraza II:

1) Suelo.

2) Alternancia de capas de arcilla "castaño verdosa grisácea", blanca, con capas y capas mayores de arenisca gris verdosa, en partes diagonal: 5 m.

Interpretación: Sedimentos ácuos mesopleistocenos.

*Corte n° 15.* Pozo para agua en la casa de H. Sartor, calles Sarmiento y Julio A. Roca de Ingeniero Jacobacci. Cuerpo de la terraza II en el descenso a la Terraza III:

1) Rodados angulosos, sueltos, 1 m.

2) Arcilla cremosa; varios metros.

Interpretación: (1) materiales coluviales recientes; (2) sedimentos mesopleistocenos.

*Corte n° 16.* Pozo para agua, calles San Martín y Pastor Obligado. Bajada de la terraza II a la terraza III:

1) Suelo, con rodados angulosos de basalto, 40-50 cm.

2) Arcilla cremosa, 5-10 cm.

3) Sedimento terroso, verde grisáceo cuando húmedo, que pasa a blanco amarillento a seco, 12 cm.

4) Arcilla cremosa, en finas capas, 250 m.

5) Arenisca verdosa fina, 1,50 m.

6) Arcilla cremosa, en capas, 1 m.

7) Arenisca verdosa fina, pocos centímetros.

8) Arcilla cremosa y arenisca intercaladas hasta una profundidad de 13 m.

Interpretación: Sedimentos ácuos, fundamentalmente lacustres, mesopleistocenos.

*Corte n° 17.* Pozo para agua en casa de Siemeonato, calles San Martín y Manuel Gálvez. Terraza III:

1) Suelo, 60 cm.

2) Conglomerado polimítico, de clastos más bien pequeños y bien redondeados, 1,50 m.

3) Arenisca grisácea, 1 m.

4) Arcilla cremosa en capas hasta una profundidad de 6 m; a 5 m mantillo oscuro, con mucha materia orgánica.

Interpretación: (2) Rodados del techo de la terraza III. (3) Sedimentos del cuerpo de la terraza III? neopleistocenos. (4) Sedimentos lacustres equiparables a los del cuerpo de la terraza II, mesopleistocenos.

*Corte n° 18.* Pozo para agua en la casa de J. Adaime, calles Evaristo Carriego y 9 de Julio. Terraza III, rebajada:

1) Arcilla cremosa, 8 m.

Interpretación: Se trata de sedimentos equiparables con los del cuerpo de la terraza II, mesopleistocenos; la cubierta está rebajada por las aguas del arroyo que descendía del cañadón Palo Marcado.

*Corte n° 19.* Canteras de ripio detrás de la casa antigua de Merelles, al costado de la vía del ferrocarril a Bariloche, en el extremo occidental de Jacobacci. Terraza III:

- 1) Suelo, 50 cm.
- 2) Capa calcárea blanca, 20 cm.
- 3) Conglomerado, no muy cementado, con cemento de carbonato de calcio; 35 cm.
- 4) Conglomerado no muy cementado, con intercalaciones orgánicas, 40 cm.
- 5) Conglomerado, no muy cementado, 30 cm.
- 6) Arenisca muy gruesa, amarillenta, con intercalaciones negras y rodados sueltos hacia abajo, 45 cm.
- 7) Conglomerado grueso, no muy cementado, 65 cm.
- 8) Arenisca gris verdosa, diagonal, con intercalaciones de rodados, 60 cm.

Interpretación: (2) a (7) techo de la terraza III, neopleistoceno; (8) quizá lo mismo, quizá cuerpo de la terraza II, mesopleistocenos.

*Corte n° 20.* Idem, a pocos metros del anterior.

- 1) Suelo, 50 cm.
- 2) Conglomerado, cementado con carbonato de calcio blanco, 50 cm.
- 3) Conglomerado grueso, con cemento más oscuro y coronado por un mantillo calizo, blanquecino, 60 cm.
- 4) Lentas o mantillos calizos sobre conglomerado, gradualmente más fino; lente de ceniza (?) hacia abajo, 1 m.
- 5) Sedimento más fino, de deposición irregular, con clastos menos frecuentes, que pasa hacia abajo a arenisca diagonal, 70 cm.
- 6) Arenisca fina, oscura, compacta (techo visible).

Interpretación: (2) a (5) techo de la terraza III, neopleistoceno; (6) y tal vez la parte inferior de (5), quizá cuerpo de la terraza II, mesopleistocena.

*Corte n° 21.* Pozo para agua en la casa de Chucair, calles Belisario Roldán y Martín Coronado, techo de la terraza III:

Conglomerado, no muy cementado, alternando con arenisca verdosa, 12 m.

Interpretación: Materiales correspondientes a la terraza III y, basalmente, con gran probabilidad a la II, neopleistocenos y mesopleistocenos respectivamente.

*Corte n° 22.* Pozo para agua en la casa de Chameli, calles Belisario Roldán y Pastor Obligado, techo de la terraza III:

Lo mismo que en el corte anterior, aunque tanto el conglomerado como la arenisca, más finos.

La interpretación es la misma.

*Corte n° 23.* Excavaciones para las cámaras sépticas de la estación ferroviaria, centro del pueblo en el techo de la terraza III:

Conglomerado, no muy cementado, 4 m.

Interpretación: Materiales de la terraza III, neopleistocena.

*Corte n° 24.* Zanja en el patio de la casa de Zoratti, calles Evaristo Carriego y Sarmiento, bajada de la terraza III al piso del valle actual ("mallín"):

- 1) Suelo, 60 cm.
- 2) Capa de caliza blanca muy fina, 40 cm.
- 3) Arenisca gris verdosa, muy friable, 25 cm.
- 4) Arcilla blanca, alternando con arenisca gris verdosa, 12-15 cm.
- 5) Arcilla blanca, compacta, 85 cm (techo visible).

Interpretación: (2) a (4) materiales del cuerpo de la terraza III, neopleistocenos; (5) quizá cuerpo de la terraza II, mesopleistoceno.

*Corte n° 25.* Pozo en la construcción de la Escuela Hogar, al este de Jacobacci, en el techo de la terraza III:

- 1) Suelo, 50 cm.
- 2) Conglomerado grueso, no muy cementado pero con mucho cemento calcáreo, 4 m.
- 3) Conglomerado, de matriz más arenosa que pasa a arena y luego conglomerado suelto, 2 m (techo visible).

Interpretación: Materiales correspondientes al techo de la terraza III, neopleistocenos.

*Corte n° 26.* Idem, a escasos metros del otro:

- 1) Suelo.
- 2) Conglomerado grueso, 3 m.
- 3) Arenisca diagonal verdosa con banquillos de rodados y de un sedimento de aspecto tobáceo (techo visible).

Interpretación: La misma del corte anterior.

*Corte n° 27.* Pozo para agua en la casa de José García Mellado, ángulo noreste del pueblo; terraza III, algo rebajada:

- 1) Conglomerado, 1-2 m.
- 2) Arcilla y arenisca (?) blanquecinas, 5 m.

Interpretación: (1) techo de la terraza III, neopleistoceno; (2) dudoso, quizá parcialmente cuerpo de la terraza II, mesopleistocena.

*Corte n° 28.* Pozo en la casa de Safar, calles José Ingenieros y Evaristo Carriego; bajada de la terraza III al piso del valle actual:

Arenisca deleznable; varios metros.

Interpretación: Dudosa; quizá cuerpo de la terraza II, mesopleistocena.

*Corte n° 29.* Pozo para agua en la casa de Loncomán, en la margen norte del valle actual ("mallín") en el límite inferior de la bajada de la terraza III al piso del valle actual:

1) Suelo y sedimento blanquecino a pardo, terroso (tobáceo?), de cierta compacidad, con clastos aislados, pequeños pero sin mayor selección, muy calizo, 3,80 m.

2) Conglomerado, bastante suelto (techo visible).

Interpretación: La boca del pozo está a 1,50 m sobre el piso del "mallín"; se trata de sedimentos correspondientes al relleno moderno (gotiglacial) del valle.

*Corte n° 30.* Idem, pozo para agua frente a la casa pero dentro del "mallín":

1) Suelo, orgánico, 1 m.

2) Conglomerado, bastante suelto (techo visible).

Interpretación: La misma del pozo anterior.

*Corte n° 31.* Pozo en el "mallín" al oeste de la fábrica de ladrillos de Nasif Hnos. y al oeste de los anteriores:

1) Suelo, casi 2 m.

2) Conglomerado, con clastos pequeños a pugilares, polimíctico, inclusive granitos (techo visible).

Interpretación: La misma.

*Corte n° 32.* Perforación en el "mallín" efectuada por la Dirección Nacional de Minas y Geología, datos obtenidos en el terreno:

1) "Sedimento arenoso fino, pardo oscuro, con detritos vegetales friables, 35 cm.

2) Sedimento arenoso fino, arcilloso, calcáreo, algo tobáceo, friable, 1,45 m.

3) Fragmentos rodados de pórfido cuarcífero, cuarcitas, basaltos, porfiritas y areniscas silicificadas y escaso sedimentos arenoso fino, pardo claro, friable, 3,50 m.

4) Arena fina, parda oscura, con magnetita y pequeños trozos de arcilla blanquecina, fragmentosa, 11,70 m.

5) Arenisca conglomerádica fina a gruesa, parda rosada, arcillosa, friable, 13,60 m.

6) Idem, parda clara, rodados silíceos, 3,20 m.

7) Arcilla finamente arenosa, grisácea, compacta, 1,70 m.

8) Arenisca conglomerádica fina a gruesa, parda clara, poco cementada, 17 m.

9) Sedimento arenoso fino a grueso, arcilloso, rosado, friable, 36,50 m.

10) Arenisca fina, arcillosa, rosada, tobácea, friable, 26,50 m.

11) Arcilla finamente arenosa, parda oscura, tobácea, fragmentosa, 6,80 m.

12) Arcilla arenosa, rojiza, tobácea, fragmentosa con fragmentos rodados de toscas y porfiritas, 15,20 m.

13) Idem muestra anterior, sin rodados, 8 m."

Interpretación: (1) y (2) suelo actual del "mallín", (3) conglomerado correspondiente a los depósitos de relleno moderno (gotiglaciales), (4) arenisca, correspondiente, bien a tales depósitos, bien a depósitos del cuerpo de la terraza III o a la Formación Río Negro; (5) a (13) "Estratos con Dinosaurios", de los cuales (12) y (13) representan la porción basal, desde que otra perforación realizada en el pueblo, para proveer de agua al Hospital Regional, tocó el basamento porfírico a 165 m.

*Corte n° 33.* Cauce del arroyo que vincula las lagunas Carri Lauquén Chica y Grande, cerca de su desembocadura en ésta.

1) Sedimento muy fino estratificado, 2,5 m.

2) Capita de arenisca verdosa horizontal; 10 cm.

3) Banquillo de grava polimíctica, con rodados hasta pugilares, en general marcadamente achatados, pocos centímetros.

4) Arenisca dura horizontal rojizo-ferruginosa, que se hace verdosa hacia abajo; se ven intercalaciones muy finas de arcilla blanca finamente corrugada, 60 cm de techo visible).

Interpretación: Sedimentos depositados DENTRO del antiguo cauce; corresponden al relleno moderno de edad gotiglacial.

*Corte n° 34.* Idem, más cerca de la desembocadura:

1) Banco arcilloso crema-verdoso, 2 m.

2) Arenisca grisácea horizontal, con capitas blanquecinas intercaladas, 2 m (de techo visible).

Interpretación: Sedimentos de las paredes del cauce antiguo, ya que es claro que los anteriores, en especial la grava, están placados contra éstos; corresponden al relleno neopleistoceno y son seguramente contemporáneos con el cuerpo de la terraza III.

Observación: Avanzando hacia la desembocadura, en donde el cauce muestra una profundidad de 10 m, la porción superior de dichos sedimentos muestra un alto contenido de ostrácodos.

### III. DISCUSION. AREA ENGLAZADA Y "RODADOS TEHUELCHES" EN LA PATAGNOIA SEPTENTRIONAL

Los problemas de que tratará este capítulo han sido encarados por los investigadores, nacionales o extranjeros, con dos enfoques interpretativos perfectamente opuestos, conservador el uno y revolucionario el otro (cf. el mapa de la extensión del área englazada en la obra de Flint, 1964). Cabe hacer los nombres de Caldenius, Polanski, Flint —entre otros— para el primer grupo, y fundamentalmente los de Auer, Groeber, Kraglievich para el segundo.

Por razones didácticas creo que es preferible invertir los términos y comenzar primero por la posición del segundo grupo, desde que en cierta medida por lo menos, las interpretaciones clásicas se revitalizaron como reacción contra el movimiento por él ocasionado.

1. Auer publicó en tres volúmenes (1956; 1959; 1965) el resumen de sus investigaciones de muchos años de labor de campo, a lo largo y lo ancho de la Patagonia y Tierra del Fuego, y complementarias de gabinete. Aunque el texto es parcialmente oscuro e impreciso, su posición puede ser resumida sobre la base de los siguientes puntos fundamentales, con respecto al área extraandina, del norte de la Patagonia en especial y en lo que al Pleistoceno respecta:

1.1. Las areniscas de la entidad llamada "Rionegrense continental" (Formación Río Negro *auctorum*), de edad pliocena (1956, 136), representan a los últimos depósitos continentales terciarios litológicamente reconocibles.

1.1.1. No obstante, no todas las areniscas de aspecto "rionegrense" han de ser obligadamente de "Edad Rionegrense" (id. 33).

1.2. En algunos perfiles se aprecian capas de pasaje al Pleistoceno (id. 137 *at caq.*), coronadas por los "rodados tehuelches" más antiguos.

1.3. Los grandes valles transversales de los ríos (id., 184-5) pueden haber sido excavados por el drenaje de los hielos de glaciación(es) andina(s) prepleistocena(s) —supraplocena(s) — o plio-pleistocena(s).

1.4. Con respecto al número de glaciaciones, existiría una segura suprapliocena o más bien plio-pleistocena y luego "dos grupos" más, separados por un largo interglacial o "larga edad interglacial", y de los cuales el primero, o "Tehuelche", incluiría dos momentos más bien fases que glaciaciones propiamente dichas y el segundo o "glaciaciones jóvenes", otras dos fases prácticamente continuas, sin interglacial notable, aunque a veces aceptado por Auer; cf. 1956, 13, por ejemplo.

1.5. Con respecto al carácter de las glaciaciones, existirían —aparte de las andinas— centros de glaciación locales, con "áreas de con-

tagio" entre ellos y además fusión con las glaciaciones andinas, lo que hace que, a pesar de no haberse extendido éstas demasiado hacia el este, sea muy difícil trazar sus límites (id. 174). De cualquier modo, las glaciaciones más antiguas habrían sido las más extendidas.

1.5.1. Señala la importancia de algunos puntos como centros de glaciaciones locales de esa suerte, como por ejemplo Anecón Grande, Lonco Vaca, etcétera, en Río Negro.

1.5.2. Señala la presencia de arcos morrénicos desde el sur de San Antonio Oeste hacia el norte y entre esta localidad y Viedma, visibles desde el ferrocarril.

1.6. Con respecto a los "rodados tehuelches"<sup>1</sup>, que denomina "Tehuelche gravel" o "Tehuelche" a secas, lo que acarrea confusión con la glaciación más antigua, también denominada así, considera tales solamente a los correspondientes a la "glaciación vieja" (id. 177), con lo cual quedan excluidos de la denominación y del concepto otros mantos más recientes, de varios momentos y por lo general producto de reposiciones.

1.6.1. Su origen sería fundamentalmente glacial ("stagnant ice") y particularmente fluvio-glacial "meltwaters"; *ibid.*

1.6.2. Se los distinguiría de los depósitos de rodados más modernos, por su grado de cementación por carbonato de calcio, su cota, etcétera.

1.6.3. Se los distinguiría genéticamente de los depósitos de rodados de los valles fluviales (?) y de la costa atlántica, depositados estos últimos por el mar.

1.6.4. En cuanto a la litología, es variada y el aporte de materia prima extra-cordillerana es fundamental.

1.6.5. Esta materia prima estaría provista en gran medida por clastos provenientes de las areniscas pliocenas o "de aquella arenisca que yace entre el Plioceno y el Pleistoceno" (id., 179).

1.6.6. En relación con ello, el espesor de los depósitos de rodados, 8-10 m en las mesetas —a la inversa de lo aseverado por Groeber y otros— decrece hacia la Cordillera y hacia la costa.

1.6.7. Algo semejante sucede con el tamaño de los clastos, que es variable, de acuerdo con factores locales.

1.6.8. En la "meseta de Somuncura" no existen rodados tehuelches sino depósitos más modernos (id. 178). No obstante (id. 116), señala los depósitos de "Tehuelche" verdadero en las vecindades de Maquinchao, Río Negro, en ple-

<sup>1</sup> "Formación Tehuelche" para Doering, "Tehuelchiano" para Frenguelli, etcétera; "rodados patagónicos" o "tehuelches" para el autor.

na "meseta de Somuncura" de su denominación.

1.7. Reconoce "estratos interglaciales" en distintos puntos de la Patagonia y Tierra del Fuego, a saber en Viamonte e Isla María, Tierra del Fuego y en Rahue (Neuquén), Maquinchao y Cañadón de las Moscas, Río Negro, y Lepá, Chubut, (id. 13, 20, 22, 35, 38 y 39).

7.7.1. Por su situación geográfica son de relativo interés para nuestro caso los depósitos de Rahué, cuya alta antigüedad ha sido controlada con  $C_{14}$  (más de 35.000 años; cf. Auer, 1958, 229), y de interés especial los de las cercanías de Maquinchao, localidad ya mencionada del suroeste de Río Negro.

1.7.2. En esta última región, con mayor precisión a 39-40 km al este de Ingeniero Jacobacci, Auer pudo apreciar (cf. *supra* II, 5, 6, 1), en un par de cortes de la vía del ferrocarril el perfil que interpreta del siguiente modo, de abajo a arriba:

a) Un paquete de estratos de arenisca, con "varves" ligeramente arcillosos y más blanquecinos intercalados "en los intersticios de los varves de arena".

b) En aparente discordancia, estratos más blandos de varves ondulados de arcilla.

Todo el conjunto levantado a una posición casi vertical, lo que hace que ambos componentes estén adosados lateralmente.

c) Sobre ambos, en discordancia angular, "material estratificado en el que los estratos están rotos, pero que en su mayor parte se mantienen en posición horizontal".

d) En fin, lateralmente en un segundo corte a pocos metros, en realidad, las capas mencionadas en a) tienden a hacerse horizontales.

Auer interpreta a los "varves" como interglaciales de la "larga edad interglacial", aunque no habrían sido levantados juntos por el avance de los hielos del último "grupo de glaciación". El "material glacial" que los cubre, en discordancia, pertenecería a la glaciación más antigua del último grupo de su clasificación.

Dada la importancia de este perfil, midáanse las consecuencias de su indudable atribución al "Rionegrense" hecha *supra* (II, 5, 6, 1).

1.7.3. En conexión con los puntos anteriores, cabe mencionar que Auer señala además la presencia de un vulcanismo interglacial, en el área extraandina del norte de la Patagonia, entre Meneú y Cañadón Chileno, oeste de Río Negro.

1.8. Fuera de los marcos del área patagónica, es decir ya en el ámbito austral de la Pampasia, para Auer "la región marginal de la glaciación más antigua", dicho autor ha observado:

1.9. Vestigios clarísimos de glaciaciones constituidos por una topografía glaciaria, costras

calcáreas y mantos de rodados tehuelches, etcétera.

1.9.1. Correlacionadamente, un área de glaciación local en la Sierra de la Ventana.

1.9.2. Los depósitos de la "Edad Tehuelche" y aun de las glaciaciones plio-pleistocenas más antiguas, habrían pujado muy hacia el este en la latitud de los ríos Negro y Colorado, y estarían así bajo el mar actual.

1.10. A las areniscas del "Rionegrense", en la región de Bahía Blanca, por ejemplo, siguen los duros estratos rojizos del "Ensenadense", sobre el cual normalmente aparecen depósitos marinos hacia la costa.

1.10.1. Auer acepta en general la interpretación dada por Groeber al "perfil de Pedro Luro", observado en primer término por Auer y Olazábal y que es la siguiente (Groeber, 1952, 81), de arriba a abajo:

a) 0,60 m de acumulación eólica, o "médano invasor", contemporáneo de la última glaciación ("suelo triguero").

b) "Costra calcárea lajosa con guías y ramificaciones al yacente".

c) 1,50 m de rodados tehuelches.

d) 0,80 m de "trozos angulares de arenisca rionegrense, rotos, acarreados y aplanados formando un pavimento.

e) 0,60 m "superficie alisada".

f) 2 m de "arcilla roja", en la parte superior con muñequitos calcáneos, en la parte inferior pura.

g) "Rionegrense accionado, arriba roturado, abajo desmembrado".

1.10.2. Para Groeber, los niveles b a e pertenecen a su englazamiento Río Colorado. La arcilla f es interglacial (Aftonense) y la arenisca g (o mejor, supongo, el proceso de "accionamiento", para usar su propio vocabulario) corresponde a su englazamiento Río Negro.

1.10.3. Para Auer, en cambio, a es más bien posglacial; b y c pertenecen a la Edad Tehuelche; entre c y d se observan pequeños guijarros; d es arenisca (pero no usa el calificativo "rionegrense") entre d y e la zona de contacto es muy abrupta (la "superficie alisada de Groeber") y contiene guijarros y carbonatos de calcio; parece ser un hiato (?). Se pregunta si la arcilla roja f no corresponderá a una transgresión marina, ya que la región está a sólo 50 m sobre el nivel del mar.

1.11. Otras consideraciones de Auer, más generales, sobre el área pampeana, que vale la pena consignar, son:

1.11.1. Que el "Lujanense" pertenece a la "última edad interglacial" y que el "Bonae-nse" puede ser asignado a "la GRAN edad interglacial" (1956,13 y *passim*).

1.12. Con respecto al área andina, o concretamente con respecto al problema de la exten-

sión de la "Andean glaciation", como él llama al conjunto de los fenómenos glaciales con asiento en la cordillera de Los Andes, acepta las ideas de Caldenius (1932) y Feruglio (1950) —a que me referiré *infra*—, aunque con la salvedad (que hace toda la diferencia) de que los hielos de origen andino contactaron con aquellos de los centros locales y constituyeron una masa continua (cf. id. I, 174).

2. Groeber completa, desborda y aun anarquiza los esquemas, ya muy audaces, del investigador finés. Su labor, en realidad, se realizó sobre los dos frentes, área andina y extraandina, patagónica y pampásica, con intensidad y audacia parejas. Comienzo por reseñar sus ideas y observaciones en esta segunda área. Las primeras ideas de Groeber al respecto cristalizaron durante un viaje a la región que se extiende al sur de Bahía Blanca, realizado en 1947 (publicado en 1949). Como en el caso anterior partiremos de:

2.1. El reconocimiento de "las llamadas areniscas del Río Negro o el Rionegrense, compuestas por arena de cuarzo y de magnetita y por trocitos de piedra pómez y de lapillos de basaltos, dotados de estratificación entrecruzada del tipo de sedimento eólico hasta torrencial y dispuestas en bancos más o menos gruesos; entre ellas se intercalan banquitos arcillosos, un tanto salinos, de coloración crema y rosada que contrasta con los tonos gris-azulados de la arenisca" (id. 240). Se extienden desde las adyacencias de la Cordillera hasta el mar, "siguiendo la depresión ocupada por los ríos Colorado y Negro", y tienen una potencia de hasta 100-150 m.

2.2. Sobre ellas, o en su reemplazo, se depositaron los mantos de rodados, "cuyo espesor decrece de oeste a este de unos 40 m a 80 cm, desde el alto río Colorado y alto río Negro hasta el mar" (id. 241), y que se distribuyen especialmente en dos niveles: el más alto se ubica a 1450 m sobre el nivel del mar en el alto río Colorado y se extiende hasta unos 150-200 m al este de la Cordillera (por destrucción de la porción más oriental); el segundo nivel, en la misma región, yace a unos 300 m menos de cota. Hacia el este disminuye el desnivel entre ambos mantos. Es posible que hubiera un tercer nivel, no claramente observable.

2.2.1. Los rodados disminuyen de tamaño desde el pie de la Cordillera hacia el este. Los del primer nivel son de origen primario y los segundos y terceros, parcialmente redepositados (*ibid.*).

2.2.2. "Tanto los depósitos de pie de monte II como su sustrato rionegrense se extendieron en tiempo de su formación, más al este de la costa marítima actual" (*ibid.*).

2.2.3. Los rodados del llamado pie de monte "están cementados por CO<sub>2</sub>Ca muy blanco, ce-

mento que sobrepasa la extensión de los mantos de rodados para ir a formar costras calcáreas sobre rocas de distinto origen y edad".

2.2.3.1. Tal capa calcárea se ha extendido mucho, por el norte y por el sur y puede formar sobre los rodados "una costra de 5 a 20 cm de espesor; genéticamente es posterior a la acumulación de los rodados. "El fenómeno se ha producido tres veces en el Cuartario Inferior" (id. 242).

2.2.3.2. "El origen de la costra puede ser explicado por un régimen climático especial de inviernos fríos y húmedos y de veranos secos y relativamente cálidos" (id. 242). Sería periglacial (id. 251).

2.2.4. Los rodados fueron "elaborados por los glaciares que revistieron estas regiones y transportados hacia el este por la porción de pie de monte de estas etapas de hielo" (id. 240).

2.3. El área sureste de Buenos Aires y nordeste de Río Negro presenta una topografía típicamente glacial "bateas" separadas por lomadas, "cerrillada", roturas y laminación en el sustrato "rionegrense", inclusión de lajas "rionegrenses" en los mantos de rodados, etcétera; "drumlins" vistos por Auer entre Conesa y San Antonio; id. 246, 247).

2.3.1. Aparentemente faltan los rodados en el fondo de las bateas, si bien se conservan en el tope de las lomadas. Groeber lo expresa: "La ausencia de los rodados de las bateas ha de ser primitiva y debida a que un glaciar haya exarado selectivamente el sustrato rionegrense o que haya actuado erosión subglacial de aguas confinadas entre el subsuelo y el hielo que pasan de batea a batea de WNW a SES por sifonaje" (id. 245).

2.3.2. Este ambiente morfológico, con variantes locales, puede observarse hasta la zona de Chacharramendi, reconocida por Tapia y hasta algo al norte del paralelo 36, según este autor (id. 248).

2.3.3. Al norte del río Colorado este relieve puede ser más antiguo que al sur de dicho río.

2.4. La costra calcárea puede estar recubierta por el "médano invasor", "acumulaciones eólicas quizá relacionada con la última glaciación". (id. 247).

2.5. Al oeste, hacia la Cordillera, los "bajos" como el de Añelo, de los Barreales Colorados, de la Carpa, de Mari Menuco, de la Salina, en Neuquén, los de Santa Rosa, del Gualicho, en Río Negro, etc., serían obras de la erosión glacial.

2.6. Con respecto al carácter y extensión de las glaciaciones:

2.6.1. Habría habido dos glaciaciones eocuatricas "entre la cordillera del sur de Mendoza, del Neuquén y del norte del río Negro y de la meseta de Somun Curá por un lado y el Atlántico, el límite entre La Pampa y Buenos

Aires y el centro de La Pampa por el otro". (id. 251).

2.6.2. Las glaciaciones eocuartarias, pues, se corresponden con los niveles de pie de monte I y II.

2.6.3. Entre las elaboraciones de ambos niveles hubo un movimiento ascendente, de unos 300 m en la zona del alto Colorado. Así, ambas glaciaciones encontraron un relieve diferente, prácticamente plano el de la primera, lo que permitió su gran extensión septentrional y oriental mucho más abrupto el de la segunda.

2.6.3.1. De esto se desprende que no es necesario pensar en un decrecimiento en la intensidad de las glaciaciones.

2.7. La ausencia de rodados en los grandes bajos, puede ser debida a la conservación de grandes masas de hielo muerto.

2.7.1. Así se explicaría la formación de algunos depósitos varvados según una idea de Guinazú (cf. Groeber, id. 254); concretamente aquellos señalados por Auer entre Jacobacci y Maquinchao. De tal modo los depósitos vistos por Auer corresponderían a dos grupos de varves, "de los cuales el primero habría sido influenciado 'tectónicamente' por el paso del glaciar correspondiente al segundo nivel, mientras que el superior habría sido deformado por un glaciar más reciente, post-yarmouthense, de edad de Riss o Würm, cuyos restos morénicos abundan en los alrededores de la cercanía, en la zona de Jacobacci" (id. 255).

2.8. El río Colorado representaría un antiguo URSTROMTAL marginal septentrional. El río Negro "se habría desarrollado en el valle desaguadero subglacial principal" (id. 255). Otro urstromtal, "desaguadero principal del lóbulo norte de la glaciación del primer nivel de pie de monte" sería la depresión que se insinúa a través de Alpachiri-lagunas de Carhué - del Venado - del Monte (Guaminí) - Cochicó - Alsina-arroyo Vallimanca (Saladillo) (id. 255).

Sobre este ESQUELETO de las ideas primarias de Groeber haré los agregados y enmiendas correspondientes a su trabajo fundamental sobre el tema (1952):

2'.1. Los rodados de las mesetas consisten en rocas que se encuentran solamente en la Cordillera y que deben haber sido acarreadas desde ella.

2'.2. El "Tehuelche" se encuentra "en superficies llanas, previamente elaboradas", sobre las que "no prosperan torrentes divagantes, transportadores de cascajo grueso" (1952, 79).

2'.3. Con respecto a su distribución y procedencia geográfica, "las mesetas cubiertas por los rodados tehuelches no cubren todo el espacio entre la Cordillera y el mar. En el norte del territorio de Río Negro circundan los bajos y forman al sur del río Colorado y del río Negro sendas tiras largas y continuas desde la

longitud de Neuquén hasta la costa del mar. La que acompaña al río Colorado corresponde al borde norte de la masa de hielo de la segunda glaciación, la que se halla al sur del río Negro separó el hielo pedemontano en dos lóbulos de distinta procedencia. La masa septentrional procede de los Andes del Neuquén, la austral de la meseta de Somun Curá y de las elevaciones situadas al oeste de ella. Los bajos grandes y chicos están libres de rodados tehuelches, igual que las bateas, comparativamente minúsculas de los pie de monte" (id. 83).

2'.4. Las superficies llanas sobre las que se depositaron los rodados se explican por "un ascenso general de índole tectónica" (id. 79), seguramente producido entre el Plioceno y el Cuaternario.

2'.4.1. "La formación de las mesetas cubiertas por rodados tehuelches no puede ser sino cuaternaria, más exactamente eocuartaria, porque en los valles que la surcan han penetrado los glaciares andinos ahora desaparecidos. Estos últimos son, entonces, neocuartarios" (id. 80).

2'.5. Los "bajos" y "valles de contornos caprichosos de ángulos entrantes y salientes" (id. 80) no pueden ser de origen tectónico, o eólico, o ambos, sino glaciario.

2'.5.1. Categoría de "canchas glaciarias" tendrían el valle del río Negro y el "antiguo valle del Limay" de Moreno (que corre por el "pie norte de la meseta de Somun Curá"), que recibe numerosos afluentes o canchas desde la meseta de Jacobacci hasta Valcheta y que termina en el bajo colectivo de Valcheta, Tres Picos, Nahuel Niyeo y Curi-Co. (ibid.).

2'.5.2. Pero la fisonomía definitiva de los BAJOS y CANCHAS es fluvial, por haber sido asiento de procesos fluviales anteriores a la acción glacial, o más bien casi contemporáneos con ella (ibid.).

2'.6. Con respecto al mecanismo de deposición, "los rodados tehuelches son un depósito marginal de las masas de hielo" (ibid.).

2'.7. Con respecto al carácter de las glaciaciones que depositaron los rodados, habla de núcleos de hielo "almacenados" en los bajos, desde los cuales desbordaron "láminas de espesor decreciente", que variaban de espesor y longitud de acuerdo con las variaciones en la zona de alimentación y que se festoneaban terminalmente. Al ir desapareciendo las condiciones climáticas glaciales hubo desagüe fuerte. Los núcleos de hielo resistieron más tiempo y pudieron "edificar morenas frontales en sus contornos".

2'.7.1. "Tal fue el caso al SE, E y NE de Valcheta. La forma y el aspecto de esa morena frontal de retroceso puede observarse bien a lo largo de la línea de San Antonio a Bariloche... Esta valla separa el bajo del Gualicho del gran bajo de Santa Rosa, etc., del que formaba parte en un tiempo" (id. 84). Hacia ese

tiempo supone Groeber que el río Negro funcionaba como URSTROMTAL (*cf.* id. 85).

2'.8. Con respecto a la relación entre glaciaciones, niveles de pie de monte y rodados tehelches, Groeber reconoce:

2'.8.1. "Un nivel de pie de monte muy antiguo, verosímilmente anterior al llamado 'primero' (id. 84), coronado por rodados que flotan en una masa de CO<sub>2</sub>Ca extraordinariamente abundante, depositados por una primera glaciación. Fue observado "entre la línea del ferrocarril de Bahía Blanca-Zapala (Las Gaviotas) y el río Colorado" (*ibid.*), y su destrucción origina cerros angostos denominados "pinin mahuida" por los Araucanos. Este paisaje llega hasta los 36° de latitud en la zona de Chacharramendi, La Pampa. Por el oriente llega hasta el límite con la provincia de Buenos Aires y "concluye al este de la depresión que cruza precariamente el Chari Lehue" (Salado). Por el sur "estaba confinado por la meseta de Somun Curá (*Ibid.*). La edad de esta glaciación es eocuartaria, y Groeber la denomina VALLIMANCA.

2'.8.2. Después de esta primera glaciación, tuvo lugar un ascenso general de unos 300 m de desnivel cerca de la cordillera y sólo unos 25 m hacia la costa (desnivel entre los "Pinin Mahuida" y la altura de los restos de la glaciación Colorado).

2'.8.3. Se produce una erosión fluvial, interglacial, que elabora un segundo pie de monte.

2'.8.4. Al sur del Colorado ("urstromtal") avanza una nueva glaciación, "confinada al sur, como la anterior, por la meseta de Somun Curá y al norte por los remanentes del primer pie de monte" (id. 85). Por el este ha de haber avanzado más que la primera glaciación (Groeber parte de la base de que la masa de hielo era aproximadamente la misma en ambas glaciaciones), lo que se comprueba porque los "depósitos y lobanillos" de esta glaciación desaparecen por debajo del mar y en cambio los "Pinin Mahuida" "concluyen a unos 5 a 10 km al oeste del ferrocarril".

2'.8.4.1. Este segundo nivel de pie de monte en realidad contiene a los depósitos de dos englazamientos, lo que puede explicarse, bien por la acción de dos glaciaciones diferentes, bien por avances de una misma glaciación. En caso de tratarse de dos glaciaciones se llamaría NEGRO la más antigua y COLORADO la más reciente. (En caso de ser una sola, simplemente COLORADO, que tiene prioridad).

2'.9. Después se produce el "gran interglacial" (Yarmouthense), "representado en América del Sur por el Bonaerense, constituido por limos rojos con nódulos de tosca" (id. 86).

2'.10. Y, en fin, el último grupo de glaciaciones está circunscripto "a la zona cordillerana y su inmediato pie". Comprende dos glaciaciones llamadas DIAMANTE y ATUEL.

2'.11. Para la diferencia de extensión en las glaciaciones, Groeber se inclina a buscar una causa climática, y cree encontrarla en el hecho de que para el segundo grupo de glaciaciones "la duración de un clima adecuado no era suficiente" (id. 89). Saca de esto además la conclusión de que en el Eocuartario habrían reinado condiciones climáticas semejantes en ambos hemisferios, lo que no se habría mantenido en el Neocuartario.

2'.12. Con respecto al área andina, Groeber sólo se detiene concretamente a considerar los acontecimientos y su conexión con aquellos del área pampeana-patagónica extraandina, y en la región de Mendoza. La conexión areal con los acontecimientos glaciales se establece a través de los siguientes pasos:

2'.12.1. Los depósitos pliocenos de Chasi-Có, La Pampa, serían la continuación lateral de los "depósitos pardo rojizos arenosos del río Colorado Medio" y a través de éstos se conseguiría el engranaje lateral con los llamados "estratos calchaquies" (= "Santamariano", "Santamariense", "estratos de Aisol", (del autor) hacia el sur de Mendoza y luego, esporádicamente hacia el oeste y norte, hasta desaparecer erosionados, debajo de los conglomerados de los "estratos de Mogotes" de Keidel, que Groeber acepta homólogos con el "Tristecense" (id. 86), de algunas centenas de metros de potencia.

2'.12.2. Así "Mogotes" y "Tristecense", de origen por lo menos parcialmente glacial, serían eocuartarios (= "calabrienses-sicilienses").

2'.12.3. Sin reseñar los restantes elementos, dispersos, que maneja Groeber con respecto a los momentos posteriores, paso a su conclusión más importante: "el englazamiento más antiguo representado por el nivel de pie de monte del tipo de los Pinin Mahuida, lo llamo Vallimanca; su edad sería eocuartaria y paralela a los estratos de Mogotes" (id. 88).

2'.12.4. Ya he mencionado a las dos glaciaciones del grupo neocuartario y a las dos "pedemontanas" del grupo eocuartario al sur del Colorado, a saber Negro y Colorado en su nomenclatura, es decir Diamante y Atuel, circunscriptas a la zona cordillerana y sus inmediaciones (*cf.*, id. 88).

3. Un apoyo recibió la línea interpretativa reseñada con el trabajo de Czajka (1957), basado parcialmente en observaciones de campaña en distintas áreas del ámbito pampeano-patagónico y fundamentalmente en un análisis sistemático de las posiciones anteriores, en énfasis en los argumentos climatológicos y glaciológicos. Su contribución resulta especulativa en lo fundamental y de carácter preliminar y no están bien separados los hechos de observación, de las expresiones de deseos, con respecto a lo mucho que falta por hacer en materia del Pleistoceno. Esta primera limitación con que tropieza Czajka, se ve agrandada por la

circunstancia —que entiendo debe servir de lección tanto a los investigadores extranjeros como a los nativos— de que en el nuevo escenario valen relativamente poco las experiencias realizadas en otras regiones de la tierra.

En esencia, el aporte sirve para reforzar las ideas de Auer y Groeber, en cuanto a la aceptación de:

3.1. Con respecto a la extensión del área englazada, la existencia de un verdadero “hielo continental nordpatagónico”, con centros de glaciación relativamente independientes en la Sierra de la Ventana, Meseta de Somuncura, Pampa del Castillo, Sierra de San Bernardo y que ha abandonado morrenas de fondo al sur de San Antonio Oeste, en Río Negro, y morrenas terminales al este de Zapala, en el sur de Neuquén.

3.1.1. Complementariamente, la topografía glacial de las depresiones “grandes”, del tipo de aquellas del noreste de Río Negro y sur de Buenos Aires.

3.2. Con respecto a los rodados, acepta un origen particular para los más antiguos y el hecho de haber sido depositados sobre una superficie (“planicies troncales”) elaborada hacia los tiempos finales del Plioceno.

3.2.1. Acepta el paulatino aumento de tamaño hacia el oeste y un origen cordillerano para por lo menos el 50 % de ellos.

3.2.2. Acepta para sus depósitos un origen parcialmente glacial (Zapala) y parcialmente fluvio-glacial (Pampa del Castillo, Chubut) y fluvial (San Antonio Oeste). Subraya el hecho de que en numerosos perfiles coronados de rodados, hay evidencias de deposición fluvial en las capas inferiores.

3.2.3. Acepta la presencia de depósitos de tipo KAME en la Pampa del Castillo y otros lugares.

3.2.4. En fin, fundamentalmente su aporte original consiste en señalar demostraciones de compresión glacial sobre los mantos de rodados cerca del río Colorado; en Pampa del Castillo: “Son ‘gravas de empuje’ que luego fueron sobrepasadas por los glaciares y con eso se convirtieron en morrenas de fondo”.

4. Un aporte original, siempre dentro de la misma línea interpretativa, lo constituye el trabajo póstumo de Petersen (1966), basado en observaciones personales en el Norte de la Patagonia y otras áreas y Tierra del Fuego. En resumen aporta el siguiente contenido:

4.1. Sobre consideraciones hipsométricas deduce que “de no mediar la acumulación morénica exterior de Epuén, el Alto Río Chubut hallaría una pendiente normal para correr hacia la depresión de Cholila y, por lo tanto, hacia el océano Pacífico, en lugar de describir el gran codo de Fofocahuel hacia el este, en latitud 42°20’”.

4.2. Abandona la idea de atribuir al “primer nivel de pie de monte” el sistema de planicies que desde las adyacencias del río Chico afluente del Chubut se extienden, a un nivel de 850-860 m en esa parte, hasta el área de Gastre por el este y hasta las serranías del Mirador y de Huancache por el sur, a un nivel de 820-830 m aquí; y por el sur del río Chubut, con las pampas de Languineo y Colán Conhué, hasta cerca de Paso de Indios por el este y el río Hualajaina por el oeste.

4.2.1. En relación con ello, subraya la ausencia de “acumulaciones de acarreo o conos de deyección recientes” en sus bordes (Volkheimer, 1965).

4.2.2. Señala la presencia de una cubierta de rodados, exigua pero constante, de constitución y procedencia diversas.

4.3. Sobre la base de ascenso calculado para el área central del río Chubut (cf. Petersen, 1946), de unos 450 m a partir del Plioceno, y el ascenso esperable para la Cordillera, infiere que “el drenaje, durante el Cuartario inferior cuando en la Patagonia central ya existían elevaciones superiores a los 1000 m, debió obedecer a pendientes muy distintas de las registradas actualmente”.

4.4. De acuerdo con todo esto, opina que hay que “restar base a la arraigada idea acerca del origen exclusivamente andino de los llamados ‘niveles de pie de monte’, al menos en lo que a la Patagonia septentrional se refiere”. Y prefiere sindicar como responsable de su elaboración al hielo, en formas de “corazas” o “plastrones” (ice-sheets), especialmente desarrolladas en las cumbres de los viejos macizos.

4.4.5. Correlacionadamente, piensa que el río Chubut fuera, durante las glaciaciones eocuartarias “una arteria de desagüe marginal con salida al Pacífico, independiente de sus actuales cursos medio e inferior, época ésta en que el Cordón Oriental del Maitén no pudo constituir una barrera topográfica importante”.

4.5. Acepta un origen glacial para los valles de la meseta del Somuncurá, Anecón, Sierra Nevada de Gastre, y otros de áreas que superan la cota de 1000 m.s.n.m.

4.6. Acepta para los “bajos” igualmente un origen glacial.

Corresponde ahora, para fijar ideas, dar lugar a los representantes de la otra posición, que he denominado conservadora —quizá mejor ortodoxa— por oposición a la anterior y que ilustra los nombres de una media docena de investigadores.

4. Con respecto al problema del carácter, extensión, número y edad de las glaciaciones, comienzo por citar a Flint (1959, 88): “La opinión más conservadora figura en un mapa publicado por Caldenius, hace treinta años. Tras un detallado estudio, Caldenius mapeó

los límites orientales de la glaciación en la Argentina, haciéndolos coincidir, aproximadamente, con la base oriental de los Andes, salvo dos excepciones: a) el mapa muestra que en el extremo sur los glaciares deben de haber alcanzado el océano Atlántico; b) indica también que en el norte (Mendoza, San Juan y la parte Noroeste del país), la glaciación estaba confinada a las altas montañas, como lo confirmó recientemente el doctor Polanski. Y Flint acto seguido la apoya (id, 89) decididamente. Para ello se basa en las siguientes observaciones personales:

4.1. No haber encontrado, de *visu*, pruebas de una glaciación en el área extrandina de la Patagonia septentrional y en cambio "muchas en contra".

4.2. El hecho de que las cuencas o "bajos" supuestamente glaciales son en su mayoría de deflación y —hacia la Cordillera— parcialmente también tectónicas.

4.3. Las supuestas morrenas de esa área no son tales, sino "colinas de basamento cubiertas de grava del tipo Tehuelche".

4.4. Correlacionadamente, sus observaciones e interpretaciones del problema de los rodados tehuelches, "gravas Tehuelches", son las siguientes:

4.4.1. Los clastos de las GRAVAS son más y más redondeados hacia el este.

4.4.2. Se originan en el oeste.

4.4.3. Genéticamente se trata de "gravas de pie de monte, depositadas por corrientes de agua que fluyeron de Oeste a Este". "No he podido observar ninguna evidencia que apoye la teoría de que las gravas Tehuelches son de origen glacial"; (id. 88). Si bien Flint no descarta que "las aguas provenientes del deshielo pueden haber influido en su formación" (id. 88), señala que de todos modos sus características, por excesivo transporte, han dejado de ser fluvio-glaciales.

4.4.4. Indica la presencia —como "hecho sorprendente"— de gran cantidad de rodados frescos en el este y de otros, en cambio, alterados en el oeste. Piensa que esto puede vincularse con características litológicas.

4.4.5. "Las gravas son pleistocenas; pero al menos una parte de ellas, si no todas, son más antiguas que la última glaciación andina" (ibid).

5. Un refuerzo considerable para las ideas de tipo ortodoxo significaron las contribuciones de Polanski, en especial su densa monografía de 1963, referida al Pleistoceno del área pedemontana entre los ríos Mendoza y Diamante (Mendoza). Al introducir en nuestro medio, aparte de toda una metodología propiamente geomorfológica, conceptos como el de neotectónica y reinterpretar a su luz a cier-

tos depósitos considerados morrénicos por Groeber, Corte, Guiñazú y otros, como cenoglomerados originados por corrientes de barro, este autor echó por tierra de manera definitiva a varios de los pilares en que se sustentaba el edificio REVOLUCIONARIO, con su sistema de glaciaciones Diamante, Atuel, etcétera, en el esquema de Groeber. No puedo entrar en el análisis de sus trabajos en este lugar, por escapar al área de mi interés actual; sólo diré dos palabras con respecto a su posición frente al problema de la extensión, número y carácter de las glaciaciones y para ello, transcribiré brevemente de su propio resumen (1965):

5.1. "Sólo la Cordillera estuvo englazada durante el Pleistoceno. Así, ha de ser considerada completamente sin fundamento la hipótesis de un SHEET de hielo en la árida zona extraandina. La glaciación máxima de la Cordillera fue probablemente la tardiopleistocena (Würm, Wisconsin) y ha obliterado casi los restos de las glaciaciones más viejas en las montañas.

5.2. "Las terrazas de grava submontáneas no muestran conexión genética alguna con las fluctuaciones climáticas pleistocenas; deben su existencia a las fases intermitentes del ascenso neo-tectónico de la Cordillera.

5.3. "Los loesses argentinos son sólo LOESSOIDES, arenas y limos finos y ricos en cenizas, depositados en el período cálido-seco del Plioceno, los interglaciales y también durante el Postglacial. Consecuentemente, los sedimentos loessoides y predominantemente eólicos de la Argentina son formaciones continentales y semidesérticas y no pueden ser considerados equivalentes de los loesses glaciales del hemisferio Norte" (para todo esto último cf. González Bonorino, 1965).

6. González Díaz (1964), al controlar parte del edificio geológico y geomorfológico de Polanski en una región contigua (San Rafael) a la del trabajo fundamental de aquel autor, refuerza considerablemente sus postulados. Tampoco cabe entrar en su contribución aquí.

7. Una posición encuadrada dentro de un enfoque semejante es la sustentada por Volkheimer (1963; 1964; 1965) en sus trabajos sobre la porción subandina y extraandina del Chubut (Cushamen, Gualjaina-Gastre). Este autor distingue en el área de Cushamen:

7.1. Un pedimento plioceno (cf. Polanski, 1963).

7.2. Una BAJADA Formación Martín en el límite plio-pleistoceno; corresponde a un ascenso de la Cordillera.

7.3. Una entidad mixta, con caracteres de bajada y de terraza aluvial Formación Blanca, primero ubicada por él en el Pleistoceno Superior y luego elevada al Pleistoceno Medio.

7.4. Un conjunto de terrazas aluviales embutidas, quizás en buena medida fluvio-glacia-

les, Formaciones Fita Michi, mesopleistocena, y Cabaña, de edad gotiglacial. La Formación Cabaña engrana con las morrenas de la última glaciación.

7.5. Las mismas formaciones aparecen en la región de Gualjaina.

7.6. En el área de Lipetrén-Gastre, es decir oriental con respecto a la anterior, Volkheimer distingue sólo una formación (Choiqepal), que comprende "al conjunto de depósitos pedemontanos cuaternarios del tipo extraandino, excluyendo los depósitos actuales. Se trata de conos de deyección coalescentes ('bajadas') disectados por valles de arroyos secos. Litológicamente se caracteriza por agregados sueltos de fragmentos angulosos de granulometría muy variada".

7.7. En la parte oriental de la pampa de Tres Palomas, que con la de Gastre abarcan arealmente a la formación, se comprueba un rechazo de unos 3-4 m, originados por el ascenso pleistoceno del bloque de Calcatapul (Croce, 1950).

7.8. Pero lo realmente novedoso desde el punto de vista interpretativo, es lo que el autor reseñado advierte acerca de la relación entre depósitos pedemontanos y glaciaciones: "...en las serranías ubicadas al Oeste del río Gualjaina, se observan varios niveles pedemontanos que arrancan, con excepción del nivel más alto, en el faldeo de dichas serranías. Con seguridad los depósitos pedemontanos ubicados en el faldeo y pie este de las serranías mencionadas, no tienen ninguna relación inmediata con las morenas pleistocenas, sino que se trata simplemente de conos aluviales coalescentes que se depositaron en niveles morfológicos distintos en tiempos diferentes, debido al cambio repetido entre fases de erosión y fases de acumulación. Sin embargo es posible que el motor de estos cambios hayan sido los CAMBIOS CLIMÁTICOS durante el Pleistoceno, de modo que existiría una relación INDIRECTA con las glaciaciones". (Subrayado de Volkheimer).

El último párrafo, que significa una atenuación del esquema un tanto rígido de Polanski (aunque tal vez implícita en él), introduce una variante interpretativa del mayor interés y es innecesario destacar cómo ella concuerda con lo observado en el valle de Huahuel Niyeo, quizás en parte vinculado genéticamente con dicho ámbito, según se viera *supra*.

Igualmente servirá de puente para traer al debate la posición de Feruglio.

8. La opinión de Feruglio es muy valiosa por tratarse de un extraordinario conocedor de la Patagonia. Sostuvo que (1950):

8.1. El límite oriental de los hielos no ha estado mucho más lejos hacia el este de la línea señalada por las morrenas más orientales de las conservadas en el presente. Los arcos más orientales habrían sido destruidos.

8.2. "...Las mesetas y terrazas extra-andinas han permanecido en gran parte descubiertas de hielo y la dispersión de los grandes cantos de granito procedentes sin duda alguna de la Cordillera, que he señalado en la pendiente occidental de la Pampa del Castillo, a la altura del ferrocarril de Comodoro Rivadavia a Colonia Sarmiento (cf. Feruglio 1935), se deberían a torrentes de deshielo en ocasión de alguna creciente excepcional, o de una 'debacle' glacial, o sea de un repentino vaciamiento de un lago glacial" (1950, III, 4).

8.3. El problema de los rodados tehuelches no es separable tampoco para Feruglio, como veremos, de los acontecimientos cordilleranos, desde el momento mismo en que declara que la transición de las morrenas "a los mantos de depósitos fluvio-glaciales que recubren las terrazas extra-andinas es gradual e insensible" (ibid.). Ambas transcripciones, además, encierran las ideas de Feruglio con respecto al origen de estos depósitos, que él engloba bajo la denominación de "aluviones terrazados" = "rodados patagónicos".

8.3.1. Como ha señalado Auer (1956, I, 176), Feruglio "ha rendido un servicio a la ciencia" al reseñar las posiciones anteriores con respecto al origen de los rodados, su edad y su nomenclatura, opiniones que abarcan toda la gama de interpretaciones posibles: fluvial, fluvio-glacial, marina... y en cuanto a la edad desde miocenos (parcialmente) hasta subactuales. Vale la pena retranscribir este resumen (Feruglio, 1950, III, 57):

"EN RESUMEN: las principales explicaciones que se han dado acerca del origen y edad de los llamados rodados patagónicos son las siguientes:

1. Acumulación de grandes conoides pedemontanos y dispersión de los rodados en varias etapas por acción del oleaje del mar (Darwin, Mercerat, Hatcher, Ameghino en parte, Bonarelli), a partir del Mioceno o del Plioceno.

2. Los rodados tehuelches se deben a transporte glacial (Doering) y al transporte esencialmente fluvio-glacial que se efectuó durante el Cuaternario (Rovereto); en la zona costera pasan a depósitos de terraza marina; en pequeña parte pueden proceder de la desagregación y levigación *in situ* de sedimentos más antiguos (Rovereto).

3. Los rodados tehuelches tienen origen diferente y en parte dudoso pero no glacial como supone Doering, y edad diversa, extendiéndose desde el Mioceno inferior hasta la actualidad (Ameghino, 1906).

4. Los rodados se deben a transporte fluvial durante el Plioceno (los rodados de las mesetas más altas); en gran parte fluvio-glacial durante el Plistoceno (O. Nordenskjöld p. v., Keidel, Windhausen, Wichmann, Feruglio,

Groeber, Tapia, Caldenius); en la zona costanera pasan a depósitos de terraza marina del Plioceno superior hasta actuales (Feruglio). Origen fluvial, fluvio-glacial y marino en la franja costera.

5. Los rodados tienen origen vario, pero cronológicamente son todos cuaternarios, inclusive los de las mesetas más altas (Frenquelli).

6. A la dispersión de los rodados contribuyó eficazmente la soliflucción durante las fases glaciales (Caldenius, 1940)”

8.3.2. Como se advierte, Feruglio se incluye en el conjunto de opiniones que excluyen la acción directa de los hielos, o marina salvo en la faja costanera en los depósitos de rodados y explica todo sencillamente por la intervención del transporte fluvial-glacial, salvo para el Plioceno, en que sería fluvial.

8.4. Con respecto al carácter de los depósitos, Feruglio no los separa de “las terrazas que acompañan a los ríos” y de ahí el nombre de “aluviones terrazados” que les otorga (id, 49). Subraya además la existencia de “un notable paralelismo” (id, 72) entre las terrazas (y su historia!) de todos los valles de la meseta patagónica.

8.5. Explica este paralelismo, es decir esta secuencia paralela de acontecimientos, a la luz de dos factores fundamentales: oscilaciones climáticas y fases de ascenso de la meseta. Aquéllas estarían, obviamente, conectadas con el juego de avance y retroceso de los glaciares andinos: “Por lo dicho, podemos aceptar que cada uno de estos niveles es el exponente de un ciclo glacial-interglacial, con las oscilaciones correspondientes a los varios avances y retrocesos del manto de hielo y que se reflejan en los escalones secundarios que corresponden a cada uno de ellos” (id, 72).

8.5.1. Feruglio acepta la existencia de tres niveles principales de terrazas correspondientes a “tres ciclos glaciales bien definidos” y un cuarto nivel anterior, “seguramente preglacial”, que sería plioceno (id, 72) —y fluvial y no fluvio-glacial. No obstante, este último origen lo infiere en realidad simplemente de la alta antigüedad previamente establecida (en especial por su cota; cf. id. 73); pero la sencillez y lógica del esquema es tal que no se resigna a aceptarlo, con su edad pliocena, de manera definitiva, según atestiguan las siguientes líneas (*ibid.*): “...al paralelizar las terrazas IV-VI con la última glaciación y el nivel III con la penúltima, el nivel II (Pampa María Santísima) viene a corresponder a la antepenúltima; conclusión que es indirectamente abonada por la consideración del dilatado espacio de tiempo que debe haber requerido la excavación de la profunda y ancha Cuenca de Sarmiento, que se abre en el cuerpo de las terrazas de la Pampa María Santísima y del Valle Hermoso.

“Finalmente el nivel I, o de la Pampa del Castillo, está separado del II por un salto altimétrico tan acentuado, que ha de corresponder O BIEN A UN CICLO GLACIAL AÚN MÁS ANTIGUO (SI NOS ATENEMOS AL ESQUEMA DE LAS CUATRO GLACIACIONES), O BIEN AL PLIOCENO” (id., 73). (Subrayado mío.)

9. La opinión de Frenquelli (1957) es fundamentalmente coincidente con la expuesta.

9.1. Para comenzar, rechaza categóricamente la idea de un manto de hielo extraandino.

9.1.1. Entre otros argumentos, trae a la cuestión el interesante problema de la ausencia de rodados en la península Valdez; Frenquelli lo explica a través del “hecho de que la angostura del istmo y las condiciones de la superficie del mismo no han permitido que un río del caudal conveniente, desde las regiones del origen de los rodados, llegase a penetrar en la península...”. Con lo que además se ejemplifica su posición en cuanto al origen fluvial de los rodados.

9.1.2. Consecuentemente, rechaza el origen glacial de los “bajos sin salida”, que atribuye a diferentes causas (Methol, 1967), aunque en general los clasifica como Pfannen y Wannan, “que distinguen todas las regiones áridas de la tierra y que muy bien fueron definidas morfológica y genéticamente por A. Penck”.

9.1.3. Rechaza igualmente todas las otras formas glaciales, como morrenas, DRUMLINS u ÖSAR, etcétera.

9.2. Con respecto a los rodados, los considera fluviales, o más propiamente fluvio-glaciales: “Fuera de la zona costera marina y de la zona de conoides cordilleranos, ellos están siempre vinculados a los cauces fluviales y representan viejos thalwegs, aun cuando, como por ejemplo en el valle del Deseado inferior, cubren rellanos extensísimos”. “En verdad, las gruesas camadas de aluviones psefíticos, que descienden por las terrazas desde el antepaís cordillerano hasta el mismo borde oceánico, por su estrecha vinculación con los drenajes alóctonos actuales, más que reflejar profundos cambios de clima en la Patagonia extraandina, parecerían ser el exponente de ingentes aumentos de caudales por intensos incrementos en las precipitaciones y en los deshielos cordilleranos...”

9.2.1. Así, para la región de la desembocadura del río Negro, por ejemplo, distingue las siguientes terrazas:

“I. Eotehuelchiano, terraza de rodados tehuelches a m. 50-60.

II. Mesotehuelchiano, rodados de las mesetas próximas a la costa, a m 15-20.

III. Neotehuelchiano, terraza con fósiles marinos en la costa, a m 10-12.

IV. Epitohuelchiano [o Postehuelchiano], depósitos marinos sueltos, a m. 1,50-3”.

9.2.2. La edad del primer episodio sería "chapalmalense" ("hermosense" *sensu* Pascual y por ende neoplioceno). La del segundo aproximadamente "ensenadense" (Pleistoceno Medio *sensu* Pascual). La del tercero "lujanense-querandinense" (Pleistoceno Superior-Holoceno, *id.*). En fin, la del último, holoceno.

9.3. Con relación al número de glaciaciones, su carácter y la interpretación de los sistemas morrénicos, acepta en general las ideas conservadoras; defiende un esquema moderado, pero con la integración de las ideas de Rovereto y Caldenius, lo que va más allá de la interpretación tan medida y objetiva de este último.

9.4. Conocidas son sus ideas acerca de la alternancia de fases climáticas frías (cataclimas) y más cálidas (anaclimas), desarrollado especialmente para el área pampeana (González Bonorino, 1965). Frenguelli generaliza su concepción, aunque un poco tímidamente, a la Patagonia.

10. Relacionado incuestionablemente con el carácter y edad de las glaciaciones está el problema de la significación geomorfológica y edad de los depósitos clásicamente tomados por morrénicos en el área netamente extraandina de Pilcaniyeu, de tanto interés para nuestro caso por estar ubicados a no mucha distancia al oeste del valle de Huahuel Niyeo; (II.5.12).

10.1. Fueron estudiados primero por Caldenius (1932, 128) y después Guiñazú (*ibid.*), quienes los interpretaron como morrenas de fondo y parcialmente terminales en opinión del segundo nombrado.

10.2. Feruglio (1950, 48), al referirse a ellos —como sistema morrénico externo del lago Nahuel Huapí, por oposición al otro reconocible, o interno—, los describe así: "Las morrenas externas descansan sobre sedimentos lacustres de casi 40 m de espesor visible, los cuales afloran saltuariamente en un área bastante vasta. El lago, o sistema de lagos en que se han formado dichos depósitos, debía ocupar toda la zona colinosa que se extiende entre el Nahuel Huapí y Pilcaniyeu. Su nivel se encontraba arriba de la isohipsa actual de 1050 m, y quizá de la de 1080 m. Para explicar la formación de dicha cuenca lacustre es preciso admitir que un potente glaciar descendió a ocupar esta zona, sobreexcavando su lecho, y cerrando su salida al sur, al este y al norte con depósitos morrénicos.

"De esto se deduce que la acumulación de las morrenas fue precedida por un primer avance glacial, el cual alcanzó hacia el Este la cuenca de Pilcaniyeu, siendo seguido por un retiro hasta por lo menos mitad distancia entre la extremidad oriental del Lago Nahuel Huapí y el curso medio del Pichileufú..."

"¿La fase lacustre señalada por dichos depósitos corresponde a una fase interglacial, o

simplemente a una oscilación de la misma glaciación?

11. Flint y Fidalgo (1963) han respondido a ese interrogante con la aceptación de la segunda alternativa. En un estudio especial del problema llegan a establecer las siguientes premisas:

11.1. La cordillera andina estuvo "extensa y repetidamente englazada en el Pleistoceno Superior".

11.1.1. El espesor del manto de hielo ha debido llegar a superar los 1.500 m.

11.2. Es posible que la línea divisoria andina haya estado desplazada hacia el Oeste.

11.3. La distancia máxima alcanzada por el hielo hacia el Este (en el área septentrional de la Patagonia) es de 70 km<sup>3</sup>.

11.4. Los rastros de abrasión glacial evidenciados entre los 2.100 m y 2.200 m podrían ser referidos a glaciaciones antiguas. Los depósitos morrénicos visibles pertenecen todos a la última (Wisconsin).

11.4.1. Reconocen tres cuerpos de "drift", denominados Pichileufú, El Cóndor y Nahuel Huapí, desde los exteriores a los interiores, correspondientes a "tres glaciaciones" en sentido muy amplio.

11.4.2. Observan muy escasa diferencia de meteorización en los clastos graníticos de estos cuerpos.

11.4.3. Un intento de muestreo para fechados absolutos fracasó por la ausencia de restos de troncos en los sedimentos. Los autores explican la ausencia de árboles a través de la diferencia de cota entre los niveles inferiores del "drift" y superiores inferidos de la línea del bosque.

11.5. Observación: En sus depósitos externos la causa seguramente es la ausencia de toda vegetación de tipo arbóreo, debido a condiciones climáticas. En cuanto a la alteración relativa de los clastos, es posible que su escaso grado de diferenciación se deba a los mismos motivos. En el lado occidental de los Andes, en una latitud casi idéntica (Weischet, 1964) los clastos de los cuatro sistemas morrénicos reconocidos presentan un grado acusado de meteorización diferencial (hasta reducidos a siluetas en los más viejos), lo que ha de estar correlacionado con la abundancia de las precipitaciones. No aceptarlo implicaría aceptar la mayor edad de los arcos externos del sistema

<sup>3</sup> Exactamente la mitad de la distancia que media entre Pilcaniyeu y Jacobacci. No olvidemos, además, que los lagos glaciales reconstruidos por Feruglio aquí estarían a cotas de 1080 m, cuando aquel pueblo está a 876 m y Clemente Onelli, intermedio, punto más alto de la línea, a 1080 m.

occidental, por un lado, y por el otro el hecho de que los más externos serían los más antiguos; en tal caso, se haría difícil aceptar correlacionadamente, el hecho de que TODAS las evidencias anteriores de depósitos hayan sido borradas de este lado de los Andes y en tal caso en la latitud de Pilcaniyeu la existencia de morrenas más orientales.

Para completar este trabajo he de recoger todavía dos o tres opiniones modernas, que se refieren a la extensión de los hielos a través del estudio de los rodados, los bajos sin salida y otros elementos.

12. Con respecto a los bajos y en especial los 'pequeños bajos sin salida', estudiados en el área de la meseta de Somuncura, es importante la contribución de Methol (1967).

12.1. Acepta este autor la división de Keidel en "grandes bajos" y "pequeños bajos", para pasar a ocuparse sólo de los últimos.

12.2. En su formación obrarían factores combinados; aparte del control estructural y litológico, la acción del agua pluvial y nival y el sublavado, el viento y la meteorización.

12.3. Supone su vinculación con líneas de "drenaje prebasáltico", quizás en relación a su vez con líneas estructurales.

12.4. Descarta la intervención del "proceso glacial" en su génesis.

13. Cortelezzi *et al* (1965) realizaron estudios, fundamentalmente sobre los rodados tuelches, en la "región comprendida entre el río Colorado y el Negro, desde la costa de la provincia de Buenos Aires, hasta Choele Choel". Para ello realizaron tres itinerarios, o perfiles, subparalelos a la costa atlántica, los que por consiguiente habrían de ilustrar acerca de las características de los depósitos de rodados y de éstos en sí en distintos MOMENTOS del transporte. Las conclusiones generales alcanzadas, si bien preliminares, son las siguientes:

13.1. Con respecto al problema de los BAJOS y en relación con la observación de Groeber acerca de la ausencia de rodados en ellos, cabe señalar que se encontraron buenos espesores en el fondo de dos depresiones importantes, de aquellas precisamente conceptuadas por Groeber y Auer como de origen flacial y sin rodados.

13.2. En general el sustrato está constituido por areniscas "rionegrenses típicas". En la estancia 6 de febrero (segundo perfil: Pradere-Conesa-San Antonio Oeste), en donde la capa de rodados alcanza una potencia de 18 m, se interpone, en discordancia entre ella y el sustrato rionegrense, una capa de arcilla. Cerca de la estancia Santa Rosa (tercer perfil: Fortín Uno-Choele Choel-Bajo Colón), con un espesor de rodados de 22 m, sucedió lo mismo.

13.3. Los depósitos suelen presentar intercalaciones de arena, y los clastos pueden llegar al tamaño de bloques.

13.3.1. La petrografía de los rodados es diversa y por ende su procedencia geográfica.

13.3.2. La fracturación de algunos rodados (Czajka, 1957), partidos en dos o tres partes, se debe a la cristalización de infiltraciones de carbonato de calcio a lo largo de grietas finas.

13.3.3. Se trata de gravas, redondeadas a bien redondeadas, depositadas en medio acuático no por el hielo.

13.3.4. El grado de redondeamiento no parece aumentar perceptiblemente de oeste a este.

13.3.5. De acuerdo con las tablas de Cailleux (de aceptación no unánime), por su grado de achatamiento los rodados caerían dentro de los límites reservados para una génesis marina. (Conclusión tácitamente descartada por los autores y desde luego actualmente insostenible).

Por todo lo dicho puede extraerse la consecuencia de que se trata de depósitos de tipo fluvial en el sentido clásico.

14. No piensan así, en cambio, Fidalgo y Riggi (1965) con respecto a "los rodados patagónicos en la meseta de Guenguel y alrededores (Santa Cruz)", casi en el otro extremo de la Patagonia. En dicho trabajo, muy maduro desde el punto de vista geomorfológico, estos autores concluyen un origen completamente novedoso —revolucionario diré, pero en un nuevo frente— para los rodados. En esencia las conclusiones son:

14.1. Se descarta la idea de Windhausen y parcialmente otros de una peneplanicie neopliocena, como sustrato de los rodados, depositados fluvialmente a través de un sistema hidrográfico diferente del actual.

14.2. Se pone en duda la posibilidad de un transporte por ríos caudalosos (Frenguelli, Ferruglio), aunque se la acepta con reserva para los depósitos de niveles inferiores.

14.3. Se descarta que puedan ser de origen fluvio-glacial (varios autores).

14.4. Se descarta la posibilidad de un transporte glacial, enfáticamente en lo que respecta al área por ellos estudiada.

14.5. Se descarta la presencia de cuatro glaciaciones al estilo de Groeber. En el área estudiada reconocen solamente rastros de la última glaciación.

14.6. Se descarta el origen glacial de los bajos y se enumeran sus posibles orígenes principales, acción eólica original y primordial y luego meteorización, lavado laminar y retroceso de la pendiente.

14.7. En fin, la novedad aludida, que “con relación a los niveles más elevados [de rodados], éstos corresponden a las unidades geomórficas aquí denominadas PEDIMENTOS CO GUENGUEL y CAÑADÓN SALADO”. Es decir que los depósitos serían la consecuencia natural de los procesos concurrentes a la pedimentación.

#### IV. RESUMEN Y CONCLUSIONES

La lectura atenta de toda esta documentación y otra no incluida, parcialmente objetiva e interpretativa, a la luz de la experiencia recogida a través de la “historia geológica del valle de Huahuel Niyeo”, me permite llegar al siguiente esquema sintético:

##### 1. RESUMEN.

###### 1.1. Para los tiempos pre-cuaternarios.

1.1.1. En el área del valle y sobre un relieve elaborado en las rocas porfiríticas triásicas (?), se depositaron los sedimentos correspondientes a 1) los “Estratos con Dinosaurios”; 2) la transgresión marina denominada “Roca Viejo” o “Roca I”, con sus 3) depósitos costeros, en parte salobres y en parte de aguas dulces y continentales, conocidos como “Senoniano lacustre”, o “Estratos del Jagüel”, etcétera, formaciones todas de edad maestrichtense. Podrían faltar, en cambio 4) la transgresión del “Roca II” o “Rocanense de Roca” o sus depósitos, de edad danense, es decir eopaleocena.

1.1.2. De faltar esta transgresión en el área, habría comenzado en ella un momento de ascenso, levemente anterior por lo tanto al registrado en los valles paralelos del río Chubut, por el sur y del río Negro por el norte. El ascenso se manifiesta fuerte en el Neopaleoceno desde que no hubo deposición de sedimentos “riochiquenses”, en lo que sí concuerda con la historia de los valles aludidos,

1.1.3. A continuación se depositan capas de edad casamayorense-mustersense, es decir eocena *lato sensu*. Lo propio sucede en los valles de referencia.

1.1.4. Siguen capas de edad deseandense y, aparentemente, otras de edad colhuehuapense, es decir oligocenas a eomiocenas. Están igualmente presentes en el valle del río Negro, pero parecen faltar en el valle del Chubut.

1.1.5. Se difunden en su tercio superior y sobre ellas las coladas de basaltos más antiguas del área, de edad eomiocena a mesomiccena (?).

1.1.6. Se produce un movimiento de ascenso que cava el valle original de Huahuel Niyeo, hacia el Mioceno Inferior a Medio?. Lo propio sucede en ambos valles de referencia.

1.1.7. Dentro del valle se depositan sedimentos de edad colloncurense-friarsense, es decir neomiccenas. Lo mismo sucede en los otros valles.

1.1.8. No se observan, en cambio, sedimentitas de edad chasiquense (*sensu Pascual*), es decir eopliocenas; pero éstas aparecen sin embargo en la cuenca de Gastre, que funciona como un gran valle intermedio entre el Huahuel Niyeo y el del Chubut y en el valle del río Colorado (Casamiquela, 1963).

1.1.9. Se produce un movimiento de ascenso, de edad eopliocena. Lo mismo sucede en ambas cuencas de referencia.

1.1.10. Se produce la deposición de potentes sedimentitas de edad rionegrense (huayqueriense *sensu Pascual*), es decir mesopliocenas. Lo propio sucede en ambos valles de referencia y en el río Colorado.

###### 1.2. Para los tiempos cuaternarios.

1.2.1. Se depositan sedimentos ácuos de edad hermosense (*sensu Pascual*), es decir neopliocena, a uquiense (*idem*) o neopleistocena (?), con intercalaciones

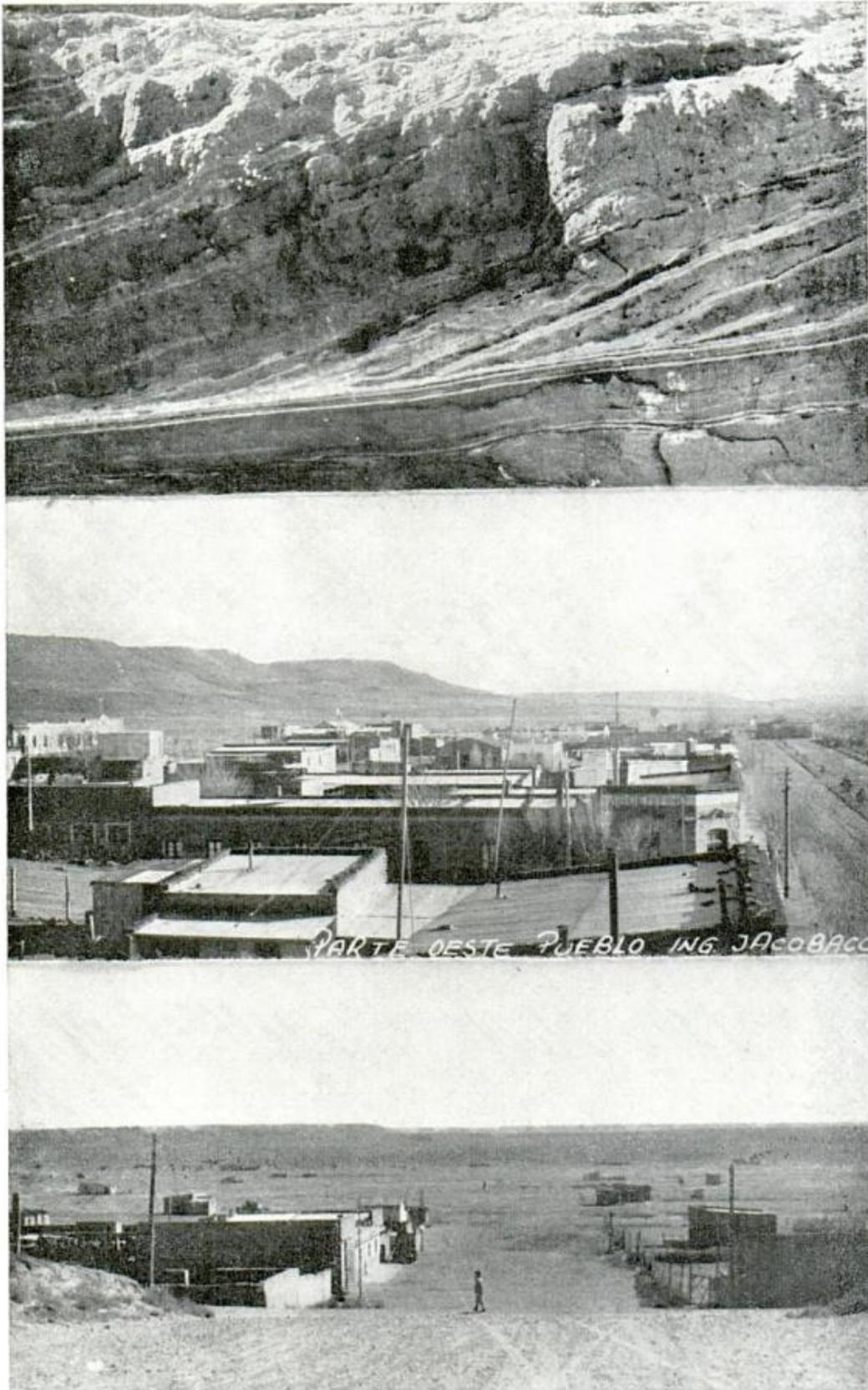


Fig. 2. — a) areniscas verdosas y azuladas, con capas de arcilla blanca intercaladas, de disposición diagonal. « Cuevas de Sandoval », Sector oriental del Ingeniero Jacobacci; b), valle de Huahuel Niyco y del pueblo de Jacobacci tomada hacia el oeste. La calle longitudinal es San Martín, (terrazza III) la transversal Martín Coronado, con el inicio de la terraza II. En el horizonte se aprecia la terraza I; c) vista del « mallín » (fondo del valle actual), hacia el norte, desde la terraza III del pueblo. Al fondo se aprecian las terrazas I, II y III de la elevación central del valle.

conglomerádicas gruesas y un remate de la misma clase. Se los correlaciona gorseramente con las glaciaciones Donau y Günz europeas.

1.2.2. Se produce un nuevo ascenso del área, hacia el límite Pliopleistoceno o en el Pleistoceno Inferior. Se elabora la primera terraza del valle (I) y se cava el cañadón Palo Marcado.

1.2.3. Es posible que estos primeros depósitos estén integrados por clastos en buena medida procedentes directamente del área andina, "el antiguo valle del Limay" de Moreno.

1.2.4. Se depositan sedimentos lacustres y fluviales, coronados por un manto de rodados tehuelches, presuntamente originados en una gran deglaciación y referibles al Mindel final. (1.2.3.)

1.2.5. Se origina la segunda terraza (II) y correlacionadamente el cañadón tributario La Angostura. Se los atribuye a procesos erosivos durante un segundo interglacial, Mindel-Riss.

1.2.6. Se depositan sedimentos lacustres y fluviales, coronados por un manto de rodados tehuelches, presuntamente originados por una gran deglaciación, referibles al Riss final.

1.2.6.1. Es probable que los clastos sean en este caso enteramente de origen local (área del Anecón Grande hasta Jacobacci).

1.2.7. Se origina la tercera terraza (III) y la cuenca de las lagunas Carri Lauquén. Se los atribuye a procesos erosivos durante el último interglacial (Riss-Würm).

1.2.8. Se depositan sedimentos ácuos, coronados por un manto de rodados en el fondo del valle actual, presuntamente originados en una gran deglaciación y referibles al Würm final, o en otros términos a la última glaciación.

1.2.9. Progresa la desertización del área y con ella, se vislumbra la reiniciación del ciclo erosivo.

## 2. CONCLUSIONES.

2.1. La historia geológica de los valles de Huahuel Niyeo, Chubut, Negro-Colorado y probablemente cuenca de Gastre, es paralela.

2.2. Desde el punto de vista climático ha de haber sucedido otro tanto. Es la historia de un progresivo enfriamiento, a lo largo de todo el Terciario, con fases húmedas alternadas con otras volcánicas aparentemente más secas.

2.3. La historia del valle confirma la aplicabilidad a esa región extraandina del esquema de levantamientos terciarios de Groeber, vinculados con los ascensos durante las fases de la orogenia andina. Parcialmente podría confirmar la edad de las efusiones de basaltos.

2.4. A partir del Plioceno se hacen evidentes las influencias cordilleranas, correlacionadas seguramente con la magnitud del ascenso de la Cordillera. Hay como un anticipo de lo que habrá de suceder en el Pleistoceno y los actuales cauces de los ríos Negro y Colorado forman parte de una misma vasta cuenca. Dado el carácter ácuo, predominantemente fluvial, de los depósitos de la Formación Río Negro, es posible que ya circularan por dichos valles y depresiones vinculadas, aguas procedentes de los Andes, precursoras de los grandes ríos. Es con esta perspectiva que hay que analizar las condiciones de sedimentación y la petrografía de la formación aludida (cf. Andreis, 1965).

2.5. Hacia el límite plio-pleistoceno, sin mayor precisión, estos ríos transversales están establecidos y su capacidad de carga se hace por momentos impresionante. Probablemente se vinculan con áreas englazadas de la Cordillera y Precordillera y a través de ellos se evacúan las aguas y materiales producidas por las primeras deglaciaciones.

2.6. Si bien después de producidos los primeros depósitos conglomerádicos (en conexión con lo dicho) es posible aceptar un ascenso tectónico del área, que cavaría el valle y abandonaría la terraza superior (I); el resto del sistema de terrazas-valles enclavados ha de ser interpretado con un mecanismo cíclico de depósitos ácuos tranquilos formados durante los momentos glaciales y coronados de rodados correspondientes a las deglaciaciones y reexhondación durante los momentos interglaciales —todo el proceso sin intervención tectónica.

2.7. Todo esto apoya las ideas de corte clásico (Frenguelli, Feruglio) en cuanto al carácter, fluvio-glacial, de los depósitos de semejante carácter del área extraandina en general y a la procedencia, cordillerana y precordillerana, de los ríos que los originaron; incluso con respecto al número de los acontecimientos que incluyen las terrazas fluviales y marinas y su edad.

2.8. Apoya correlacionadamente la idea de un poli-glaciarismo pleistoceno.

2.9. Rechaza, en cambio, las ideas de Auer y Groeber en cuanto a la extensión oriental del área englazada y por ende, al origen glacial de los bajos sin salida, etcétera y de los rodados patagónicos.

2.10. Rechaza, del mismo modo, un presunto origen de los rodados en procesos de pedimentación. Dado el carácter pan-patagónico de los mantos de rodados, es posible que esta conclusión pueda ser generalizada a las regiones australes (cf. Fidalgo y Riggi, 1965).

2.11. Con relación a los clastos, confirma parcialmente, las ideas de Auer en cuanto a las variantes en el tamaño y la petrografía y el espesor de los depósitos, desde que en gran medida la materia prima es local.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Andreis, R. R. 1965. *Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (Tramo General Conesa-Boca del río Negro)*. Rev. Mus. La Plata (Na.Ser.), V, Geol. 36; 245.
- Auer, V. 1956. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia*. Part I: The ice and interglacial ages. Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, III, Geol. Congr. n° 45, Finlandia.
- 1959. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia*. Part III: Shoreline displacements. Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, III, n° 60, Finlandia.
- 1965. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia*. Part IV: Bog profiles. Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, III, Geol. Geogr., Finlandia.
- Cabrera, A., 1940. *Sobre dos grandes mamíferos friasenses*. Notas Mus. La Plata, V, Paleont. 24.
- Cabrera, A. L., 1947-50. *La estepa patagónica*. In Geografía de la República Argentina, GAEA, VIII: 249.
- Caldenius, C. C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Gen. Min. Geol., 95.
- Camacho, H. H., 1967. *Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII, 4: 253.
- Casamiquela, R. M., 1958. *Un anuro gigante del Mioceno de Patagonia*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIII, 3: 171.
- 1961. *Un pipoideo fósil de Patagonia*. Rev. Mus. La Plata (Na. Ser.), IV, Paleont. 22: 99.
- 1963. *Sobre un par de anuros del Mioceno de Río Negro (Patagonia), Wawelia gerholdi n. gen. et sp. (Ceratophrydidae) y Gigantobatrachus parodii (Leptodactylidae)*. Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., III, 5: 141.
- 1964 a. *Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia*, Bs. Aires.
- 1964 b. *Sobre un dinosaurio hadrosáurido de la Argentina*. Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., III, 9: 285.
- 1965 a. *Rectificaciones y natificaciones. Hacia una interpretación definitiva del panorama etnológico de la Patagonia y área septentrional adyacente*. Cuadernos del Sur, Inst. Human. Univ. Nac. Sur, Bahía Blanca.
- 1965 b. *Nuevos ejemplares de Shelania pascuali (Anura, Pipoidea) del Eoterciario de la Patagonia*. Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., IV, 2: 40.
- 1967. *Geonimia de Río Negro*. Prov. Río Negro.

- M.S. *La presencia de Aristonectes Cabrera (Sauropterygia) del Maestrichtense del Chubut, Argentina. Edad y carácter de la transgresión "Rocanense"*.
- Casamiquela, R. M., Montané, J. y Santana, R., 1967. *Convivencia del hombre con el Mastodonte en Chile Central*. Notic. Mus. Nac. Hist. Nat., 132. Santiago (Chile).
- Castellanos, A. y Pérez-Moreau, R. A., 1945. *Los tipos de vegetación de la República Argentina*. Fac. Filos. Letr., Monogr. Inst. Est. Geogr., 4. Tucumán.
- Cei, J. M., 1962. *Batracios de Chile*. Edit. Univ. Chile.
- Colbert, E. H., Cowles, R. B. y Bogert, C. M., 1946. *Temperature tolerances in the american alligator and their bearing on the habits, evolution, and extinction of the dinosaurs*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 86, 7.
- Cortelezzi, R., De Salvo, O. E. y De Francesco, F., 1965. *Estudio de las gravas tehuelches de la región comprendida entre el río Colorado y el río Negro, desde la costa de la provincia de Buenos Aires, hasta Choele Choel*. Act. Seg. Jor. Geol. Arg., II, in Act. Geol. Lilloana, VI: 65. Tucumán.
- Croce, R., 1950 a. *Contribución al conocimiento de la geología y constitución de la Sierra Pire-Mahuida y sus estribaciones al NE de Gastre, Chubut (Estudio preliminar)*. Rev. Inst. Nac. Inv. Cien. Nats. (Museo B. Rivadavia), Cien. Geol., I, 2.
- 1950 b. *Algunas observaciones sobre los afloramientos graníticos, de rocas volcánicas antiguas y filónicas en Gastre, Chubut (Estudio preliminar)*. Rev. Inst. Nac. Inv. Cien. Nats. (Museo B. Rivadavia), Cien. Geol., I, 3.
- 1956. *Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncurá (Río Negro)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XI, 3: 158.
- 1963. *El sistema del Somuncura. Las altas sierras del Somuncura y sus aledaños*. Rev. Inst. Nac. Inv. Cien. Nats. (Museo B. Rivadavia), Cien. Geol., VI, 7.
- Czajka, W., 1957. *El alcance de la capa glacial pleistocena de la Patagonia*. (Resumen especial de la Geologischen Rundschau, 45, 3: 634-686, 1957; traducción del alemán por Henri Wolfgang, dactilografiado).
- Expedición al gran lago Nahuel Huapi. 1881. Partes y documentos relativos. Anexo a la Memoria de Guerra. Bs. Aires.
- Feruglio, E., 1949-50. *Descripción geológica de la Patagonia*, I, II, III, Dir. Gen. Yac. Petr. Fisc., Bs. Aires.
- 1935-6. *Sobre la presencia de grandes rodados en las mesetas de la región del Golfo de San Jorge (Patagonia) y las Guayquerías de Tunuyán (Mendoza)*. GAEA, Rec. Soc. Arg. Est. Geogr., IV: 189.
- Fidalgo, F. y Riggi, J. C., 1965. *Los rodados patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores Santa Cruz*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XX, 3: 273.
- 1957. *Glacial and Pleistocene Geology*. J. Wiley & Sons, Inc.
- Flint, R. F., 1959. *La glaciación pleistocena y las gravas tehuelches*. Holmbergia, 6, 15: 87. Bs. Aires.
- 1957. *Glacial and Pleistocene Geology*. J. Wiley & Sons, Inc.
- Flint, R. R. y Fidalgo, F., 1963. *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud Sur, en la Cordillera de los Andes*. Bol. Dir. Nac. Geol. Min., 93.
- Frenguelli, J., 1941. *Rasgos principales de fitogeografía argentina*. Rev. Mus. La Plata (Na. Ser.), III, Botánica 13: 65.
- 1957 a. *Neozoico. b. El glaciario cuaternario*. In Geografía de la República Argentina, GAEA, 1957: 1/117. Bs. Aires.
- González Bonorino, F. y Teruggi, M. E., 1952. *Léxico sedimentológico*. Publ. Extensión Cultural y Didáctica Inst. Invest. Cien. Nats. (Museo B. Rivadavia), 6. Bs. Aires.
- González Bonorino, F., 1965. *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XX, 1: 67.
- González Díaz, E. F., 1964. *Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27 d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIX, 3: 151.
- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Publ. Dir. Gen. Min. Geol. Hidrol., 58.
- 1949. *Resumen preliminar de las observaciones realizadas en el viaje a la región al sur de Bahía Blanca en enero de 1947*. Notas Museo de La Plata, XIV, Geol. 57.
- 1951. *La alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Rev. Inst. Nac. Invest. Cien. Nats. (Museo B. Rivadavia) Cien. Geol., I, 5. Bs. Aires.
- 1952. *Glacial, Tardío y Postglacial en Patagonia*. Rev. Mus. Munic. Cien. Nats. Trad. Mar del Plata, I.
- 1956. *Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuaternario*. Rev. Asoc. Geol. Arg., X, 4: 234.
- 1959. *Mesozoico. Supracretácico*. In Geografía de la República Argentina, GAEA, II (2ª parte). Bs. Aires.
- 1963. *La Cordillera entre las latitudes 22° 20' y 40° S*.
- Haughton, S. H., 1931. *On a collection of fossil*

- frogs from the clays at Banke. Trans. Roy. Soc. S. Afr., 19, 3: 233.
- Heusser, C., 1966. *Late-Pleistocene pollen diagrams from the Province of Llanquihue, Southern Chile*. Proc. Amer. Philos. Soc., 110, 4: 269.
- Klohn, C., 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Inst. Invest. Geol., 8. Santiago (Chile).
- Knoche, W. y Borzacov, V., 1947. *Clima de la República Argentina*. In Geografía de la República Argentina, GAEA, VI. Bs. Aires.
- Kraglievich, L., 1930. *La Formación Friaseana del río Frías, río Fénix, Laguna Blanca, etc. (Patagonia) y su fauna de mamíferos*. Physis, X: 127.
- Kraglievich, J. L., 1951. *Contribución al conocimiento de los Primates fósiles de la Patagonia. I. Diagnósis previa de un nuevo primate fósil del Oligoceno Superior (Colhuehuapiano) de Gaiman, Chubut*. Comun. Inst. Nac. Invest. Cien. Nats. (Museo B. Rivadavia), Cien. Zool., II, 5. Bs. Aires.
- Kraglievich, J. L. y Rivas, S., 1951. *Orophodon Amegh. Representante de una nueva superfamilia Orophodontoidea del suborden Xenarthra (Nota preliminar)*. Comun. Inst. Nac. Invest. Cien. Nats. (Museo B. Rivadavia), Cien. Zool., II, 2. Bs. Aires.
- Menghin, O. F. A., 1952. *Fundamentos cronológicos de la prehistoria de Patagonia*. Runa, Arch. Cien. Hombre, V. Bs. Aires.
- Methol, E. J., 1967. *Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncurá, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los "pequeños bajos sin salida"*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII, 4: 295.
- Moreno, F. P., 1898. *Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. I. Apuntes preliminares sobre una excursión a los territorios del Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz*. Rev. Mus. La Plata, 3: 201.
- Musters, G. G., 1911. *Vida entre los Patagones*. Bibl. Centenaria, 1. Univ. Nac. La Plata. Bs. Aires. 1964. Ed. Solar, Hachette. Bs. Aires.
- Nemo, E., 1964. *Population studies of anurans from the Lower Cretaceous of Makhtesh Ramón*, Israel.
- Parodi Bustos, R., 1962. *Los anuros cretácicos de Puerto Morales (Salta) y sus vinculaciones con Shelania pascuali Casamiquela (Chubut) y E. reuningi Houghton, de Africa del Sur*. Fac. Cien. Nat. Salta, 1, 3: 81.
- Parodi Bustos, R., Figueroa Caprini, M., Kraglievich, L. J., Del Corro, G., 1959. *Nota preliminar acerca del yacimiento de anuros extinguidos en Puente Morales (Dpto. de Guachipas, Prov. de Salta)*. Rev. Fac. Cien. Nat. Univ. Tucumán, Publ. Geol. Paleont., 1: 1.
- Parodi Bustos, R. y Kraglievich, J. L., 1960. *A propósito de los anuros cretácicos descubiertos en la provincia de Salta*. Rev. Fac. Cien. Nat. Salta, 1, 2: 37.
- Pascual, R. et al., 1966. *Paleontografía Bonaerense. IV Vertebrata*. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. Aires. La Plata.
- Petersen, C. S., 1946. *Estudios geológicos en la región del río Chubut Medio*. Bol. Dir. Gen. Min. Geol., 59.
- 1966. *Observaciones sobre los englazamientos eocuartarios de la Patagonia extraandina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXI, 4: 233.
- Polanski, J., 1963. *Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XV, 3-4: 157.
- 1965. *The maximum glaciation in the argentina Cordillera*. Spec. Pap. Geol. Soc. Amer., Inc., 84.
- Reig, O. A., 1959. *Primeros datos descriptivos sobre los anuros del Eocretáceo de la provincia de Salta (Rep. Argentina)*. Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., 1, 4: 3.
- Riggi, A. E., 1944. *Cuencas geo-hidrográficas de Argentina*. Rev. Mus. La Plata (Na. Ser.), II, Geol., 14: 185.
- Ringuelet, R. A., 1961. *Rasgos fundamentales de la zoogeografía de la Argentina*. Physis, XXII, 63: 151.
- 1962. *Ecología acuática continental*. Eudeba, Bs. Aires.
- Roth, S., 1922-25. *Investigaciones geológicas en la región Norte de la Patagonia durante los años 1897 a 1899*. Rev. Mus. La Plata, XXVI-XXVIII.
- Schaeffer, B., 1949. *Anurans from the early Tertiary of Patagonia*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 93, 2.
- Schiller, W., 1923. *Sobre derrumbamiento de capas en la Patagonia causado por sublavado. Contribución al estudio de las cuencas sin desagüe*. Rev. Mus. La Plata, XXVII: 161.
- Simpson, G. G., 1948. *The beginning of the Age of Mammals in South America. Part I*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 91: 1.
- 1964. *Evolución y Geografía. Historia de la fauna de América Latina*. Eudeba, Bs. Aires.
- Stipanovic, P. N., 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII, 2: 101.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y Martínez, C. G., 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII: 2.

- Thaler, L., 1965. *Les oeufs des Dinosaures du Midi de la France livrent le secret de leur extinction*. Sci. progrès. La Nature, 3358: 41.
- Volkheimer, W., 1964. *El Cuartario pedemontano en el NW del Chubut (zona Cushamen)*. An. Seg. Jorn. Geol. Arg. (no visto).
- 1964. *Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushmen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIX, 2: 85.
- 1965. *Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XX, 3: 326.
- Weischet, W., 1964. *Geomorfología glacial de la región de los lagos*. Fac. Cien. Fis. Mat. Univ. Chile; Com. Esc. Geol., 4.
- Wichmann, R., 1918. *Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región comprendida entre boca del río Negro, San Antonio y Choele Choel*. (Dir. Gen. Min. Geol.) An. Min. Agric. Nación; Geol., Mineralog., Miner., XIII, 3.
- 1927. *Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut efectuado durante los meses de enero hasta junio del año 1923*. Publ. Dir. Gen. Min., Geol. Hidrol., 33.
- 1934. *Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro*. Bol. Dir. Min. Geol., 39.
- Willis, B., 1914. *El Norte de la Patagonia. Naturaleza y riquezas. I y II*. Min. Ob. Publ. Bs. Aires.

Recibido en abril de 1969.

## COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

GILLULY, J., WATERS, A. C. & WOODFORD, A. O., 1958: *Principles of Geology*. Tercera Edición, 687 pág., 520 ilustraciones; muchas de ellas en dos colores. US Dol. 9.75. Editorial W. H. Freeman and Company, 660 Market Street. San Francisco, California 94104.

Esta tercera edición del prestigioso texto de Gilluly, Waters & Woodford se caracteriza por actualidad, esmerada ilustración (en dos colores) y enfoque cuantitativo. Una comparación con la segunda edición (1959) demuestra que más de la mitad del texto ha sido reescrita y muchas de las ilustraciones son nuevas. Avances de la presente década como lo son el descubrimiento de la dispersión de los fondos oceánicos y los nuevos conocimientos relacionados con las inversiones del campo magnético terrestre, la deriva continental y el vulcanismo submarino, se tratan en este volumen, que se divide en los 22 capítulos y 5 apéndices que se comentan a continuación.

1. *La ciencia geológica* (p. 1-2). Se demuestra cómo la geología ha influenciado el pensamiento humano y cual fue su impacto sobre la economía de las naciones.

2. *Minerales y Materia* (p. 3-16). Forma y estructura de los cristales y su estudio con rayos X. Variaciones en la composición química de los cristales (substitución en solución sólida).

3. *El registro de las rocas* (p. 17-40). Previa explicación del Principio del Uniformitarianismo de J. Hutton (1789) se tratan los rasgos característicos de las rocas sedimentarias, eruptivas y metamórficas, y la clasificación de ellas. Tópicos como las leyes de N. Steno, el origen de los basaltos y de los granitos, el estudio experimental de los procesos metamórficos y los termómetros geológicos se presentan en este capítulo.

4. *Meteorización y suelos* (p. 41-59). Con un mapa mundial de suelos en colores que muestra seis anchas zonas de suelos. Se tratan los procesos mecánicos y químicos involucrados en la formación de suelos y la relación entre clima y suelos.

5. *Erosión* (p. 60-87). Los agentes de erosión y su importancia relativa, el ciclo hidrológico, la velocidad de denudación, la erosión submarina y las evidencias geológicas de la erosión son los temas principales tratados en este capítulo.

6. *Mapas geológicos* (p. 88-101).

7. *Fósiles, estratos y tiempo* (p. 102-118). La columna geológica standard, el uso de los fósiles para la correlación y la determinación de las edades radimétricas. Asimismo se explica el nuevo método de la datación mediante trazas de fisión (fission-track dating).

8. *Movimientos de la corteza terrestre* (p. 119-134). Dislocaciones producidas durante terremotos. Movimientos lentos no conectados con fallamiento (con ejemplos de movimientos actuales). Plegamiento, erosión y deposición contemporáneos.

9. *Registros de los movimientos de la Tierra* (p. 135-159). Una descripción de la geometría de las estructuras más comunes de rocas y su utilización para investigar los acontecimientos tectónicos del pasado. Pliegues, fallas, discordancias y el agrupamiento regional de los rasgos estructurales se tratan en este capítulo.

10. *Geodesia, isostasia y rigidez (strength)* (p. 160-181). Se consideran el relieve máximo de la Tierra, la medición de la gravedad y las hipótesis de Pratt y de Airy de la isostasia.

11. *Remoción en masa de suelo y roca* (p. 182-206). Se tratan los movimientos gravitativos, reptación, lavado por lluvias, soliflucción, flujos de detrito, remoción en masa submarina, reconocimiento de remoción en masa en el registro geológico y las aplicaciones para la ingeniería.

12. *Erosión y deposición fluviales* (p. 207-247).

13. *Glaciares y glaciación* (p. 248-286).

14. *Agua subterránea* (p. 287-307).

15. *Desiertos y la actividad del viento* (p. 308-333). Se tratan entre otros tópicos las interrelaciones entre clima, suelos y pendientes, el origen de los pedimentos, la evolución de los paisajes desérticos y el origen del loess.

16. *Los océanos* (p. 334-367). Se enfocan especialmente la circulación marina (corrientes superficiales y de profundidad), mareas, oleaje y erosión debida al oleaje; los rasgos erosionales y deposicionales de costas y la topografía del fondo marino; la vida orgánica en los mares y los arrecifes de corales. Se discuten diferentes teorías acerca del origen de los cañadones submarinos.

17. *Rocas sedimentarias y los ambientes de sedimentación* (p. 368-410). Se analizan los factores que condicionan la diversificación de los sedimentos. La estratificación, los sedimentos terrestres y marinos y la comparación de sedimentos marinos modernos y antiguos son algunos de los puntos tratados.

18. *Actividad ígnea y metamorfismo* (p. 411-454). Se tratan los volcanes, plutones, la fisicoquímica de la cristalización magmática y las rocas metamórficas.

19. *Terremotos y el interior de la Tierra* (p. 455-493).

20. *Montañas* (p. 494-531). Se explican los distintos tipos de montañas y su génesis, discutiendo las teorías de la contracción, de la deriva continental y de las corrientes convectivas. De especial interés es un párrafo sobre el origen de los fondos oceánicos.

21. *Recursos minerales* (p. 532-560).

22. *Especulaciones sobre el origen de la Tierra y de la vida*. (p. 561-585).

Al final de la obra (p. 592-643) se hallan apéndices sobre mapas y mapeo, identificación de minerales y rocas, datos químicos y fósiles. El registro (p. 645-687) es muy completo.

Conceptos claramente definidos y gráficamente ilustrados, y la exclusión de conceptos que sólo tienen interés histórico, han permitido a los autores "llegar al grano" sin pérdidas de tiempo. La obra no se dedica al culto de personas y de opiniones científicas, ni llega al extremo opuesto de la polémica. Esta última está reemplazada —es posible inferirlo en algunos casos concretos— por el silencio, como se manifiesta, por ejemplo, en la omisión de toda cita referente a la obra de H. Stille y la falta de términos como "fase tectónica", "epirogénesis" y "orogénesis" en el índice de una obra tan nutrida de material referente a la tectónica moderna.

Se recomienda la obra a geólogos, paleontólogos, mineros, ingenieros, agrónomos, geógrafos y toda persona interesada en las ciencias de la Tierra. El mayor provecho sacará el estudiante de geología que aprenderá a ver qué es lo esencial en geología, guiado por esta magnífica obra. — *Wolfgang Volkheimer*.

ESTE NUMERO  
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 3 DE SETIEMBRE DE 1969  
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684  
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

---

**El presente trabajo se ha financiado en parte con un subsidio del  
Consejo Nacional de Investigaciones Cientificas y Técnicas, que  
no se hace responsable del contenido del mismo**

---

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Tesorero:* DR. J. C. R. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. PEDRO LESTA, DR. ENRIQUE DE ALBA y DR. ARTURO J. AMOS.

DIRECTOR DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI.

COMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI, DR. JUAN C. M. TURNER y DR. HORACIO H. CAMACHO.

---

### INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

t) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones:

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; título completo de la obra; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea *cortada* los que deban ir en versalitas y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos, debe ser dirigida a

LIBRART S. R. L., CORRIENTES 127, Buenos Aires

Representante y distribuidor exclusivo para toda la República Argentina y el exterior.

# LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES  
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

*Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires*

## INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini  
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello  
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner  
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro  
DEVONICO por Dr. G. Furque  
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos  
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda  
JURASICO por Geól. O. C. Schauer  
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis  
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y  
C. I. C. de Ferrariis  
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

## LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127  
(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)  
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368  
Dirección Postal:  
Casilla de Correo 5047