

REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## SUMARIO

HÉCTOR A. LEANZA, Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Lonceopué y Picun Leufú, provincia de Neuquén, República Argentina.....	97
E. LINARES, K. KAWASHITA Y L. KLEINER, Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método potasio-argón en el laboratorio del INGEIS.....	133
BRUNO A. J. BALDIS, Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera sanjuanina.....	147
RUBÉN J. CUCCHI, Aspectos geomorfológicos de la llanura formoseña. Los ríos sin proporción y su significado climático.....	156
EVA C. ARCIDIÁCONO, Génesis de yacimientos de óxidos de manganeso de Ojo de Agua. Santiago del Estero, República Argentina.....	165
MARTÍN HALPERN Y CARLOS O. LATORRE, Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina.....	195
COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS.....	206

BUENOS AIRES  
REPUBLICA ARGENTINA

1973

ESTUDIO SOBRE LOS CAMBIOS FACIALES  
DE LOS ESTRATOS LIMITROFES JURASICO-CRETACICOS  
ENTRE LONCOPUE Y PICUN LEUFU  
PROVINCIA DE NEUQUEN, REPUBLICA ARGENTINA

POR HECTOR A. LEANZA <sup>1</sup>

RESUMEN

Este trabajo trata los cambios faciales que experimentan los estratos marinos del Jurásico superior (Tithoniano) y del Cretácico inferior (Berriasiano), en el área situada entre Loncopué (37° 55') y Picún Leufú (39° 13'), en la provincia de Neuquén, Argentina.

Fueron investigadas ocho secciones estratigráficas, así como también su contenido paleontológico, las cuales se enumeran a continuación, de norte a sur: 1) Camino a Pichaihue, área Huncal. 2) Cerrito de la Ventana, área Trahuncurá. 3) Cajón de Almaza, área Loncopué. 4) Liu Cullín, área Las Lajas. 5) Mallín Quemado, área Vaca Muerta. 6) Cerro Caracoles, área Zapala. 7) Picún Leufú, área cruce ruta 40 y arroyo P. Leufú y 8) Cerro Lotena, área Barda Negra.

En la secuencia estratigráfica se distinguen dos formaciones diferentes, en orden ascendente: la Formación Vaca Muerta, Weaver 1931 *emend.* H. Leanza 1972 (= Formaciones Vaca Muerta y Quintuco) y la Formación Picún Leufú *n. nom.*

La Formación Vaca Muerta está compuesta esencialmente por lutitas negras bituminosas y bancos delgados subordinados de calizas oscuras, areniscas calcáreas de grano fino y concreciones calcáreas. La Formación Picún Leufú se caracteriza por areniscas calcáreas blanquecinas y verdosas y calizas macizas blanquecinas.

La fauna de ammonites reveló que el contacto entre estas dos formaciones es heterocrónico, pues corta oblicuamente a las líneas de tiempo.

Cerca del borde de la cuenca, la Formación Vaca Muerta sólo comprende al Tithoniano inferior y la parte baja del Tithoniano medio, mientras que la Formación Picún Leufú suprayacente abarca la parte alta del Tithoniano medio y al Tithoniano superior. Hacia el interior de la cuenca, la Formación Vaca Muerta comprende a todo el Tithoniano, al Berriasiano y a la parte más baja del Valanginiano. En la misma dirección, la Formación Picún Leufú disminuye gradualmente de espesor y finalmente desaparece, siendo reemplazada lateralmente por la Formación Vaca Muerta.

ABSTRACT

This paper deals with the facial changes of the marine beds of Upper Jurassic (Tithonian) and Lower Cretaceous (Berriasian) age, in the area located between Loncopué (37° 55') and Picún Leufú (39° 13') in the province of Neuquén, Argentina.

Eight stratigraphic sections were investigated as well as its paleontological contents, being as follows, from north to south: 1) Camino a Pichaihue, Huncal area. 2) Cerrito de la Ventana, Trahuncurá area. 3) Cajón de Almaza, Loncopué area. 4) Liu Cullín, Las Lajas area. 5) Mallín Quemado, Vaca Muerta area. 6) Cerro Caracoles, Zapala area. 7) Picún Leufú, junction between route 40 and P. Leufú creek area, and 8) Cerro Lotena, Barda Negra area.

<sup>1</sup> Servicio Nacional Minero Geológico, con cuya autorización se publica el presente trabajo.

This One



01-XM-1178-0270

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

In the stratigraphical sequence two different formations are recognised, in ascending order: the Vaca Muerta formation Weaver, 1931 *emended* H. Leanza, 1972 (= Vaca Muerta and Quintuco formations) and the Picún Leufú formation *n. nom.*

The Vaca Muerta formation is essentially composed by bituminous black shales and subordinate thin bedded dark limestones, fine grained sandstones and calcareous concretions. The Picún Leufú formation is characterized by whitish and greenish calcareous sandstones and massive whitish limestones.

The ammonites fauna revealed that the contact between these two formations is heterochronic, cutting obliquely the time lines.

Near the border of the basin, the Vaca Muerta formation only comprises the lower Tithonian and the lower middle Tithonian, while the superposed Picún Leufú formation is of upper middle Tithonian and upper Tithonian age. Towards the interior of the basin, the Vaca Muerta formation embraces the whole Tithonian, Berriasian, and the lowermost Valanginian. In the same direction, the Picún Leufú formation gradually decreases in thickness and finally disappears, being laterally replaced by the Vaca Muerta formation.

## INTRODUCCION

La cuenca de sedimentación marina neuquina-sudmendocina ha sido visitada por numerosos y destacados geólogos, que serán mencionados más adelante. Si bien los esquemas estratigráficos generales están, desde hace bastante tiempo, plenamente fundados y documentados, existen aun ciertas lagunas en lo que concierne a la edad y cambios de facies de algunas de sus formaciones.

Se ofrece en este trabajo, cuyo tema fue sugerido por el Dr. Armando F. Leanza, un estudio de los cambios faciales que experimentan los estratos limítrofes jurásico-cretácicos en una amplia faja de la referida cuenca, comprendida entre las localidades de Loncopué y Picún Leufú, en la provincia de Neuquén.

En efecto, entre los problemas que todavía persisten, inherentes a los estratos limítrofes jurásico-cretácicos, se destaca el referente a la real extensión y edad de la Formación Vaca Muerta, el verdadero significado de la Formación Quintuco y, asimismo, el establecimiento fehaciente de la edad de la Formación Mulichinco.

El problema planteado sólo podía ser resuelto mediante detallados estudios estratigráficos, acompañados por una prolija descripción de la fauna, especialmente de ammonites, coleccionada

teniendo en cuenta su exacto nivel de procedencia. Para ello, el autor realizó ocho secciones estratigráficas que comprenden el intervalo que tiene por base al substrato pretithoniano y por techo a la Formación Mulichinco. De ese modo, se brinda aquí una detallada información de la composición litológica de las formaciones allí comprendidas ofreciendo, en adición, algunos datos acerca de las formaciones infra y suprayacentes al referido lapso estratigráfico en las cercanías de los contactos.

Cada una de las secciones estratigráficas, levantadas originalmente a escala 1:1000 ó 1:2000, según el detalle requerido, está acompañada por bosquejos geológicos que abarcan el área en que ellas están situadas. Tales bosquejos han sido confeccionados en base a fotografía aérea, teniendo en cuenta en ciertos casos datos de hojas geológicas ya relevadas (Suero, 1951; Lambert, 1956; Holmberg, inf. en preparación).

El autor realizó la labor de campo correspondiente, en campañas intermitentes entre los años 1970 y 1972, paralelamente con los trabajos que le fueran encomendados por la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Este trabajo corresponde a parte de la Tesis Doctoral que, para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas, el autor presentara a la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Natura-

les de la Universidad Nacional de Córdoba (septiembre de 1972). El trabajo original consta de una parte geológica y otra paleontológica, dándose a conocer aquí a la primera de ellas.

*Agradecimientos:* Deseo agradecer profundamente, en primer término, al Dr. Armando F. Leanza, mi padre, maestro y orientador permanente en la paleontología estratigráfica, quien me introdujo, a través de varios años, en el conocimiento de la estratigrafía del Neuquén y me puso en antecedentes sobre el interesante tema cuya resolución se intenta ofrecer en este estudio.

Asimismo, agradezco a mi profesor de estratigrafía y Director de Tesis, el Dr. Mario Hünicken, quien me señaló con su reconocida experiencia, interesantes sugerencias y consejos para el mejor desarrollo del tema, a la vez que con singular presteza me solucionó cualquier problema que se presentó mientras efectuaba el estudio.

Debo manifestar mis gracias a las autoridades del Servicio Nacional Minero Geológico que me brindaron todo el apoyo necesario para que pudiera llevar a feliz término el presente trabajo.

También deseo expresar mi agradecimiento al geólogo Otto O. Mastandrea, quien me acompañó en dos de las campañas realizadas (octubre a diciembre de 1970 y marzo a mayo de 1972) teniendo a su cargo las mediciones topográficas indispensables para el cálculo de los espesores de las formaciones investigadas. Igual ayuda, que también agradezco, recibí del colega Carlos A. Hugo, que fue mi eficaz acompañante durante la campaña de marzo-abril de 1971.

Por último, expreso mis gracias a la Srta. Paulina Lewko quien, con especial dedicación y esmero, tuvo a su cargo la confección de los dibujos que ilustran esta contribución.

### *Ubicación de la zona de estudios*

La región estudiada comprende una amplia faja rectangular de tendido meridional situada en el oeste central de la provincia de Neuquén. Esta faja está comprendida entre los paralelos 37° 55' y 39° 13' de latitud sur y se extiende aproximadamente 30 km a ambos lados del meridiano 70°. Dentro de la zona así limitada, fueron objeto de estudio los estratos limítrofes jurásico-cretácicos, allí donde las estructuras tectónicas permitieran sus mejores afloramientos. En el mapa de ubicación de la figura 1 pueden visualizarse las situaciones de cada una de las ocho secciones estratigráficas medidas en los referidos estratos, que aparecen señaladas por números dentro de círculos y que a continuación se enumeran: 1) Sección Camino a Pichaihue; 2) Sección Cerrito de la Ventana; 3) Sección Cajón de Almaza; 4) Sección Liu-Cullín; 5) Sección Mallín Quemado; 6) Sección Cerro Caracoles; 7) Sección Picún Leufú y 8) Sección Cerro Lotena.

### *Investigaciones anteriores*

Los estratos limítrofes jurásico-cretácicos de Neuquén han sido objeto de numerosos estudios por parte de diversos investigadores. Recientemente, Digregorio (1972) brindó una síntesis actualizada de la geología de la referida provincia en la que ofrece una extensa lista bibliográfica que incluye la correspondiente a nuestra zona de trabajos. Por tal circunstancia, se reseñarán aquí sólo aquellas investigaciones más importantes para los fines de la presente contribución.

Las primeras observaciones geológicas de que se tienen noticias referentes a nuestra región de estudios, se deben a Guillermo Bodenbender quien, en los años 1887-88 y 1892, efectuó viajes de reconocimientos geológicos en la zona comprimida entre los ríos Diamante y Limay (Bodenbender, 1892). El material coleccionado por el ilustre geólogo

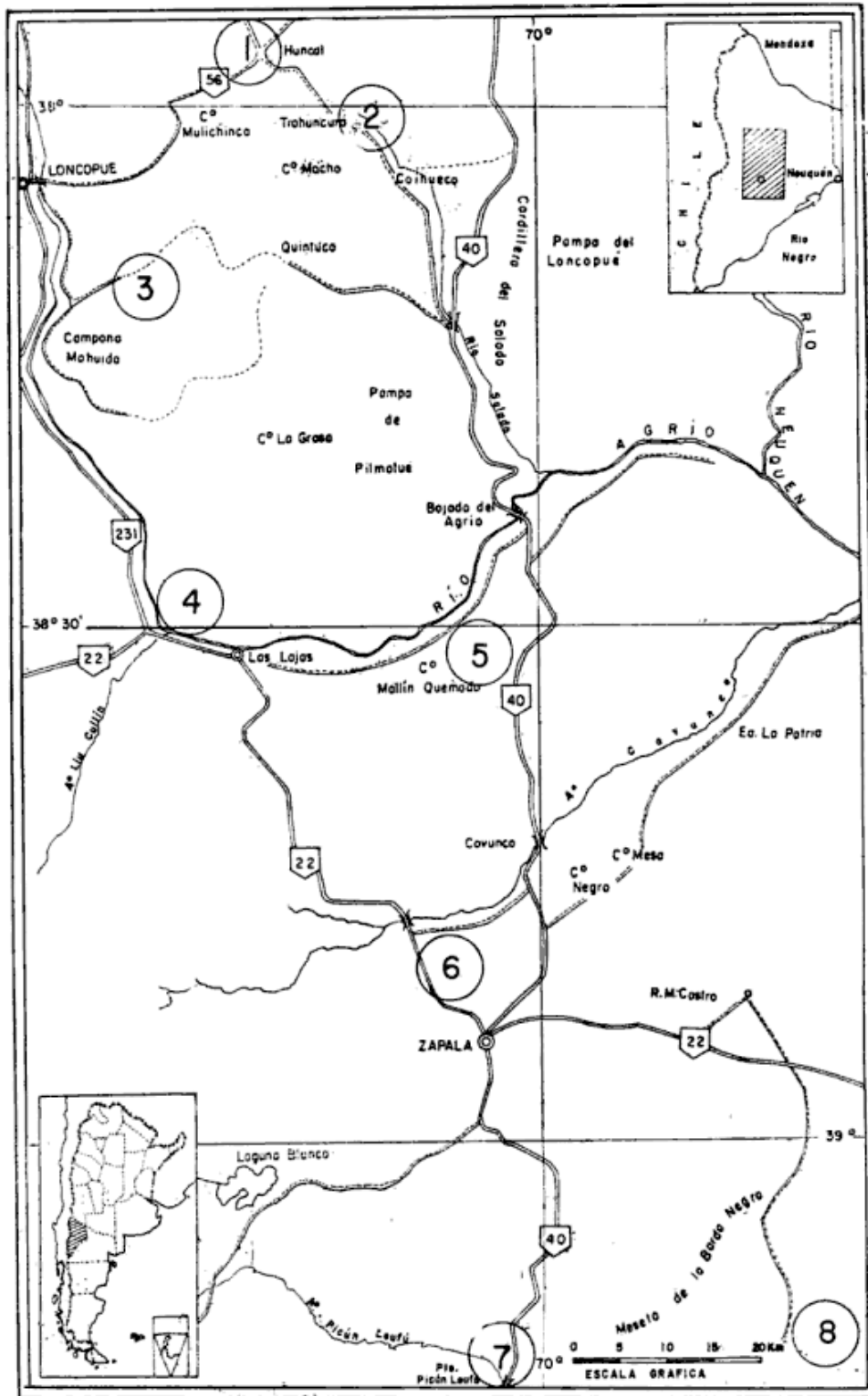


Fig. 1. — Mapa de ubicación

alemán fue inmediatamente estudiado en Alemania por Behrendsen (1922 = 1891-92) y por Steuer (1921 = 1897). Posteriormente, Carlos Burckhardt,

contando con el patrocinio del Museo de La Plata, desplegó una importante labor científica en ese ámbito, mediante el levantamiento de perfiles geoló-

gicos y estudios sobre su contenido paleontológico (Burckhardt, 1900 a, 1900 b, 1903).

En 1911, un geólogo de excepcional valía, el Dr. Pablo Groeber, comenzó sus estudios geológicos en ese ambiente, logrando sintetizar en forma muy aproximada los rasgos fundamentales de la geología de la región. Sus obras sobre el tema aparecieron intermitentemente durante cinco décadas, citándose en este trabajo sólo las más importantes (Groeber, 1918, 1929, 1946, 1953).

El Dr. Enrique Gerth realizó en el año 1913 un levantamiento topográfico y geológico en la zona comprendida entre los ríos Diamante y Grande. Los resultados de estas investigaciones aparecieron más tarde (Gerth, 1925 b y 1928), estando a cargo del estudio de los fósiles tithonianos el Dr. Krantz (1928), mientras que el propio Gerth (1925 a) estudió la fauna neocomiana. Si bien la obra de Gerth, de carácter más restringido y fuera de nuestra zona de estudios, no es por ello menos importante como consulta para esta investigación.

Charles Weaver, en 1931, publicó una importante y voluminosa monografía en la que aporta precisos datos estratigráficos y una prolija descripción de la fauna, especialmente pelecípodos, por él mismo coleccionada (Weaver, 1931).

Otra monografía de carácter fundamental, se debe a Armando F. Leanza quien, en 1945, brindó un excepcional trabajo acerca de la sucesión de ammonites jurásico-cretácicos en la sierra Azul, en la provincia de Mendoza, cuya lectura es indispensable cuando se trata de acometer el estudio de ammonites propios de esa edad (Leanza, 1945).

Una interesante contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino fue ofrecida, en 1946, por A. Herrero Ducloux, en la cual se hallan ubicados los anticlinales de la comarca.

Entre las hojas geológicas relevadas por la Dirección Nacional de Geología y Minería comprendidas en nuestra

zona de estudios, algunas de ellas sólo parcialmente, se encuentran la 36 c, Cerro Lotena (Suero, 1951), la 35 b, Zapala (Lambert, 1956) y más recientemente la Hoja 34 b, Loncopué (Holmberg, informe en preparación). Hace pocos años, Stipanovic (1969) brindó una valiosa y objetiva contribución que registra los últimos avances en el conocimiento del Jurásico argentino y, por su parte Marchese (1971) publicó un estudio sedimentológico de las sedimentitas mesozoicas de Neuquén.

## ESTRATIGRAFIA

### DESCRIPCIÓN DE LA SECCIONES

#### 1. SECCIÓN CAMINO A PICHAIHUE. AREA HUNCAL.

*Ubicación.* Esta sección ha sido trazada en el paraje denominado Huncal, que está situado en el sector sudeste de la Hoja 33 b, El Huécú, en el área circundante a la intersección del paralelo 38° de lat. sur con el meridiano 70° 20' de long. oeste. De la localidad de Bajada del Agrio dista aproximadamente 60 km y de Loncopué alrededor de 45 km. Justamente, en el paraje Huncal, se desvía un camino vecinal hacia el puesto Pichaihue, que atraviesa transversalmente a las sedimentitas de la Formación Vaca Muerta (ver fig. 2).

*Estructura.* Como puede verse visualizarse en el bosquejo geológico de la figura 2, las capas que en conjunto integran esta sección, forman parte del flanco nororiental de una estructura anticlinal cuya charnela se corresponde con las partes más bajas de la topografía, determinadas por el amplio valle "anticlinal" que une los parajes de Trahuncurá, Huncal y Nonial. El flanco aludido presenta una notable continuidad física por espacio de cerca de 20 km y aparece siempre coronado por la Formación Mulichinco que, litológicamente, en esta parte de la cuenca resalta claramente entre las pelitas de las For-

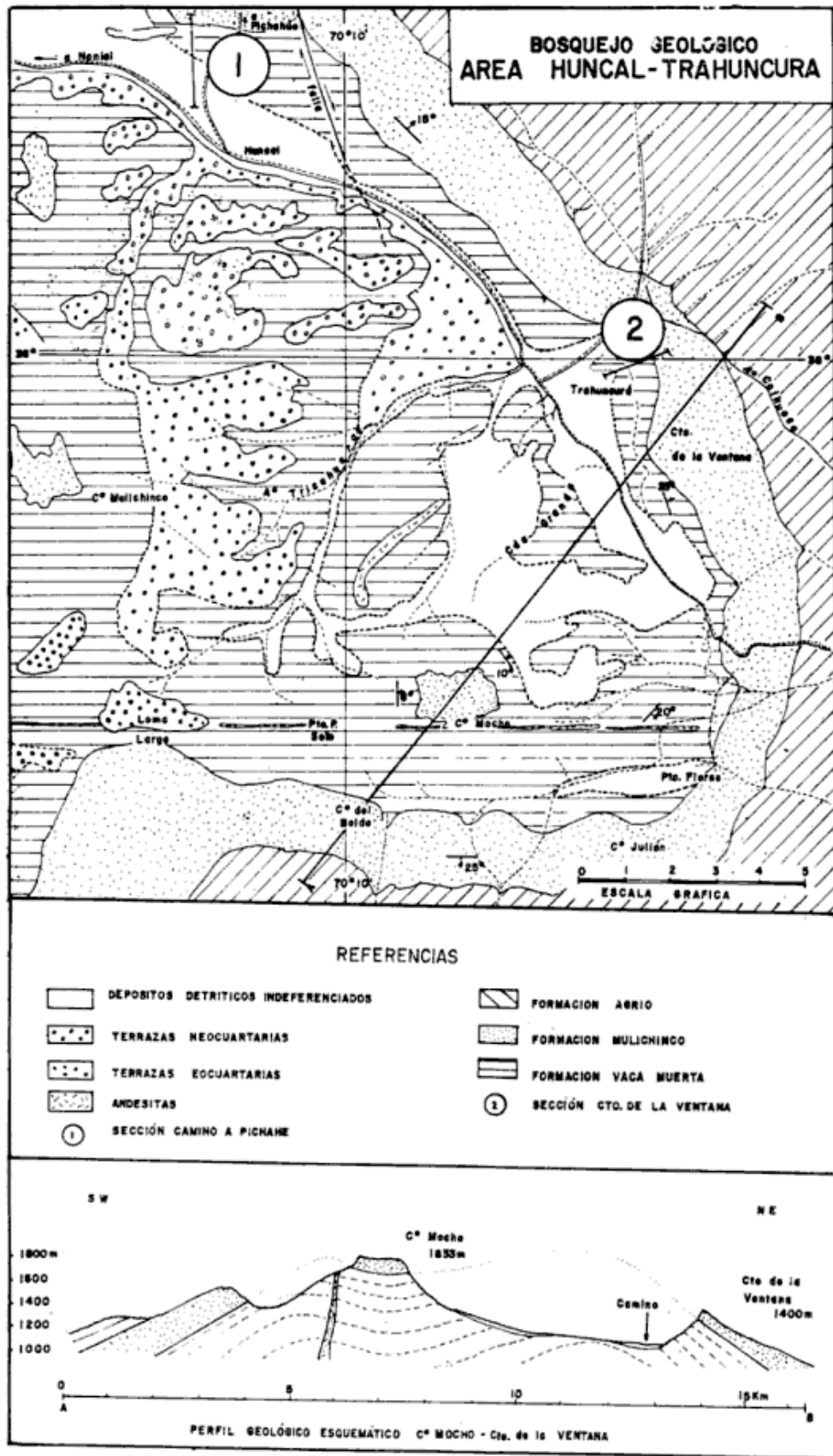


Figura 2

maciones Vaca Muerta y Agrio, por lo que puede considerársela como guía estructural. El flanco sudoccidental, en cambio, aparece en retazos aislados constituidos por los cerros Mulichinco y Mocho, que están integrados en su cúspide por la Formación Mulichinco. Las capas de la Formación Vaca Muerta acusan un rumbo N 80° E e inclinaciones crecientes hacia las partes topográfica y estratigráficamente más altas, desde 11° a 23° hacia el nordeste. Por último, debemos mencionar la presencia de fallas y deslizamientos en la parte basal de esta sección.

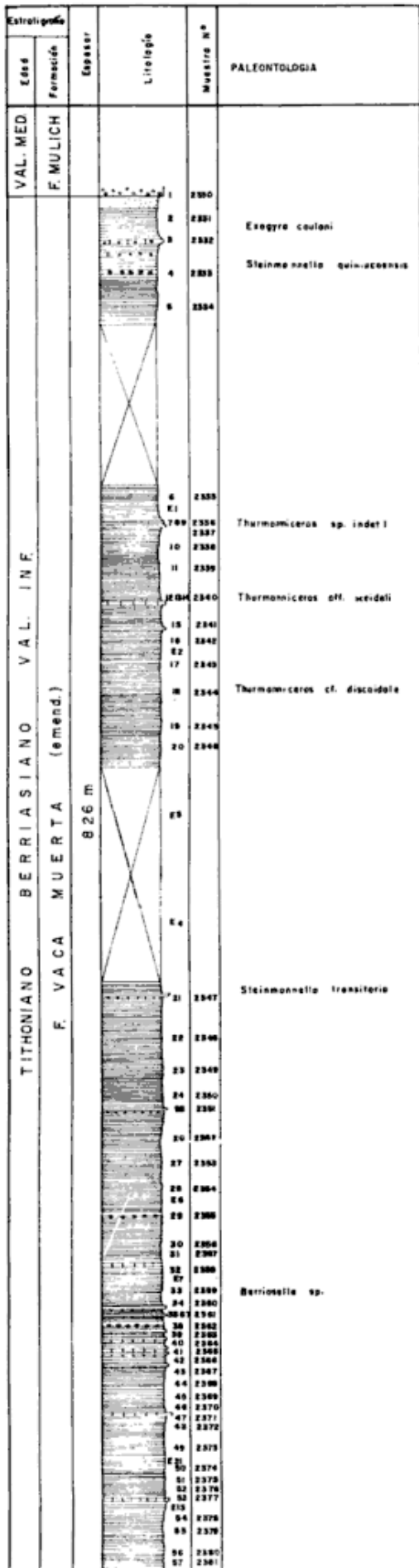
**Estratigrafía.** El tope de esta sección ha sido establecido en el contacto de la Formación Vaca Muerta con la Formación Mulichinco (ver fig. 3). El cambio litológico entre ambas formaciones es extremadamente brusco, pero se observa, sin embargo, perfecta concordancia. La base de la Formación Vaca Muerta no ha podido ser detectada en esta sección. Ella fue determinada en la sección Cajón de Almaza (figs. 5 y 6), situada 30 km al sudoeste, donde aflora la Formación Tordillo. De tal modo, se estará en condiciones, mediante la correlación de ambas secciones, de establecer el espesor completo que corresponde a la Formación Vaca Muerta en esta parte de la cuenca. La presencia de abundante detrito arenoso procedente de la suprayacente Formación Mulichinco ha cubierto en parte algunos términos de esta serie, especialmente aquéllos que, por su posición relativa, pudieran portar al género *Acantholissonia*. A continuación se describen los rasgos megascópicos de las sedimentitas que constituyen esta sección, de arriba hacia abajo (en la descripción de todas las secciones, las cifras están dadas en metros):

**Formación Mulichinco.** Los términos basales de esta formación se caracterizan por la presencia de areniscas conglomerádicas y de grano grueso, de colores dominantes blanquecinos y en parte amarillo claros, con abundantes rodados de cuarzo.

**Formación Vaca Muerta (emend.).** *Espesor:* 826 metros. Base no observada:

- 8,00 m Arenisca de grano fino, verde oliva oscura. Estratificación fina.
- 18,00 m Lutitas negras a verde oliva oscuras.
- 0,35 m Coquina con *Exogyra couloni*.
- 7,65 m Lutitas negras.
- 0,05 m Concreciones calcáreas de hasta 4 cm de diámetro.
- 10,95 m Lutitas negras. En la base hay un nivel con *Steinmannella quintucoensis*.
- 31,00 m Lutitas negras.
- 98,00 m Cubierto.
- 2,00 m Calcilutitas con impresiones de *Thurmanniceras* sp. indet.
- 0,20 m Arenisca de grano mediano, con clastos subangulosos, pardo verdosa.
- 43,80 m Lutitas negras.
- 3,00 m Caliza gris clara. Tenaz. Superficie de meteorización castaño clara.
- 15,70 m Lutitas negras.
- 0,20 m Caliza castaño oscura, con venillas de calcita. Superficie de meteorización ocre.
- 10,80 m Lutitas negras.
- 0,10 m Concreciones calcáreas con restos de amonites indeterminados.
- 55,00 m Lutitas negras. En la parte media hay un nivel con *Thurmanniceras* cf. *discoideale*.
- 18,00 m Lutitas castaño oscuras, en parte margosas.
- 13,00 m Cubierto por detrito arenoso.
- 7,00 m Lutitas negras.
- 0,50 m Caliza castaño oscura, con venillas de calcita.
- 69,50 m Lutitas negras. En la parte superior hay un nivel con *Steinmannella transitoria*.
- 0,20 m Caliza negra. Superficie de meteorización castaño clara.
- 61,80 m Lutitas negras.
- 0,20 m Concreciones de caliza negra.
- 27,80 m Lutitas negras.
- 0,10 m Caliza gris oscura.
- 0,90 m Arcilita pardo clara.
- 27,00 m Lutitas y calcilutitas negras.
- 0,20 m Caliza negra. Superficie de meteorización anaranjada, con restos de amonites espatizados indeterminados.
- 3,80 m Lutitas negras.
- 0,20 m Caliza negra. Superficie de meteorización anaranjada, visible desde lejos. *Berriasella* sp. indet.
- 9,80 m Lutitas negras con niveles de caliza concrecional intercalados.
- 0,20 m Caliza negra.
- 0,80 m Lutitas negras.
- 0,35 m Caliza negra. Superficie de meteorización castaño clara. Restos indeterminados de amonites.
- 6,65 m Lutitas negras.





- 0,15 m Concreciones de caliza negra. Superficie de meteorización castaño clara.
- 12,85 m Lutitas negras.
- 0,20 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización gris.
- 10,80 m Lutitas castaño claras alternadas con arcilitas friables, castaño claras.
- 18,00 m Lutitas negras.
- 0,50 m Caliza negra. Superficie de meteorización ocre.
- 31,50 m Lutitas negras.
- 0,80 m Arcilitas pardo claras.
- 10,20 m Margas pardas, fisiles.
- 9,00 m Lutitas negras.
- 0,40 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización castaño clara.
- 41,60 m Lutitas negras.

Hacia abajo se observan areniscas de grano grueso y fino, verde claras, con planos de estratificación separados por 20 a 30 cm y superficie de meteorización rojiza. Muestra pliegues y diaclasas y proviene del deslizamiento de un gran bloque de la Formación Mulichinco suprayacente por efectos tectónicos.

2. SECCIÓN CERRITO DE LA VENTANA. AREA TRAHUNCURÁ.

**Ubicación.** Esta sección ha sido levantada en la región nororiental de la Hoja 34 b, Loncopué, en el área circundante a la intersección del paralelo 38° lat. sur con el meridiano 70° 10' de long. oeste. El elemento morfológico dominante es el cerrito de la Ventana, así denominado por presentar en su cúspide un abra semejante a una ventana. Tal elevación, está esculpida en areniscas de la formación Mulichinco y se destaca claramente al norte del camino provincial que une la localidad de Coihueco con Loncopué, en el paraje Trahuncurá (ver fig. 2).

**Estructura.** Las sedimentitas aquí tienen un rumbo NW-SE y presentan una inclinación que oscila entre los 19° y 21° al nordeste. Constituyen parte del flanco nororiental de un anticlinal cuyo eje, de rumbo NW-SE se corresponde con las partes más bajas de la topografía en las que se alinea el valle que

Fig. 3. — Sección C. a Pichaihue  
Esc. apr. 1 : 4800

une los parajes de Nonial, Huncal y Trahuncurá. El flanco aludido se caracteriza por una notable continuidad física por espacio de más de 20 km, desde Nonial, al norte, hasta Trahuncurá, al sur. A partir de esta última localidad, las capas varían su rumbo, adoptando primero una disposición norte-sur, luego Nordeste-sudoeste y finalmente este-oeste, determinando el cierre sudoriental del anticlinal. El mismo aparece representado en el terreno por las escarpadas bardas de areniscas de la Formación Mulichinco, algunas de las cuales adquieren nombres propios por su magnitud. Tal es el caso del cerrito de la Ventana, que ahora nos ocupa, el cerro Julián y el cerro del Boldo. Estas bardas rodean a modo de anfiteatro al cerro Mocho (1.833 m) que aparece dispuesto como un islote sobre las pelitas de la Formación Vaca Muerta. La estructura se suaviza al este, permitiendo la presencia de la Formación Agrio con valores de inclinación suaves y constantes (ver fig. 2).

**Estratigrafía.** El tope de esta sección es el mismo determinado para la sección Camino a Pichaihue, es decir, el contacto entre las Formaciones Mulichinco y Vaca Muerta (ver fig. 4). A continuación se describen los rasgos megascópicos de la sección, de arriba hacia abajo:

**Formación Mulichinco.** La parte basal de esta Formación se caracteriza por areniscas de grano grueso hasta conglomerádicas, con abundantes rodados de cuarzo, con tonalidades dominantes castaño amarillentas, y estratificación gruesa, en parte entrecruzada.

**Formación Vaca Muerta (emend.).** *Espesor:* 367 metros. Base no observada.

5,00 m Arenisca calcárea de grano fino. Estratificación fina, verde oliva clara, algo alterada.

0,80 m Coquina con *Exogyra couloni*.

8,20 m Lutitas negras con *Lissonia riveroi*.

0,60 m Coquina con *Exogyra couloni*, *Meretrix quintucoensis*, *Steinmannella quintucoensis*, *Panope dupiniana*.

0,20 m Lutitas negras.

- 0,30 m Coquina con *Exogyra couloni*, *Pecten robinaldinus*, *Acantholissonia gerthi*.
- 35,90 m Lutitas negras a verde oscuras.
- 0,10 m Concreciones calcáreas de hasta 8 cm de diámetro intercaladas en lutitas negras.
- 56,00 m Lutitas negras con superficie de meteorización gris clara.
- 0,50 m Areniscas de grano grueso, verde oliva a grises, con clastos subangulosos.
- 3,50 m Lutitas negras.
- 0,10 m Caliza, en parte concrecional. *Thurmanniceras* aff. *keideli* y *Thurmanniceras neogaeus*.
- 22,90 m Lutitas negras con impresiones de ammonites indeterminados y algunos niveles de caliza de hasta 3 cm.
- 0,20 m Arenisca de grano grueso, con clastos subangulosos, verde oliva a gris.

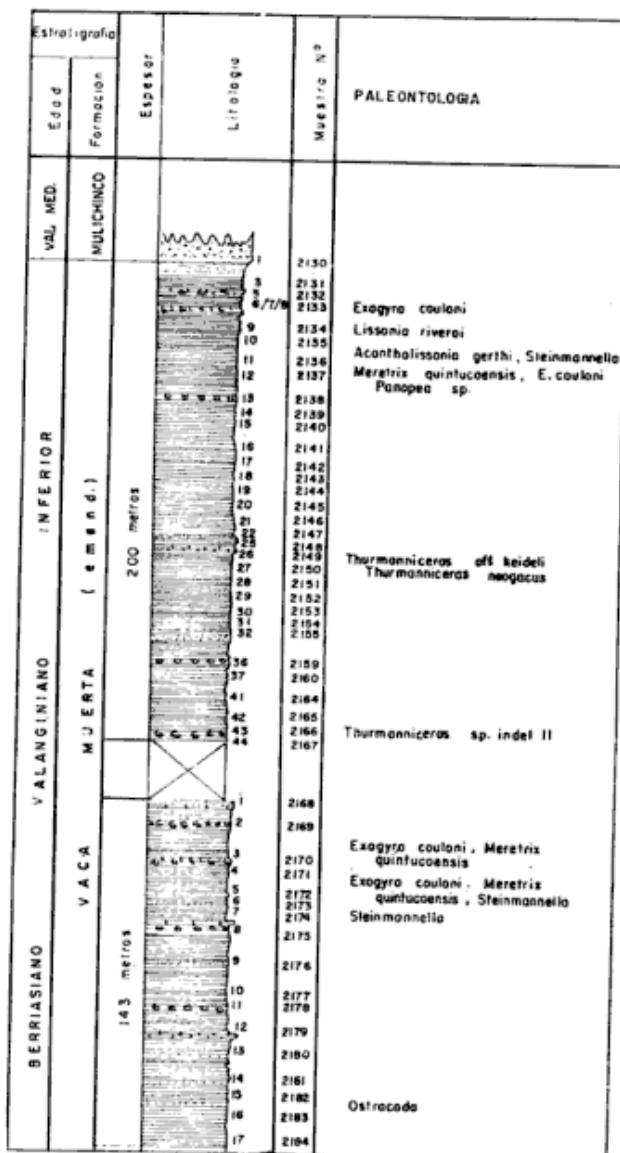


Fig. 4. — Sección Cerrito de la Ventana  
Esc. apr. 1 : 4000

- 13,00 m Lutitas negras, con superficie de meteorización gris.
- 0,10 m Concreciones de caliza de hasta 8 cm de diámetro, grises. Superficie de meteorización parda.
- 11,70 m Lutitas negras.
- 1,00 m Limolita gris verdosa.
- 23,00 m Lutitas negras con *Thurmanniceras*.
- 12,00 m Lutitas negras.
- 23,00 m Cubierto.
- 4,10 m Arenisca de grano fino, verde grisácea oscura. Superficie de meteorización castaña. Estratificación fina. En la base hay un banco de caliza de 10 cm.
- 4,00 m Lutitas negras.
- 0,60 m Coquina con *Exogyra couloni*.
- 13,30 m Lutitas negras a verde olivas.
- 0,70 m Coquina con *Exogyra couloni*, *Meretrix quintucoensis* y *Steinmannella*.
- 1,00 m Arenisca de grano mediano a fino, verde grisácea.
- 2,00 m Lutitas negras con superficie de meteorización gris.
- 0,10 m Arenisca de grano mediano, verde grisácea.
- 7,90 m Lutitas negras con impresiones de ammonites indeterminados.
- 0,30 m Caliza concrecional gris oscura.
- 1,00 m Lutitas negras.
- 20,20 m Concreciones de caliza de hasta 15 cm de diámetro.
- 35,50 m Lutitas negras con dos niveles intercalados de aragonita de 5 cm de espesor cada uno.
- 0,10 m Caliza concrecional de hasta 5 cm de diámetro.
- 9,90 m Lutitas negras.
- 0,20 m Caliza gris oscura.
- 9,80 m Lutitas negras.
- 0,80 m Arcilita pardo clara.
- 10,20 m Lutitas negras.
- 1,00 m Arcilita pardo clara, con ostrácodos (*Monoceratina* Roth, 1928).
- 5,00 m Lutitas negras.
- 0,60 m Arcilita pardo clara con concreciones calcáreas.
- 19,40 m Lutitas negras.  
Cubierto.

### 3. SECCIÓN CAJÓN DE ALMAZA. AREA LONCOPUÉ.

*Ubicación.* La sección Cajón de Almaza está situada en el sector norooccidental de la Hoja 34 b, Loncopué, de la carta geológico económica de la República Argentina, a escala 1:200.000. El Cajón de Almaza dista 10 km en dirección sudeste del pueblo de Loncopué y

se halla en la margen izquierda del río Agrio. Desde la citada población es perfectamente accesible por camino de ripio. Mientras se efectuaba la medición de esta sección, en marzo de 1971, la Dirección Provincial de Vialidad estaba construyendo un camino que une el Cajón de Almaza con la localidad de Quintuco, que a su vez está bien comunicada con la ruta nacional n° 40 (ver fig. 1 y 5).

*Estructura.* Los estratos medidos en la sección Cajón de Almaza se hallan dispuestos con un rumbo dominante norte-sur e inclinaciones bastante suaves hacia el este, que ascienden desde 4°, en el contacto entre las Formaciones Vaca Muerta y Tordillo, hasta 11° 30', en los estratos cuspidales del área. Esta circunstancia ha sido la causa por la cual fue necesario desarrollar más de 5 km de poligonal para abarcar 761 metros de espesor de estratos. En la línea del trazado de la sección no se han observado perturbaciones tectónicas de importancia, a pesar de que tanto al norte (Loma Alta, Cerro Chacay) como al sur (Cerro de la Parva) de la misma, la formación perfilada se halla intruida por andesitas de edad terciaria (ver fig. 5).

*Estratigrafía.* En este perfil se han medido estratos correspondientes a la Formación Vaca Muerta, desde su contacto con la Formación Tordillo hasta los niveles que alojan *Himalayites*, en las cercanías del cerro Carrancul, el cual está constituido por andesitas. El techo de la Formación Vaca Muerta no aflora en la comarca por haber sido erosionado, apareciendo algunos kilómetros al este, en las secciones Camino a Pichaihue y cerrito de la Ventana. La correlación entre las mencionadas secciones permitirá conocer en forma muy aproximada su espesor total en esta parte de la cuenca. Los estratos medidos en esta sección suman 761 metros y son enteramente tithonianos, por haber

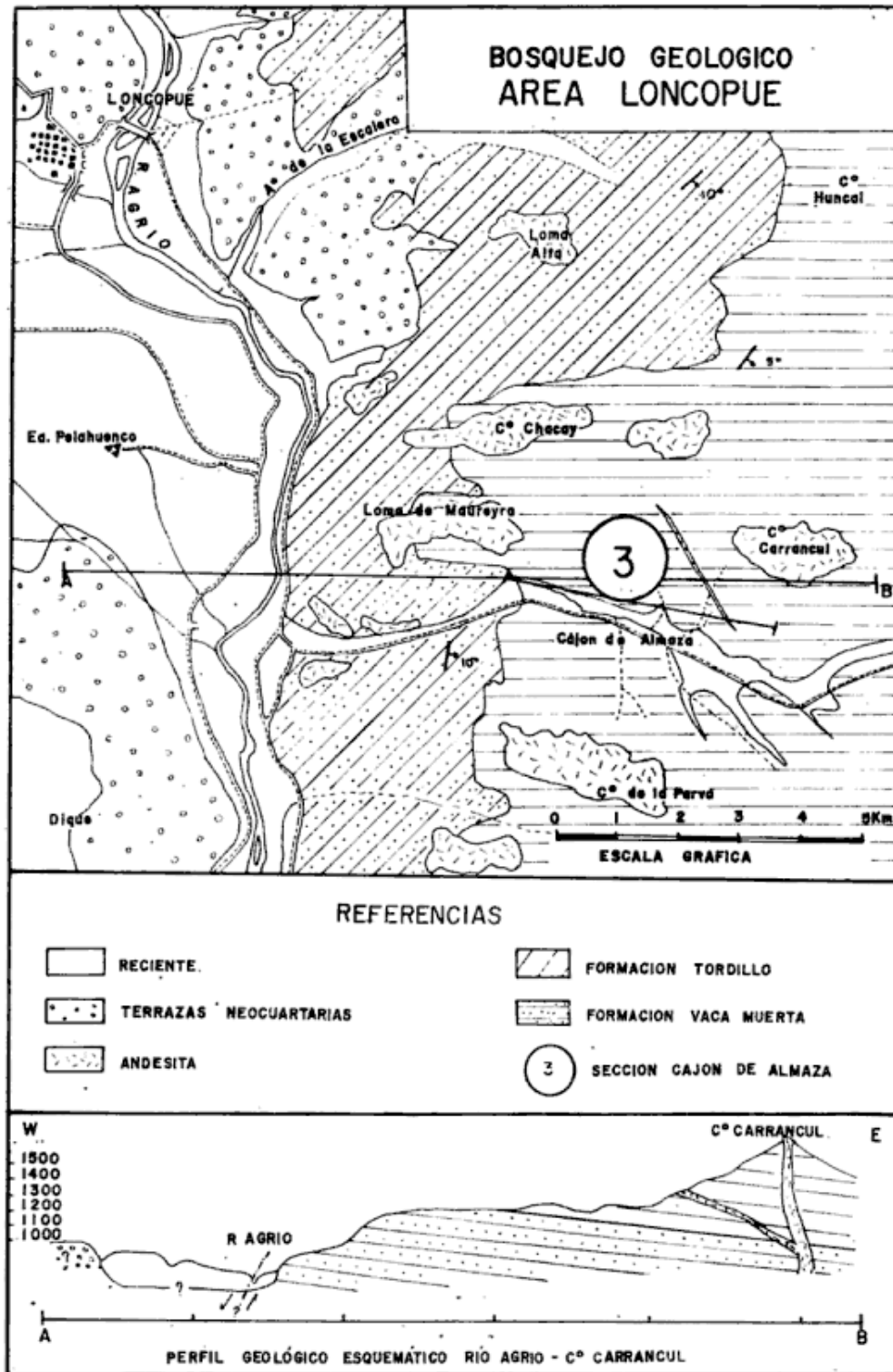


Figura 5

sido hallado en sus términos más altos el género *Himalayites*, representativo del Tithoniano superior (ver fig. 6). El contenido faunístico hallado, sin em-

bargo, ha sido bastante escaso. Los rasgos magascópicos de esta sección, descritos de arriba hacia abajo, son los que a continuación se detallan:

**Formación Vaca Muerta (emend.).** Espesor: 761 metros. Techo no observado.

- 2,00 m Lutitas negras.
- 0,50 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización pardo clara. *Himalayites cf. grandis*.
- 21,00 m Lutitas negras.
- 0,01 m Aragonita.
- 6,49 m Lutitas negras.
- 0,20 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización pardo clara.
- 12,80 m Lutitas negras.
- 0,40 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización pardo clara, venillas de calcita.
- 18,60 m Lutitas negras.
- 0,35 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización parda.
- 23,65 m Lutitas negras.
- 0,50 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización parda.
- 14,40 m Lutitas negras.
- 0,20 m Concreciones calcáreas alojadas en lutitas negras.
- 3,80 m Lutitas negras.
- 0,30 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización parda.
- 13,70 m Lutitas negras.
- 0,60 m Caliza gris oscura, tenaz. Superficie de meteorización parda.
- 4,40 m Lutitas negras. En el medio un nivel intercalado de aragonita, de 3 cm de espesor.
- 0,40 m Caliza negra. Superficie de meteorización castaña.
- 0,40 m Lutitas negras.
- 0,40 m Caliza negra. Superficie de meteorización castaña.
- 3,80 m Lutitas negras.
- 0,05 m Aragonita.
- 6,00 m Lutitas negras.
- 0,15 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización parda.
- 6,80 m Lutitas negras.
- 0,20 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización castaño clara.
- 31,80 m Lutitas negras.
- 1,00 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización pardo clara.
- 43,00 m Lutitas negras.
- 40,70 m Lutitas negras. En el medio hay impresiones de ammonites indeterminados.
- 0,08 m Aragonita.
- 19,92 m Lutitas negras.
- 0,50 m Calcarenita pardo clara.
- 2,50 m Lutitas negras.

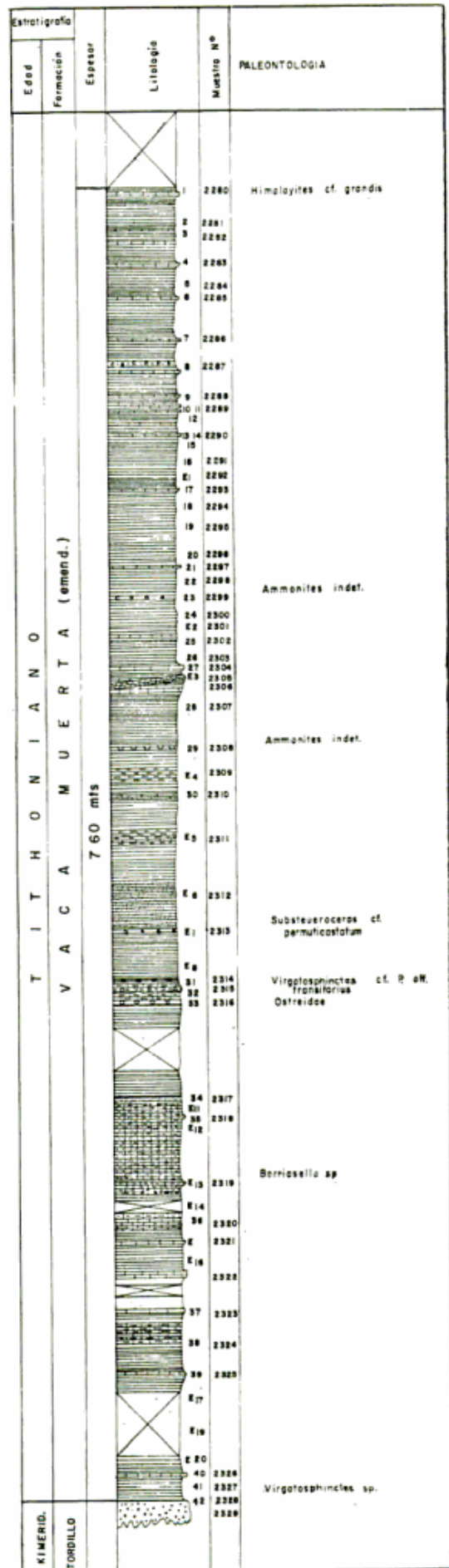


Fig. 6. - Sección Cajón de Almaza  
Esc. apr. 1 : 4600

- 1,50 m Caliza gris oscura intruida por un dique levemente discordante de andesita verde botella con cristales muy pequeños, de 2 m de potencia.
- 53,50 m Lutitas negras, en la parte inferior con impresiones de ammonites indet.
  - 8,00 m Margas físilas castaño claras.
  - 8,00 m Lutitas negras.
  - 2,00 m Lutitas negras, con venillas de aragonita intercaladas.
- 18,00 m Lutitas negras.
- 10,00 m Margas físilas, castaño claras, con venillas de aragonita.
- 20,00 m Lutitas negras.
- 30,00 m Margas físilas, castaño claras, en la base con *Substeueroceras permulticostatum*.
- 26,00 m Lutitas negras.
  - 2,00 m Lutitas negras y margas castaño oscuras alternadas. *Substeueroceras* cf. *permulticostatum*.
- 14,00 m Concreciones de caliza gris oscura de 15 a 20 cm de diámetro con *Virgatosphinctes* cf. *P. aff. transitorius* y *Ostreidae*, contenidas en margas físilas castaño oscuras.
- 13,00 m Lutitas negras.
- 26,00 m Cubierto.
- 13,00 m Lutitas negras.
- 12,00 m Margas físilas castaño claras, con intercalaciones delgadas de limolita castaño oscura.
  - 0,35 m Caliza negra, maciza.
- 37,65 m Margas físilas, castaño claras.
  - 0,30 m Caliza negra. Superficie de meteorización ocre, con *Berriasella* sp. indet.
- 11,70 m Margas físilas, castaño claras.
  - 8,00 m Cubierto.
- 11,00 m Margas castaño claras. En la parte basal hay un banco de caliza negra concrecional con superficie de meteorización castaño clara, de 50 cm de diámetro.
  - 5,00 m Lutitas negras.
  - 0,50 m Concreciones de caliza negra, de 50 cm de diámetro.
- 16,50 m Lutitas negras.
- 4,00 m Caliza gris, maciza y tenaz.
- 4,00 m Lutitas negras.
- 7,00 m Cubierto.
- 8,00 m Limolita gris clara.
- 1,00 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización gris.
  - 6,00 m Lutitas negras.
- 12,00 m Margas físilas castaño claras. Superficie de meteorización blanquecina.
- 18,00 m Lutitas negras.
  - 0,50 m Caliza negra. Superficie de meteorización castaño clara.
  - 9,50 m Lutitas negras.
- 38,00 m Cubierto.
- 10,00 m Lutitas negras.
- 0,40 m Caliza negra.

12,60 m Lutitas negras con niveles delgados de aragonita y limolita ocre intercalados.

*Formación Tordillo.* El techo de esta formación se caracteriza por areniscas de grano fino, tenaces y de tonalidad verde botella, con estratificación fina y alternancia de niveles pelíticos oscuros. El contacto con la Formación Vaca Muerta es transicional.

La Formación Tordillo no ha sido estudiada en detalle por no corresponder al tema tratado en este trabajo.

#### 4. SECCIÓN LIU CULLÍN.

##### AREA LAS LAJAS.

*Ubicación.* En la margen izquierda del río Agrio, frente a la desembocadura del arroyo Liu Cullín, a unos 6 km al oeste de Las Lajas, se levantó la sección denominada Liu Cullín. Por no existir en la comarca camino para automotor que acompañe la ribera izquierda del Agrio, es necesario vadearlo mediante la utilización de animales (ver fig. 7).

*Estructura.* Las sedimentitas que han sido objeto de estudio, están dispuestas según un rumbo dominante N 20° W, con intensidades de inclinación que oscilan entre 10° y 15° hacia el noreste. El rasgo saliente que caracteriza esta sección es la presencia de filones capa de andesita (spessartita según Lambert, 1956), de hasta 2 metros de espesor, los cuales pueden ser vistos desde la margen opuesta del río, por donde corre la ruta nacional n° 22. Estos filones capa producen efectos de metamorfismo térmico leves en la superficie de contacto con las sedimentitas alojantes que, sin embargo, están fuertemente diacladas y parcialmente alteradas, existiendo también pequeñas fallas de ajuste (ver fig. 7).

*Estratigrafía.* La presencia de algunos restos de perisphinctidos en mal estado de conservación permitieron determinar que los 157 metros de estratos (ver fig. 8) que describimos aquí, tienen edad tithoniana y pueden ser incluidos,

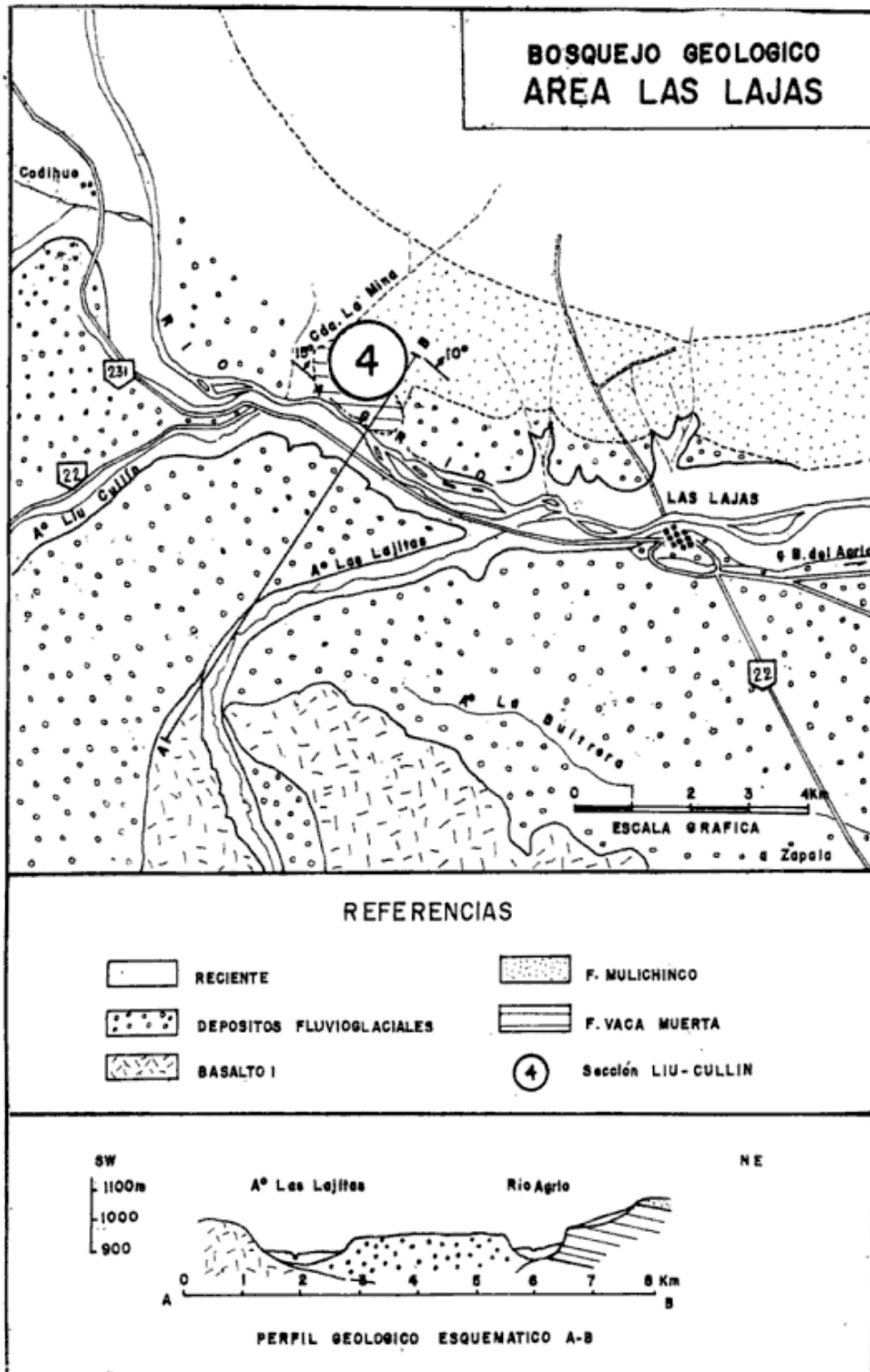


Figura 7

sin dudas, en la Formación Vaca Muerta. La relación de base no fue establecida ya que la Formación Tordillo subyacente no aflora sino varios kilómetros al noroeste. La Formación Mulichinco está situada al nordeste y tam-

poco fue alcanzada. Los estratos que ahora nos ocupan, pueden ser ubicados aproximadamente en el Tithoniano medio y superior. Los filones capa de andesita tienen un aspecto similar al dique levemente discordante situado en la sec-

ción Cajón de Almaza (ver p. 13). A continuación se describen las características megascópicas de los estratos medidos en esta sección, de arriba hacia abajo:

*Formación Vaca Muerta (emend.)*. Espesor: 157 metros. Base y techo no observados.

- 1,50 m Calcarenita gris verdosa, con estratificación fina.
- 2,50 m Arenisca calcárea de grano fino, blanquecina amarillenta.
- 7,00 m Marga gris, algo arenosa.
- 7,00 m Cubierto.
- 2,00 m Arenisca de grano gruesa gris verdosa, muy alterada.
- 17,00 m Marga gris, algo arenosa.
- 1,80 m Arenisca de grano grueso, castaña, muy alterada.
- 20,20 m Marga arenosa, gris.
- 1,00 m Caliza negra, en partes silicificada. Superficie de meteorización rojiza.
- 22,00 m Calcarenita gris blanquecina, algo alterada.
- 0,30 m Arenisca muy silícea, blanquecina.
- 2,70 m Margas arenosas, grises.
- 0,80 m Filón capa de andesita, gris verdosa.
- 3,20 m Margas algo arenosas, grises.
- 0,30 m Caliza gris, alterada.
- 18,70 m Cubierto.
- 2,00 m Filón capa de andesita, gris verdosa.
- 12,00 m Cubierto.
- 1,10 m Filón capa de andesita, gris verdosa.
- 9,90 m Calcarenita gris y en parte margas grises.
- 0,70 m Caliza rosada, muy alterada.
- 5,30 m Andesitas gris verdosas de 0,50 m de espesor alojadas en calcilutitas grises.
- 0,40 m Calcarenita rosada, con impresiones de *Pecten* y *Perisphinctacea*.
- 1,10 m Calcilutitas grises.
- 0,50 m Filón capa de andesita.
- 1,50 m Calcilutitas grises.
- 1,50 m Filón capa de andesita, gris verdosa. Superficie de meteorización gris rojiza.
- 3,00 m Marga gris verdosa. Superficie de meteorización gris rojiza.
- 1,00 m Caliza muy negra. Superficie de meteorización gris ceniza.
- 2,50 m Calcilutitas gris oscuras.
- 1,50 m Filón capa de andesita, gris verdosa.
- 4,00 m Calcilutitas y lutitas negras con *Lingula beani* diseminadas. En la base hay un banco de caliza gris de 0,60 m de potencia con vetas de calcita y pirita y superficie de meteorización gris ceniza, también con *Lingula* diseminadas.

Nivel de río Agrío. Cubierto.

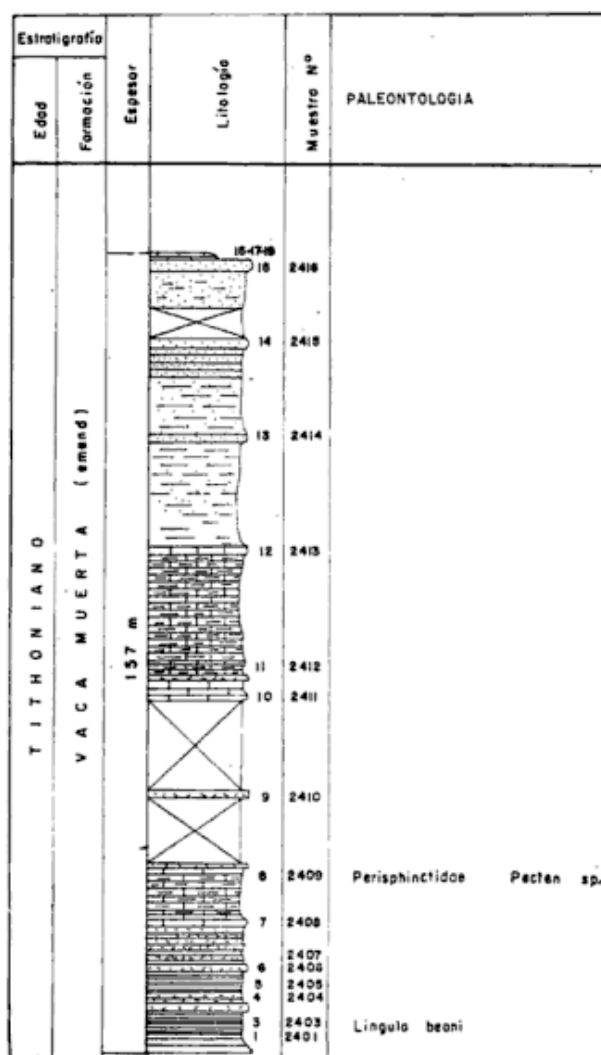


Fig. 8. — Sección Liu-Cullín. Esc. apr. 1 : 1900

### 5. SECCIÓN MALLÍN QUEMADO. AREA MALLÍN QUEMADO.

*Ubicación.* Los estratos estudiados en esta sección se hallan en el cordón más oriental de los varios que, en conjunto, constituyen la sierra de Vaca Muerta, enfrentando por el este al cerro Mallín Quemado (1.380 m). Esta comarca se halla situada aproximadamente 50 km al noroeste de Zapala, siendo perfectamente accesible por camino para automotor. Está comprendida en la Hoja 35 b, Zapala, del mapa geológico-económico de la República Argentina, a escala 1:200.000, que fuera relevada en el año 1943 por el Dr. L. Lambert (ver fig. 9).



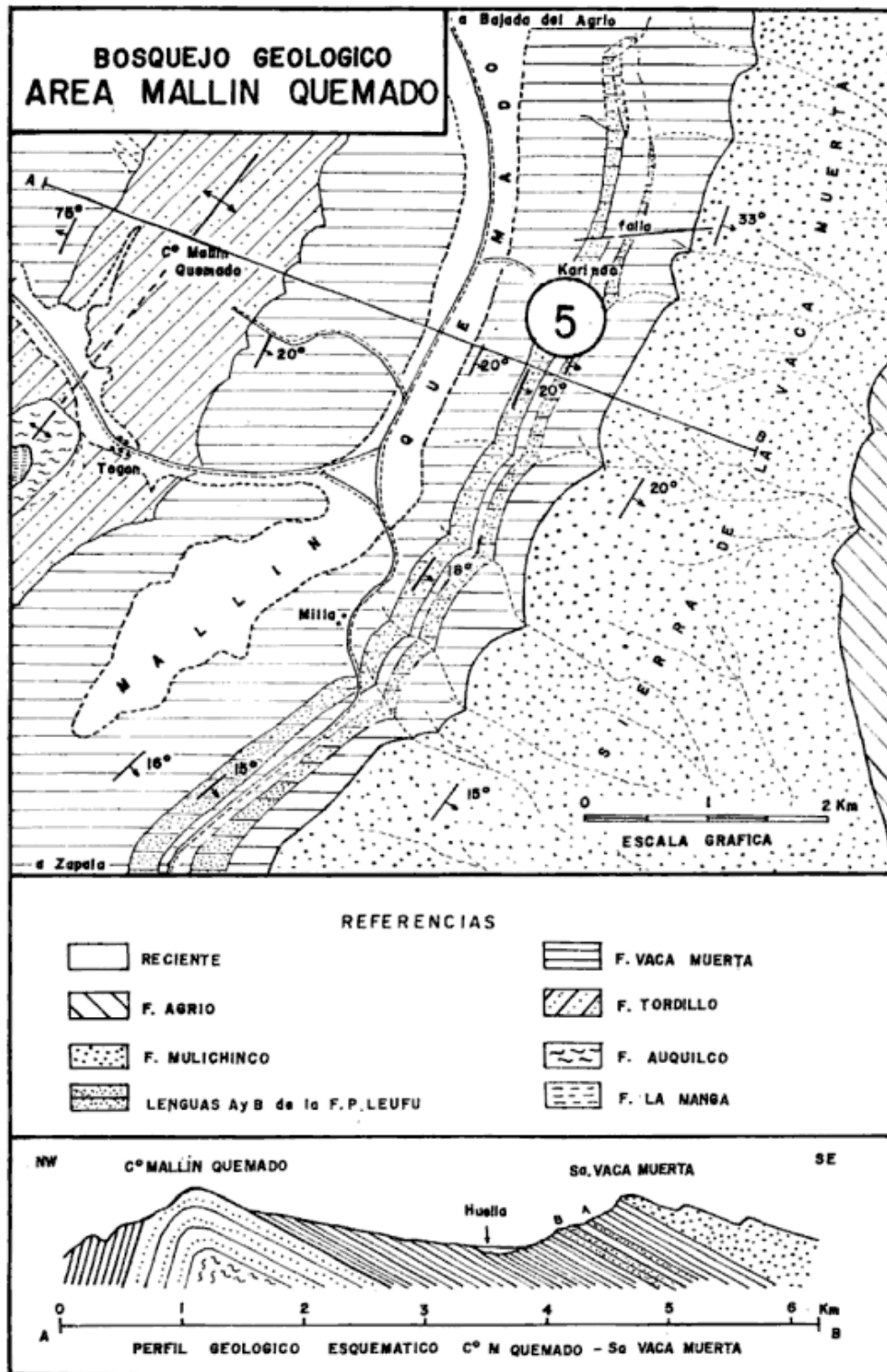


Figura 9

**Estructura.** La sierra de Vaca Muerta constituye parte del flanco oriental de un dilatado anticlinal que se inicia en Piedras Blancas (10 km al noroeste de Zapala) y se prolonga por espacio de aproximadamente 40 km con rumbo ge-

neral nordeste y tendencia a hundirse en ese sentido. El ala oriental de este anticlinal está claramente expuesta y sus capas se inclinan con intensidades que oscilan entre 18° y 30° hacia el este. El ala occidental, en cambio, apa-

rece fuertemente perturbada y sus capas se inclinan con valores de 50° a 80° hacia el oeste. Estos valores determinan claramente un anticlinal asimétrico, como puede ser visualizado en el perfil esquemático de la fig. 9.

**Estratigrafía.** La sección Mallín Quemado comprende a los estratos que constituyen la Formación Vaca Muerta, en el sentido sostenido en este estudio (ver Fig. 10). Afortunadamente, fue abarcada en su totalidad, ya que fueron localizadas las relaciones de base con la Formación Tordillo y de techo con la Formación Mulichinco, con un espesor total de 1.150 metros, comprendiendo a todo el Tithoniano y al Berriasiano inferior. A continuación se describen los rasgos megascópicos de la sección, de arriba hacia abajo:

**Formación Mulichinco.** Los términos basales de esta formación están caracterizados por 3 metros de areniscas de grano fino, verde oliva, con estratificación fina a bandeada, a las que le siguen 7 metros de areniscas de grano mediano, blanquecina amarillenta a gris, con estratificación entrecruzada. Arriba de este paquete arenoso se encuentra un banco con *M. eximia*, *T. opistolophophora* y *T. transitoria*.

**Formación Vaca Muerta (emend.).** Espesor total: 1.150 metros.

- 20,00 m Lutitas castaño oscuras con limolitas y delgados niveles arenosos de grano fino, con restos carbonosos intercalados.
- 0,45 m Caliza gris azulada, superficie de meteorización castaño clara.
- 0,40 m Limolita castaño amarillenta. Deleznable.
- 0,18 m Caliza concrecional gris.
- 0,20 m Caliza maciza, gris oscura.
- 0,13 m Lutitas castaño claras con abundante mica.
- 0,30 m Limolita castaño oscura, con pátina blanquecina.
- 2,00 m Lutitas castaño oscuras con niveles de limolita del mismo color intercaladas.
- 1,50 m Calcilutitas grises en la parte superior y lutitas castaño oscuras, con pátina blanquecina, en la parte inferior.
- 0,42 m Arenisca de grano muy fino, castaño oscura, con pátina blanquecina. *Steinmannella transitoria*.
- 4,30 m Lutitas castaño oscuras, cerca de la base se hacen más arcillosas.

- 0,25 m Limolita castaño oscura.
- 1,10 m Lutitas castaño oscuras a negras, con pátina blanca.
- 0,43 m Limolita castaño clara, con superficie de meteorización blanquecina.
- 5,50 m Lutitas castaño oscuras, con pátina blanquecina, alternadas con arcilitas y areniscas de grano grueso pardo claras. *Arca* sp.
- 8,00 m Lutitas castaño oscuras con intercalaciones de limolitas castaño claras, alteradas, y en menor proporción arcilitas del mismo color.
- 5,50 m Lutitas castaño oscuras a negras, con abundantes intercalaciones de arcilitas.
- 0,34 m Limolitas castaño oscuras y areniscas de grano fino con caliza en la base.
- 7,70 m Lutitas castaño oscuras, grises y negras, algo alteradas. *Arca* sp.
- 5,00 m Cubierto.
- 0,30 m Calcarenitas grises con superficie de meteorización castaño clara.
- 0,20 m Arenisca de grano muy fino, castaño oscura.
- 1,90 m Limolitas castaño claras y lutitas castaño oscuras alternadas con delgados niveles de areniscas de grano fino.
- 0,90 m Calcarenita de grano fino, gris. Superficie de meteorización castaño clara. En la parte inferior limolita con estratificación fina.
- 0,50 m Coquina con *Exogyra couloni*, intercalada en limolitas castaño claras y pátina gris azulada.
- 4,70 m Arenisca de grano fino gris, con superficie de meteorización castaño clara. En la parte inferior existen limolitas con estratificación fina y lutitas castaño oscuras interestratificadas.
- 0,07 m Coquina con *Exogyra couloni* y *S. transitoria*.
- 1,20 m Limolitas castaño claras, interestratificadas con lutitas castaño oscuras.
- 1,00 m Arenisca calcárea de grano fino, gris. Tenaz. Superficie de meteorización castaño clara.
- 2,00 m Lutitas y limolitas castaño claras, interestratificadas.
- 0,90 m Calcarenitas de grano fino grises. Superficie de meteorización castaño clara.
- 10,00 m Lutitas castaño oscuras interestratificadas con limolitas castaño claras, con pátina blanquecina.
- 0,60 m Arenisca de grano muy fino, con *Exogyra couloni*, *Arca* sp., *Natica* sp., *Hemispiticerus steinmanni*. Superficie de meteorización pardo violácea.
- 2,00 m Lutitas castaño oscuras con pátina blanquecina.
- 0,38 m Coquina con *Exogyra couloni* y *Trigonidae*. El detrito está constituido por arenisca de grano fino castaño clara.

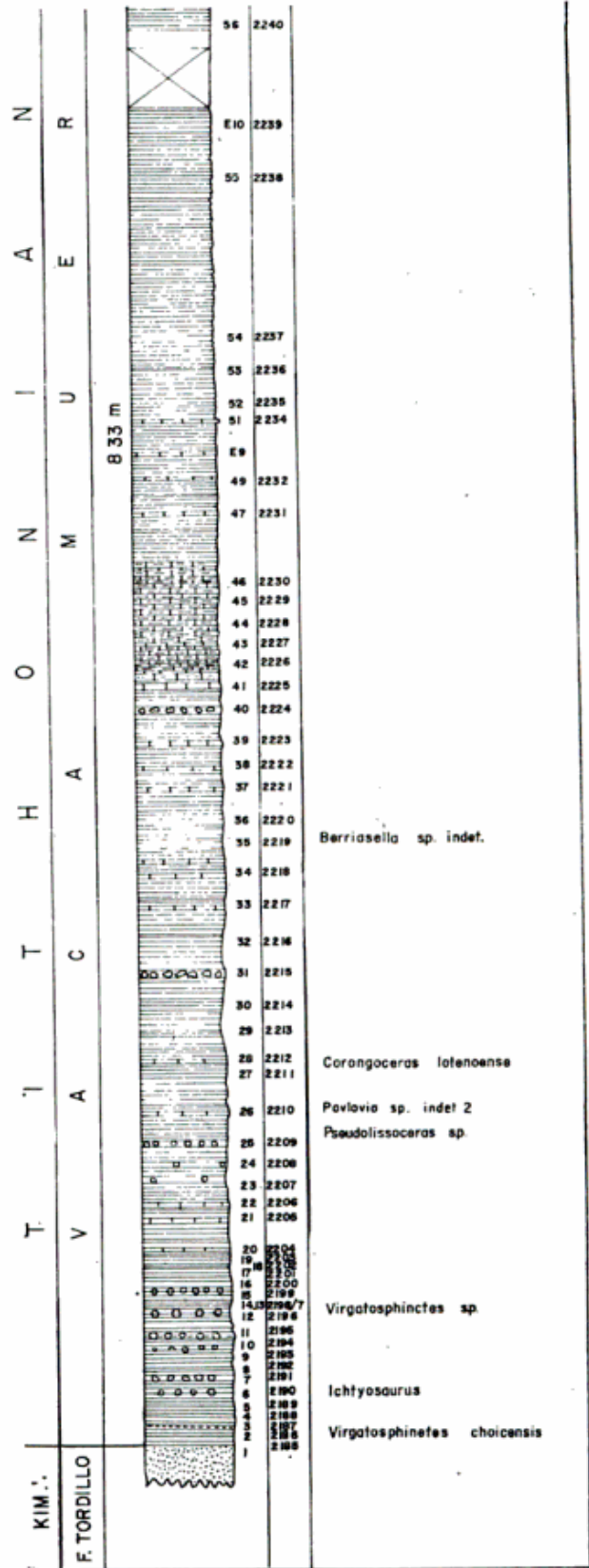
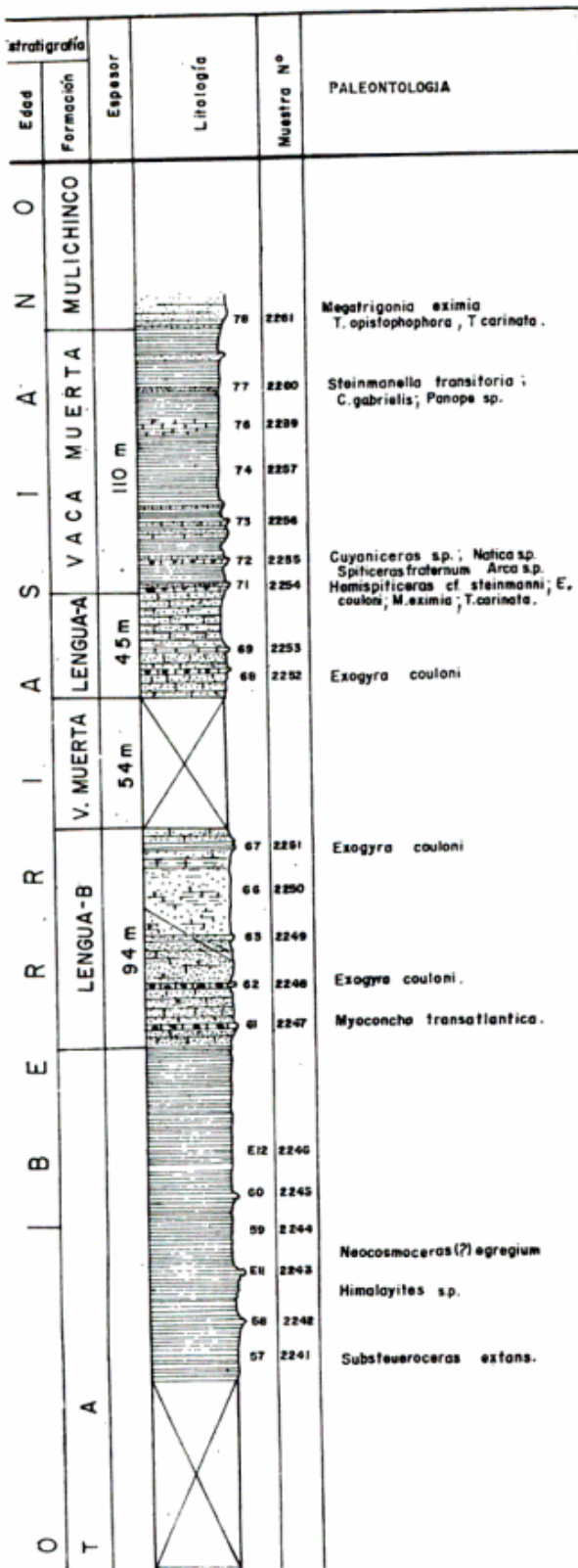


Fig. 10. --- Sección Mallín Quemado. Esc. apr. 1 : 4000

- 6,00 m Lutitas castaño oscuras con superficie de meteorización gris.
- 0,90 m Coquina con *Exogyra couloni*, *M. eximia*, *T. carinata* y *Braunionoda*.
- 
- A**
- 34,75 m Arenisca de grano fino, verdoso clara, tenaz.
- 0,50 m Calcarenita de grano fino, gris clara, con superficie de meteorización pardo rojiza oscura.
- 9,50 m Arenisca de grano fino, verdoso clara.
- 0,40 m Coquina con *Exogyra couloni*.
- 12,60 m Arenisca de grano fino, gris verdosa. Superficie de meteorización castaño clara.
- 
- 54,00 m Lutitas y calcilutitas gris oscuras, bastante cubiertas por detrito arenoso.
- 
- B**
- 7,00 m Arenisca de grano fino, gris.
- 0,15 m Arenisca calcárea de grano fino, azulada. Superficie de meteorización verdosa. *Thurmanniceras?* sp.
- 0,20 m Calcilutitas grises.
- 0,55 m Arenisca de grano muy fino, gris. Superficie de meteorización castaño clara.
- 37,50 m Limolita castaño clara, fisil. Superficie de meteorización gris blanquecina.
- Falla*
- 2,00 m Arenisca calcárea de grano muy fino, gris verdosa. Superficie de meteorización pardo rosada amarillenta. Impresiones de pelecípodos.
- 20,00 m Arenisca calcárea de grano fino, verdoso clara.
- 0,50 m Coquina con *Exogyra couloni*.
- 15,50 m Arenisca calcárea de grano fino, verdoso clara.
- 0,80 m Caliza coquinoide, con *Exogyra couloni*, gris azulada. Abundante *Myoconcha transatlantica*.
- 9,20 m Arenisca calcárea de grano fino, gris. Superficie de meteorización castaño clara.
- 
- 50,00 m Lutitas negras que hacia la base son verde oliva. Existen pequeñas concreciones calcáreas.
- 0,50 m Concreciones de caliza negra, con superficie de meteorización castaño clara.
- 10,50 m Lutitas negras.
- 0,20 m Caliza maciza, gris oscura. Superficie de meteorización pardo rojiza.
- 32,80 m Lutitas negras, con *Neocosmoceras? egregium* en la parte superior.
- 0,20 m Caliza castaño oscura, con venillas de calcita. Superficie de meteorización ocre.
- 19,80 m Lutitas negras con abundantes concreciones pequeñas de caliza con *Himalayites* n. sp.
- 0,30 m Calcarenita de grano muy fino, gris. Superficie de meteorización castaño clara. Restos de pelecípodos.
- 11,70 m Lutitas negras.
- 15,00 m Limolita castaño oscura, con superficie de meteorización castaño clara.
- 77,00 m Cubierto (corresponde a las cotas más bajas del perfil, en el centro del Mallín).
- 22,00 m Lutitas negras con superficie de meteorización gris clara a blanquecina.
- 25,00 m Cubierto.
- 132,0 m Lutitas negras, bastante alteradas y cubiertas en parte por detrito arenoso.
- 0,50 m Caliza maciza, castaño oscura, con superficie de meteorización castaño clara.
- 12,50 m Lutitas negras.
- 0,30 m Caliza maciza, gris oscura. Superficie de meteorización castaño clara.
- 11,70 m Lutitas negras.
- 0,30 m Caliza gris. Superficie de meteorización castaño clara.
- 15,80 m Lutitas negras.
- 0,30 m Caliza maciza, negra. Superficie de meteorización castaño clara.
- 19,70 m Lutitas negras.
- 36,00 m Margas castaño claras, físis, con impresiones de ammonites indeterminados.
- 0,20 m Caliza negra, estratificación fina.
- 12,80 m Margas castaño claras.
- 0,80 m Caliza negra, con venillas de calcita.
- 2,20 m Margas castaño claras, con estratificación fina.
- 11,00 m Lutitas negras.
- 0,40 m Concreciones calcáreas de 10 cm de diámetro.
- 16,60 m Margas castaño claras, con estratificación fina.
- 0,30 m Caliza castaño oscura, con superficie de meteorización ocre.
- 10,70 m Lutitas negras.
- 0,40 m Caliza gris oscura a negra. Superficie de meteorización castaño clara.
- 8,60 m Lutitas negras.
- 0,05 m Caliza gris oscura, con superficie de meteorización castaño clara.
- 29,95 m Lutitas negras y margas castaño oscuras alternadas. Superficie de meteorización blanquecina.

- 0,30 m Caliza gris oscura, con estratificación fina.
- 9,70 m Lutitas negras.
- 0,20 m Caliza gris oscura, con estratificación fina. Superficie de meteorización castaña.
- 11,80 m Margas castaño claras. Superficie de teorización blanquecina, a gris clara.
- 0,25 m Caliza gris oscura, con estratificación fina. Superficie de meteorización gris clara.
- 27,75 m Margas castaño claras. Superficie de meteorización blanquecina.
- 0,40 m Concreciones calcáreas gris oscuras.
- 37,60 m Margas castaño claras, físis y blandas.
- 0,30 m Caliza negra. Superficie de meteorización clara. *Corongoceras lotenoense*.
- 21,70 m Margas castaño claras, físis, blandas, con superficie de alteración blanquecina.
- 0,20 m Calcarenita castaño amarillenta, con superficie de meteorización gris clara.
- 14,80 m Margas castaño claras.
- 0,30 m Concreciones de caliza negra.
- 24,70 m Margas castaño claras, con algunas concreciones calcáreas intercaladas.
- 0,15 m Caliza negra.
- 5,75 m Margas castaño claras, con superficie de meteorización blanquecina.
- 0,20 m Caliza negra.
- 13,80 m Margas castaño claras y calcarenitas alternadas.
- 0,10 m Caliza negra.
- 0,70 m Arenisca calcárea de grano fino, castaño oscura.
- 17,20 m Margas castaño claras con concreciones de caliza negra, con ammonites.
- 0,40 m Concreciones de caliza negra.
- 9,60 m Margas castaño claras y lutitas negras alternadas.
- 0,90 m Concreciones de caliza negra.
- 18,80 m Margas castaño claras con concreciones de caliza negra con ammonites y *Ostrea* sp.
- 6,00 m Margas castaño claras, con superficie de meteorización castaña. *Inoceramus*.
- 8,00 m Lutitas grises con concreciones de caliza negra de hasta 1 m de diámetro, con *Ichthyosaurus*.
- 18,00 m Calcarenita de grano muy fino, negra, con estratificación fina. Superficie de meteorización castaño clara.
- 4,00 m Calcilitas gris oscuras, con superficie de meteorización castaña. *Virgatophinctes choicensis* y niveles de calcarenitas muy delgados.

**Formación Tordillo.** El techo de esta formación se caracteriza por areniscas de grano fino, con estratificación fina, con abundante mica y tonalidad verde botella. Esta formación no se describe en su totalidad por no

corresponder al tema aquí tratado. El contacto con la Formación Vaca Muerta es transicional.

**Observaciones.** Los paquetes arenosos, que han sido designados A y B en la descripción precedente, con un espesor de 45 y 94 metros respectivamente (ver fig. 10) corresponden a lenguas distales de la Formación Picún Leufú (nuevo nombre), las cuales se engranan en las inmediaciones de Mallín Quemado con las pelitas de la Formación Vaca Muerta (*emend.*). La Formación Picún Leufú desaparece completamente algunos kilómetros al norte, mientras que hacia el sur experimenta paulatinamente un incremento en su espesor, acusando en su localidad tipo (intersección de ruta nacional n° 40 con el arroyo Picún Leufú) 322 metros de potencia.

#### 6. SECCIÓN PIEDRAS BLANCAS - C. CARACOLES. AREA ZAPALA.

**Ubicación.** Esta sección está situada al noroeste de Zapala y se arriba a ella después de recorrer 13 km por la ruta 22, que conduce a Las Lajas, hasta la intersección con el camino que va a Mariano Moreno (Covunco). Allí se encuentra la comarca conocida como Piedras Blancas, donde se destaca el cerrito Caracoles (ver fig. 11).

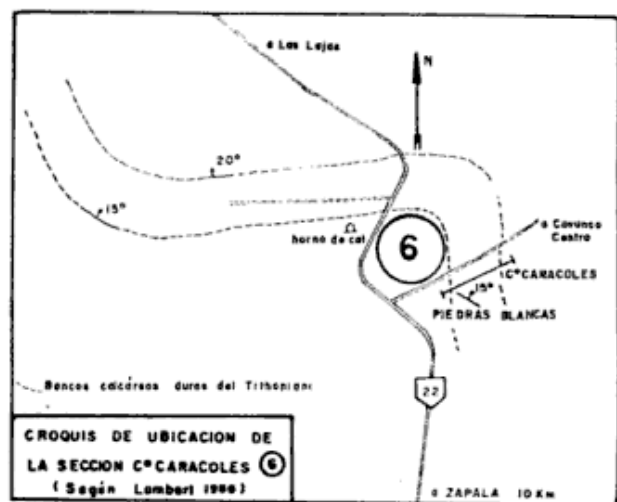


Figura 11

**Estructura.** Las sedimentitas que han sido objeto de estudio por medio de esta sección integran la terminación austral del ala oriental del anticlinal de la sierra de Vaca Muerta, la cual presenta una doble ondulación que determina rumbos y buzamientos variables, como se aprecia en el croquis de la figura 11. En el área perfilada los estratos se disponen según un rumbo N 55° W e intensidades de inclinación que varían entre 18° y 20° 50' hacia el noreste.

**Estratigrafía.** Las sedimentitas aquí medidas corresponden enteramente a la Formación Picún Leufú (ver fig. 12). Las relaciones de base y techo no fueron establecidas, ya que el contacto con la Formación Vaca Muerta subyacente está cubierto por abundante detrito arenoso, mientras que la Formación Mulichinco suprayacente fue en esta parte eliminada por la erosión. El espesor medido de 93 metros corresponde al Tithoniano superior. A continuación se describen los rasgos megascópicos de la sección, de arriba hacia abajo:

**Formación Picún Leufú (n. nom.).** Espesor medido: 93 metros. Base y techo no observados.

Cubierto.

- 7,00 m Arenisca calcárea de grano muy fino, blanca amarillenta.
- 1,00 m Arenisca calcárea de grano fino, blanca amarillenta, con fósiles mal conservados.
- 3,00 m Calcarenita de grano fino, blanco amarillenta.
- 2,00 m Calcarenita de grano fino, blanco amarillenta, con *Pholadomya gigantea*, *Lucina leufuensis*, *Pygurus* y *M. eximia*.
- 8,00 m Calcarenita blanca amarillenta, con estratificación fina.
- 5,00 m Arenisca calcárea de grano muy fino, blanca amarillenta. En la parte superior hay *M. eximia* y fósiles triturados indeterminados.
- 2,00 m Calcarenita blanco amarillenta con abundantes cristales de calcita. *Columnastrea*.
- 2,00 m Calcarenita blanco amarillenta, con *M. eximia* y *Ostrea minos*.
- 2,00 m Calcarenita blanco amarillenta.

- 2,00 m Caliza blanco amarillenta, con *Trigonia carinata*, *Aulacosphinctoides?* sp. y *Lucina leufuensis*.
  - 10,50 m Calcarenita blanco amarillenta.
  - 1,50 m Caliza blanco amarillenta con fósiles triturados. *Panope dupiniana*.
  - 1,50 m Arenisca calcárea de grano muy fino, gris.
  - 1,50 m Caliza blanco amarillenta, con *Ostrea minos* y *Exogyra couloni*.
  - 9,00 m Arenisca calcárea de grano muy fino, gris.
  - 2,00 m Caliza blanco amarillenta, con *Berriassella* y *Ostrea minos*.
  - 4,00 m Caliza blanco amarillenta, con estratificación de 5 a 6 cm de espesor.
  - 4,00 m Calcarenita castaño clara, con estratificación fina.
  - 13,00 m Calcarenita castaño clara, con estratificación fina, y superficie de meteorización blanquecina.
  - 6,00 m Calcarenita castaña, con fósiles triturados.
  - 1,50 m Caliza blanco amarillenta, con superficie de alteración castaña. Venillas de calcita presentes. *Lucina leufuensis* y *Panope dupiniana*.
  - 1,50 m Limolita ocre.
  - 3,00 m Calcarenita blanco amarillenta.
  - 2,00 m Calcarenita blanco amarillenta, con fósiles triturados.
- Cubierto.

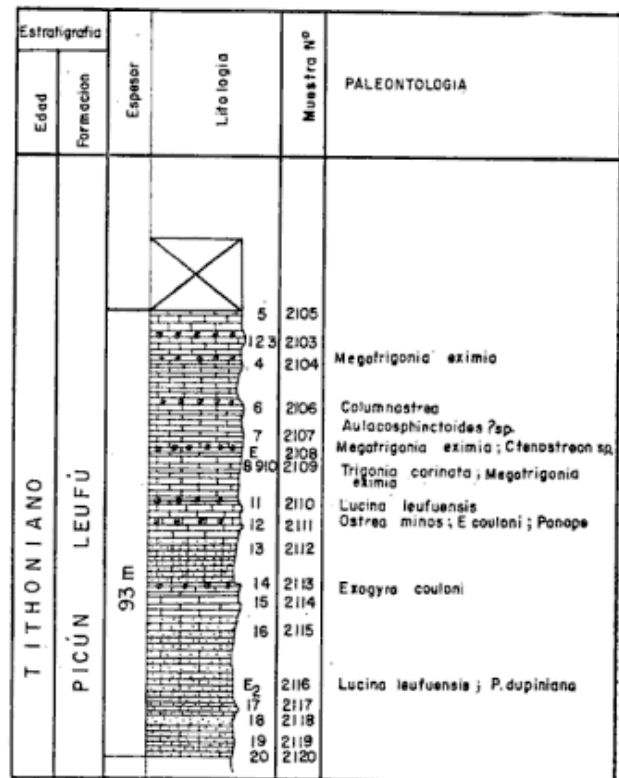


Fig. 12. — Sección Piedras Blancas  
Ese. apr. 1 : 2000

## 7. SECCIÓN PICÚN LEUFÚ.

AREA CRUCE A<sup>o</sup> P. LEUFÚ - RUTA 40.

*Ubicación.* Esta sección fue medida aproximadamente 50 km a sur de Zapala, en el área circundante a la intersección de la ruta nacional n<sup>o</sup> 40 con el arroyo Picún Leufú, la cual está comprendida en la Hoja 36 b de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina, a escala 1:200000 (ver figs. 1 y 13).

*Estructura.* Esta sección ha sido trazada en el flanco sur de un dilatado anticlinal, de rumbo este-oeste. El cierre oriental se encuentra en términos calovianos, pocos kilómetros al este de esta sección. En cambio, el anticlinal se desarrolla hacia el oeste por más de 30 km, con el arroyo Picún Leufú divagando por su eje y luego describe un arco hacia el sur, para adoptar un rumbo casi norte-sur a medida que se acerca a las localidades de Chacaicó y Charahuilla.

El anticlinal es levemente asimétrico, con el flanco septentrional algo más abrupto que el meridional. Las intensidades de inclinación van decreciendo desde los términos estratigráficos más bajos hacia los más altos. El contacto de las Formaciones Lotena y Vaca Muerta en el flanco austral del anticlinal, posee un rumbo de N 55° E y 33° de inclinación hacia el sur. En la Formación Picún Leufú se producen ciertos fenómenos de flexuras debidos especialmente a su rigidez, pero en líneas generales la inclinación de las capas baja hasta 8° 30' hacia el sudoeste, con tendencia a incrementarse nuevamente en forma leve en el contacto con la Formación Mulichinco.

*Estratigrafía.* En la región de Picún Leufú, el autor tuvo la oportunidad de medir las distintas formaciones jurásicas que, en orden ascendente, se suceden a partir de la Formación Choiyoi (Serie Porfirítica), de la cual se encuentra un pequeño y poco visible afloramiento cerca del eje del anticlinal (dato del Dr. A. F. Leanza). En este estudio,

ofreceré solamente la descripción de los estratos limítrofes jurásico-cretácicos.

La Formación Vaca Muerta se dispone en pseudoconcordancia sobre los estratos calovianos de la Formación Lotena y está cubierta concordantemente por la Formación Picún Leufú. La Formación Vaca Muerta, con un espesor total de 336 metros, es aquí enteramente tithoniana, ya que así lo acredita su contenido faunístico. Se caracteriza, a grandes rasgos, por la presencia de tres miembros, el más antiguo de los cuales está integrado por margas bituminosas castaño oscuras con pátinas que le confieren, visto de lejos, un tinte ocráceo. El miembro medio está constituido por lutitas verde parduscas con niveles y concreciones calcáreas y el superior por margas y arcilitas de tinte grisáceo.

Con el nombre de Formación Picún Leufú se propone designar en este estudio a las sedimentitas constituidas mayormente por areniscas calcáreas blancuecinas que tienen por base a la Formación Vaca Muerta y por techo a la Formación Mulichinco, en relación de concordancia. La localidad tipo de la Formación Picún Leufú es el área circundante a la intersección del puente de la ruta nacional n<sup>o</sup> 40 con el arroyo Picún Leufú, situada aproximadamente 50 km al sur de Zapala, donde arrojó un espesor de 322 metros. La Formación Picún Leufú corresponde, en base al estudio de su fauna de ammonites a la parte alta del Tithoniano medio y al Tithoniano superior.

Como se verá más adelante, esta formación fue atribuida por numerosos autores a la Formación Quintuco de Weaver, la cual tiene una composición litológica diferente y una edad más moderna.

La Formación Mulichinco suprayacente no fue perfilada, por no corresponder al tema aquí tratado.

A continuación se describen los rasgos megascópicos de las formaciones estudiadas, con el mayor detalle posible, de arriba hacia abajo:

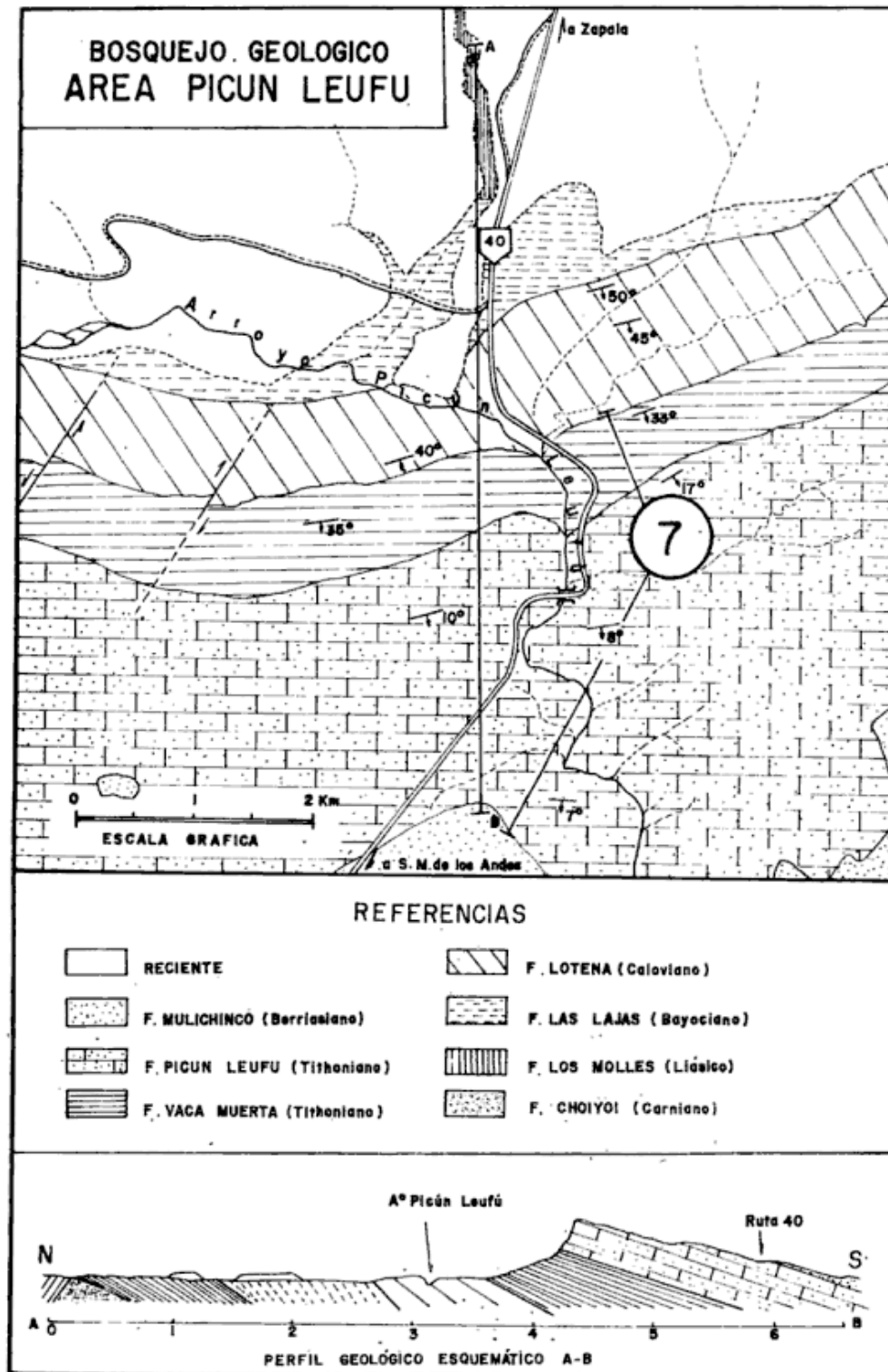


Figura 13

**Formación Mulichinco.** Esta formación se caracteriza en las cercanías de su base por 2 metros de areniscas de grano fino, verde olivas, friables; un metro de arenisca de grano fino pardo clara y más abajo por 23 metros de areniscas de grano fino, de tonalidades verde azuladas intensas.

**Formación Picún Leufú (n. nom.).** Espesor total: 322 metros.

- 0,50 m Calcarenita de grano fino, tenaz, blanco amarillenta.
- 15,50 m Marga, en parte arenosa, de colores pardo verdosos, pardos y verde claros.



- Estratificación fina, con abundante yeso interestratificado, de 2 a 3 cm de espesor.
- 0,40 m Coquina con detrito arenoso, blanca amarillenta, muy calcárea *T. carinata*.
  - 3,60 m Arenisca calcárea de grano fino, parda y verde clara, con yeso interestratificado en niveles delgados. *Exogyra* cf. *couloni*, *Panope dupiniana* y *Turritella*.
  - 0,60 m Coquina blanco amarillenta, con impregnaciones de  $03Fe_2$ , con *Steinmannella erycina*, *Megatrigonia eximia*, *Isognomon ricordeanus* y *Cucullaea* sp.
  - 7,40 m Calcarenita de grano mediano, verde clara.
  - 0,40 m Coquina blanquecina con *Nerinea*, *Astarte* y *Psammobia*.
  - 8,60 m Marga algo arenosa, verde oliva.
  - 2,00 m Coquina blanco amarillenta, con abundante detrito calcarenítico. *S. erycina*, *Pholadomya gigantea*, *Astarte*, *Psammobia*, *Panope dupiniana*.
  - 2,00 m Calcarenita de grano fino, gris verdosa clara, con *Lucina neuquensis*, *Pholadomya gigantea* y *Cucullaea* sp.
  - 6,00 m Arenisca calcárea de grano fino, gris verdosa amarillenta. En la base se halla un nivel con *S. erycina*.
  - 6,00 m Marga verde oliva.
  - 0,50 m Arenisca calcárea de grano fino, verdosa clara.
  - 1,50 m Marga verde oliva.
  - 0,50 m Coquina gris verdosa amarillenta, con fósiles reemplazados por sílice. *Lucina leufuensis*, *S. erycina* y *Panope dupiniana*.
  - 6,50 m Marga verde oliva, con yeso interestratificado.
  - 8,00 m Calcarenitas de grano fino, gris verdosa amarillenta, con estratificación fina. En la base hay *Lucina* y *Panope*.
  - 17,00 m Calcarenitas de grano fino, gris amarillentas, con estratificación fina.
  - 0,40 m Arenisca calcárea de grano fino con *Exogyra* cf. *couloni* y *Trigonia*.
  - 4,60 m Arenisca calcárea de grano fino, amarillenta, con estratificación fina y friable.
  - 0,40 m Arenisca calcárea de grano fino, gris clara, con fósiles mal conservados. *Panope* y *Astarte*.
  - 4,60 m Calcarenitas de grano fino, verde olivas friables, con estratificación fina.
  - 0,60 m Arenisca calcárea de grano fino, gris clara, tenaz. *Lucina leufuensis*.

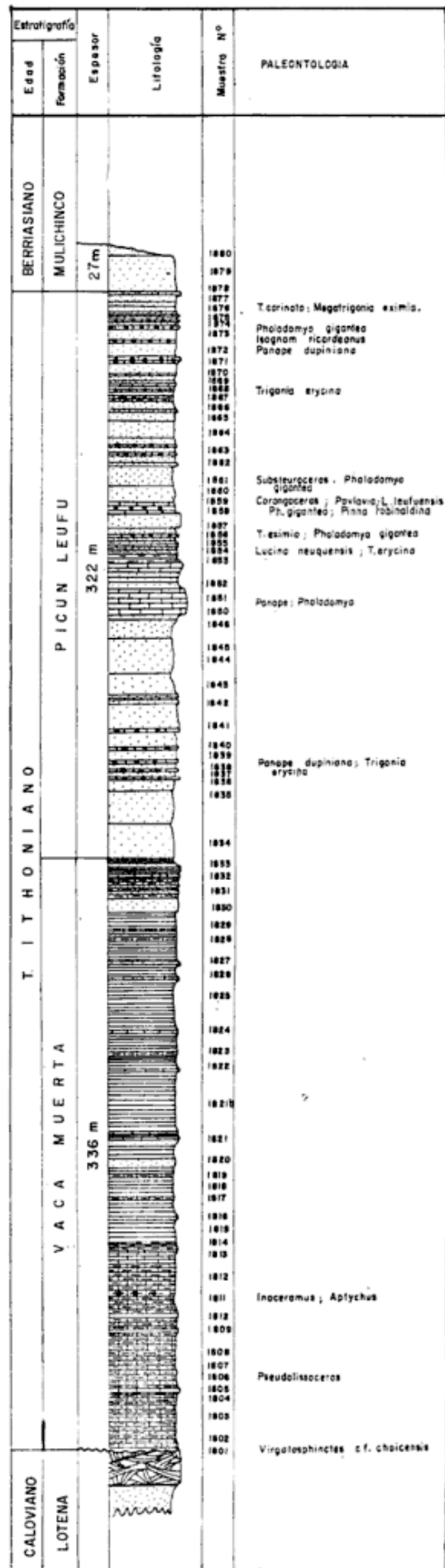


Fig. 14. — Sección Picún Leufú  
Esc. apr. 1 : 4800

- 22,40 m Arenisca calcárea de grano fino, verde oliva, friable, con pelecípodos mal conservados como *Psammodia*, *Pholadomya* y *Astarte*.
- 4,50 m Coquina blanco amarillenta, muy fosilífera con *Pavlovia*, *Substeueroceras*, *Pholadomya gigantea*, *Inoceramus*, *Columnmastrea*, *Panope dupiniana*, *Pinna robinaldina*, *Lucina neuquensis* y *S. erycina*.
- 10,00 m Calcarenita de grano fino, gris, con pelecípodos triturados y oolitas, bastante tenaz.
- 4,50 m Calcarenita de grano fino, pardo grisácea.
- 1,00 m Coquina castaño clara, con *Pholadomya gigantea*, *M. eximia*, *Astarte*, *Pinna robinaldina*, *Inoceramus*, *Pecten*, *Tylostoma* y *Gasteropoda*, indet., *Modiolus* cf. *subsimplex*.
- 14,00 m Calcarenitas y calizas verdoso claras en margas verde olivas.
- 5,00 m Arenisca calcáreas verde azuladas, duras.
- 10,00 m Areniscas calcáreas friables, verde grisáceas y castañas, con algunos niveles margosos delgados.
- 15,00 m Caliza blanquecina amarillenta con niveles de calcarenitas intercalados, con oolitas y nódulos de pedernal frecuentes. Muy dura, constituye un excelente banco guía. *Lucina leufuensis* y *Panope* abundantes y en menor cantidad *M. eximia* y *Berriasella*.
- 45,00 m Arenisca calcárea de grano fino, blanquecina verdosa, tenaz. Planos de estratificación separados por 20-30 cm, hacia abajo es más friable.
- 5,00 m Arenisca calcárea amarillenta, con restos de fósiles mal conservados. Hacia abajo hay un banco más duro, verdoso, con nódulos de calcadonia.
- 5,00 m Calcarenita de grano fino, verdosa y verdosa blanquecina hacia abajo.
- 0,50 m Coquina pardo amarillenta, con *Panope* y *Pholadomya*.
- 8,50 m Arenisca calcárea de grano fino, amarillenta.
- 0,50 m Coquina pardo amarillenta, con *Panope* sp.
- 7,50 m Arenisca calcárea de grano fino, verdosa.
- 0,50 m Coquina pardo amarillenta a blanquecina con *Panope*, *Lucina* y *Trigonia*.
- 2,40 m Arenisca calcárea de grano fino, pardo clara.
- 0,50 m Coquina pardo clara, muy tenaz, con pelecípodos triturados.
- 6,50 m Arenisca calcárea de grano grueso, pardo amarillenta.
- 19,00 m Arenisca calcárea de grano grueso, pardo blanquecina, con pelecípodos triturados.
- 18,00 m Arenisca calcárea de grano fino, blanquecina. En la base se hace margosa.
- Formación Vaca Muerta* (emend.). Espesor total: 336 metros.
- 10,00 m Margas pardo claras, con niveles con geodas de cuarzo de 6 a 8 cm de diámetro y niveles alternados de areniscas calcáreas de grano fino, delgados.
- 12,00 m Margas, en parte arenosas, pardo claras, con concreciones calcáreas de 2 a 3 cm de diámetro.
- 9,00 m Arenisca margosa de grano fino, castaña, con estratificación fina.
- 9,00 m Margas y arcillitas grises.
- 18,00 m Margas castaño oscuras, con superficie de meteorización gris, alternadas con lutitas grises.
- 0,40 m Arenisca calcárea de grano fino, pardo rojiza.
- 10,60 m Lutitas grises.
- 0,20 m Arenisca calcárea de grano fino, amarilla pardusca.
- 27,80 m Lutitas arcillosas gris oscuras, con pátina en partes amarilla limón.
- 0,20 m Caliza gris oscura. Superficie de meteorización pardo rojiza. Venillas de calcita.
- 12,80 m Lutitas gris oscuras.
- 0,30 m Margas verde oscuras.
- 9,70 m Lutitas gris oscuras.
- 0,40 m Caliza maciza, castaño oscura. Superficie de meteorización pardo amarillenta.
- 33,60 m Margas verde oscuras, con superficie de alteración verde grisácea.
- 0,40 m Caliza maciza, amarillenta ocrácea, con escasos fósiles mal conservados.
- 0,40 m Lutitas gris oscuras.
- 0,20 m Caliza gris y superficie de meteorización amarillento ocrácea.
- 5,00 m Arenisca calcárea de grano fino, blanquecina a verdosa clara.
- 10,00 m Lutitas arcillosas pardo claras, fítiles.
- 5,00 m Arenisca de grano fino, blanquecina a verdosa clara.
- 17,00 m Lutitas arcillosas pardo claras, fítiles, con abundantes materia orgánica.
- 0,20 m Marga pardo clara.
- 10,80 m Lutitas pardo claras, fítiles.
- 0,30 m Arenisca calcárea de grano fino, blanquecina amarillenta. Resalta claramente entre las lutitas y constituye un buen banco guía.
- 13,70 m Lutitas verde parduscas.
- 4,00 m Marga castaño oscura, con yeso interestratificado de 2 cm de espesor.
- 9,00 m Lutitas verde parduscas, con yeso interestratificado de 2 a 4 cm de espesor.

- 13,00 m Margas castaño oscuras, con restos de pelecípodos mal conservados y niveles de yeso.
- 6,00 m Margas bituminosas castaño claras, con *Inoceramus* y *Aptychus*.
- 9,00 m Margas castaño oscuras.
- 1,00 m Arenisca calcárea de grano fino, gris clara.
- 7,00 m Margas castaño oscuras.
- 0,20 m Arenisca calcárea de grano fino, gris clara.
- 33,80 m Margas bituminosas castaño claras a oscuras, con superficie de meteorización gris y partes con pátinas amarillo limón. Físiles.
- 0,30 m Caliza gris clara, con *Pseudolissoceras*.
- 35,70 m Margas bituminosas castaño oscuras, con superficie de meteorización gris y en parte ocre. En la base hay *Virgatosphinctes* cf. *choicensis* y *Torquatisphinctes*.

----- PSEUDOCONCORDANCIA -----

*Formación Lotena.* Los términos superiores de esta formación están constituidos por 20 metros de areniscas de grano mediano a grueso, en parte hasta conglomerádicas, tenaces, grises, con estratificación entrecruzada, con impregnaciones de tonalidad amarillo limón. Este paquete arenoso es considerado por YPF como la Formación Quebrada del Sapo. La Formación Lotena no se describe en sus detalles por no corresponder al tema aquí tratado.

8. SECCIÓN CERRO LOTENA.  
AREA BARDA NEGRA.

*Ubicación.* El cerro Lotena se halla ubicado dentro de los límites de la Hoja 36 c, Cerro Lotena, que fuera levantada por T. Suero (1951). Este paraje, situado en el área oriental de la extensa meseta de la Barda Negra se halla aproximadamente a 70 km al sudeste de Zapala. La región es accesible por medio de huellas y picadas realizadas con fines petroleros (ver fig. 15).

*Estructura.* Las sedimentitas aquí medidas se disponen en marcada discordancia angular sobre los estratos calovianos de la Formación Lotena. Los sedimentos tithonianos, que ocupan nuestra atención en este estudio, tienen un rumbo dominante E-W e inclinaciones de 20° hacia el sur y se apoyan, por

medio de un conglomerado basal de un metro de espesor, sobre la Formación Lotena, que si bien presenta el mismo rumbo, posee inclinaciones desde 50° hacia el sur hasta completamente verticales.

En el paquete de arcillas rojas y verdes de la Formación Lotena, próximo al contacto con la Formación Vaca Muerta, donde se inició el perfil, se encuentra una escama tithoniana, correspondiente al tenaz conglomerado basal de la Formación Vaca Muerta. En las formaciones que nos ocupan, se debe mencionar, además, la presencia de algunas fallas de escasa importancia. A su vez, en la misma comarca, los estratos tithono-neocomianos se hallan en parte cubiertos en discordancia angular por algunos retazos de la Formación Candeleros, que constituye el término basal del Grupo Neuquén (ex estratos con Dinosaurios) (Ver fig. 15).

*Estratigrafía.* En la sección cerro Lotena fueron distinguidas tres unidades formacionales que, de abajo hacia arriba, son: Vaca Muerta, Picún Leufú y Mulichinco (ver fig. 16).

La Formación Vaca Muerta, que se dispone en discordancia angular sobre los estratos calovianos de la Formación Lotena, arrojó un espesor de 129 metros, pudiéndose distinguir un miembro inferior constituido por margas castaño ocráceas, otro por margas pardo verdosas con abundantes concreciones calcáreas y por último otro con pelitas de tinte grisáceo. Esta formación es atribuida al Tithoniano inferior y medio, en base al estudio de su fauna de ammonites <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> El contenido de fósiles de esta sección ha sido particularmente escaso, si se tiene en cuenta la abundancia que existía cuando los primeros estratígrafos llegaron a la comarca. Ello se debe a los ingentes aluviones de turistas y coleccionistas que frecuentan la región, lo que ha llevado al desmantelamiento casi total de la fauna de ammonites, una de las más curiosas e interesantes de la cuenca neuquina.

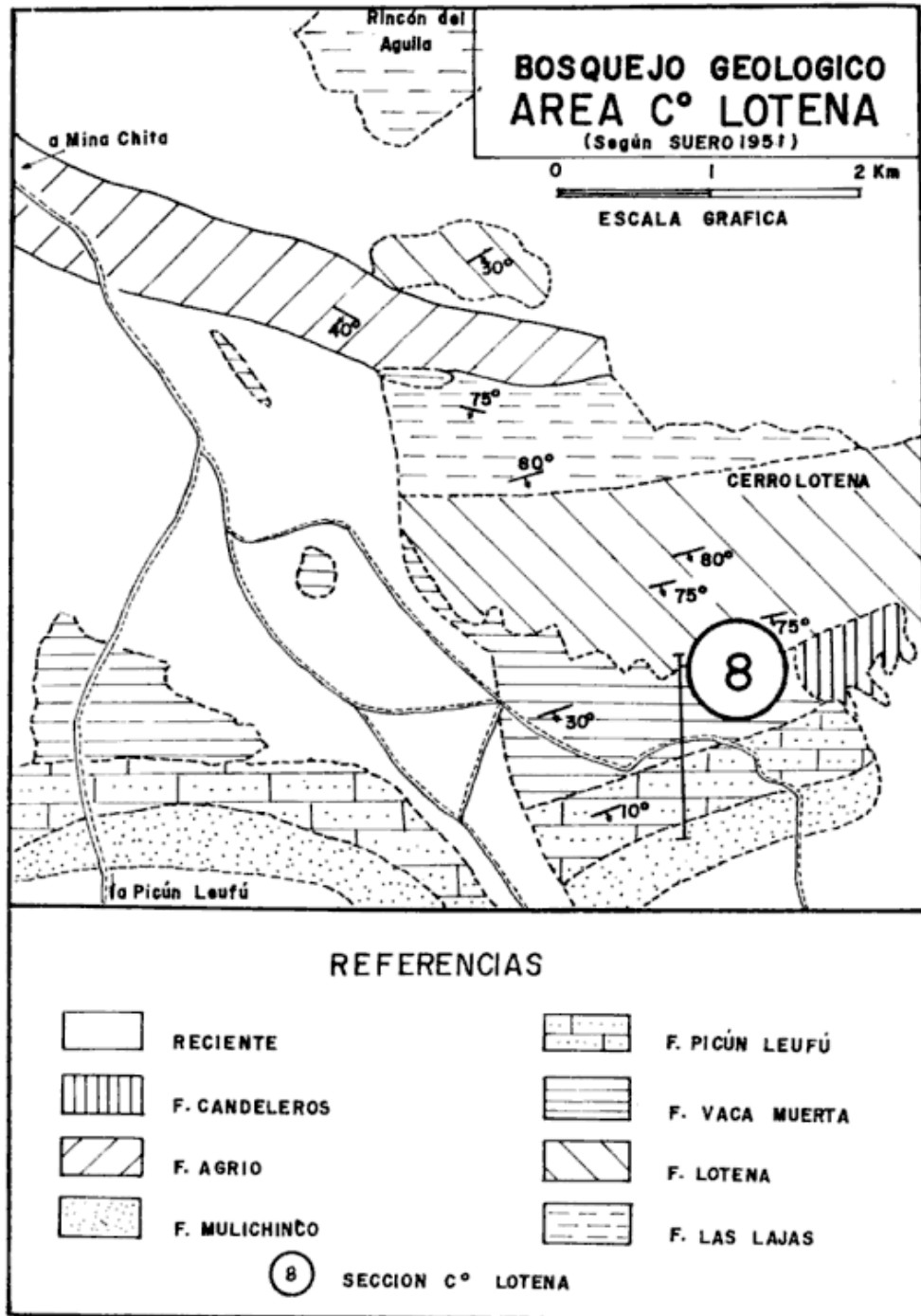


Figura 15

La Formación Picún Leufú se dispone a continuación, en relación de concordancia, y se caracteriza por calcarenitas blanco amarillentas y una variada fauna de pelecípodos, con un espesor total de 57 metros.

Concordantemente sobre la Formación Picún Leufú se dispone la Forma-

ción Mulichinco, con un contenido prácticamente nulo de fósiles y caracterizada por areniscas de grano fino, friables de tonalidades verdes, celestes, azules y violetas. A continuación se describen las características megascópicas de las sedimentitas que constituyen esta sección, de arriba hacia abajo:

**Formación Mulichinco.** Los términos basales de esta formación se caracterizan por areniscas de grano fino, friables, verdes, violetas y verde claras y más arriba por margas celestes, azules, violetas y verdes. No se ofrece la descripción completa de esta formación por no corresponder al tema tratado.

**Formación Picún Leufú (n. nom.).** Espesor total: 57 metros.

- 0,80 m Calcarenita de grano fino, blanco amarillenta, tenaz.
- 4,20 m Calcarenita pardusca, con *Pholadomya gigantea*, *Lucina leufuensis* y *Panope dupiniana*.
- 4,00 m Calcarenita de grano fino, amarillenta. En la base hay bancos con geodas de cuarzo. *Myoconcha transatlantica* y *Lucina leufuensis*.
- 2,00 m Arenisca calcárea, amarillenta, físil.
- 2,00 m Coquina blanco amarillenta, con *Lucina neuquensis*, *Pholadomya gigantea* y *Panope dupiniana*.
- 5,00 m Arenisca calcárea de grano fino, pardo clara, friable.
- 0,70 m Coquina blanco amarillenta con *Pholadomya gigantea*, *Lucina leufuensis* y *Panope* sp.
- 6,30 m Arenisca calcárea de grano fino, pardo clara.
- 0,80 m Coquina blanco amarillenta, con *Ostrea minus*, *Panope dupiniana* y *Lucina leufuensis*.
- 7,20 m Lutitas y margas verde oscuras.
- 8,00 m Coquina blanco amarillenta, tenaz, constituye un excelente banco guía, con *Ostrea lotenoensis*, *Lucina neuquensis*, *Lucina leufuensis*, *M. eximia*, *Panope dupiniana* y *Substeueroceras*.
- 14,00 m Arenisca de grano fino, castaño oscura, friable, con algunos niveles de aragonita de 5 cm de espesor, con *Ostrea lotenoensis*, *Exogyra cf. couloni* y *Lucina neuquensis*.
- 2,00 m Calcarenita coquinoidea, con *Exogyra couloni*, *Lucina neuquensis* y *Serpula*.

**Formación Vaca Muerta.** Espesor total: 129 metros.

- 15,00 m Lutitas verde oliva oscuras, con algunos niveles arcillosos de aspecto bentonítico.
- 0,40 m Caliza maciza, gris rosada, con superficie de meteorización castaña.
- 3,60 m Margas verde oliva oscuras.
- 0,50 m Caliza maciza, gris rosada, con superficie de meteorización castaña.

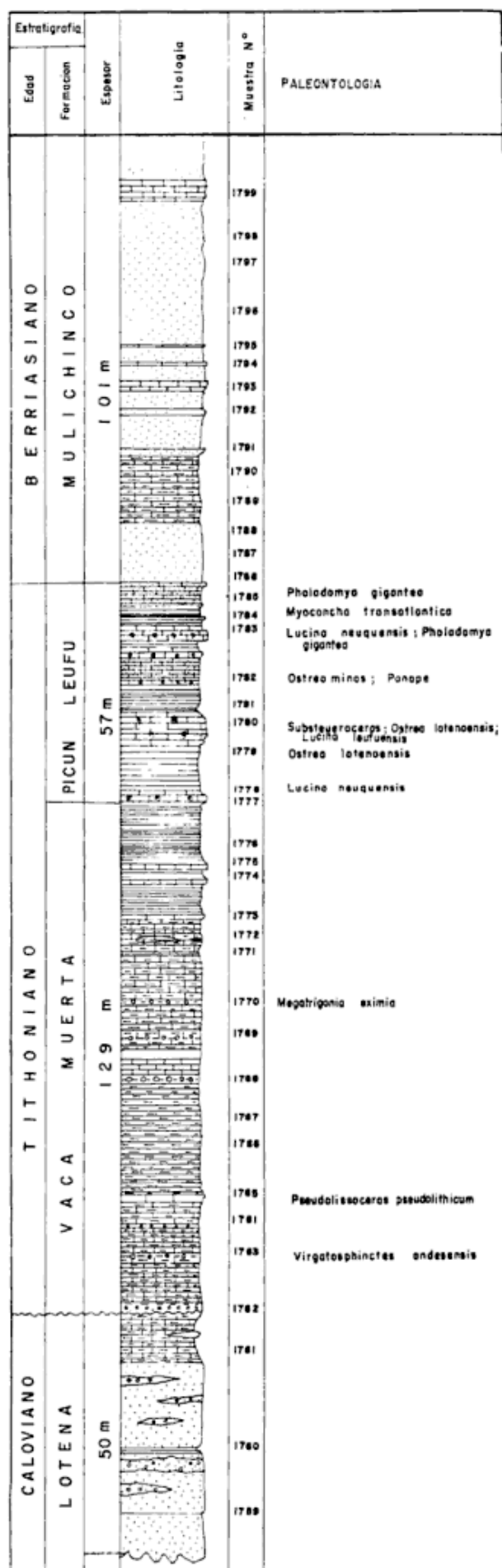


Fig. 16. — Sección Cerro Lotena  
Esc. apr. 1 : 2000

- 7,50 m Margas gris verdosas.  
0,40 m Calcarenita gris oscura, con superficie de meteorización castaña. *Aspidoceras* sp.  
10,60 m Margas verdosas con intercalaciones de algunas concreciones calcáreas. *Aulacosphinctes* sp.  
35,00 m Margas verdosas con concreciones de caliza gris rosada de variado tamaño, con *Aulacosphinctes* sp.  
10,00 m Marga ocre y en menor cantidad pardo verdosa, con algunas concreciones calcáreas ocreas.  
0,70 m Caliza maciza, gris oscura, con algunas vetas de cuarzo.  
14,30 m Marga ocre y castaño clara.  
1,00 m Caliza gris rosada, con *Pseudolissoceras pseudoolithicum*.  
25,00 m Margas castaño oscuras, amarillo ocráceas y niveles delgados verdes, con concreciones calcáreas grandes con *Virgatosphinctes andesensis*.  
1,00 m Conglomerado de base con rodados de 2 a 4 cm de diámetro con matrix arcillo-arenosa, de tonalidad pardo amarillenta oscura, tenaz, con *Virgatosphinctes* triturados.

#### DISCORDANCIA

*Formación Lotena.* Esta formación se caracteriza, en la parte donde finaliza el perfil trazado, por limolitas friables, rojas y verdes, con abundante yeso. En el medio de este paquete sedimentario existe una escama tithoniana correspondiente al conglomerado basal de la Formación Vaca Muerta.

#### EDAD Y CORRELACIONES

En la parte septentrional del área abarcada en este estudio (sierra de Vaca Muerta y cerro Mocho) Weaver describió, en 1931, una sucesión de lutitas negras de aproximadamente 1300 metros de espesor, con algunas intercalaciones arenosas y calcáreas que ocupan el intervalo estratigráfico entre las sedimentitas arenosas de la Formación Tordillo que le sirven de muro y los potentes bancos de areniscas gris verdosas de la Formación Mulichinco que constituyen su techo. Este intervalo de lutitas negras fue subdividido por Weaver en dos formaciones: una inferior, que denominó Formación Vaca Muerta (localidad tipo: sierra de Vaca Muerta) y otra superior, a la que aplicó el nombre

de Formación Quintuco (localidad tipo: faldeo nororiental del cerro Mocho). Según el mismo Weaver, esta subdivisión no estaba basada en diferencias litológicas y, por lo tanto, no constituyen unidades estratigráficas mapeables. Sin embargo, teniendo en cuenta que los ammonites contenidos en la más antigua de las dos formaciones indicaban una edad jurásica superior y que la superpuesta contenía ammonites pertenecientes ya a la parte más antigua del Cretácico, Weaver creyó oportuno aplicarles nombres formacionales diferentes.

Pero, como según las reglas de nomenclatura estratigráfica, una formación es una unidad-roca de características particulares, se comprende que las dos formaciones de Weaver deben ser reunidas en una sola. Se opta aquí por extender la Formación Vaca Muerta, ampliando su sentido original, para incluir también a las lutitas de la llamada Formación Quintuco; es decir, a las que contienen fósiles guías del Cretácico inferior. De este modo, la llamada Formación Quintuco queda eliminada como unidad geológica formal.

Varios geólogos, incluso el mismo Weaver, asignaron a la llamada Formación Quintuco depósitos de areniscas calcáreas blanquecinas, portadoras de una variada fauna de pelecípodos, que afloran desde las inmediaciones de Cuvunco hacia el sur y que tienen excelentes afloramientos en la región cruzada por el curso medio del arroyo Picún-Leufú. En este lugar, el conjunto de areniscas calcáreas blanquecinas, que también contiene bancos calcáreos blancos, macizos, en parte calcareníticos y en parte de precipitación química que forman resaltos en el terreno, cubren concordantemente a lutitas y margas bituminosas oscuras correspondientes a la parte inferior de la Formación Vaca Muerta (*emend.*) y están cubiertos, a su vez, por las areniscas verdosas y rojizas de la Formación Mulichinco. Las referidas areniscas calcáreas blanquecinas fueron consideradas coetáneas de las

lutitas negras de la llamada Formación Quintuco en su localidad tipo. Pero, aunque ello fuera así, no existe razón alguna para aplicar ese mismo nombre (que ya hemos desechado) a depósitos de naturaleza litológica distinta y cuyos afloramientos están geográficamente desconectados. Veremos, además, que tal contemporaneidad tampoco existe en la realidad, pues como tendremos ocasión de demostrar, los estratos de areniscas calcáreas blanquecinas contienen fósiles típicos del Tithoniano medio más alto y del superior, mientras que las lutitas asignadas a la ex "Formación" Quintuco poseen ciertamente fósiles del Berriasiano y del Valanginiano inferior.

Por estas razones, se procede a dar un nombre formal para los referidos estratos de areniscas calcáreas blanquecinas, proponiéndose en este estudio el de Formación Picún Leufú (ver p. 118), designando como localidad tipo a la región circundante a la intersección de la ruta nacional n° 40 con el curso medio del arroyo Picún Leufú. La Formación Picún Leufú experimenta una reducción

en su espesor de sur a norte, desapareciendo completamente en la parte septentrional de la zona estudiada. En el área de Mallín Quemado está todavía representada en forma de digitaciones lingüiformes en la parte alta de la Formación Vaca Muerta (*emend.*).

Estando ya definidas las formaciones geológicas que abarcan el lapso limítrofe jurásico - cretácico, discutiremos ahora las edades que ellas tienen en diversas partes de la región estudiada, sobre la base del conocimiento de los ammonites que respectivamente contienen.

Como escala de referencias, utilizaré la zonación de ammonites dada a conocer por A. F. Leanza (1945) y aceptada por Arkell (1956) para el Tithoniano superior, Berriasiano y Valanginiano, a la cual se agregan las correspondientes al Tithoniano medio e inferior dadas por Groeber (1946) y que está basada en las investigaciones de Gerth (1925 *a*), Krantz (1928) y Weaver (1931). La zonación completa para el referido lapso se transcribe a continuación:

Valanginiano superior	<i>Olcostephanus curacoensis</i>
Valanginiano inferior	<i>Neocomites wichmanni</i>
Berriasiano superior	<i>Spiticeras damesi</i> y <i>C. transgrediens</i>
Berriasiano inferior	<i>Argentiniceras noduliferum</i>
Tithoniano superior	<i>Substeueroceras koeneni</i> <i>Corongoceras alternans</i> <i>Windhauseniceras internispinosum</i>
Tithoniano medio	<i>Aulacosphinctes proximus</i> <i>Pseudolissoceras zitteli</i>
Tithoniano inferior	<i>Virgatosphinctes choicensis</i> <i>Virgatosphinctes pseudolictor</i>

En la región de Picún Leufú, en la parte sur de la región abarcada en este estudio, la Formación Vaca Muerta (*emend.*) tiene un espesor de 336 me-

tros y sobre ella se dispone la Formación Picún Leufú, con un espesor de 322 metros y que, a su vez, está cubierta por la Formación Mulichinco. Los ammoni-

tes más significativos desde el punto de vista cronológico se indican a continuación, destacando que los niveles 1 a 4 corresponden a la Formación Vaca Muerta (*emend.*) y los 5 a 7 a la Formación Picún Leufú.

7. *Substeueroceras* sp.
6. *Corongoceras* sp.
5. *Pavlovia* sp. indet. I.
4. *Aulacosphinctes* sp.
3. *Pseudolissoceras pseudoolithicum*.
2. *Virgatosphinctes andesensis*.
1. *Virgatosphinctes* cf. *choicensis* y *Torquatisphinctes* sp.

Los niveles 1 y 2 pertenecen a las zonas del *pseudolictor* y del *choicensis*, es decir, al Tithoniano inferior. El nivel 3 debe ser referido a la zona del *zitteli*, propia del Tithoniano medio basal, mientras que *Aulacosphinctes* sp. (4) corresponde a la zona del *proximus*, del Tithoniano medio. El nivel 5 se encuentra ya en la formación Picún Leufú y también lo consideraremos en la zona del *proximus*<sup>1</sup> aunque en el más alto Tithoniano medio. Los niveles 6 y 7 pueden ser referidos a las zonas del *al-*

<sup>1</sup> Los ejemplares asignados al género *Pavlovia* en este trabajo fueron considerados por Burckhardt, Gerth, Krantz y Weaver como pertenecientes al género *Aulacosphinctes*. Sobre la validez de esta última atribución genérica caben serias dudas ya que el holotipo de *Aulacosphinctes* Uhlig (*Am. moerickeanus* Opper) tiene una morfología diferente, distinguiéndose, en especial, por el profundo surco que recorre la periferia de sus conchillas. Spath (1936, p. 26) asignó la forma *Aulacosphinctes windhauseni* Weaver (1931, p. 412, lám. 14, fig. 300) directamente a *Pavlovia*, opinión que es compartida por el presente autor al incluir en *Pavlovia* a dos especies distintas halladas en Picún Leufú, en la formación homónima y en Mallín Quemado en la Formación Vaca Muerta (*emend.*), las que, evidentemente son comparables con la especie de Weaver citada, con la cual coinciden en sus detalles generales. Estos llamados *Aulacosphinctes* fueron hallados en Neuquén y en Mendoza por encima de los niveles con *Pseudolissoceras* y por debajo de los niveles con *Windhausenicerias*, por lo cual pertenecen, sin ninguna duda, a la parte más alta de lo que en nuestro país siempre se ha considerado Tithoniano medio.

*ternans* y del *koeneni*, es decir que pertenecen al Tithoniano superior.

Del análisis precedente, se desprende que la Formación Vaca Muerta (*emend.*) comprende en esta localidad solamente al Tithoniano inferior y parte baja del medio, mientras que la Formación Picún Leufú comienza en el Tithoniano medio alto y continua depositándose en el Tithoniano superior y posiblemente abarque parte del Berriasiano inferior dado que, aunque no han suministrado fósiles, se encuentran en concordancia sobre el nivel con *Substeueroceras* sp. (7) 120 metros de estratos.

En la región de Mallín Quemado, en la parte central de la región estudiada, se ha medido en forma completa a la Formación Vaca Muerta (*emend.*) la cual, con un espesor de 1.150 metros, ocupa el intervalo estratigráfico entre las Formaciones Tordillo y Mulichinco, conteniendo en su parte superior intercalaciones arenosas correspondientes a lenguas distales de la Formación Picún Leufú. A continuación se ofrece la sucesión de ammonites más significativos encontrados en esa formación:

8. *Spiticerias* (*Kilianicerias*) *fraternum*
7. *Hemispiticerias* cf. *steinmanni*
6. *Himalayites* n. sp.
5. *Substeueroceras extans*
4. *Corongoceras lotenoense*
3. *Pavlovia* sp. indet II
2. *Pseudolissoceras* sp.
1. *Virgatosphinctes* cf. *choicensis*

El nivel 1 puede ser asignado a la zona del *choicensis* que señala Tithoniano inferior. El nivel 2 es propio de la zona del *zitteli* de la parte baja del Tithoniano medio, mientras que *Pavlovia* sp. indet. II, como señalé anteriormente, puede ser incluida en la zona del *proximus*, que indica Tithoniano medio superior. Los niveles 4, 5 y 6 pueden ubicarse en las zonas del *alternans* y del *koeneni* con lo cual está representado todo el Tithoniano superior. El Berriasiano inferior se encuentra documentado paleontológicamente con los niveles



7 y 8 que pueden ser referidos a la zona del *noduliferum*. Estratigráficamente 75 metros por encima del nivel 8, aparece ya la formación Mulichinco. Entre los niveles 6 y 7 se encuentran las lenguas A y B de la Formación Picún Leufú, las que se sitúan en el límite Tithoniano-Berriasiano (Lengua A) y en el Berriasiano (Lengua B).

De lo expuesto hasta aquí, surge que en la región de Mallín Quemado la Formación Vaca Muerta (*emend.*) comprende al Tithoniano inferior, medio y superior y al Berriasiano inferior.

Si comparamos la región de Picún Leufú con la de Mallín Quemado, parajes separados por aproximadamente 80 kilómetros de distancia, se aprecia que la Formación Vaca Muerta (*emend.*) abarca en la localidad citada en primer término sólo el Tithoniano inferior y parte del medio, mientras que en Mallín Quemado comprende el Tithoniano inferior, medio y superior y al Berriasiano inferior.

La Formación Picún Leufú, por su parte, que en la región de Picún Leufú comienza en el Tithoniano medio superior, abarcando también al Tithoniano superior y quizás a parte del Berriasiano inferior, en las inmediaciones de Mallín Quemado está representada por dos lenguas distales, la inferior de las cuales está situada, como dijimos, en el límite Tithoniano-Berriasiano.

Nos queda por considerar todavía al sector norte de la región estudiada, en la que el intervalo estratigráfico existente entre las Formaciones Tordillo y Mulichinco puede integrarse mediante la correlación de las secciones camino a Pichaihue, cerrito de la Ventana y cajón de Almaza. La secuencia sedimentaria allí comprendida, corresponde a la Formación Vaca Muerta (*emend.*) y está constituida por lutitas negras con intercalaciones menores de margas castañas, bochones calcáreos y algunos niveles arenosos delgados, con espesor total de 1.250 metros. En esta sucesión se des-

tacan los siguientes ammonites, en orden creciente de edad:

11. *Lissonia riveroi*
10. *Acantholissonia gerthi*
9. *Thurmanniceras keideli*
8. *Thurmanniceras neogaeus*
7. *Thurmanniceras cf. discoidale*
6. *Himalayites cf. grandis*
5. *Substeueroceras permulticostatum*
4. *Substeueroceras striolatissimum*
3. *Virgatosphinctes cf. P. aff. transitorius*
2. *Berriasella* sp.
1. *Virgatosphinctes* sp.

El nivel 1 pertenece a la zona del *choicensis* del Tithoniano inferior. No se han encontrado fósiles típicos del Tithoniano medio, aunque *Berriasella* sp. correspondería a ese nivel. Los niveles 3, 4, 5 y 6 corresponden al Tithoniano superior, pues encuentran ubicación en las zonas del *koeneni* y del *alternans*. El nivel 6 pertenece al Berriasiano inferior (zona del *noduliferum*) mientras que los niveles 7-8-9 corresponden a la zona del *damesi*, esto es, al Berriasiano superior. Los niveles 10 y 11 están situados 90 metros por encima del nivel 9, de modo que ya corresponden al Valanginiano (H. Leanza, 1972), posiblemente inferior, o sea a la zona del *wichmanni*. A 20 metros por encima del nivel 11, se encuentra ya la Formación Mulichinco.

De las consideraciones precedentes, concluimos que la Formación Vaca Muerta (*emend.*) comprende en esta parte de la región estudiada, al Tithoniano inferior, medio y superior, al Berriasiano inferior y superior y al Valanginiano inferior. Las digitaciones arenosas de la Formación Picún Leufú, presentes en Mallín Quemado, han desaparecido aquí totalmente (ver fig. 17).

Siguiendo más al norte, ya fuera de nuestra zona de estudios, en la sierra de Reyes, sobre la margen izquierda del río Colorado, en la provincia de Mendoza, la Formación Vaca Muerta se desarrolla hasta los 22 metros por debajo del nivel que contiene a *O. curacoensis*, contenido aquí en los términos basales de la Formación Mulichinco. Es decir, que en dicha sierra la For-

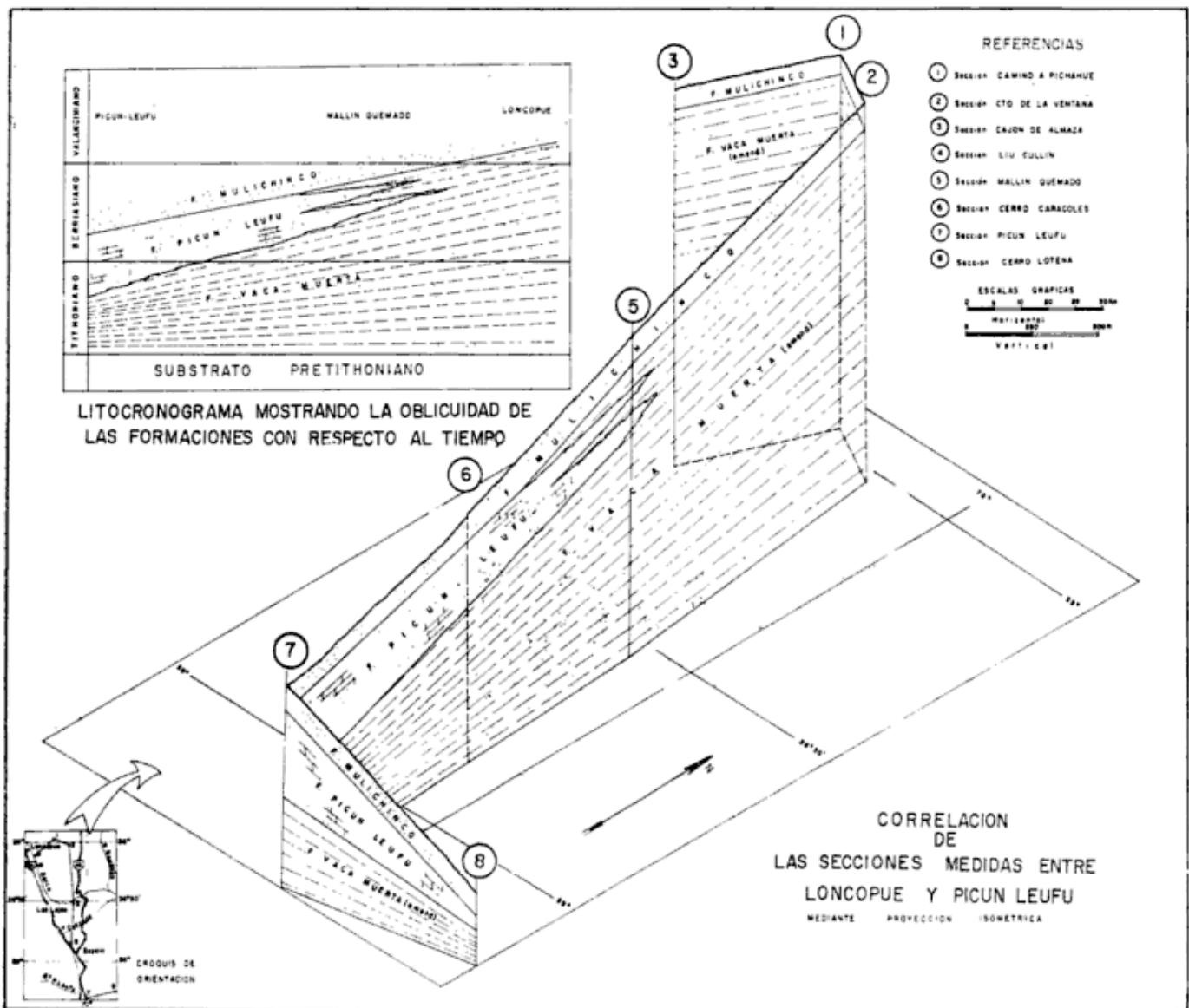


Figura 17

mación Vaca Muerta (*emend.*) abarca términos aún más altos del Valanginiano que en el sector norte de nuestra zona de estudios.

Prosiguiendo aún más al norte, en la sierra Azul, los niveles con *Olcostephanus curacoensis* están contenidos en calcilitas negras; es decir, en facies típicas de la Formación Vaca Muerta, de modo que ésta asciende todavía más en la columna cronológica, mientras que la Formación Mulichinco tiende a desaparecer por variación litofacial.

La Formación Mulichinco, de naturaleza arenosa, tiene un carácter netamente regresivo. El área de proceden-

cia de su material clástico se localiza en el macizo Nordpatagónico. Esta formación es cada vez más joven hacia el norte, cortando su superficie basal oblicuamente a las líneas de tiempo, como lo certifica el hecho de haber comenzado a depositarse en la región de Picún Leufú en el Berriasiano inferior, en Mallín Quemado en el Berriasiano superior y en la región de Loncopué en el Valanginiano medio. Como hemos señalado más arriba, en la sierra de Reyes, por su parte, comienza en el Valanginiano superior y en la sierra Azul pierde nitidez, desapareciendo por completo como unidad formacional, por ser

reemplazada por las pelitas de la Formación Vaca Muerta.

La Formación Mulichinco tiene, en consecuencia, un comportamiento estratigráfico similar al de la Formación Picún Leufú, aunque se propaga distalmente mucho más al norte que esta última.

### CONCLUSIONES

Las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco, que ocupan en orden ascendente el intervalo estratigráfico entre las Formaciones Tordillo y Mulichinco, distinguidas por Weaver en base a su contenido de ammonites que indicaban para la primera una edad jurásica superior y para la segunda una edad cretácica inferior, integran, en realidad, una única formación mapeable, constituida principalmente por lutitas negras con bancos subordinados delgados de areniscas y de calizas. En sus respectivas localidades tipo, no existen entre ambas diferencias litológicas que permitan su distinción en el terreno. Por lo tanto, se opta aquí por extender la Formación Vaca Muerta, ampliando su sentido original, para incluir también a las lutitas de la llamada Formación Quintuco, de modo que esta última queda eliminada como unidad geológica formal.

Los depósitos de areniscas calcáreas blanquecinas, comprendidos entre las Formaciones Vaca Muerta (*emend.*) y Mulichinco, que afloran desde Mallín Quemado hacia el sur, fueron considerados coetáneos y referidos por varios autores, incluso Weaver, a la llamada Formación Quintuco, constituida por lutitas negras en su localidad tipo y que hemos asimilado a la Formación Vaca Muerta (*emend.*). De acuerdo con las reglas de nomenclatura estratigráfica, no existen razones para aplicar un mismo nombre, que ya hemos desechado, a depósitos de naturaleza litológica distinta y cuyos afloramientos están geográficamente desconectados. Por tal ra-

zón, se propone designar aquí como Formación Picún Leufú a los depósitos de areniscas calcáreas blanquecinas y bancos calcáreos blancos, macizos, en parte calcareníticos y en parte de precipitación química. La localidad tipo se encuentra en el área circundante a la intersección de la ruta 40 con el curso medio del arroyo Picún Leufú, donde su espesor es de 322 metros. La Formación Picún Leufú contiene fósiles guías de la parte alta del Tithoniano medio y del Tithoniano superior y, por lo tanto, no es coetánea con las lutitas de la ex "Formación" Quintuco, ahora abarcada por la Formación Vaca Muerta (*emend.*).

En la misma región, la Formación Vaca Muerta (*emend.*) infrapuesta tiene un espesor de 336 metros y abarca sólo el Tithoniano inferior y la parte baja del Tithoniano medio.

En la región de Mallín Quemado, la Formación Vaca Muerta (*emend.*) posee un espesor de 1.150 metros y abarca, según el estudio de sus fósiles, al Tithoniano inferior, medio y superior y al Berriasiano inferior. En su parte superior se han situado dos lenguas distales de la Formación Picún Leufú, la más antigua de las cuales se encuentra en el Tithoniano superior y la más joven en el Berriasiano inferior.

La Formación Picún Leufú, en consecuencia, es más joven hacia el norte, cortanado su superficie basal oblicuamente a las líneas de tiempo, engranándose, en las inmediaciones de Mallín Quemado, con las pelitas de la Formación Vaca Muerta (*emend.*).

En el área de Loncopué, la Formación Vaca Muerta (*emend.*), con un espesor de 1.250 metros, abarca al Tithoniano inferior, medio y superior, al Berriasiano inferior y superior y al Valanginiano inferior. Las digitaciones arenosas de la Formación Picún Leufú, presentes en Mallín Quemado, han desaparecido aquí totalmente.

La Formación Mulichinco, que constituye el techo del intervalo estratigrá-

fico estudiado, es más joven hacia el norte, cortando su superficie basal oblicuamente a las líneas de tiempo. Ello se fundamenta en el hecho de haber comenzado a depositarse en la región de Picún Leufú en el Berriasiano inferior; en Mallín Quemado en el Berriasiano superior y en la región de Loncopué en el Valanginiano medio.

En la sierra de Reyes, fuera ya del área estudiada, la Formación Mulichinco comienza en el Valanginiano superior y en la sierra Azul pierde nitidez como unidad formacional, pues es reemplazada por las pelitas que corresponden a la Formación Vaca Muerta (*emend.*). En consecuencia, la Formación Mulichinco tiene un comportamiento estratigráfico semejante al de la Formación Picún Leufú, aunque propagándose distalmente mucho más al norte que esta última.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arkell, W. J., 1956. *Jurassic Geology of the World*. Oliver & Boyd Ed., pp. 1-806, 102 figs., 27 tab., 46 láms. London.
- Behrendsen, O., 1891-1892. *Zur Geologies des Ostabhanges der Argentinischen Kordillere*. Z. Deuts. Geol. Ges., Bd. 43, 1891, pp. 369-420, láms. 22-25; Bd. 44, 1892, pp. 1-42, 4 láms.
- 1922. *Contribución a la geología de la pendiente oriental de la Cordillera argentina*. Actas Acad. Nac. Cienc., VII, pp. 157-227, 4 láms. Córdoba.
- Bodenbender, G., 1892. *Sobre el terreno jurásico y cretácico en los Andes Argentinos entre el río Diamante y el río Limay*. Bol. Acad. Nac. Cienc., XIII, pp. 1-44, 2 perfiles, 1 map., Córdoba.
- Burckhardt, C., 1900 a. *Profils géologiques transversaux de la Cordillere Argentino-chilienne*. An. Mus. La Plata, Sec. Min. y Geol., II, pp. 1-136, 32 láms. La Plata.
- 1900 b. *Coupe géologique de la Cordillera entre Las Lajas et Caracautin*. Ibid., III, pp. 102, 20 láms. La Plata.
- 1903. *Beiträge zur Kenntniss der Jura und Kreideformation der Cordillere*. Palaeont., L. pp. 1-145, 21 láms., 4 figs. Stuttgart.
- Digregorio, J. H., 1972. *Neuquén*, en *Geología Regional Argentina*, pp. 439-506, 13 figs. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- Gerth, E., 1925 a. *La fauna Neocomiana de la Cordillera Argentina, en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. Actas Acad. Nac. Cienc., IX-2, pp. 57-132, 6 láms., 16 text. figs. Córdoba.
- 1925 b. *Estratigrafía y distribución de los sedimentos Mesozoicos en los Andes Argentinos*. Actas Acad. Nac. Ciencias, IX, pp. 1-56, 18 láms., 1 text. fig. Córdoba.
- 1928. *La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza*. Actas Acad. Nac. Cienc., X, pp. 122-170, 16 figs., 2 maps., 5 perfiles. Córdoba.
- Groeber, 1918. *Edad y extensión de las estructuras de la cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi*. Physis, IV, pp. 208-240. Bs. As.
- 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gral. Min., Geol., Hidrol., Bol. 58, pp. 1-109, 10 figs., 1 cuadro, 9 láms. Bs. As.
- 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal*. Rev. Asoc. Geol. Arg., I-3, pp. 177-208, 4 figs., 1 mapa. Bs. As.
- 1953. *Mesozoico. Triásico* (colab. P. N. Stipanovic), *Jurásico* (colab. P. N. Stipanovic y A. Mingramm) y *Andico*, en *Geografía de la R. Argentina*, II, 1a. part. GAEA, pp. 541, 45 figs., 33 láms. Bs. As.
- Herrero Ducloux, A., 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino*. Bol. Inf. Petrol., XXIII-226, pp. 1-39, 8 text. figs. Bs. As.
- Holmberg, E., *Descripción geológica de la Hoja 34-B, Loncopué, Neuquén*. Dir. Nac. Geol. y Min. (Informe en preparación).
- Krantz, F., 1928. *La Fauna del Titono superior y medio en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. Actas Acad. Nac. Cienc., X-4, pp. 1-57, 12 figs., 4 láms. Córdoba.
- Lambert, L. R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 35-B, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. n° 83, pp. 1-93, 10 láms., 26 text. figs., 2 maps. Bs. As.
- Leanza, A. F., 1945. *Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. An. Mus. La Plata, n.s., pp. 1-99, 23 láms., 13 text. figs., 1 cuadro. La Plata.
- Leanza, H. A., 1972. "*Acantholissonia*", nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, República Argentina y su posición estratigráfica. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII-1, pp. 63-70, 2 figs. Bs. As.

- Marchese, H. G., 1971. *Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. Neuquén, Rep. Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI-3, pp. 343-410, 13 figs. Bs. As.
- Spath, F. L., 1936. *The Upper Jurassic invertebrate faunas of Cape Leslie, Milne Land, II, Upper Kimmeridgian and Portlandian*. Meddel. Groenland, Bd. 99-3, pp. 1-180, 50 láms., 2 text. figs. Copenhagen.
- Steuer, A., 1897. *Argentinische Jura-Ablagerungen. Ein Beitrage zur Kenntniss der Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Anden*. Pal., Abh., N. F. Bd. VII-3, pp. 127-222, 24 láms., 7 figs., 1 map. Jena.
- 1921. *Estratos Jurásicos Argentinos*. Actas Acad. Nac. Cienc., VII-2, pp. 25-128, 24 láms., 8 text. figs. Córdoba.
- Stipanovic, P. N., 1969. *El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV-4, pp. 367-388, 1 cuadro. Bs. As.
- Suero, T., 1951. *Descripción geológica de la Hoja 36-C, Cerro Lotena (Neuquén)*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. n° 76, pp. 1-67, 12 láms., 4 figs., 2 maps. Bs. As.
- Weaver, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. Mem. Univ. Washington, I, pp. 1-469, 62 láms., 1 cuadro. Seattle.

Recibido el 6 de febrero de 1973.

## CONSTANTES DE CALIBRACION Y FACTORES DE CORRECCION PARA LA APLICACION DEL METODO POTASIO-ARGON EN EL LABORATORIO DEL INGEIS \*

POR E. LINARES<sup>1</sup>, K. KAWASHITA<sup>2</sup> Y L. KLEINER<sup>1</sup>

### RESUMEN

Se dan a conocer las técnicas experimentales utilizadas en las determinaciones de potasio y argón-40 radiogénico, que permiten calcular la edad geológica radimétrica por medio del método potasio-argón en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

Asimismo, se presentan las mediciones realizadas para obtener los valores de las constantes de calibración y los factores de corrección necesarios, para la aplicación del método señalado.

Finalmente, se dan los valores del error experimental de las determinaciones de potasio y argón, como así también de la edad radimétrica calculada.

### ABSTRACT

The experimental techniques used in the determination of the potassium and argon-40 radiogenic content, that permit to calculate the radimetric age by the potassium-argon method in the laboratories of the Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), are described.

Also, the calibration constant values and the correction factors applied in the method, are given.

Finally, the values of the experimental errors for the potassium, argon and age determinations are presented.

### 1. INTRODUCCION

En el presente trabajo se dan a conocer las técnicas experimentales utilizadas en las determinaciones de potasio y de argón, en los laboratorios del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), que permiten calcular la edad geológica radimétrica por medio del método potasio-argón.

\* Contribución N° 6 del INGEIS.

<sup>1</sup> Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Buenos Aires, República Argentina.

<sup>2</sup> Laboratorio de Pesquisas Geocronológicas, Universidad de San Pablo, Brasil.

El montaje del instrumental y equipo necesario se efectuó entre los meses de julio y octubre del año 1971, mientras que durante los últimos meses del mismo año y primeros de 1972, se llevaron a cabo las determinaciones de: a) cálculo de la constante de discriminación del espectrómetro de masas; b) cálculo de la sensibilidad de dicho equipo; c) valor de la corrección por orificio del mismo; d) "blanco" de argón-40 de los sistemas de extracción de argón; e) composición isotópica del gas Ar<sup>38</sup> utilizado como trazador, en cada uno de los sistemas de extracción y

f) cálculo de la constante de calibración P de cada uno de dichos sistemas.

La determinación del valor de esta última constante, o sea la cantidad de moles de Ar<sup>38</sup> incorporada a cada muestra, es de suma importancia en la aplicación del método de dilución isotópica, dado que permite conocer en base al valor de las relaciones Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>38</sup> y Ar<sup>38</sup>/Ar<sup>36</sup> medidas, las cantidades de argón-40 total y argón-40 atmosférico de la muestra analizada y a su vez calcular el contenido de argón-40 radiogénico de la misma. Este último dato, junto con el contenido de potasio, son los necesarios para llevar a cabo el cálculo de la edad de la roca o mineral en estudio.

## 2. TECNICAS EXPERIMENTALES

Las técnicas experimentales utilizadas en la determinación de los contenidos de potasio y de argón-40 radiogénico, para la aplicación del método potasio-argón en los laboratorios del INGEIS, son similares a las utilizadas en los laboratorios de la Universidad de California, Berkeley y de la Universidad de San Pablo y han sido descritos por Folinsbee, Lipson y Reynolds (1956), Lipson (1958), Evernden y Curtis (1965), McDougall (1966), y más recientemente en el libro de Dalrymple y Lanphere (1969).

El método potasio-argón puede aplicarse indistintamente a minerales que contengan potasio, separados de la roca o en el caso de rocas afaníticas al conjunto de la roca, lo que se denomina análisis sobre roca total. El mineral separado, preferentemente anfíboles, micas (muscovita, flogopita, biotita, etc.), sanidina, plagioclasas y feldespatos potásicos o la roca total, es homogeneizado y separado en dos alícuotas representativas, sobre las que se procede a las determinaciones de potasio y argón-40 radiogénico. Con los datos obtenidos la edad radimétrica se calcula por medio de la ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \left[ \left( \frac{Ar_{rad}^{40}}{K^{40}} \cdot \frac{\lambda}{\lambda_e} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

utilizando las siguientes constantes:

$$\lambda = 5,30 \cdot 10^{-10} a^{-1}$$

$$\lambda_e = 0,585 \cdot 10^{-10} a^{-1}$$

$$\lambda_s = 4,715 \cdot 10^{-10} a^{-1}$$

$$\% K^{40} = 0,0119 \% K_{tot}$$

### 2.1. DETERMINACIÓN DE POTASIO

Los análisis por potasio se efectúan por fotometría de llama utilizando un fotómetro "Baird-Atomic", con llama de propano y estándar interno de litio. El procedimiento es similar al descrito por Brannock y Berthold (1949) y cada muestra es analizada por duplicado. Con cada conjunto de muestras, se analiza una muestra patrón como control y además se determina el "blanco de K" de los reactivos utilizados, el que se descuenta del contenido de potasio hallado.

Si la desviación media entre ambos resultados para una misma muestra (con contenido de potasio entre 3 y 10 %), es mayor del 0,5 %, el análisis es repetido, mientras que para muestras cuyo contenido en potasio es menor (entre 0,1 y 3 %, caso de anfíboles y rocas básicas) se acepta una desviación media entre ambos resultados de hasta el 2 %.

De este modo, el error experimental en la determinación del potasio es del orden de 1 - 1,5 % (Linares y Kleiner, 1972).

### 2.2. DETERMINACIÓN DE ARGÓN

La determinación del contenido de argón-40 radiogénico de la muestra se efectúa en dos etapas.

En la primera se procede a la extracción del argón de la muestra en un sistema de extracción de ultra-alto vacío, mientras que en la segunda y por aplicación del método de dilución isotópica

pica, se determina en un espectrómetro de masas para gases, los valores de las relaciones  $Ar^{40}/Ar^{38}$  y  $Ar^{38}/Ar^{36}$ , que permiten calcular dicho valor.

Cada uno de los sistemas de extracción de argón están contruados siguiendo técnicas de ultra-alto vacío, de modo que la fusión de la muestra se realiza con presiones en el sistema del orden de  $10^{-8}$  mm de mercurio. Esto permite disminuir el "blanco de  $Ar^{40}$ " de cada uno de los sistemas a aproximadamente  $2 \cdot 10^{-12}$  moles, que es generalmente unas 1000 veces menor que el contenido de  $Ar^{40}$  de la muestra analizada, por lo cual no interfiere en su determinación.

La muestra es colocada dentro de un crisol de molibdeno, que a su vez se introduce en una botella de vidrio pyrex conectada al sistema de purificación, pero separada del mismo. Esto permite calentar a diferentes temperaturas la muestra y el sistema de purificación, para la obtención de los altos vacíos necesarios previos a la fusión, sin pérdida de argón de la muestra por difusión (Fig. 1).

La fusión se efectúa utilizando un horno de inducción por radio frecuencia de 10 KW y los gases liberados de la muestra son mezclados con una cantidad medida del gas trazador ( $Ar^{38}$  puro), lo que permite determinar con precisión por el método de dilución isotópica el contenido de  $Ar^{40}$  radiogénico de cada muestra analizada. La mezcla de gases es purificada en el "sistema de purificación" por exposición de la misma a la acción de un reactor de  $Cu + CuO$  caliente y de una trampa de zeolitas que permite la eliminación de  $CO_2$  y  $H_2O$  y posteriormente a la de otro reactor de  $Ti$ , que absorbe todos los demás gases ( $N_2$ ,  $O_2$  y  $H_2$ ). La muestra así purificada, virtualmente contiene un 99 % de argón y es aislada del resto recibéndola en un colector, que posee una trampa de carbón activado, a la temperatura del nitrógeno líquido ( $-195^\circ C$ ). El colector es sellado y transferido al espectrómetro de masas donde se efectúa el análisis isotópico.

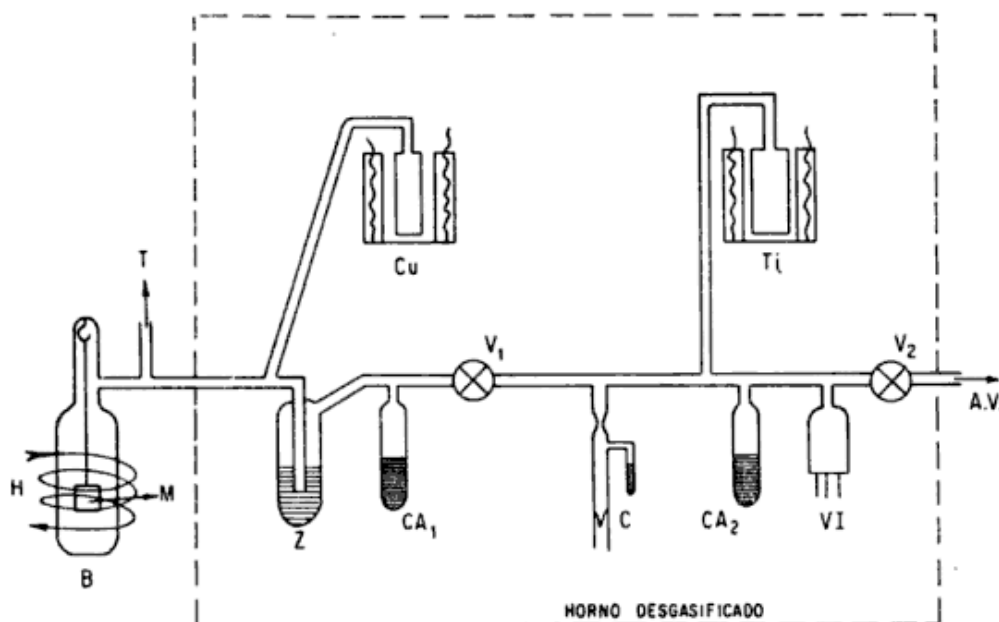


Fig. 1. — Esquema del sistema de extracción de argón. *M*, muestra colocada en el interior de la botella *B* y que se fundirá por medio del horno de inducción *H*; *T*, conexión al sistema de incorporación del trazador; *Cu* y *Ti*, reactores de  $Cu + CuO$  y de  $Ti$ ; *Z*, trampa de zeolitas; *CA*<sub>1</sub> y *CA*<sub>2</sub>, trampas de carbón activado; *V*<sub>1</sub> y *V*<sub>2</sub>, válvulas de alto vacío; *VI*, cabezal del medidor de presión; *C*, colector de la muestra de argón; *A. V.*, sistema de ultra-alto vacío.



En este instrumento se determina el valor de las relaciones  $Ar^{40}/Ar^{38}$  y  $Ar^{38}/Ar^{36}$  de cada muestra; con la primera se puede hallar el contenido de argón-40 total de la muestra y con la segunda el del argón-40 atmosférico que la contamina, lo que permite determinar el contenido de argón-40 radiogénico, ya que:

$$Ar_{rad}^{40} = Ar_{tot}^{40} - Ar_{atm}^{40} \quad (2)$$

El laboratorio potasio-argón del IN-GEIS cuenta con 3 sistemas de extracción y un espectrómetro de masas para gases tipo Reynolds, separado de los sistemas de extracción.

Dos de los sistemas de extracción poseen pipetas metálicas, construidas según diseño de Bieri y Koide (1967) para la introducción de la cantidad medida del gas trazador; en la restante éste se incorpora a partir de ampollas de volumen conocido ("spikes"), pre-

paradas en el laboratorio de la Universidad de San Pablo, Brasil.

El espectrómetro de masas utilizado es del tipo Reynolds (Reynolds, 1956), con tubo de vidrio de 4,5 pulgadas de radio y separador magnético de  $60^\circ$ , operado por el método estático. El alto vacío tanto en el tubo analizador como en el sistema de introducción de muestras, se obtiene por medio de bombas iónicas equipadas con cátodo especial para argón, lo que permite obtener presiones del orden de  $10^{-9}$  mm de Hg o menor, previamente a la medición de la muestra, lo que disminuye notablemente el "blanco de  $Ar^{40}$ " del tubo analizador, en un factor mínimo de 2000, con respecto al contenido de  $Ar^{40}$  de la muestra, por lo cual es despreciable para el cálculo (Fig. 2).

El error experimental de la determinación de  $Ar^{40}$  radiogénico, para muestras con contenido menor del 50 % de argón atmosférico, es del 3 % o menor (Linares y Kleiner, 1972).

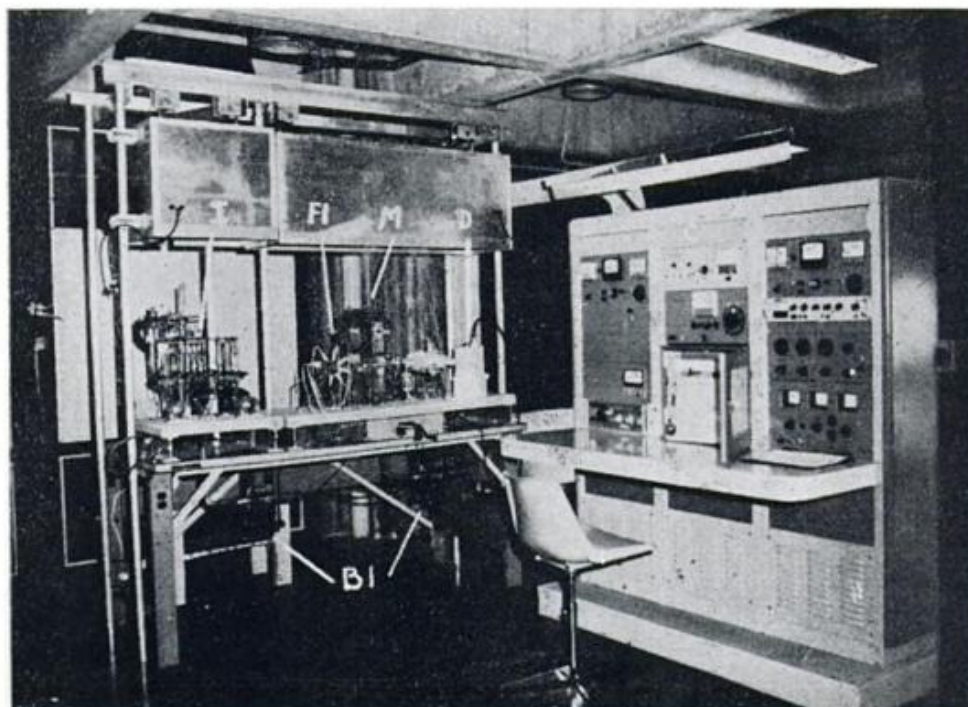


Fig. 2. — Espectrómetro de masas para gases tipo Reynolds. *I*, sistema introducción de muestras; *FI*, fuente de ionización; *M*, electroimán; *D*, detector de iones a lámina vibrante; *BI*, bombas iónicas; *C*, consola de comando y registro.

### 3. DETERMINACION DE LAS CONSTANTES

Luego de la puesta en operación de todo el instrumental, se procedió a efectuar el cálculo de las constantes y factores de corrección necesarios para la aplicación del método, que se detallan a continuación:

- 3.1. Cálculo de la constante de discriminación del espectrómetro de masas.
- 3.2. Cálculo de la sensibilidad de dicho instrumento.
- 3.3. Valor de la corrección por orificio del mismo.
- 3.4. Cálculo del poder de resolución.
- 3.5. "Blanco de Ar<sup>40</sup>" de los sistemas de extracción de argón.
- 3.6. Determinación de la composición isotópica del trazador utilizado en cada sistema de extracción.
- 3.7. Cálculo de la constante de calibración P de cada una de las masas de extracción.

#### 3.1. CONSTANTE DE DISCRIMINACIÓN

Debido a la presencia inevitable de ciertos factores (ionización diferenciada, distinta transmisión del tubo para los diferentes iones, etc.), las relaciones medidas en el espectrómetro son ligeramente distintas de las reales de la muestra. Este fenómeno conocido como discriminación, se corrige multiplicando las relaciones medidas por un factor denominado constante de discriminación.

Se calculó el valor de esta constante del espectrómetro de masas, comparando la relación Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>36</sup> de muestras de argón extraídas del aire (ver. 3.7.), con respecto al valor aceptado para dicha relación de 295,5 (Nier, 1950).

Se llevaron a cabo un total de 13 determinaciones obteniéndose un valor medio de  $292,6 \pm 0,54$ , con lo cual se calculó el valor del factor de corrección por discriminación que para la relación Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>36</sup> es de 1,0099, lo que permite determinar que el factor de corrección aplicado en las relaciones medidas para

cada muestra, Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>38</sup> y Ar<sup>38</sup>/Ar<sup>36</sup>, es de 1,0050.

#### 3.2. SENSIBILIDAD DEL ESPECTRÓMETRO DE MASAS

La precisión en la medida de la cantidad de Ar<sup>40</sup> radiogénico depende principalmente de la calidad de la respuesta dada por el espectrómetro de masas; en particular es sumamente importante la sensibilidad del mismo.

Para ello, se determinó la relación entre el número de moles de argón-38 liberados en cada extracción con respecto a la altura del pico obtenido en el registrador del espectrómetro, representada por el número de divisiones de la escala utilizada (en general x 1 V).

Para tal fin se utilizaron 82 mediciones realizadas sobre muestras extraídas en un período aproximado de 6 meses, obteniéndose como *factor de sensibilidad S'* el siguiente valor:

$$S' = 5,29 \pm 0,18 \cdot 10^{-15} \text{ mol. Ar}^{38}/\text{div.} \quad (3)$$

Este factor de sensibilidad S' es inversamente proporcional a la sensibilidad S del instrumento.

Las condiciones experimentales utilizadas en la determinación de la sensibilidad del espectrómetro de masas fueron: corriente de emisión = 1 mA; voltaje de aceleración = 1800 V.

#### 3.3. DETERMINACIÓN DE LA CORRECCIÓN POR ORIFICIO

El valor de las relaciones Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>38</sup> y Ar<sup>38</sup>/Ar<sup>36</sup> de cada muestra medida durante el análisis debe ser corregida en aquellos casos, en que la muestra no es admitida en su totalidad en el tubo analizador del espectrómetro de masas, por un factor de corrección debido al fraccionamiento y denominado corrección por orificio.

La corrección utilizada por J. H. Reynolds para válvulas del tipo Alpert, sigue la ley

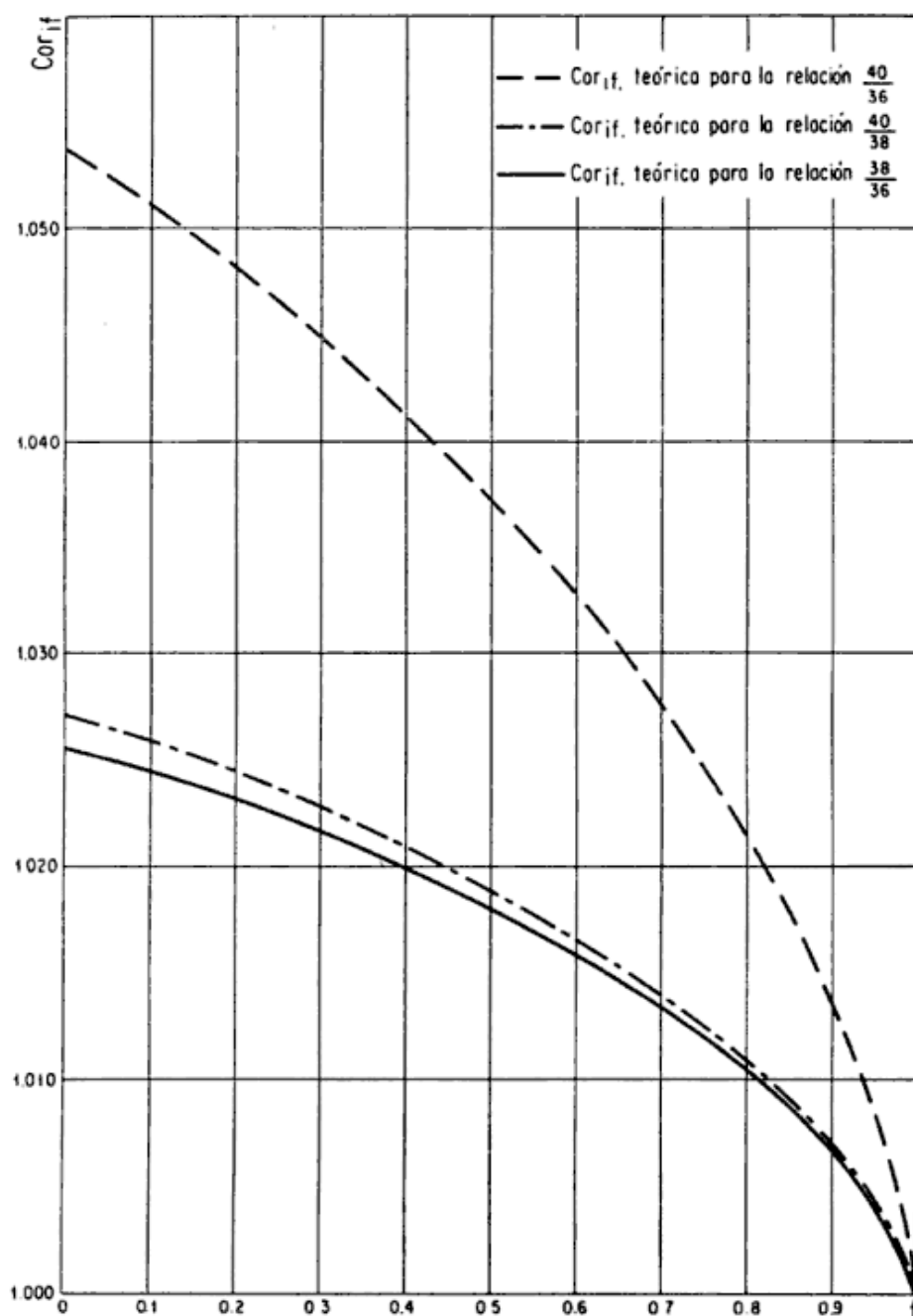


Fig. 3. — Correcciones por orificio teóricas para las relaciones  $Ar^{40}/Ar^{36}$ ,  $Ar^{40}/Ar^{38}$  y  $Ar^{38}/Ar^{36}$

$$C_{\text{orif}} = \frac{1 - (1 - f) \sqrt{\frac{M}{M + \delta M/2}}}{1 - (1 - f) \sqrt{\frac{M}{M - \delta M/2}}} \quad (4)$$

donde

$M$  : es la masa promedio de los isótopos

$\delta M$  : es la diferencia de masa entre ellos

$f$  : es la fracción de muestra admitida.

Esta ley se presenta gráficamente para el caso de las relaciones 40/36, 40/38 y 38/36 (Fig. 3). En la misma se puede observar que:

$$C_{\text{orif}}(40/38) \simeq C_{\text{orif}}(38/36) \quad (5)$$

$$C_{\text{orif}}(40/38) \simeq 1/2 (C_{\text{orif}}(40/36) + 1). \quad (6)$$

Se realizaron 8 determinaciones experimentales sobre muestras de argón

CUADRO 1

Valores de la corrección por orificio teóricos y experimentales obtenidos

AK-N°	f	$\Delta f$	$Ar \left( \frac{40}{36} \right)_T$	$Ar \left( \frac{40}{36} \right)_f$	$C_{exp} \left( \frac{40}{36} \right)$	$\Delta C_{exp} \left( \frac{40}{36} \right)$	$C_T \left( \frac{40}{36} \right)$	D
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
49	0,12	0,02	292,8	283,3	1,0336	0,0026	1,0507	1,0165
3	0,15	0,02	296,3	287,2	1,0316	0,0044	1,0498	1,0176
30	0,23	0,02	293,4	284,2	1,0324	0,0006	1,0473	1,0144
31	0,33	0,02	294,4	283,5	1,0384	0,0060	1,0437	1,0051
34	0,39	0,02	293,0	284,7	1,0292	0,0006	1,0413	1,0117
6	0,54	0,04	287,7	284,0	1,0260	0,0032	1,0355	1,0093
46	0,68	0,03	287,6	282,2	1,0216	0,0030	1,0286	1,0063
25	0,73	0,03	294,0	289,5	1,0200	0,0034	1,0257	1,0056

(1) Número de extracción

(2) Fracción admitida

(3) Error en la medida de la fracción admitida

(4) Relación argón 40/argón 36 medida sobre el total de la muestra

(5) Relación argón 40/argón 36 medida sobre la fracción admitida (2).

(6) Corrección por orificio experimental de la relación argón 40/argón 36.

(7) Error en la determinación de la corrección experimental (6)

(8) Corrección por orificio de la relación  $Ar^{40}/Ar^{36}$  teórica

(9) Factor de discrepancia D entre (6) y (8), adimensional

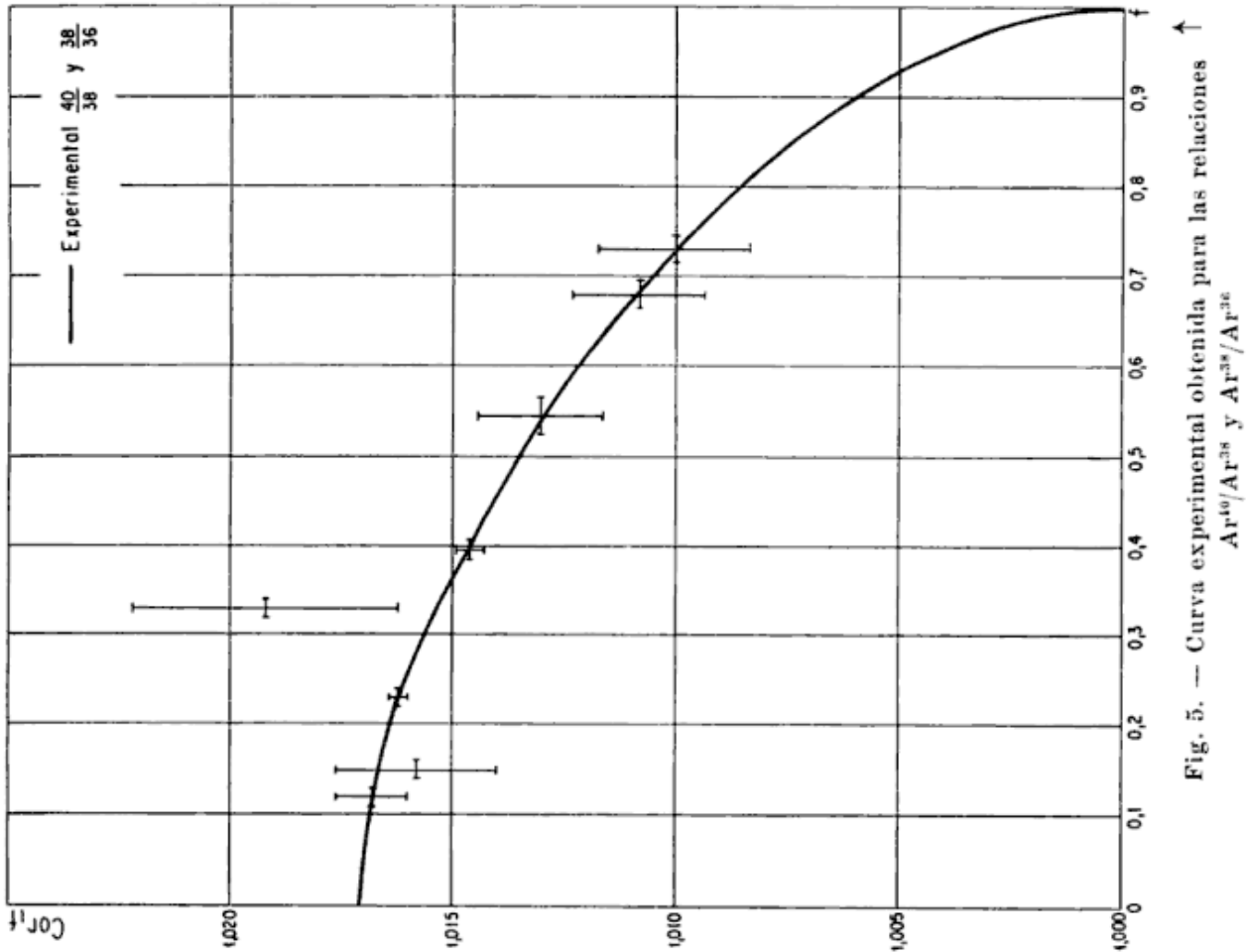


Fig. 5. — Curva experimental obtenida para las relaciones  $Ar^{40}/Ar^{38}$  y  $Ar^{38}/Ar^{36}$

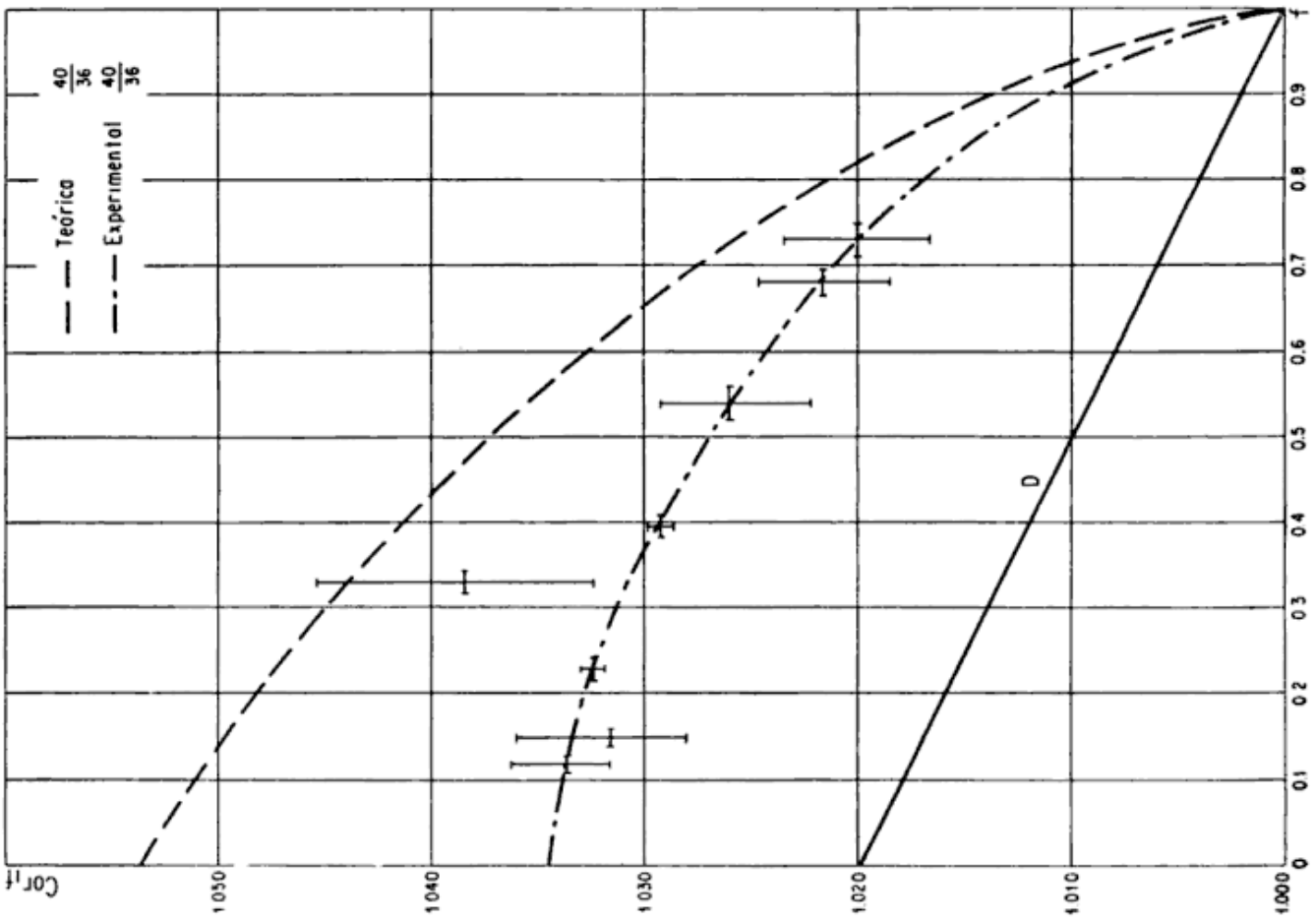


Fig. 4. — Curvas teóricas y experimental para la relación  $Ar^{40}/Ar^{36}$  y factor de discrepancia D entre ambas

atmosférico para distintos valores de  $f$ , midiéndose en cada caso el valor de la relación 40/36 correspondiente a la fracción y al total de la muestra. El cociente entre ambos, da el valor de la corrección por orificio para la fracción respectiva.

En el Cuadro 1, se presentan los valores obtenidos y en la Fig. 4 se representan dichos valores, la curva teórica y el factor de discrepancia  $D$ , definido por

$$D = \frac{C_{\text{orif teóric}}}{C_{\text{orif experimental}}} \quad (7)$$

Se observa que dicho valor de discrepancia  $D$  varía linealmente con " $f$ ". En base a ello, la corrección por orificio en nuestro caso seguiría la ley

$$C_{\text{orif}} = \frac{1 - (1 - f) \sqrt{\frac{M}{M + \delta M/2}}}{1 - (1 - f) \sqrt{\frac{M}{M - \delta M/2}}} \times \frac{1}{1 + a(1 - f)} \quad (8)$$

Siendo  $a = 0,0199$ .

El factor de discrepancia  $D$  se originaría en una diferencia en la geometría de las llaves de alto vacío.

El cálculo de las correcciones por orificio para las relaciones  $\text{Ar}^{40}/^{38}\text{Ar}$  y  $\text{Ar}^{38}/^{36}\text{Ar}$ , que son las que se utilizan en el cálculo de la edad, se realizó en base a la ecuación (6), obteniéndose la curva presentada en la Fig. 5.

### 3.4. CÁLCULO DEL PODER DE RESOLUCIÓN

El poder de resolución de un espectrómetro de masas, suele expresarse por

$$R = \frac{M}{\Delta M} \quad (9)$$

donde

$M$  : masa correspondiente al pico  
 $\Delta M$  : ancho del pico medido en unidades de masa, a un 10 % de la altura total del pico.

En la mayoría de los casos el mínimo poder resolutor requerido, es tal que un ion molecular pueda ser diferenciado de los correspondientes a picos adyacentes. En nuestro caso, en que las muestras están fundamentalmente compuestas por los isótopos estables del argón (masas 36, 38 y 40), el mínimo valor requerido para  $M/\Delta M$  es 20.

El cálculo de la resolución del instrumento utilizado, efectuado a partir de un pico de masa 36 cuyo espectro se realizó a velocidad constante, arrojó un valor para  $\Delta M$  de 0,52 u.m.a., por lo cual el valor de  $R$  para el espectrómetro en uso en INGEIS es:  $R = 70$ . Para otros picos medidos, se obtuvieron resultados similares.

Como era de esperarse, dado la alta sensibilidad del equipo, el poder de resolución es bajo, pero superior al valor necesario como se expresara previamente.

### 3.5. DETERMINACIÓN DEL BLANCO DE LOS SISTEMAS DE EXTRACCIÓN DE ARGÓN

Para asegurar que el vacío obtenido en las líneas de extracción es suficiente y la cantidad de  $\text{Ar}^{40}$  presente no interfiera en la determinación del  $\text{Ar}^{40}$  radiogénico, se miden los "blancos" o "background" de las mismas.

Aceptando el valor de la sensibilidad determinado (ver 3.2.) para las mediciones del isótopo de masa 40, aunque es factible que dicho valor sea ligeramente diferente para los otros isótopos de diferente masa, se determinaron las cantidades de argón-40 existentes en cada uno de los 3 sistemas de extracción de argón disponibles. Para ello en cada uno se procedió a efectuar extracciones sin muestra, o sea determinar la cantidad de argón-40 propia del sistema o "blanco de argón-40".

Se efectuaron un total de 26 determinaciones, obteniéndose valores oscilantes entre  $3 \cdot 10^{-11}$  moles y  $0,6 \cdot 10^{-12}$  moles, siendo los blancos medios obtenidos para cada mesa los siguientes:

Mesa 1 :  $2,0 \cdot 10^{-12}$  moles  $\text{Ar}^{40}$

Mesa 2 :  $2,1 \cdot 10^{-12}$  moles  $\text{Ar}^{40}$

Mesa 3 :  $2,4 \cdot 10^{-12}$  moles  $\text{Ar}^{40}$

Estos valores son satisfactorios y además debe señalarse que se ha observado su disminución desde el principio de la operación de las mesas con el tiempo.

Por otra parte, el fondo del tubo analizador del espectrómetro de masas, no indica la presencia de algún compuesto de masa aparente 40, 38 ó 36.

### 3.6. DETERMINACIÓN DE LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL TRAZADOR

El gas utilizado como trazador para el llenado de las pipetas de las mesas de extracción 1 y 2, proviene del Physical Chemical Institut der Universität Zurich, Suiza. Su composición isotópi-

ca de acuerdo a los datos suministrados por dicho Instituto son:  $\text{Ar}^{38}$ : 98,34 %,  $\text{Ar}^{40}$ : 0,94 %,  $\text{Ar}^{36}$ : 0,72 %,  $\text{N}_2$ : 0,4 %. De acuerdo a estos valores las relaciones  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{38}$  y  $\text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{38}$  del trazador serían de:

$$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{38} : 0,00956$$

$$\text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{38} : 0,00732$$

Las posibles contaminaciones del gas trazador durante la operación del llenado de las pipetas, hacen necesario verificar la exactitud de los valores señalados. A tales efectos, en las mesas 1 y 2 se efectuó la determinación de la composición isotópica del gas trazador, extrayendo fracciones del mismo, purificándolo y midiendo su composición isotópica en el espectrómetro de masas. Se realizaron 7 determinaciones para la mesa 1 y 8 para la mesa 2, obteniéndose los siguientes valores:

Mesa N°	Número de determinaciones	$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{38}$	$\text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{38}$
1.....	7	$0,0254 \pm 0,0009$	$0,00702 \pm 0,00002$
2.....	8	$0,0288 \pm 0,0009$	$0,00703 \pm 0,00003$

Para el caso de la restante mesa, debe señalarse que en ésta se utiliza  $\text{Ar}^{38}$  obtenido en otra preparación anterior del Instituto antes mencionado, de mayor pureza cuya composición es:  $\text{Ar}^{38}$ : 99,980 %,  $\text{Ar}^{40}$ : 0,015 %,  $\text{Ar}^{36}$ : 0,003 %,  $\text{N}_2$ : 0,002 %, lo que da los siguientes valores para las relaciones en cuestión:

$$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{38} : 0,00015$$

$$\text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{38} : 0,00003$$

El valor de esas relaciones determinadas en este laboratorio sobre algunas ampollas de gas trazador, pueden ser considerados concordantes dentro del error experimental, con los hallados para el mismo gas en el laboratorio de San Pablo:

	Buenos Aires	San Pablo
$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{38}$ .....	0,0015	0,0018
$\text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{38}$ .....	0,000027	0,00010

### 3.7. DETERMINACIÓN DE LA CONSTANTE DE CALIBRACIÓN P

Esta determinación se llevó a cabo en dos formas diferentes.

En la mesa de extracción N° 3, en la cual se utilizan ampollas con trazador ("spike"), es necesario determinar en primer lugar el valor de la constante C del sistema de trazadores, para luego hallar el valor de P, dado que

$$P = C \cdot V_T (\text{mol } \text{Ar}^{38}) \quad (10)$$

donde  $C$  es la constante de calibración del sistema de trazadores (expresada en mol  $\text{Ar}^{38}/\text{cc}$ ) y  $V_T$  el volumen de cada ampolla de trazador.

Para determinar el valor de  $C$ , en este caso, se recurrió al método de calibración absoluta, en el cual se purifica una cantidad conocida de argón extraído del aire.

En las dos restantes mesas de extracción, donde se utilizan pipetas, al ser el valor  $V_T$  constante (0,2 cc), se determina primero el valor de  $P_0$ . Para ello se utilizaron patrones inter-laboratorio (muscovita P-207 y Bern-4M) e intra-laboratorio (biotita SJ-1), cuyos contenidos en argón-40 radiogénico son conocidos. El valor de la constante  $P$  se calcula luego en base a la ecuación

$$P = P_0 \cdot e^{-\delta \cdot x} \quad (11)$$

donde

$P_0$  = es el valor de la constante calculada

$\delta$  = volumen pipeteada/volumen pipeteada + volumen pipeta. En nuestro caso es  $\delta = 0,0001$

$x$  = número de pipeteada efectuada.

### 3.7.1. CALIBRACIÓN ABSOLUTA

Para obtener una cierta cantidad de argón extraído del aire, se utilizó el dispositivo tipo "McLeod", diseñado por K. Kawashita del Laboratorio de Pesquisas Geocronológicas de San Pablo, Brasil (Fig. 6).

#### Operación

- 1) Se hace vacío con  $V_1$  y  $V_2$  abiertas y  $V_3$  cerrada.
- 2) Se cierra  $V_2$  y a través de  $V_3$  se deja entrar una pequeña cantidad de aire que previamente se hace pasar por una trampa de  $(\text{OH})_2\text{Ba}$  (2) y por una zeolita + silicagel (1), para eliminar

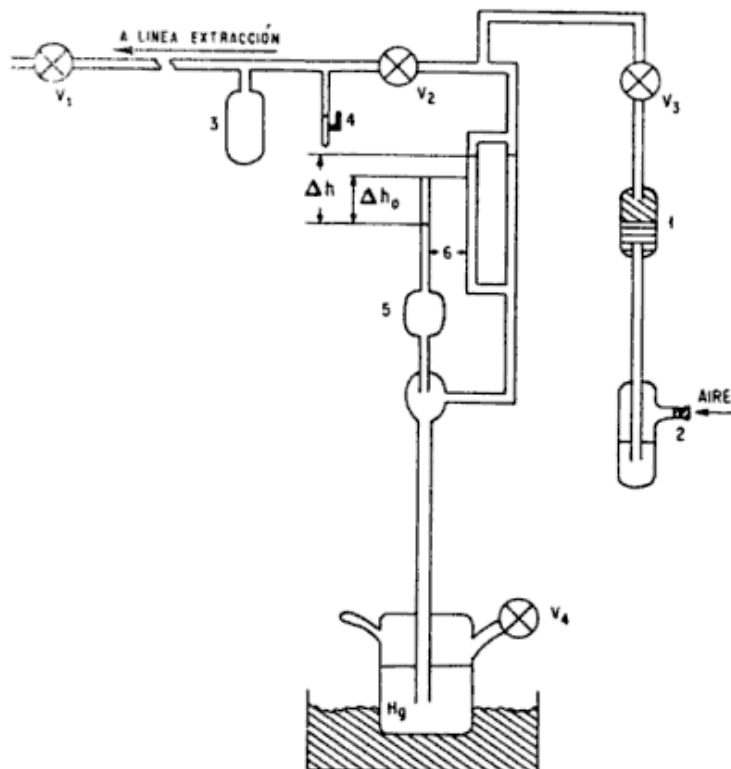


Fig. 6. — Sistema utilizado para la calibración absoluta.  $V_1$ , válvula alto vacío de línea extracción;  $V_2$ ,  $V_3$  y  $V_4$ , llaves de vidrio alto vacío; 1, trampa silicagel + zeolita; 2, trampa de  $(\text{OH})_2\text{Ba}$ ; 3, volumen de expansión; 4, ampolla con  $\text{Ar}^{38}$  trazador; 5, volumen McLeod; 6, capilares de sección medida.



el agua y el anhídrido carbónico del aire a purificar.

- 3) Con aire a presión a través de  $V_4$ , se hace subir la columna de Hg hasta que selle la parte izquierda del "McLeod".
- 4) Se abre  $V_2$  y se hace vacío.
- 5) Se mide la diferencia de presión entre ambas ramas del "McLeod" (la rama derecha se halla a presión semejante a 0).
- 6) Si la diferencia de presión es muy grande (mayor que  $4 \cdot 10^{-4}$  mm Hg), se cierra  $V_1$ , se deja descender el Hg (abriendo  $V_4$ ), expandiéndose el gas encerrado en la parte izquierda del McLeod. Luego se repiten las operaciones 3, 4 y 5. Esta operación se repite tantas veces como sea necesario hasta obtener el volumen de gas adecuado ( $\sim a 5 \times 10^{-9}$  moles de aire).
- 7) Se deja todo el sistema en vacío durante la noche, teniendo cuidado que el Hg esté sellando la parte izquierda del "McLeod", pero que permita evacuar el resto.
- 8) Se realiza una serie de mediciones de  $h_0$  y  $h$ , anotándose la temperatura a que se hacen dichas lecturas.
- 9) Se deja descender la columna de mercurio y se rompe el "spike" (con  $V_1$  cerrada), mezclándose la muestra de aire encerrada en la parte izquierda del "McLeod" con el trazador.
- 10) Se realiza la extracción, de la forma acostumbrada.

**Cálculos.** Los volúmenes del "McLeod" utilizados fueron determinados previamente, con mucho cuidado, como así también la sección medida del capilar utilizado.

La cantidad de moles de  $Ar^{40}$  presentes será

$$Ar \text{ (moles)} = \frac{B \cdot \Delta h_0 \cdot \Delta h}{T_{amb}} \quad (12)$$

Donde la constante B depende de las dimensiones del McLeod utilizado, que en nuestro caso es  $B = 1,836 \cdot 10^{-11} \frac{\text{mol} \cdot ^\circ\text{K}}{\text{cm}^3}$ , habiéndose considerado que el contenido de argón en aire seco y libre de  $CO_2$  es de 0,9343 % y que el argón-40 representa el 99,600 % del argón total (Nier, 1950).

Por lo tanto será:

$$Ar^{40} \text{ (moles)} = \frac{1836,12 \cdot 10^{-11} \cdot \Delta h_0 \cdot \Delta h}{T_{amb}} \quad (13)$$

Midiendo en el espectrómetro la relación  $Ar^{40}/Ar^{38}$  ( $R^{40/38}$ ) se tendrá

$$Ar^{38} \text{ (moles)} = R^{40/38} \cdot Ar^{40} \text{ (moles)} \quad (14)$$

y si  $V_T$  es el volumen del trazador la concentración será

$$C_{Ar^{38}} \text{ (mol/cc)} = \frac{1836,12 \cdot 10^{-11} \cdot \Delta h_0 \cdot \Delta h}{R^{40/38} \cdot T_{amb} \cdot V_T} \quad (15)$$

Se llevaron a cabo un total de 8 determinaciones con este método, obteniéndose un valor para C de  $20,56 \pm \pm 0,28 \cdot 10^{-11}$  moles/cc, el que concuerda con el hallado en San Pablo, utilizando patrones inter-laboratorio, de  $20,0 \cdot 10^{-11}$  moles/cc.

Asimismo, cabe señalarse que otras 4 determinaciones realizadas dieron resultados bastantes dispares con el señalado. Esta anomalía, también observada en San Pablo, se debe a que en la preparación de las ampollas de trazador ("spikes") de la serie G utilizada, surgieron problemas que afectaron el contenido de  $Ar^{38}$  de algunas de ellas.

El valor de P para cada determinación se halla de la forma indicada, según lo expresado en la ecuación 10.

### 3.7.2. Calibración con patrones inter-laboratorio

Para las mesas de extracción 1 y 2, provistas con pipetas, la determinación del valor de  $P_0$  se efectuó utilizando patrones inter-laboratorio, como ser la muscovita P-207 (Lanphere y Dalrymple, 1965) y Bern-4M (Jaeger, com. verb.). A partir de los valores promedio del contenido de argón-40 radiogénico de estas 2 muestras

P-207 :  $12,58 \cdot 10^{-10}$  mol/g

Bern-4M :  $2,80 \cdot 10^{-10}$  mol/g

se procedió a calcular los moles de  $Ar^{38}$  liberados en cada "pipetada". Para ello se realizaron 11 determinaciones en la mesa 1 (5 con P-207 y 6 con Bern-4M) y 9 en la mesa 2 (5 con P-207 y 4 con Bern-4M) hallándose los siguientes valores:

Mesa N°	Número de determinaciones	$P_0$ . 10 <sup>-11</sup> moles
1.....	11	39,80 ± 0,85
2.....	9	37,23 ± 0,69

### 3.7.3. Calibración con patrón intra-laboratorio

Con el fin de confirmar los valores de  $P_0$  y C obtenidos en la forma descripta precedentemente en 3.7.1 y 3.7.2, se procedió a analizar un patrón intra-laboratorio preparado en Buenos Aires, biotita SJ-1 (Linares y Kleiner, 1972). Sobre dicha muestra se efectuaron un total de 21 determinaciones del contenido de argón-40 radiogénico, 8 en la mesa 1, 8 en la 2 y finalmente 5 en la mesa 3, obteniéndose los siguientes resultados:

Mesa N°	Número de determinaciones	Contenido de $Ar^{40}$ -rad. . 10 <sup>-10</sup> mol/g
1.....	8	53,12 ± 0,41
2.....	8	51,74 ± 0,54
3.....	5	55,38 ± 6,62

El promedio de todas las determinaciones realizadas arrojó para esta muestra un contenido medio de argón-40 radiogénico de  $53,1 \pm 2 \cdot 10^{-10}$  mol/g, valor que es muy concordante con el hallado en San Pablo (Linares y Latorre, 1969) de  $53,4 \cdot 10^{-10}$  mol/g.

Asimismo, cabe señalar que sobre la misma muestra y luego de 5 determinaciones, recientemente se halló en el laboratorio de San Pablo un valor de  $51,9 \pm 0,4 \cdot 10^{-10}$  mol/g, valor éste que concuerda virtualmente con el señalado.

Esto indica que el valor de las constantes determinadas para las 3 mesas, pueden considerarse que poseen una exactitud del orden del 3 % para las mesas 1 y 2 y del 5 % para la restante.

En base a todo lo señalado y a estudios realizados sobre la muestra patrón intra-laboratorio (Biotita SJ-1; Linares y Kleiner, *op. cit.*), se estima que el error de cada determinación de edad, para muestras cuyo contenido en argón-40 atmosférico es menor del 50 %, es del orden del 5 % o menor.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen en primer lugar todo el apoyo brindado por todas las instituciones adherentes al convenio que dio origen al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, como así también al Instituto de Geociencias e Astronomía de la Universidad de São

Paulo, Brasil, que facilitara la colaboración del Dr. Koji Kawashita en las tareas finales del montaje y puesta en operación del laboratorio potasio-argón.

Asimismo, uno de los autores (E. L.) agradece todo el apoyo y colaboración del Prof. John H. Reynolds de la Universidad de California, como así también sus gestiones que permitieron obtener un subsidio de la National Academy of Sciences de los Estados Unidos de Norte América (A. L. Day Fund) que permitió hacer frente a la adquisición de diversos equipos necesarios. Sin la ayuda y estímulo del Profesor Reynolds, la puesta en operación del laboratorio potasio-argón se hubiera demorado considerablemente.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bieri, R. H. y Koide, M., 1967. *Valve por precise pipetting of small amount of gases.* Rev. Sci. Instrum., 38, 1159-1160.
- Brannock, W. y Berthold, S., 1949. *The determination of sodium and potassium in silicate rocks by flame photometer.* U. S. Geological Survey Bull. 992, 1-14.
- Dalrymple, G. B. y Lanphere, M. A., 1969. *Potassium-argon dating.* W. H. Freeman and Co. N. Y.
- Evernden, J. F. y Curtis, G. H., 1965. *Potassium-argon dating of late Cenozoic rocks in East Africa and Italy.* Current. Anthropology, 6, 343-385.
- Folinsbee, R. E., Lipson, J. y Reynolds, J. H., 1956. *Potassium-argon dating.* Geoch. et Cosm. Acta, 10, 60-68.
- Lanphere, M. A. y Dalrymple, G. B., 1965. *P-207. An interlaboratory standart muscovite for argon and potassium analyses.* Journ. Geophys. Res., 70, 3497-3503.
- Linares, E. y Latorre, C. O., 1969. *Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y de San Luis.* Ivas. Jorn. Geol. Arg., II, 195-204.
- Linares, E. y Kleiner, L., 1972. *Biotita SJ-1, patrón de laboratorio para el método potasio argón.* V Cong. Geol. Arg. C. Paz, Córdoba.
- Lipson, J., 1958. *Potassium-argon dating of sedimentary rocks.* Bull. Geol. Soc. Amer., 69, 137-150.
- McDougall, I., 1966. *Precision Methods of Potassium-Argon Isotopic Age Determinations on young rocks.* Methods and Techniques in Geophysics, J. Wiley and Sons, N. York.
- Nier, A. O., 1950. *A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium.* Phys. Rev., 77, 789-793.
- Reynold, J. H., 1956. *High sensitivity mass spectrometer for noble gas' analysis.* Rev. Sci. Instr., 27, 928.

Recibido el 16 de febrero de 1973.

VARIACIONES DE FACIES  
EN LA FORMACION PUNTA NEGRA (DEVONICO)  
DE LA PRECORDILLERA SANJUANINA

Por BRUNO A. J. BALDIS<sup>1</sup>

RESUMEN

Se describen las características de las variaciones laterales de litofacies de la Formación Punta Negra (Devónico) en la comarca central de la Precordillera estableciéndose tres áreas de distribución: 1) Facies característica: de amplia distribución en el centro y este de la Precordillera; 2) Cambio de facies al oeste: reconocida en la comarca adyacente a las sierras del Tontal y Tigre y 3) Cambio de facies al noroeste, distribuida al norte del valle de Gualilán y en dirección al río Jáchal. Se considera, además, una faja conglomerádica emplazada entre las zonas de facies característica y facies noroeste.

Se analiza la edad de la formación mediante tiempo de deposición de sus sedimentitas, estableciéndose que la misma es íntegramente devónica.

ABSTRACT

The lateral variations of the lithofacies of the Punta Negra Formation (Devonian) of the central part of the Precordillera are described. Three areas of distribution are established: 1) Normal Facies, of wide distribution in the central and eastern parts of the Precordillera; 2) Western facies, recognized in the environs of the Tontal and Tigre ranges; 3) Northwestern facies, to the north of Gualilán valley and in direction to Jáchal river. Another strip formed by conglomerates, emplaced between the normal and northwestern facies is considered.

The age of the Formation is analyzed by means of rate of deposition of its constituents and the conclusion arrived at is that it is entirely devonian.

INTRODUCCION

El presente trabajo reúne una serie de observaciones efectuadas por el autor mientras efectuaba tareas de estudios estratigráficos en el Devónico de la comarca central de la Precordillera. En él se tratan de fijar algunas ideas que ayuden en los futuros trabajos de detalle, basados sobre el estudio de la mayor cantidad posible de perfiles de

la Formación Punta Negra, unidad de permanente interés para los estratígrafos y sedimentólogos que estudian las sedimentitas de la Precordillera argentina.

El autor desea expresar su agradecimiento a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el apoyo material prestado para este trabajo, al Dr. A. J. Amos por sus sugerencias y a los Dres. J. C. M. Turner y H. G. Marchese por la lectura y críticas al manuscrito original.

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Investigador del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

## LA FORMACION PUNTA NEGRA Y SUS FACIES

Braccini (1949), propuso la denominación de *Complejo de Punta Negra* para el conjunto de sedimentitas paleozoicas de amplia distribución en la Precordillera, conocidas hasta ese momento como "Postdevónico", "Grauvacas", "grauvacas devónicas" o "grauvacas del Río San Juan".

Este conjunto de sedimentitas domina, por la magnitud de sus espesores y distribución, los afloramientos paleozoicos de la Precordillera, principalmente en su sector central y oriental.

Numerosos autores citaron su presencia en dichas comarcas destacándose por la importancia de sus observaciones Stappenbeck (1910), Keidel (1921), Braccini (1949, 1950 a, 1950 b), Heim (1952) y Padula *et al.* (1967). En el último trabajo citado fue propuesto llevar a término de Formación la denominación de Braccini y fue esbozado un esquema de distribución paleogeográfica; remitimos al lector al mismo para completar las referencias bibliográficas sobre este tema.

Numerosos trabajos de tesis de doctorado y finales de licenciatura aumentaron el conocimiento de esta unidad, entre ellos se destaca el efectuado por G. González Bonorino (1970), quien efectuó un detallado estudio en las cercanías de la localidad tipo de Braccini.

Por último, debemos citar a Borrello quien, en sus numerosos trabajos sobre interpretación de geosinclinales (principalmente en 1969), encara la posición e interpretación geotectónica de esta unidad.

La *Formación Punta Negra* fue descrita como "Complejo" por Braccini para un perfil tipo dado por dicho autor en el actual emplazamiento del dique nivelador del río San Juan en la localidad homónima (28 km al oeste de la ciudad de San Juan).

Los trabajos de desmonte efectuados para la construcción del dique permi-

ten observar una excelente sucesión de la litología sobre la margen norte del río.

La Formación Punta Negra yace concordantemente sobre las sedimentitas marinas de la Formación Talacasto (Devónico inferior) y, en dirección austral, a partir de la latitud de Maradonas, directamente sobre las calizas ordovícicas de la Formación San Juan. El pasaje de la Formación Talacasto a la Formación Punta Negra es transicional (Braccini 1950 a, Baldi 1970). A su vez, sedimentitas continentales atribuidas al Grupo Paganzo cubren discordantemente la unidad bajo estudio.

La Formación Punta Negra en su perfil tipo se caracteriza por ser un conjunto de sedimentitas de coloración general verde oscura a verde-negrucza, dispuestas en bancos variables entre 0,2 a 1,5 m de espesor, caracterizados por su ritmicidad y sedimentación gradada.

La gradación granulométrica generalmente varía desde arenisca mediana en la base de cada estrato hasta limolita o arcilita en su techo.

Si bien existen variaciones en la clasificación petrográfica de los términos arenosos, el más abundante, tanto en sentido vertical, como en su distribución areal, se encuentra dentro de las wackes feldespáticas y, en menor proporción wackes líticas, correspondiendo ambos a la terminología de grauvacas según la acepción de Pettijohn.

Son frecuentes las estructuras sedimentarias en el techo de cada ritmita, presentándose frecuentemente marcas de flujo e incipientes ondulitas.

En la parte superior de cada ritmita suele encontrarse gran cantidad de restos vegetales macerados (vegetal debris) de formas generalmente no clasificables paleontológicamente.

Ocasionalmente se presentan niveles conglomerádicos, con clastos bien redondeados, con proporción dominante de origen lutítico (70 a 95 %), acompañados en forma muy subordinada por otros de composición cuarcítica o sílicea.

La descripción de las características en su perfil tipo varía lateralmente hasta perder algunos de sus rasgos principales.

El problema del estudio global de la Formación Punta Negra se simplifica si consideramos varios hechos de tipo regional acerca de la distribución de sedimentitas de probable sincronismo en su tiempo de deposición.

Quien escribe ha podido comprobar que, dentro del conjunto sedimentario post-Formación Talacasto, existen notables cambios laterales de facies sedimentarias que se pueden enumerar según las comarcas de distribución de cada una en: 1) Formación Punta Negra en su facies característica; 2) Formación Punta Negra en cambio de facies hacia el oeste y 3) Formación Punta Negra en su cambio de facies hacia el noroeste.

#### 1. *Formación Punta Negra en su facies característica*

Conforma los clásicos afloramientos del tramo inferior del río San Juan y es la que, dentro de la comarca estudiada tiene mayor desarrollo regional (véase figura 1).

Sus características principales son:

- a) Coloración general verde negruzca a gris oscura, fácilmente identificable en el campo.
- b) Sucesión continua de bancos rítmicos con preponderancia de estratificación gradada en los mismos. La granulometría de cada banco comienza generalmente como arenisca mediana, de tipo wacke, a veces feldespática, de clastos subredondeados, escasamente seleccionados, que van pasando rápidamente en el término superior del banco a areniscas muy finas o limolitas con frecuentes restos de detrito vegetal.
- c) Marcas de estratificación características de corrientes de flujo, que pueden interpretarse a veces como

verdaderas turbiditas. Son frecuentes los calcos de flujo, calcos acanalados, etc. Las marcas se presentan en la base de cada rítmica y a veces adquieren dimensiones tan considerables como para abarcar más de la mitad del banco.

En la sección inferior de la formación suelen presentarse ocasionalmente algunos niveles conglomerádicos.

El cambio más notable en sentido vertical es un progresivo aumento de elementos de granulometría fina en su tercio superior, manifestado como incremento de limolitas en cada banco gradado o intercalaciones lutíticas entre rítmicas.

En dirección austral la *Formación Punta Negra* mantiene estas características hasta el paralelo 32° aproximadamente, al sur del cual ha sido cartografiada por Harrington (1954) como "Formación Villavicencio" ("facies normal").

#### 2. *Cambio de facies hacia el oeste*

En el sector del río San Juan, a partir de la localidad de Pachaco hacia el poniente (véase figura 2), se observa una disminución progresiva del espesor de la facies característica de la Formación Punta Negra y un incremento simultáneo de sedimentitas que no poseen todas las características de la misma. Este hecho, interpretable como una variación lateral de litofacies tiene importancia para establecer las vinculaciones del Devónico de las dos comarcas principales de la Precordillera (Oriental y Occidental).

Las principales características de esta variación facial con respecto al Punta Negra típico son:

- a) Cambio de coloración general de la formación: los tonos verde-negruzcos y gris oscuros de la facies característica son suplantados por tonalidades pardas, verde-parduz

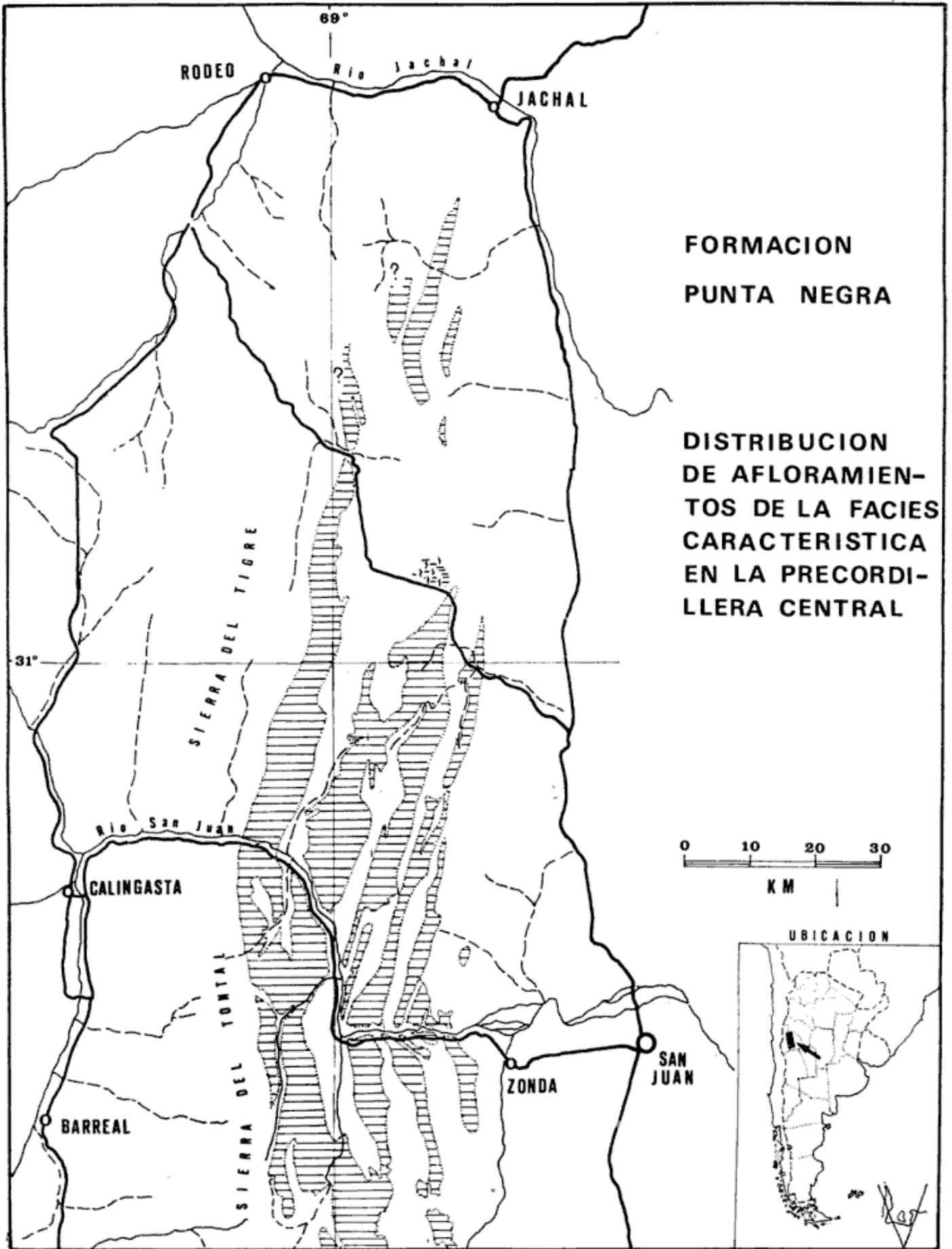


Figura 1

cas y gris-rojizas. Paulatinamente, hacia el oeste, comienza a aparecer una policromía de tonos simultánea con variaciones en la litología.

- b) Cambios litológicos manifestados en una progresiva disminución del porcentaje psamítico en las ritmitas, hasta llegar a dominar los términos pelíticos.
- c) Pérdida parcial de las características de ritmicidad y estratificación gradada: la diferencia litológica por banco se hace cada vez más marcada, desapareciendo parte de la estratificación gradada. Simultáneamente escasean las estructuras de flujo características de los contactos entre bancos en la facies típica. Ocasionalmente se observa estratificación entrecruzada muy fina y en lentes sumamente delgados.

Este tipo de facies del Devónico caracteriza todo el perfil del río San Juan entre Pachaco y el río de las Invernadas (aproximadamente km 110 de la Ruta Nacional 20).

La complejidad tectónica impide una medición de perfiles y el establecimiento de la sección estratigráfica completa.

Simultáneamente aparecen un conjunto de sedimentitas policromas, con tendencia a los tonos azulados, rojizos y amarillentos, de tipo lustrosos y, aparentemente, en posición estratigráfica inferior al Devónico.

Estas sedimentitas parecen equivaler al Ordovícico de la región de Calingasta.

El cambio de facies descripto ha sido observado en dirección austral hasta las proximidades del cerro Blanco del Tontal y, hacia el norte, en el sector de la sierra de las Invernadas hasta las cercanías de Gualilán.

En los contrafuertes orientales de la sierra del Tontal, sobre la margen derecha del río Uruguay, esta facies sedimentaria adquiere notables semejanzas

litológicas con las sedimentitas del *Grupo Ciénaga del Medio* (Amos y Rulleri, 1964), especialmente las referidas a la *Formación Tontal* (Padula *et al.*, 1967).

### 3. Cambio de facies hacia el noroeste

Otra variación facial ocurre en la Formación Punta Negra al norte del valle de Gualilán (véase figura 2), en el sector comprendido entre las sierras de La Trampa, Durazno, Mogotes Azules, Los Pozos y el río Jáchal: una notable variación de litofacies torna a la Formación Punta Negra prácticamente irreconocible en las cercanías del río Jáchal.

El fenómeno comienza a manifestarse en el sector central de la sierra de La Trampa, frente a la localidad de Niquivil y adquiere rápido incremento hacia el norte.

En esta última comarca el cambio facial es similar al del sector de Pachaco: disminución del espesor de las ritmitas en función de un incremento de términos finos, con pérdida de rasgos de estratificación gradada.

Ya en las cercanías del río Jáchal, se manifiesta la aparición de conjuntos ciclométricos de hasta 100 metros de espesor, caracterizados por una mayor abundancia de bancos areniscosos en su parte inferior y pelitas en su tramo superior.

En un sector en forma de cuña comprendido entre Loma de los Piojos y el extremo norte de la sierra de La Trampa (véase figura 2) el reemplazo lateral de facies se efectúa con abundantes intercalaciones de conglomerados de características especiales: Keidel (1921) describió algunos de los mismos como "tilitas", y sus interpretaciones fueron la base para toda una alucubración acerca de la presencia de glaciaciones en el Devónico.

Los conglomerados poseen clastos de tamaño variable, desde sabulíticos hasta de varios decímetros de diámetro. Se



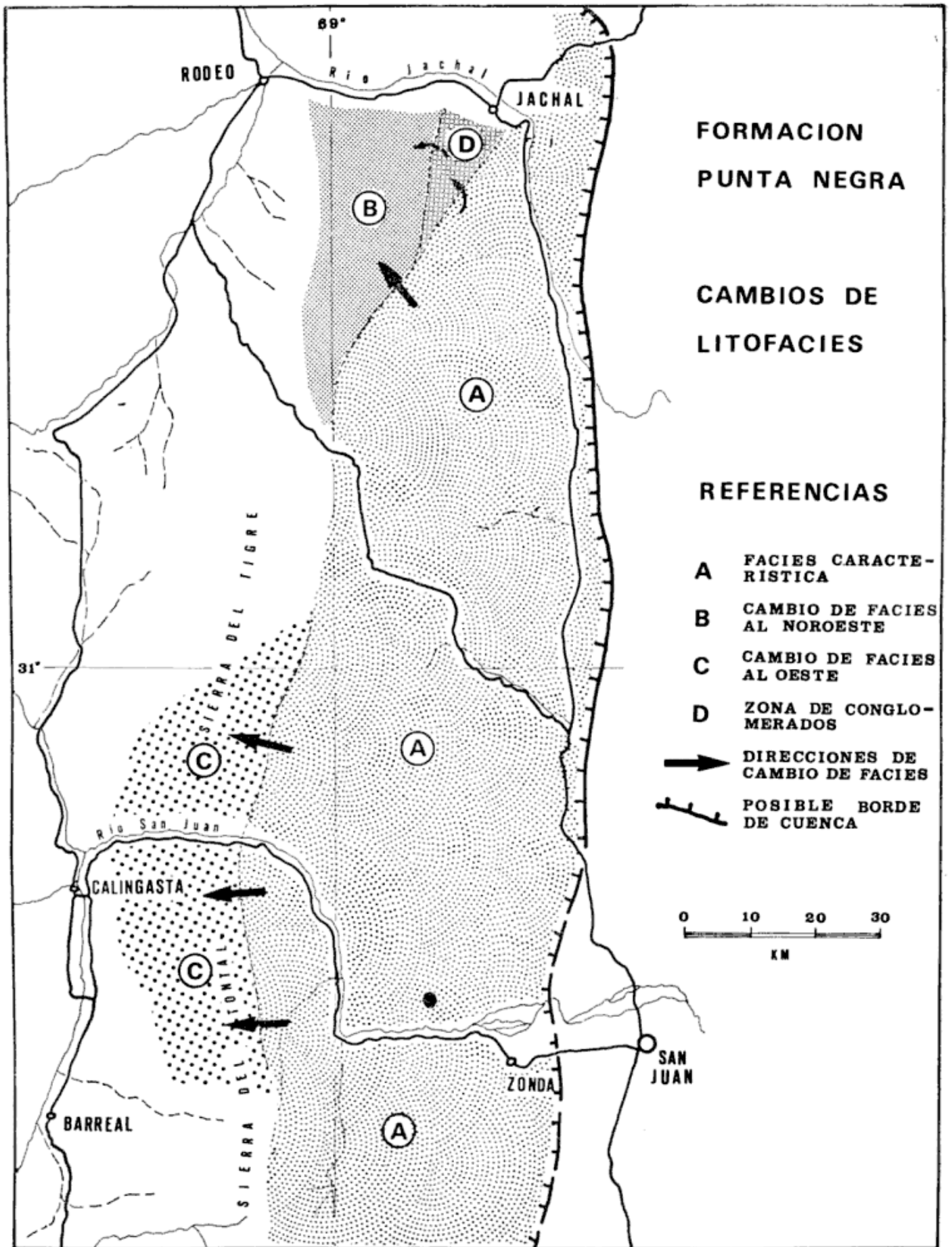


Figura 2

disponen con una incipiente estratificación o en forma de lentes. Algunos de los bloques de mayor tamaño presentan estrías; este último rasgo es el que motivó principalmente las suposiciones de Keidel sobre su posible origen glaciario.

Sin embargo, este es el único rasgo para atribuir dicho origen a estas sedimentitas y abundan, por el contrario, características anómalas para tilitas: buen redondeamiento, relativa selección, características gradacionales en los bancos, marcada estratificación, disposición en lentes y carencia de facetamiento en los elastos. Todo ello configura un aspecto de conglomerado de origen subáqueo, con ciertos rasgos (gradación y estrías) que, dada su posición dentro de la cubeta deposicional, podía ser interpretado como originados por corrientes de turbidez.

Un resumen de las principales características del cambio de facies hacia el noroeste es la siguiente:

- a) Cambios de las coloraciones de las sedimentitas: los términos superiores de la Formación Punta Negra en la sierra de La Trampa son de tonos verde grisáceos a verde amarillentos, más al norte, en el sector de Los Pozos - Los Blanquitos (oeste de la ciudad de Jáchal), toda la formación adquiere tonalidades grises, amarillentas y pardo-rojizas.
- b) Cambios litológicos manifestados en una disminución de la granulometría de las areniscas, incremento en la proporción de pelitas y pérdida parcial de la estratificación gradada y presencia de marcas de flujo.
- c) Aparición de ritmos mayores de sedimentación de tipo ciclotémico, de espesores variables entre 20 y 100 metros, con predominio de bancos areniscosos en sus tramos inferiores.

## SOBRE LA EDAD Y CORRELACION DE LA FORMACION PUNTA NEGRA

Uno de los grandes problemas para el estudio estratigráfico de la Formación Punta Negra ha sido la carencia de fósiles determinativos.

La presencia de restos vegetales en la misma ha sido el principal factor para que numerosos autores la consideren de origen continental.

Ya se ha visto que, en su facies característica, los restos se encuentran principalmente en la parte de granulometría fina de cada ritmita. La conservación de los mismos es mala, presentándose como una masa de detrito vegetal con escasos trozos reconocibles.

Algunos restos recogidos en la comarca de Agua del Pinto (Maradonas) han sido determinados por Menéndez (comunicación verbal) como *Sporongites ? sp.* y *Haplostigma ? sp.*, formas similares a las determinadas por Frenguelli (1951) en material hallado por J. Fernández en Paramillos del Tontal.

Es frecuente la presencia de rastros de vermes, similares a los descritos por Marchese (1964) como *Fraena sp.* para las sedimentitas del Grupo Ciénaga del Medio en la comarca de Leoncito Encima (Barreal).

De gran imprecisión estratigráfica, aunque no han aportado datos en cuanto a su edad, ha sido el hallazgo de artejos de crinoides y trozos de valvas de braquiópodos entre masas de detrito vegetal en las cercanías de la estación de aforo del río San Juan (facies característica) y en el puesto de Agua de los Niños, en la sierra de La Trampa, 35 km al sudoeste de Jáchal (cambio de facies al noroeste). Ello indica que sino toda, parte de la Formación Punta Negra se ha depositado en ambiente marino, lo que coincide con las conclusiones arribadas por G. González Bonorino (1970) motivadas en el análisis sedimentológico de afloramientos del tramo inferior del río San Juan.

La concordancia de la Formación Punta Negra en sus distintas facies con

la infrayacente Formación Talacasto y el pasaje transicional de una a otra permiten aseverar la continuidad de un mismo ciclo deposicional entre ambas.

La datación de una edad coblensiana a emsiana para los términos superiores de la Formación Talacasto, basándose en la presencia de faunas de *Australocoelia* (Boucot *et al.*, 1967), indican automáticamente una edad emsiana a eifeliana para el comienzo de la deposición de la Formación Punta Negra. Ello encuadraría dentro del Devónico medio a superior la edad de la Formación.

La suposición que parte de los términos superiores de Punta Negra pudieran alcanzar una edad carbónica se torna muy dudosa por las relaciones de angularidad existentes entre las formaciones datadas como carbónicas inferiores y el Devónico en las comarcas cercanas a la sierra de Pasleam (norte de Jáchal) y en sector de Huerta de Huachi - sierra de Perico.

Se ha efectuado un intento de cálculo del tiempo de deposición de la Formación Punta Negra en los sectores de máximo espesor de la misma (3150 m en el perfil de Tambolar, río San Juan), tomando como normas de cálculo las dadas por Sonder (1957). Para esta estimación fueron tomadas las siguientes consideraciones:

- a) Efectuar el cálculo con los *máximos* tiempos de deposición por metro de determinado tipo litológico.
- b) Considerar la variación granulométrica dentro de cada ritmita como una variación en incremento de tiempo/metro y sacar un tiempo promedio de deposición por metro de ritmita.
- c) Se efectuó un promedio de espesor de las ritmitas a fin de calcular su número aproximado dentro de la sucesión medida.
- d) Se incrementó en un 60 % el tiempo calculado a fin de considerar el tiempo de no deposición entre

banco y banco (valor obtenido mediante estadística por Sonder).

Basándose en las premisas enunciadas el tiempo total calculado para la deposición de 3150 m de sedimentos fue de 19.800.000 años, es decir casi dos millones de años más que la duración del Devónico medio (18 millones de años según Friend y House, 1964). En otras palabras: tomando los máximos valores posibles de tiempo de deposición para no cometer errores en defecto, la edad de la formación entraría íntegra dentro del Devónico medio y quizá pasaría a una edad no mayor que la correspondiente a la parte inferior del Devónico superior (acorde con la nomenclatura del Hemisferio Boreal).

Los valores anteriormente calculados deben ser considerados como máximos para la sucesión aludida, ya que la tabulación de Sonder se estipula para los posibles tiempos máximos de deposición. En una sucesión como las que nos ocupa, compuesta por sedimentitas rítmicas y gradadas, con características "flyshoides", el tiempo real de sedimentación pudo haber sido considerablemente menor.

Por lo antedicho, los resultados de los cálculos efectuados deben tomarse en cuenta, principalmente, como estimación de la improbabilidad de que la Formación Punta Negra, llegue en sus términos superiores conocidos a una edad carbónica.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J. y Rolleri, E. O., 1964. *El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata*. Bol. Inf. Petrol., n° 368.
- Baldis, B. A. J., 1970. *Estratigrafía del Devónico de la Precordillera entre los paralelos 30° y 32°*. Tesis inéd. Univ. de Bs. Aires.
- Borrello, A. V., 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Dir. Nac. Geol. y Min., Anales XIV, Buenos Aires.
- Boucot, A. J. *et al.*, 1967. *Lower and Middle Devonian faunal provinces based on bra-*

- chiopoda*. Proc. Int. Symp. Dev. Sys., II, Calgary.
- Braccacini, O. I., 1949. *El perfil de Tambolar (Provincia de San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., IV, 3, Buenos Aires.
- 1950 a. *Investigaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina*. Bol. Inf. Petrol., 301, Buenos Aires.
- 1950 b. *Observaciones estratigráficas en la Precordillera Sanjuanina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., V, 1, Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1951. *Floras devónicas de la Precordillera de San Juan (nota preliminar)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VI, 2, Buenos Aires.
- Friend, P. F. & House, M. R., 1964. *The Devonian period*, in "The Phanerozoic Time-scale", edpl. Quat. Journ. Geol. Soc., London.
- González Bonorino, G., 1970. *Algunos rasgos sedimentológicos de la Formación Punta Negra y la parte inferior del Grupo Paganzo*. Trab. final Licenc. inéd., Universidad de Buenos Aires.
- Harrington, H. J., 1954. *Descripción geológica de la hoja 22 c, Ramblón*. Inf. inéd. Dir. Nac. Geol. y Min., Buenos Aires.
- Heim, A., 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan, los ríos San Juan, Jáchal y Huaco*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VII, 1, Buenos Aires.
- Keidel, J., 1921. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agri., Sec. Geol., etc., XV, 2, Buenos Aires.
- Marchese, H. G., 1964. *Geología de la zona situada al norte de Estancia Leoncito, San Juan*. Trab. Licenc. inéd. Universidad de Buenos Aires.
- Padula, E. et al., 1967. *Devonian of Argentina*. Proc. Int. Symp. Dev. Sys., II, Calgary.
- Sonder, E., 1957. *Tecktonik der Erde*. Stuttgart.
- Stappenbeck, R., 1970. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric., Sec. Geol., etc., IV, 3, Buenos Aires.

Recibido el 21 de febrero de 1973.

## ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS DE LA LLANURA FORMOSEÑA

### LOS RIOS SIN PROPORCION Y SU SIGNIFICADO CLIMATICO

Por RUBEN J. CUCCHI<sup>1</sup>

#### RESUMEN

Se describen en este trabajo las características de los ríos desajustados o sin proporción del este de la provincia de Formosa, integrantes de la red de afluentes de la margen occidental del río Paraguay.

Se han reconocido dos modelos de ríos desajustados: *a*) manifiestamente desajustados, en los que la corriente tiene pequeños meandros que corren por un "valle" meandriforme de límites bien definidos, cuya llanura aluvial posee escasas señales de la dinámica fluvial; y *b*) corrientes cuyo curso meandriforme ocupan "valles" de límites menos definidos, con mayor número de formas residuales de la acción fluvial.

Se propone como causa de la subadaptación o desajuste de estos cursos, una variación climática que trajo como consecuencia una disminución de caudal.

#### ABSTRACT

Characteristics of underfit streams of western tributaries of Paraguay river at Provincia de Formosa are described.

The author has recognized two patterns of underfit streams; *a*) manifestly underfit: small meanders which flow in meandering valleys; these valleys have definite borders and their alluvial plains have scarce signals of fluvial dynamics; and *b*) streams whose meanders cut valleys without definite borders; in this type many geomorphic elements of fluvial action are preserved on the flood-plain.

A climatic change is proposed as the cause of shrinkage of discharge and consequent underfitness.

#### I. INTRODUCCION

Los ríos estudiados en este trabajo están ubicados en la "zona de bañados chaco-formoseña" de Mazza (1962), una subcuenca cuya superficie se estima en 70.000 km<sup>2</sup>, compartidos en formas iguales por las provincias de Chaco y Formosa. De esta amplia región, unos 25.000 km<sup>2</sup> están ocupados por esteros, cañadas, lagunas y bajos inundables.

El área investigada corresponde al

este de la provincia de Formosa, la que está recorrida por numerosos cursos que vuelcan sus aguas en el río Paraguay. Al norte de Formosa, el río Pilcomayo, cuyas características de río maduro superpuesto a una planicie joven fue puesta de relieve por Cordini (1947), recorta una llanura muy plana, en la que recibe muy pocos afluentes. El Pilcomayo corre por una llanura aluvial de meandros, al igual que el río Bermejo al sur y el río Paraguay al este.

Desde un punto de vista geológico esta es una región poco conocida. Tapia (1935), Cordini (1947) y Groeber

<sup>1</sup> Centro de Investigaciones de Recursos Naturales - Ecología, INTA, Castelar.

(1958) dieron a conocer algunos aspectos de la geología.

Respecto del clima Groeber (1958, p. 282) propuso una "época pluvial" que existió entre 8.000 y 4.000 años A. P., la que dio origen a la "elaboración erosiva" de numerosos cursos que atraviesan Formosa, Chaco y Santiago del Estero. A este "pluvial" siguió el paulatino desecamiento regional en el oeste de Formosa y este de Salta, que se pone de manifiesto por una red de cauces secos y taponados en forma parcial.

## II. LOS RÍOS SIN PROPORCION O DESAJUSTADOS

Reciben el nombre de ríos sin proporción, desajustados o subadaptados (en inglés: *underfit* o *misfit streams*) aquellos cursos que tienen meandros de pequeña amplitud implantados en valles meandriiformes de mayor radio de curvatura y que han sido presumiblemente incididos bajo condiciones pasadas de mayor escurimiento superficial (Small, 1970). El concepto de valles meandriiformes (*meandering valley*) y ríos desajustados se remonta a W. M. Davis (1913) (en Thornbury, 1960).

Dury (1964, 1965, 1968) define como río desajustado (*underfit stream*) a aquél que ha sufrido una drástica reducción de su caudal y que es muy pequeño para el valle, o cauce, que ahora ocupa. Los ríos desajustados que combinan meandros de río con meandros del trazado del valle (no deben confundirse con meandros encajonados) se clasifican como manifiestamente desajustados en contraste con los tipo Osage en los que el espaciamiento de surcos (*pools*) y umbrales (*riffles*) está indicando que si el río tuviera meandros, serían más pequeños que los meandros de valle.

También se ha llamado desajustados a aquellos cursos que no pueden llevar toda su carga o no puede transportar todo el detrito que le llevan sus afluentes (Derruau, 1966).

Desde un punto de vista morfométrico, el grado de reducción de los ríos sin proporción se pone de manifiesto por la relación entre la longitud de onda de los meandros del valle y la de los meandros del río, relación que varía de 1 a 5-10.

Las causas de la reducción de caudal de los ríos desajustados deben buscarse en cambios generales o regionales y cambios especiales o locales. Entre los últimos se puede citar, por ejemplo, modificación en el caudal por captura, mientras que en los regionales se puede indicar el cambio de caudal por variación del régimen climático, variaciones climáticas incluidos el incremento de la temperatura, de la evapo-transpiración y disminución de la precipitación. La enumeración de las causas normales de desproporción o desajuste incluyen:

- a) **Captura:** en este caso, si en los tramos superiores y/o en los tributarios de la cuenca imbrífera se ha producido una captura, aguas abajo del punto o codo de captura se desarrollan las formas características de los ríos sin proporción, en el que experimenta la reducción de caudal.
- b) **Cambios de desagüe por anarquía de los ríos:** se encuentran por lo común en áreas cuya anarquía fluvial es debida al englazamiento sufrido en el pasado. En relación al englazamiento, los cambios de caudal relacionados con el aumento o disminución de las calotas o mantos de hielo, son también causas de desajustes.
- c) **Cambios climáticos:** se involucra una reducción de la precipitación y un incremento relativo de la evapo-transpiración, especialmente en el caso particular de la llamada desproporción en menos, esto es en la reducción del tamaño de los meandros.

Cuando el carácter regional del desajuste o desproporción de los cursos es

predominante, Dury considera como únicas causas aquellas de orden climático o al menos las más probables.

Hjulstrom (1949) en Schumm (1963) ha pensado también en causas climáticas estacionales para el tipo de lo que llama meandros dobles, de los cuales los más pequeños son modelados por el flujo perenne, escaso, mientras que los mayores son formados en relación con la inundación media de la corriente.

Si bien estas causas del desajuste o subadaptación de cursos de agua han sido reconocidas para el hemisferio norte, entre los 18 y 66 grados de latitud, no es improbable que condiciones semejantes hayan existido en el hemisferio sur.

### III. LOS RÍOS DESAJUSTADOS DEL ESTE DE FORMOSA Y SU SIGNIFICADO CLIMÁTICO

En Formosa la distribución de los ríos sin proporción está confinada en el este de la provincia; corresponden a cursos que tienen sus fuentes aproximadamente en el meridiano 60.

Si bien aquellos cursos que tienen sus cabeceras más al oeste, como el Bermejo o Pilcomayo (o los afluentes más importantes del Paraguay y del Paraná en las adyacencias de la región estudiada) no parecen ser cursos desajustados, de las restantes corrientes —no consideradas específicamente en el presente estudio— no se puede afirmar que sean o no desajustadas aunque los “valles” meandriformes de la casi totalidad de los cursos —a su vez también con trazado meandriforme— indican condiciones de desajuste y disminución.

Fuera de la provincia de Formosa, en el Chaco el río Tragadero (ver figura 5 en Morello y Adámoli, 1967) tiene meandros abandonados más grandes que los actuales y el Tapanagá, al sur de Resistencia (consultar aerofoto

I.G.M. 6C-391-0220), también tiene señales de subadaptación.

#### a) *Características morfométricas*

El modelo o diseño del trazado de los ríos del este de Formosa (Cucchi, 1973) es irregular o tortuoso según, respectivamente, que los meandros se aparten del trazado común o normal o que sean muy deformados, subangulosos a veces, y se aparten mucho de la forma curva, ideal, de un meandro. Es difícil que un mismo curso tenga un solo modelo; al contrario, es común que haya a lo largo de la corriente una sucesión de distintos diseños.

El arroyo Monte Lindo Chico tiene un trazado tortuoso, con meandros muy irregulares (aerofoto n° 1) en algunos tramos, mientras que en otros su modelo es irregular a regular en parte (aerofoto n° 2); a su vez, el curso de la cañada Cecotto (figura 1) tiene un trazado de diseño más regular, con curvas suaves y redondeadas.

En cuanto a las dimensiones de los meandros y otros elementos geomorfológicos de los ríos sin proporción del este de Formosa, en el Cuadro I se señalan algunas de ellas pertenecientes a los cursos más importantes. Como ejemplo se describen a continuación las características morfométricas de dos de ellos.

El arroyo Tatú Piré (figura 2), cuya llanura aluvial tiene de 700 a 800 m de ancho, posee meandros pequeños con radios de curvatura variables entre 35 y 350 m, aunque son más frecuentes los de menor dimensión; las longitudes de onda de los meandros varían entre 175, 300 y 650 m, mientras que las de los meandros de “valle” llegan a tener hasta 3.000 m, en tanto que la amplitud de onda varía entre 500 y 1.000 metros. El Tatú Piré tiene también otras inflexiones de su curso de un orden mayor aún: la longitud entre las crestas de estas grandes inflexiones llegan a tener de 15.000 a 20.000 m con una amplitud variable entre 5.000 y 10.000 metros.

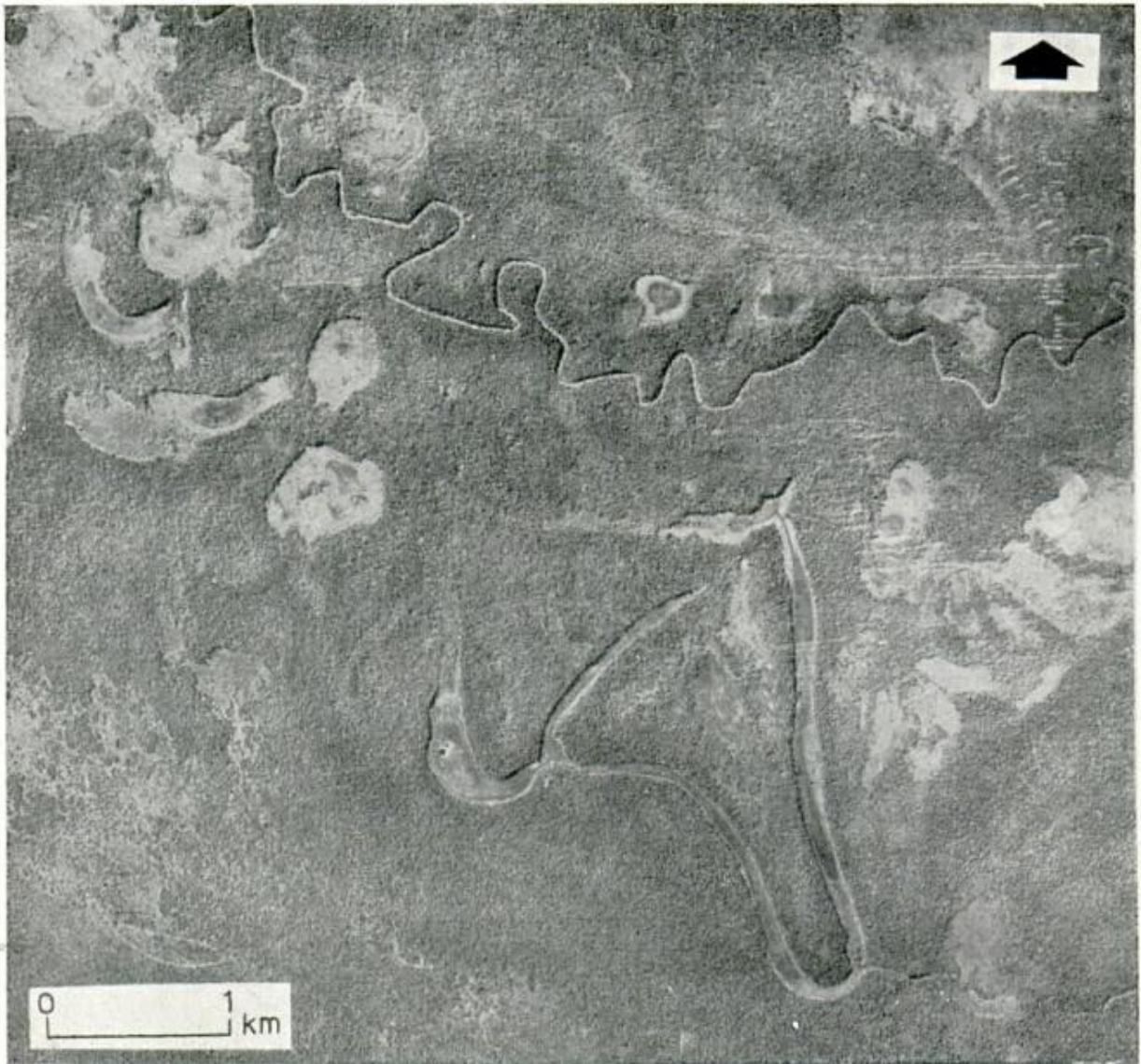


Aerofoto 1. — I. G. M., 6B-221-7783. Escala 1 : 50.000. Arroyo Monte Lindo Chico : meandros tortuosos muy irregulares ; en la llanura aluvial se observan meandros abandonados de mayor dimensión que los actuales.

El arroyo Monte Lindo Chico, otro de los ríos desajustados que nos sirve de ejemplo, tiene una llanura aluvial actual cuyo ancho oscila entre 350, 400 y 1.400 m, mientras que su antigua llanura aluvial, propia de una época de mayor caudal que el actual, había llegado a tener hasta 8.000 y 9.000 m de ancho. A su vez, el ancho de la antigua

faja de meandros del Monte Lindo Chico fue de 3.000 a 3.500 m, que en el curso actual se ha reducido a 200-300 m hasta 700 m como máximo; los meandros actuales tienen una longitud de onda variable entre 170 y 500 m con radios de curvatura de 70 m en los más cerrados y de hasta 700 m en los meandros más abiertos.





Aerofoto 2. — I. G. M. 6B-15-6096. Arroyo Monte Lindo Chico: tramo con meandros de trazado regular con curvas redondeadas; se observan meandros abandonados de tamaño igual, intermedio y mayor que los actuales. Escala 1 : 50.000 ; año 1956.

*b) Significado climático de los cursos sin proporción*

En la región estudiada los cursos desajustados siguen dos tipos o modelos; uno de ellos es el que tienen los arroyos Masap, Chagaday, Monte Lindo Chico, Tatú Piré y el riacho Pilagá, cuyos "valles" -- en realidad se trata de sus llanuras aluviales -- describen meandros de una longitud de onda de 5 a 10 veces mayor que la que tienen los meandros actuales.

El arroyo Monte Lindo Chico (aerofoto n° 1) ilustra las características de este modelo. En primer lugar se puede ver que los meandros actuales son pequeños respecto del ancho "valle" o llanura aluvial, así como de los meandros del trazado del valle, es decir de los meandros que describe el "valle". Estos últimos tienen hasta 3.500 m de longitud de onda, mientras que los meandros de ríos actuales tienen de 170 a 700 m de longitud de onda; estas medidas dan una relación o grado de

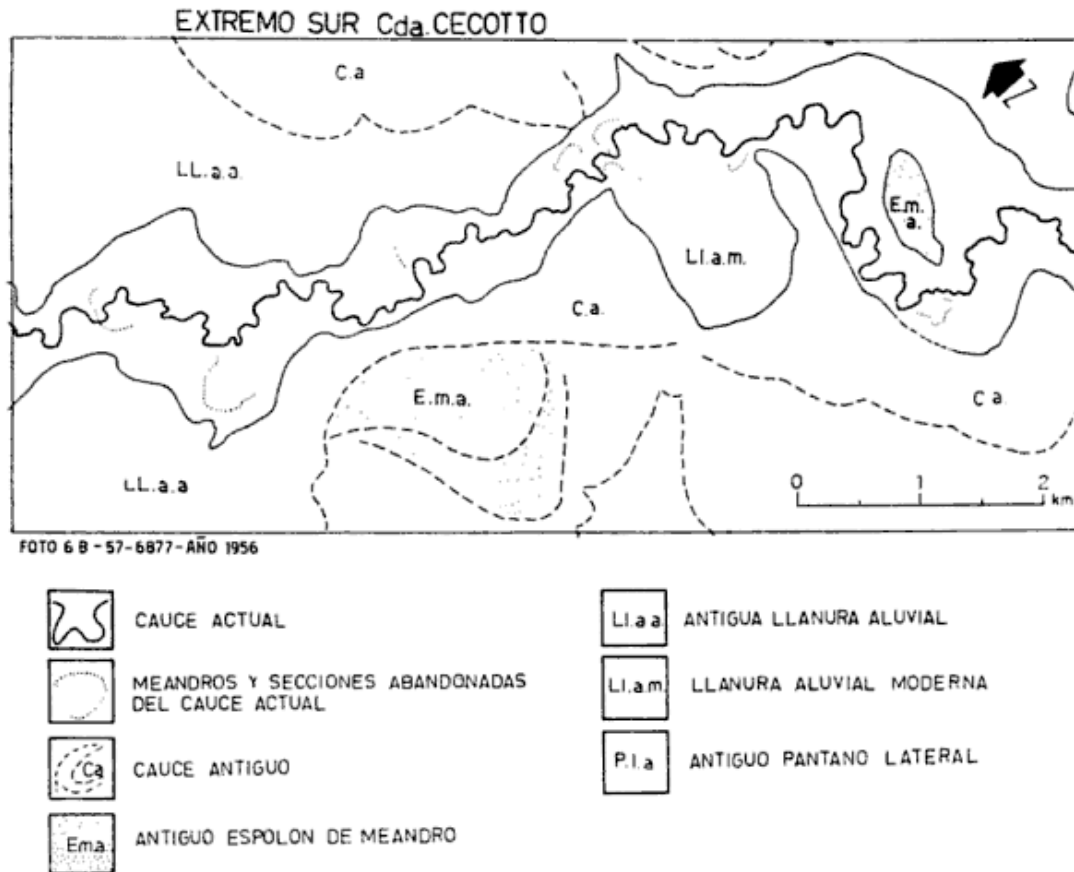


Fig. 1. — Cañada Cecotto: curso manifiestamente desajustado con meandros regulares, redondeados, que fluye por una llanura aluvial con límites bien definidos, instalada a su vez en una vieja llanura aluvial correspondiente a una etapa de mayor caudal.

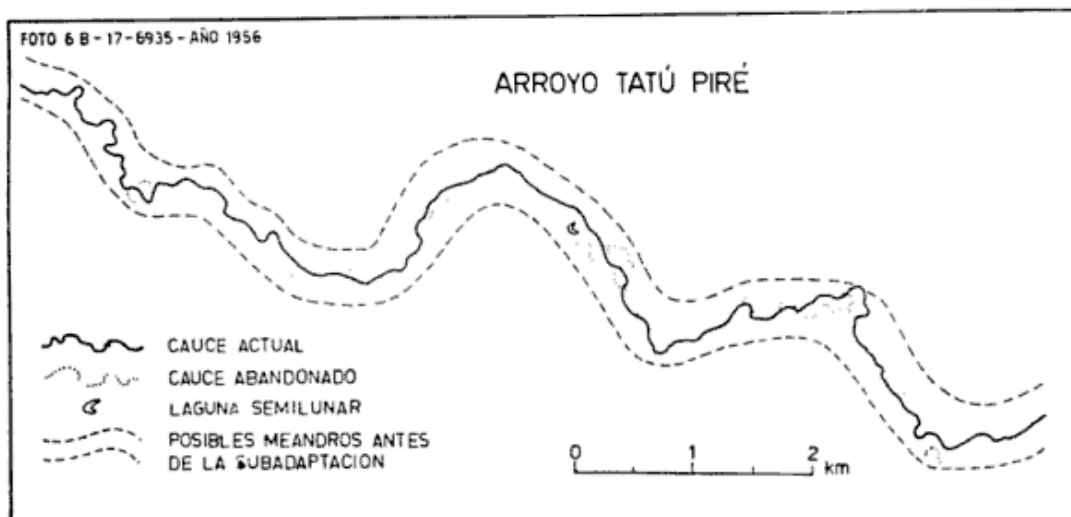


Fig. 2. — Arroyo Tatú Piré: un curso con meandros suaves, regulares, que a su vez describe grandes inflexiones

**CUADRO I. — Características morfométricas de algunos cursos sin proporción del este de Formosa. Medidas en metros**

Nombre del curso	Ancho de la llanura aluvial	Ancho de la faja de meandros	Longitud de secciones rectas	M e a n d r o s				Radio de curvatura			
				Amplitud de onda		Longitud de onda		Rio	Valle	Rio	Valle
				Rio	Valle	Rio	Valle	Rio	Valle	Rio	Valle
Chagaday .....	700-1700	140-175	70-170-300	70-105	350-500 700	175-245-350	3000-3500 4000	70-100 180	1000-1400		
Masap.....	1000-1700	175-250	70-175-300	70-100	175-700	175-245	3000-4000	70-100 170	1000-1400- 1800		
Monte Lindo Chico	Actual : 350-400- 1400 Antig. : 7000-8000 3000-3500	200-300- 400 3000-3500	350-500-700- 1400	140-350	2100-2800	170-350-400- 500-700	700-800- 1400-3500	70-100- 350-700	1400-2100- 2800 7000		
Pilagá.....	350-700-1000 2000-3500	350-700 1000	350-700-1000- 1500-2000	170-350- 400-700	2000-3500	500-700-1000	7000-14000	70-175-350- 500-700-1000	1000-3500- 7000		
Tatú Piré.....	700-800	350-400	150-250-350- 700	70-150- 350	500-1000- 1700	175-300-350	1700-5000	35-70-150- 300-350	2000-2400- 2800		

reducción de hasta 5 a 20 veces. El grado de reducción o disminución también se aprecia en los meandros abandonados (aerofoto n° 2) varias veces más grandes que los actuales.

El segundo modelo de río desajustado, similar a lo que Dury (1964) llama río manifiestamente desajustado, se encuentra representado en las cadañas Cecotto (figura 1), Apazú-zú (figura 2) y riacho Formosa. En estos cursos se observa que un "valle" con límites bien definidos, varias veces más ancho que la faja de meandros, es recorrido por una corriente meandriforme, en general con escasas señales de actividad morfológica en su llanura aluvial.

La falta en la región estudiada de evidencias o señales propias de procesos glaciales permite descartar a éstos como causa de los ríos desajustados del este de Formosa.

La hipótesis estacional de Hjulstrom, según la cual durante la época de lluvias las aguas modelarían los "valles" de mayor tamaño, mientras que en la estación seca se formarían los más pequeños, también se puede descartar, pues en la actualidad, durante la estación lluviosa, no se observa en toda la región la elaboración de elementos geomórficos fluviales de iguales dimensiones que los abandonados.

La posibilidad de capturas se descarta igualmente como factor causante del desajuste de los ríos del área, pues en ellos no se observa fenómenos de ese tipo relacionados con la subadaptación. Al respecto, Dury (1964) la descartó como una explicación general de la desproporción de los ríos. Por otro lado, la existencia en una misma región de varios cursos manifiestamente desajustados, se puede invocar para rechazar la hipótesis de desproporción por captura.

Por consiguiente, se piensa que la causa de la subadaptación de los ríos del área se debe a una modificación climática. La morfología de meandros de valle, de grandes dimensiones, fue elaborada en una fase climática pasada

que favorecía un mayor caudal de los ríos y como consecuencia una mayor dinámica fluvial, la que formó elementos geomorfológicos de mayor tamaño.

Dury (1965) cita nueve factores probables que pudieron operar para promover caudales altos, a saber:

1. reducida temperatura del aire
2. mayor precipitación total
3. cambio del régimen de precipitación
4. mayor extensión de subsuelo congelado
5. cambio del régimen de escurrimiento (runoff)
6. mayores lluvias individuales
7. mayor frecuencia de tormentas
8. mayor humedad del suelo
9. cambio de la cubierta vegetal.

Como es natural, la interacción de todos estos factores hace muy compleja la dilucidación de cuál o cuáles de ellos son los que realmente intervinieron y afectaron esta parte de la llanura chaco-paranense. Los grandes meandros, ahora abandonados, permiten afirmar la existencia de caudales más altos que los actuales y pueden indicar la existencia de un clima más lluvioso, o al menos descartar un clima subárido, en un pasado que, con los datos actuales disponibles, no es posible datar.

Por otro lado, aun si la mayor parte de los ríos de la región no fueran desajustados, ello no significaría que sea incorrecta la hipótesis propuesta de un cambio climático regional como causa de la reducción. Surgirían en cambio nuevos problemas o alternativas de interpretación. Una de éstas alternativas es la de una mayor antigüedad de los cursos desajustados respecto de los que no lo son; otra alternativa podría ser que procesos ulteriores de sedimentación sepulten las llanuras aluviales obli-

terando las evidencias previas de la desproporción.

#### IV. CONSIDERACIONES FINALES

En el este de Formosa la mayor parte de los ríos tienen características de cursos desajustados; muestran, en especial, "valles" meandriformes, meandros abandonados de mayor dimensión que los actuales o bien escasos caudales en lechos y meandros de grandes dimensiones. Estas características se interpretan como correspondientes a un clima pasado más lluvioso que el actual, lo que produjo corrientes con mayores caudales que los presentes.

Por otra parte, la existencia de algunos cursos que no muestran desajuste indicaría o bien un sepultamiento de las llanuras aluviales que obliteró las evidencias de subadaptación, o bien que dichos cursos son posteriores al cambio climático y propios de un régimen más "seco". Estas especulaciones no se aplican a los grandes ríos de la región, que no son desajustados, cuyas cabeceras están muy lejos o fuera de la zona de influencia regional.

Por último, además del signo de "deseccación" que se relaciona con la subadaptación de las corrientes, en la región se observan también otras características que hablan a favor de la hipótesis de reducción de caudales por un cambio climático, a saber: desecación de esteros, pantanos, abandono de cauces y "ríos muertos", reducido volumen de sedimentación de los cursos actuales.

*Agradecimientos.* Se agradece a los Dres. F. Fidalgo y J. Morelo por la lectura crítica del manuscrito; a los Sres. P. Vidal Molina y R. Candia, por la preparación de las figuras y el mapa, y al Instituto Geográfico Militar, por la autorización para publicar las fotografías aéreas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Cordini, I. R., 1947. *Los ríos Pilcomayo en la región del Patiño*. Dir. Minas y Geol., Anales I, 83 pág., lám. 1-43.
- Cucchi, R. J., 1973. *Aspectos morfológicos de la red hidrográfica de la llanura chaco-paranense en el este de Formosa*. En preparación.
- Derruau, M., 1966. *Geomorfología*. Ed. Ariel, Barcelona.
- Dury, G. H., 1964. *Principles of underfit streams*. U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 452-A.
- 1964a. *Subsurface exploration and chronology of underfit streams*. U. S. Geol. Prof. Paper 452-B.
- 1965. *Theoretical implications of underfit streams*. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 452-C.
- 1968. *Streams-underfit*, en Fairbridge (1968), *Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corp., Nueva York.
- Groeber, P., 1958. *Bosquejo geológico y climatológico de Formosa*. Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba, t. XL, p. 265-284.
- Mazza, G. A., 1962. *Recursos hidráulicos superficiales*, en *Evaluac. Rec. Nat. Arg.*, t. IV, v. 1, Cons. Fed. Invers.
- Morello, J. y Adámoli, J., 1967. *Vegetación y ambiente del nordeste del Chaco argentino*. IX Jornadas Bot. Argent., Guía de viaje.
- Schumm, S. A., 1963. *Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains*. Geol. Soc. Am. Bull., v. 74, p. 1089-1100.
- Small, R. J., 1970. *The study of landforms*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Tapia, A., *Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas*. Dir. Minas y Geol., Bol. 40.
- Thornbury, W. D., 1960. *Principios de Geomorfología*. Ed. Kapelusz, Buenos Aires.

Recibido el 2 de febrero de 1973.

# GENESIS DE YACIMIENTOS DE OXIDOS DE MANGANESO DE OJO DE AGUA, SANTIAGO DEL ESTERO REPUBLICA ARGENTINA<sup>1</sup>

Por EVA C. ARCIDIACONO

## RESUMEN

Se estudian manifestaciones vetiformes de manganeso localizadas en los Distritos Mineros de Los Ancoches y El Remanso, en el sur de Santiago del Estero.

Se realiza el reconocimiento de las características de la mineralización y su localización geológica, buscando establecer las condiciones genéticas responsables de la misma.

Factores estructurales determinaron las características texturales de la mena. Las refracturaciones que sufrieron las vetas, han quedado testimoniadas a través de la presencia de roca de caja y mena brechada.

Se tienen presente los elementos de juicio que tienden a relacionar la naturaleza de la asociación mineral con la posible génesis de los yacimientos. Los óxidos de manganeso hallados pertenecen a la asociación ramsdellita, pirolusita, hollandita, psilomelano, criptomelano y coronadita.

Se buscó la presencia de elementos menores contenidos en los óxidos ya que éstos podrían conducir a establecer con mayor grado de certeza el origen de los yacimientos. Se determinó estroncio, arsénico, wolframio, molibdeno, níquel, cobre, cinc, silicio, hierro, aluminio, bario, plomo, berilio y titanio.

De interés mineralógico y con el fin de comprobar la transformación ramsdellita-pirolusita y psilomelano-hollandita, se efectuaron análisis térmico diferencial de cada uno de los óxidos recién nombrados.

La formación de los óxidos superiores de manganeso indica que en el momento de su depositación existía un ambiente oxidante. Se consideran responsables de la mineralización a soluciones hidrotermales que se mezclan con aguas meteóricas que contienen oxígeno libre. Esta posibilidad es la que mejor conjuga la presencia de los elementos minoritarios encontrados en los óxidos con el carácter de óxidos superiores de los mismos.

Las características estructurales y mineralógicas de las vetas apuntan hacia condiciones de formación epitermales.

## ABSTRACT

The manganese oxides deposits located in the Mining District of Los Ancoches and El Remanso, Ojo de Agua County (Santiago del Estero), has been the object of study in this paper.

The structural conditions involved were responsible of textural ore characteristics. The re-fracturations that acted on ore has been testified through the presence of brecciation in the ore and in the host rock.

The relations between the found mineral association and the probable genesis of deposits, has been taken in consideration. The manganese oxide minerals associations found are ramsdellite, pyrolusite, hollandite, psilomelane, cryptomelane and coronadite.

The presence of minor elements in the above oxides fortified the interpretation of the origin of these deposits. The elements: strontium, arsenic, wolfram, molybdenum, nickel, copper, zinc, silicon, iron, aluminum, barium, lead, beryllium, and titanium, were detected.

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Exactas y Naturales U.B.A.

Due the mineralogical interest, and to substantiate the ramsdellite-pyrolusite and psilomelane-hollandite transformation, differential thermal analysis were done for each one of these oxides.

Hydrothermal solutions mixed with meteoric waters that carried free oxygen are responsible of the mineralizations. That conclusion better explains the presence of minor elements found in the manganese oxides and its character as superior oxide. The structural and mineralogical characteristics of the veins indicate epithermal conditions during formation.

## 1. INTRODUCCION

En la región sur de Santiago del Estero están emplazados los yacimientos de manganeso, motivo de este estudio. Fueron objeto de examen, los depósitos que se encuentran a unos 50 km al noroeste de la población de Ojo de Agua, en el Departamento del mismo nombre, perteneciente al Distrito de Ambargasta. Estos yacimientos constituyen una unidad con los ubicados al norte de la provincia de Córdoba, con los cuales forman parte de la zona que se conoce con el nombre de Provincia Manganífera Santiagueña-Cordobesa, la cual se extiende entre la localidad de Sobremonte en Córdoba y la de Ojo de Agua en Santiago del Estero (ver fig. 1).

Las minas estudiadas son parte de los distritos manganíferos conocidos con el nombre de Los Ancoches y El Remanso (fig. 2). En la última zona nombrada se trabajó en La Clemira en tanto que en Los Ancoches fueron reconocidos los yacimientos La Santiagueña, La Escondida, Los Dos Leones y Cerro Negro.

Se intenta el estudio de dichas vetas con un enfoque centrado en la mineralogía y estructura de las mismas con vistas al esclarecimiento de sus condiciones genéticas.

Fue debido a las características mineralógicas de las vetas, constituidas por óxidos de manganeso, y a la particular complejidad que ofrecen dichos óxidos que se hizo necesario el detallado estudio de su asociación mineral. Por ello, se desarrollaron distintas técnicas de laboratorio que contribuyeron no sólo a la determinación de cada mineral, sino que proporcionaron elementos de juicio sobre las posibles condiciones de su formación.

Como estudio preliminar al detallado de laboratorio, deben mencionarse las observaciones realizadas en el campo en las que se trató de establecer los aspectos estructurales de las vetas y la distribución y relación de los óxidos con la roca de caja para encontrar indicios que permitieran inferir las condiciones bajo las cuales se formaron los yacimientos estudiados.

No se realizó el mapeo geológico de la zona debido al enfoque que se dio al trabajo, como al hecho que para el área ocupada por los yacimientos la Compañía Minera TEA efectuó el relevamiento topográfico, geológico y estructural de cada yacimiento en escala 1 : 500 y en escala 1 : 2500 para cada grupo minero <sup>1</sup>.

El presente trabajo es parte de un estudio más amplio, presentado como tesis de doctorado ante la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Quiero dejar constancia de mi reconocimiento al doctor Bernabé J. Quartino, quien fuera director de dicha tesis.

Agradezco a los Dres. Elda Pella y Juan Rodríguez del Instituto Nacional de Tecnología Industrial (INTI), quienes autorizaron la realización de análisis espectrográficos cualitativos con estimación semicuantitativa y análisis térmico-diferencial de óxidos de manganeso, respectivamente. Al recordado doctor D. Hewett del U. S. Geological Survey, por sus valiosos comentarios sobre distintos aspectos de la mineralización manganésifera, y a la Lic. C. Viviers por su compañía durante los trabajos de campo.

<sup>1</sup> Trabajo realizado como parte del estudio que dicha compañía realizara para la Provincia de Santiago del Estero.

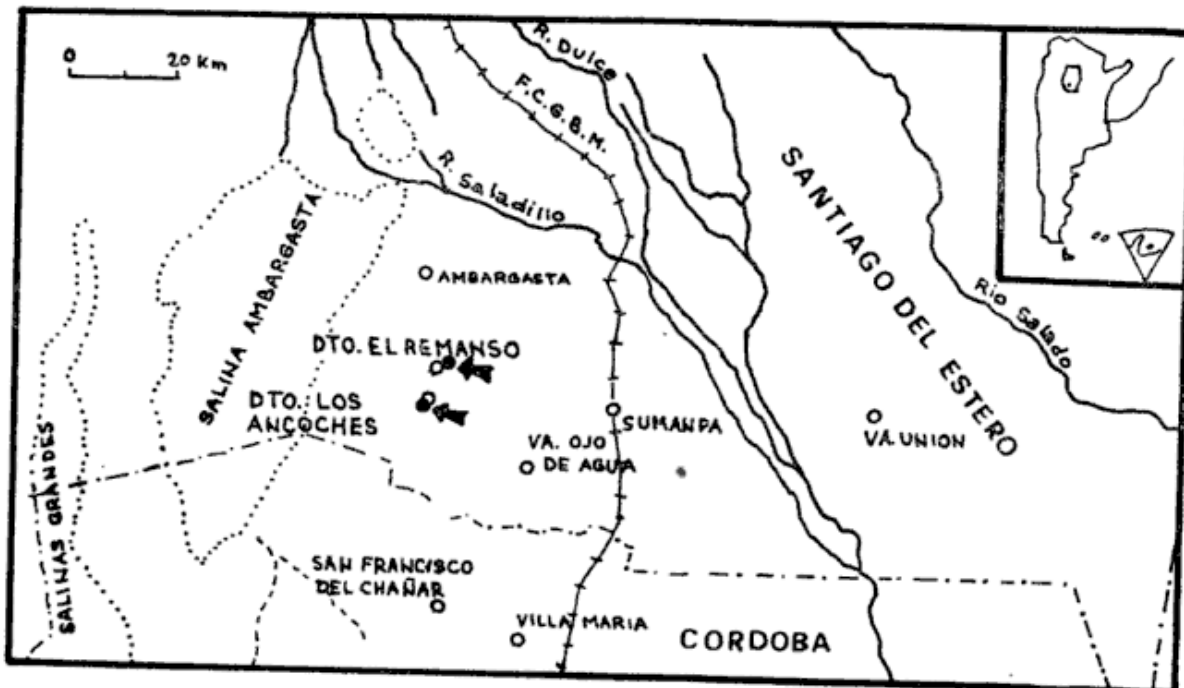


Fig. 1. — Plano de ubicación de los yacimientos

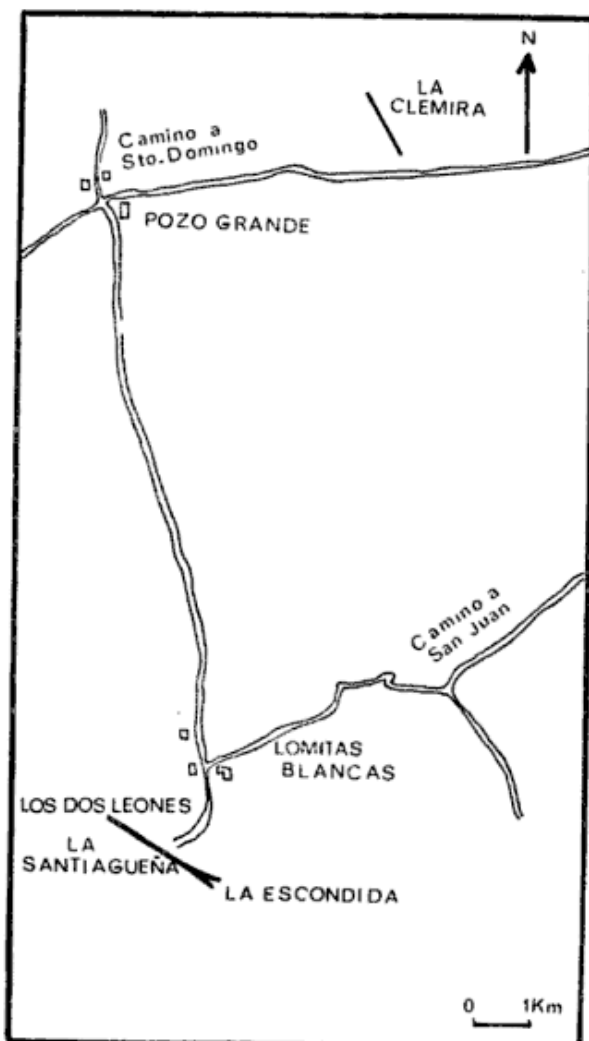


Fig. 2. — Plano de ubicación de los yacimientos del Distrito Ojo de Agua, Los Ancoches, El Remanso

*Investigaciones anteriores.* Sobre los yacimientos santiagueños han sido publicados diversos trabajos, los cuales son comúnmente de carácter general, comprendiendo algunas descripciones sobre los distintos depósitos. Entre estos trabajos pueden citarse los de: Lannenfors (1930), Beder (1931), González Stegmann (1947), Angelelli (1950), Lucero (1953), Davis (1955), Irgazábal, Soruco y Conti (1959-60), Gamkosian, Umlandt y Camardo Jansson (1960), Tabacchi (1960). Como trabajos más recientes debe citarse el estudio realizado por Minera TEA (1968); Lucero (1969) hace referencia a estos yacimientos en la descripción de la Hoja Geológica 16h (Pozo Grande) y 17h (Chuña Huasi).

## 2. CARACTERIZACION GEOLOGICA REGIONAL Y POSIBLE VINCULACION CON LA MINERALIZACION

Los yacimientos de Santiago del Estero se ubican en la sierra de Ambargasta, la cual es al igual que la de Sumampa la prolongación septentrional de la Sierra Norte de Córdoba, es decir dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas.



El bosquejo de la geología regional de la sierra de Arbargasta se basa en los trabajos efectuados por Beder (1931), Lucero (1969), Quartino (1967), este último como parte de los estudios regionales y mineros efectuados por Minera TEA (1968) para la provincia de Santiago del Estero. No obstante el lineamiento general sobre la geología de la región que aquí se sigue corresponde al trazado por el autor nombrado en último término, dado que el trabajo de dicho autor es el que más se vincula con el tema bajo estudio, estableciendo la caracterización de ambientes geológicos. Por otra parte es el más moderno de los tres, ya que la publicación de Lucero, también citada en el trabajo de Quartino (*op. cit.*), es la publicación de un trabajo efectuado con anterioridad.

Tal trabajo diferencia para la zona sur de Santiago del Estero tres "ambientes geológicos", a saber: 1) ambiente occidental o de Arbargasta; 2) ambiente central o de Sumanpa; 3) ambiente oriental o de Sumanpa Viejo.

El ambiente de Sumanpa se caracteriza por la presencia de asociaciones metamórficas esquistosas (micacitas y anfíbolitas), gneis y granito, con presencia de cuerpos básicos o ultrabásicos y calizas cristalinas. En tanto que el ambiente de Sumanpa Viejo es característicamente granítico, con alcali-granito y granito común.

De acuerdo con el autor nombrado, el ambiente de Arbargasta se caracteriza por presentar rasgos distintos de aquéllos que ofrece el basamento típico de las Sierras Pampeanas, al cual sí se puede asimilar el ambiente de Sumanpa.

Destaca, que mientras que el basamento típico de Sierras Pampeanas, está representado por rocas metamórficas esquistosas, gneis y "migmatitas", el basamento presente en las sierras de Arbargasta posee un "metamorfismo regional muy leve o carente de él, o bien con deformación muy acentuada o metamorfismo de contacto". Hace notar que tanto Pastore (1938), como Lucero

(1953-57) se ocuparon sobre afloramientos de estas características, ya sea en las sierras de Córdoba o sur de Santiago del Estero.

Quartino (*op. cit.*) resalta que en el ambiente de Arbargasta se restringe la localización de los depósitos de manganeso, como coincidente con las diferencias geológicas existentes entre los tres ambientes geológicos mencionados.

En el ambiente de Arbargasta es más notoria la presencia de microgranitos y pórfiros graníticos.

Dicho autor hace referencia al hallazgo en las sierras de Arbargasta de hornfels y de areniscas plegadas sin signos de metamorfismo, destacando que este hallazgo cobra importancia en relación con la distinción que establecía Beder, para las sierras de Córdoba, entre un "granito viejo" de edad precámbrica y un "granito común" de aspecto porfírico y de posible edad postsilúrica.

A las características ya mencionadas el autor agrega que las sierras del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, que alojan la mineralización de manganeso, se destacan por la presencia de "rocas hipabisales de composición granítica a diorítica", destacando que Beder las había mencionado como "porfidos cuarcíferos y porfiritas cuarcíferas". Esas rocas dan al ambiente eruptivo una característica distinta del que impera en las serranías mayores de Córdoba y San Luis.

Sintetizando establece para el ambiente de Arbargasta las siguientes unidades:

- 1) Formación La Clemira con hornfels pelíticos y psamíticos, intensamente plegada (plegamiento intrincado y disarmónico), constituye la caja de la plutonitas.
- 2) Formación El Escondido, son areniscas cuarcíticas y conglomerados. Al igual que la Formación La Clemira, está intensamente plegada y constituye la caja de las plutonitas.
- 3) Granito de Arbargasta.
- 4) Tonalita de Quebracho Colorado.

- 5) Pórfiros graníticos (*l. s.*) y otras rocas hipabisales graníticas o dacíticas (pórfiros de Oncan). Característicos del ambiente de Ambargasta, e intruídos en el granito de Ambargasta gradan de pórfiros normales a pórfiros híbridos.
- 6) Basalto de Pozo Grande.
- 7) Areniscas y conglomerados de la Formación de La Puerta que se encuentran en discordancia regional sobre los complejos del Basamento cristalino y del complejo La Clemira-El Escondido. Corresponde con las areniscas asignadas a los estratos de Paganzo por Lucero (1969).

Para las caracterización tectónica de la región, tienen importancia regional las fallas subverticales de gravedad, tal que dan un esquema tectónico con una alineación de "rumbo meridional". Para esta fracturación se asume una edad terciaria teniendo "como fundamento la extensión hacia el norte de la historia tectónica moderna de las Sierras de Córdoba, por que no se conocen en esta región depósitos terciarios que pueden servir de referencia".

Para el sector de Ambargasta denota un arrasamiento anterior a la depositación de las areniscas de La Puerta, lo cual daría a "ese elemento positivo una antigüedad considerable y por tal a las líneas de fracturación que lo determinaron".

La penetración del granito de Ambargasta, al que consideran de probable edad devónica, determinaría "la soldadura entre las capas plegadas paleozoicas y el basamento gneisico-granítico, siendo así posible que estos granitos nuevos se hayan localizado en el área marginal de fracturación".

Para la mineralización de manganeso estima solamente probable una edad anterior a las areniscas de La Puerta.

Beder (1931) considera a los "pórfidos cuarcíferos" en probable relación con el origen de los filones manganíferos

y sugiere para los mismos una edad post-silúrica y prepérmica.

Tabacchi (1960), siguiendo a Pastore, atribuye al magma granítico edad devónica, y considera a las manifestaciones manganíferas como producto final de la diferenciación de dicho magma.

Gamkosian, Umlandt y Jansson (1960), suponen una edad terciaria superior para estos yacimientos.

En síntesis los trabajos de Lucero y Quartino ponen de relieve la existencia de una característica peculiar en el ambiente geológico de las sierras del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero por la presencia de formaciones plegadas sin metamorfismo regional, pero sí con metamorfismo de contacto, en las cuales se adopta una eruptividad plutónica de epizona y volcánica.

El segundo de los autores avanza en el sentido de dar al ambiente de Ambargasta y Sierra Norte de Córdoba (que es el que se caracteriza por las formaciones plegadas no metamórficas) el carácter de localización de los depósitos de manganeso. De manera tal hace un intento de vincular el ambiente geológico con la localización de manganeso. Como así mismo, pone en juicio el carácter lejanamente magmático de estos yacimientos.

Para finalizar, y volviendo sobre la edad asignada a los yacimientos manganíferos, puede decirse que el asignarle edad terciaria a los depósitos concuerda con la idea de que existe mundialmente una época de formación de yacimientos de manganeso, que correspondería precisamente al Terciario superior probablemente al Plioceno. Así por ejemplo, los distritos manganíferos del sudoeste de EE. UU. pertenecerían en su gran mayoría a esta época. Lo mismo puede decirse de algunos yacimientos que se encuentran ubicados en Bolivia, Italia y México (Hewett, 1964).

Varentsov (1964) estima que más del 70 % del total de los depósitos de manganeso del mundo es de edad cenozoica.

### 3. METODOS DE ESTUDIO

El estudio de la asociación mineral manganesífera, hallada en las vetas estudiadas exigió el desarrollo de sistematizadas y cuidadosas observaciones a fin de que cada uno de los minerales presentes fuera exactamente determinado. Principalmente con este propósito o con el de establecer diferencias mineralógicas de interés, se realizaron diagramas de rayos X, medidas de reflectividad y microdureza, y análisis con microsonda electrónica (Arcidiácono, 1971 b).

Se encaró la realización de análisis espectrográficos con estimación semicuantitativa, de algunos de los óxidos previamente identificados por diagramas de Rayos X. Dichos análisis fueron realizados mediante el método de emisión atómica en los laboratorios del INTI.

En el mismo laboratorio se efectuaron análisis térmico-diferencial sobre óxidos previamente identificados.

Una correcta individualización de los óxidos y de las relaciones que ofrecen entre sí, permite en muchos casos interpretar con un mayor grado de precisión la génesis de este complejo grupo mineral.

A este respecto se hace referencia a trabajos (Hewett, Fleischer, 1960; Roy 1968), en donde se han estudiado numerosas muestras de óxidos de manganeso relacionándolas con el ambiente geológico y los depósitos en donde se hallaron. En estos trabajos se ha planteado, como conclusión, que existe un grupo de óxidos de manganeso que son exclusivamente hipogénicos, otros que lo son supergénicos y un tercer grupo que forma una asociación que puede ser en algunos casos de origen supergénico y en otros casos de origen hipogénico.

Dentro del grupo citado en primer término se hallan manganosita, hausmanita, pirocroita, bixbita, galaxita, jacosita, franklinita y pirofanita. Al grupo de los óxidos supergénicos pertenecen hidrohausmanita, litioforita, rancierita, hetaerolita, hidrohetaerolita, calcofanita y woodruffita. En tanto que la asocia-

ción mineral hallada en los depósitos aquí considerados, constituida por piro-lusita, ramsdellita, criptomelano, psilomelano, hollandita y coronadita, corresponde al tercer grupo mencionado. También forman parte de este último grupo manganita y braunita.

La determinación de elementos metálicos menores en los óxidos de manganeso, realizada por medio de fluorescencia de rayos X, o por espectrometría de emisión atómica, tuvo como fundamento la creencia de que estos elementos trazas pueden indicar diferentes fuentes de origen para los óxidos que los contienen (Hewett, Fleischer, Conklin, 1963).

La presencia de estos elementos metálicos en los óxidos de manganeso, es explicada por algunos autores como debida a la atracción que el hidrosol de manganeso ejerce sobre los cationes de los elementos metálicos arriba mencionados.

### 4. LA ASOCIACION MINERALOGICA

#### 4.a) LOS MINERALES

Se ha observado en los distintos depósitos examinados una repetición en lo que concierne a las especie minerales y su asociación. Esta repetición se ve complementada por una repetición de los caracteres propios que ofrecen cada una de las especies minerales, siendo posible en tal sentido realizar una descripción general para cada uno de los minerales que integran estos yacimientos.

En su gran mayoría los óxidos de manganeso presentan texturas bandeadas con capas fibroso-radiales con superficies coliformes; estas capas están representadas ya sea por un solo mineral o bien están constituidas por distintos óxidos.

Típicos ejemplos de dichas texturas bandeadas monominerales están dadas por hollandita en donde es posible interpretar cada banda como "bandas de crecimiento". En tanto que determinaciones ópticas, auxiliadas por análisis de

rayos X, permitieron determinar la naturaleza de las varias capas de bandeamiento en el tipo textural mencionado en segundo término.

Este bandeamiento pudo observarse también, en mayor o menor proporción, en los numerosos clastos de óxidos incluidos en las vetas. Las capas de bandeamiento mencionadas están constituidas principalmente por hollandita y criptomelano, menos notorias y comparativamente más delgadas son las capas de coronadita.

Otra similitud que presentan los minerales es que han cristalizado en su mayoría en igual forma. A la textura producida por cristalización en capas delgadas fibrosas, con sus superficies libres botroidales, se debe sumar la textura cristalina muy fina.

Complementan el cuadro de los óxidos hallados, ramsdellita y pirolusita. El primero de ellos originalmente identificado para la mina La Santiagueña por Brodtkorb y Hillar (1964), es el que presenta cristales de mayor desarrollo.

Hollandita y coronadita no habían sido citados con anterioridad para los depósitos de la zona de Ojo de Agua, pese a la notoria participación del óxido mencionado en primer término.

La misma asociación de óxidos minerales mencionada para estos depósitos, ha sido hallada en 200 depósitos vetiformes del oeste de EE. UU. (Hewett 1964). También es de destacar que dichos depósitos vetiformes se hallan emplazados en rocas volcánicas y rocas precámbricas cristalinas.

En lo que respecta a la asociación mineral no metalífera constituida por fluorita, baritina, calcita, cuarzo, calcedonia, ópalo (negro, rojo y blanco), goethita, hematita y limonita es posible establecer cierta similitud con las gangas halladas para los yacimientos vetiformes de manganeso a que se hizo referencia más arriba.

Los minerales de ganga acompañantes de la asociación de óxidos de manganeso, cobran mayor interés por cuanto permitirían intentar establecer diferencias

genéticas basadas en diferencias mineralógicas. Mientras que la asociación: criptomelano-hollandita-coronadita-psilomelano-pirolusita-ramsdellita podría pertenecer tanto a yacimientos de origen residual como a primarios de veta o a los producidos por oxidación. Los minerales de ganga hallados cobran valor en esta indeterminación, pues corresponden a aquéllos que se encuentran más típicamente en depósitos vetiformes de manganeso.

Seguidamente se describen los rasgos más distintivos y las formas más comunes en que se presentan las especies minerales determinadas.

*Psilomelano* ( $Ba Mn Mn_6 O_{16} \cdot 2H_2O$ ). Está presente en todos los depósitos examinados. Se halló por lo general, asociado a criptomelano y hollandita. Con éstos forma textura con bandas coliformes que alternan localmente con escasa coronadita. Se encuentran, aunque más raramente en cristales tabulares, en agregados finos a muy finos y en masas botroidales con capas concéntricas.

*La asociación psilomelano-hollandita* es de interés por la posible existencia de una relación genética que podría vincularse con el grado de oxidación de manganeso y la cantidad de agua.

La comparación de análisis químicos pone en evidencia una similitud muy grande entre las dos especies, para ello vale consignar los análisis presentados por Hewett y Fleischer (1960) (cuadro 1).

Dejando a un lado las diferencias en el porcentaje de óxido férrico que puede significar la presencia de  $Fe_2O_3$  meramente aditivo con el carácter de impureza, resultan significativas las diferencias en el contenido de agua y en el contenido de  $Mn^{+2}$ , las cuales dan a la hollandita el carácter de mineral menos hidratado y más oxidado, debiendo advertirse que es raro que la hollandita carezca totalmente de agua. En cuanto al resto de las determinaciones son muy semejantes en ambos análisis, lo cual se hace muy evidente en lo que respecta

al óxido de bario que es el componente característico de ambos minerales dado que son en lo esencial óxidos de bario y manganeso.

CUADRO 1

	Psilomelano (Hewett)	Hollandita (Fleischer)
MnO <sub>2</sub> .....	69.00	66.69
MnO.....	6.99	1.52
Mn.....	48.1	—
PbO.....	0.0	0.04
CuO.....	0.0	0.04
NiO.....	—	0.01
CoO.....	—	0.03
ZnO.....	0.0	0.36
BaO.....	17.84	17.25
CaO.....	0.0	0.19
MgO.....	tr.	0.27
Na <sub>2</sub> O.....	0.05	0.15
K <sub>2</sub> O.....	0.07	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.43	0.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.14	11.55
SiO <sub>2</sub> .....	0.45	0.47
H <sub>2</sub> O.....	0.07	0.0
H <sub>2</sub> O+.....	4.46	0.36
WO <sub>3</sub> .....	0.63	—

Richmond y Fleischer (1943) establecieron que el psilomelano calentado entre 500-600° da hollandita como compuesto de deshidratación.

Esta posible relación genética real en el laboratorio, naturalmente que no puede ser aceptada para el caso de estas vetas manganíferas porque la temperatura de transformación que necesariamente debería ser posterior a la depositación de psilomelano primario es en exceso elevada para su aceptación como propia de las vetas que son desde el punto de vista térmico epitermales.

En cuanto a lo que evidencia la relación textural entre hollandita y psilomelano, en las vetas estudiadas, no surge ninguna evidencia segura de la formación de hollandita a partir de psilome-

lano. Esto resulta de que vetillas puras de hollandita (lám. I, fig. a), cortan una asociación mineral con clastos de psilomelano, no habiendo ningún relicto de psilomelano dentro de estas vetillas.

El caso más dudoso sería el adosamiento (lám. I, fig. b) de hollandita sobre un grano de psilomelano, pero esta relación puede interpretarse como depositación de hollandita en espacio abierto sobre el psilomelano previo, o bien un remplazo neto sin que ello implique de ninguna manera una transformación por deshidratación que hubiese sido mucho más gradual.

Según la bibliografía conocida, previamente citada, la asociación hollandita-psilomelano es frecuente en vetas hipogénicas de distintas localidades. En el caso de las vetas de Santiago del Estero la relación hollandita-psilomelano es muy elevada.

Como un aspecto complementario de esta cuestión se hicieron determinaciones con análisis térmico-diferencial con los resultados consignados en el cuadro 2 y figuras 3 y 4.

Los análisis fueron realizados bajo condiciones de calentamiento constante, con una velocidad de 5° C/min en tanto que la sensibilidad tuvo valores de 0.4 mV/cm.

Tanto en las figuras como en el cuadro correspondientes puede notarse que las desviaciones endotérmicas de ambos minerales poseen algunos picos similares tales como el de 660° C y 670° C; o los de 1070° C y 1080° C para psilomelano y hollandita respectivamente.

La hollandita presenta su mayor pico endotérmico alrededor de los 1080° C, en tanto que para el psilomelano lo encontramos entre los 1040° C y 1070° C. En lo que respecta a los picos exotérmicos puede verse que para el último mineral mencionado se registran cinco picos exotérmicos, siendo notablemente mayor el de 110° C.

Concluyendo, puede observarse en ambos diagramas que, si bien en el calentamiento previo a alcanzar los 600° C

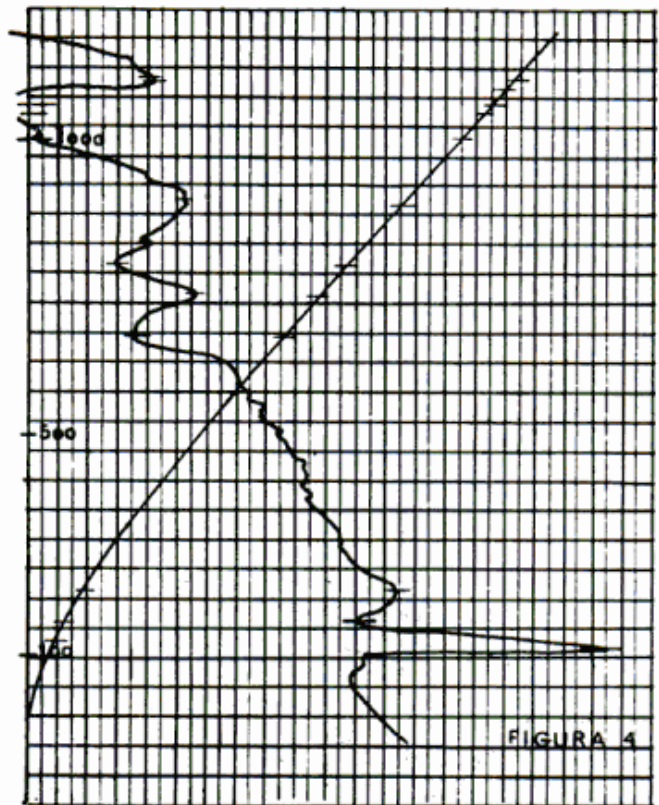
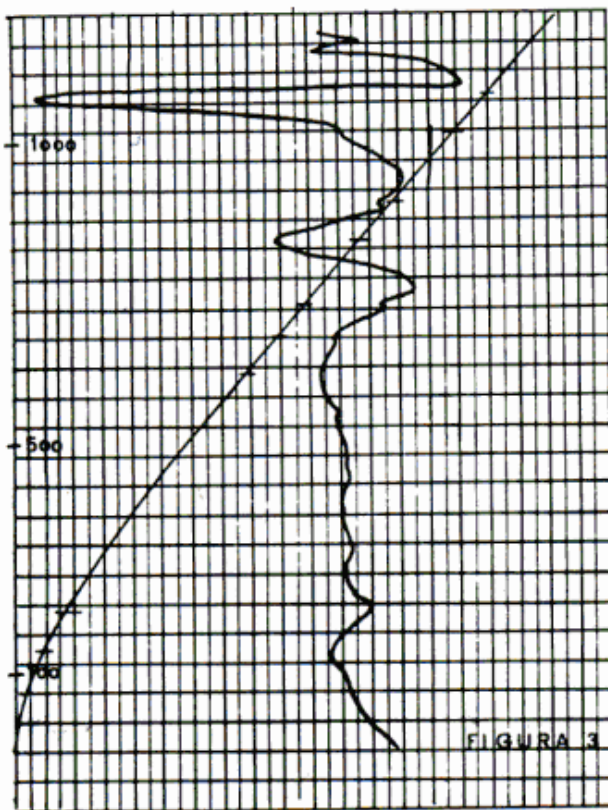
CUADRO 2

Muestra	Desviaciones °C		Muestra	Desviaciones °C	
	Endotérmicas	Exotérmicas		Endotérmicas	Exotérmicas
Psilomelano	150	110	Hollandita	130	200
	660	210		610	
	780	720		670	
	1000	890		720	
	1040	1100		820	
	1060			900	
	1070			1010	
			1080		
			1150		

los dos minerales ofrecen curvas distintas, estas diferencias se suavizan a partir de las temperaturas superiores a dicho registro. Es así, que ambos minerales poseen sus mayores picos en-

dotérmicos alrededor de los 1070° C.

Lo dicho estaría de acuerdo con la transformación por deshidratación de psilomelano a hollandita. Transformación que requiere, en los ensayos de



laboratorio, temperaturas de 500 ° C a 600 ° C.

**Criptomelano** ( $K_2 (Mn, Fe, Cu) Mn_7 O_{16}$ ). El criptomelano encontrado en estos depósitos es casi invariablemente de grano fino. Se halla en mayor cantidad que el psilomelano del cual se pudo diferenciar con certeza por análisis con rayos X.

Presente colores de pleocroísmo iguales a los del óxido antes nombrado: // *a*, blanco; *c*, gris humo, este pleocroísmo es difícil de observar en granos muy finos, las restantes propiedades ópticas, similares para ambos minerales, tam-

poco permiten su exacta individualización.

En la gran mayoría de las muestras analizadas se lo observó en clastos (de primera generación) o en venillas asociado a otros óxidos (lám. I, fig. *c*).

Los clastos son de masas granulares finas a muy finas, siendo generalmente isótropos. Otros clastos configuran agregados aciculares con fibras que se entrecruzan o semejan forma de "hellecho" (lám. I, fig. *d*). Estos clastos de criptomelano (con tamaño promedio 0,9-0,1 mm) hablan de la fracturación que sucedió a su depositación.



FIG. a

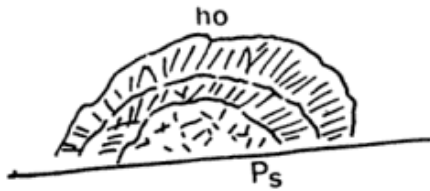


FIG. b



FIG. c



FIG. d



FIG. e



FIG. f



FIG. g

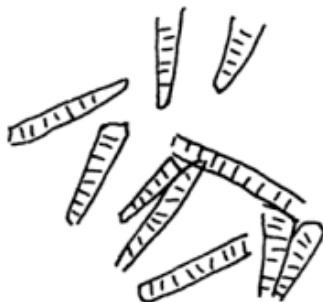


FIG. h



FIG. i

Las venillas de criptomelano presentan excepcionalmente textura coliforme en bandas fibroso-radiales, con fibras angostas y largas, pero menos características que en la hollandita. Se lo encuentra también en masas botroidales de capas concéntricas, pudiendo contener estas capas intercrecimiento de psilomelano y hollandita.

*Hollandita* ( $\text{Ba}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Mn}_7\text{O}_{13}$ ). La hollandita es uno de los minerales más abundante en la mina La Santiagueña, donde se halla asociada más comúnmente a criptomelano y psilomelano; con coronadita llega a veces a estar íntimamente mezclada.

Bajo el microscopio de reflexión es de color blanco, con un ligero tinte amarillento a veces muy difícil de distinguir, en tanto que ofrece una anisotropía en tonos: gris-violáceo, gris-azulado y pardo claro más definida.

La hollandita se presenta en forma de pequeños granos o cristales tabulares, aunque más frecuentemente en agregados radiales finos o en forma de "penachos" (fotografía 1), más características que en el criptomelano.

Generalmente se encuentra brechada constituyendo clastos angulosos junto a los óxidos con los cuales se halla asociado. Presenta también textura coliforme en capas concéntricas de finos cristales fibrosos radiales perpendicu-

lares a las capas, los cuales pueden presentar fibras que crecen a través de dichas capas de bandeamiento, habiéndose observado también el crecimiento de fibras sin que atravesen dichas bandas (lám. I, figs. e. f.).

La presencia de hollandita, tan abundante en las vetas estudiadas del sur de Santiago del Estero, tiene interés porque en vetas hipogénicas del sudoeste de los EE. UU. (bibliografía citada) es mineral constante, habiendo sido estimado como producto mineral de soluciones ascendentes siendo muy rara en asociaciones minerales supergénicas.

*Coronadita* ( $\text{PbMnMn}_7\text{O}_{16}$ ). La coronadita ha sido determinada principalmente en venillas delgadas, generalmente fibrosa, alternantes con hollandita, presentándose en su mayoría en muestras de la mina La Santiagueña y Los Dos Leones.

De todos los óxidos aquí mencionados es el que se encuentra en porcentaje más reducido. El elemento guía para su individualización fue sin duda el hallazgo de bandas o zonas de plomo en los análisis de microsonda (Arcidiácono, 1971 b).

En secciones pulidas se diferencia poco de la hollandita, si bien tiene mayor reflectividad, y aunque su anisotropía es muy similar posee predominio de tonos castaños y grises, en tanto que



Fotografía 1. — Textura con forma de «penacho» en hollandita fuertemente anisótropa (Nicoles cruzados  $\times 64$ )



en la hollandita predominan los tonos azulados; siendo sus colores de anisotropía: blanco, gris-azulado, castaño, castaño-amarillento.

Los diagramas de rayos X obtenidos presentan por lo general líneas correspondientes a hollandita, la que es el mineral comúnmente asociado. Su diagrama es similar al que los otros minerales del grupo de los psilomelanos pero pese a esta similitud la diagnosis ha sido segura.

Es un mineral que por lo dicho escapa generalmente a estudios expeditivos, y precisamente recién en 1942 Frondel y Heinrich reconocieron a la coronadita como una nueva especie mineral aunque ya había sido descrita en 1923 por Fairbanks como un mineral de plomo y manganeso, al cual no pudo identificar.

*Pirolusita* ( $MnO_2$ ). La pirolusita se encuentra, en los yacimientos de Ojo de Agua, en cantidad más reducida que la de los otros óxidos de manganeso mencionados, con excepción de la coronadita.

Se presenta principalmente asociada a ramsdellita, posiblemente en parte como producto de transformación de la misma, ya que pudo observarse reemplazando a cristales de ésta (lám. I, fig. g).

Excepcionalmente se halló pirolusita en agregados de pequeños cristales (lám. I, fig. h) asociados a criptomelano y psilomelano.

La pirolusita presenta a la luz reflejada un tinte amarillento, que facilita su identificación por medios ópticos y permite establecer las interesantes relaciones texturales entre este mineral y la ramsdellita (véase Ramsdellita).

Desde el punto de vista de su composición la pirolusita es, junto con la ramsdellita, el mineral estudiado que tiene mayor porcentaje de manganeso (63,2 % Mn, puro) de acuerdo con su fórmula de dióxido de manganeso.

*Ramsdellita* ( $MnO_2$ ). De la asociación manganífera determinada en los

yacimientos estudiados la ramsdellita constituye uno de los minerales más notables, tanto por el mayor desarrollo de sus cristales como por su abundancia y facilidad de identificación macroscópica, ya que sus cristales tabulares de color gris se diferencian de los otros óxidos de manganeso.

Estudios calrográficos permitieron establecer que al igual que los otros óxidos de manganeso se encuentra en parte brechado, configurando clastos angulosos sea de este solo mineral o asociado a criptomelano, hollandita o psilomelano. Cristales tabulares de ramsdellita se disponen también simétricamente respecto de las capas de bandeamiento de estos últimos minerales (lámina I, fig. i).

Presenta anisotropía marcada, gris-azulado a castaño-rosado, lo que unido a sus otras características y a su hábito cristalino facilita su identificación por medios ópticos.

Se halla frecuentemente asociada a pirolusita, de la cual se puede diferenciar ópticamente por sus cristales tabulares en forma de cuña, por su tono gris a castaño, reflejos internos y menos fácilmente por su anisotropía.

La asociación *ramsdellita-pirolusita* cobra interés mineralógico si se tiene presente que ambos minerales son dióxidos de manganeso, siendo por lo tanto minerales dimorfos. Por otra parte, esta asociación puede implicar una relación térmica de posible interés genético.

Estudios de laboratorio han demostrado que la ramsdellita pasa por calentamiento, directamente a pirolusita (Klingsberg-Roy, 1951; Fleischer-Richmond-Evans, 1962; Glasser-Smith, 1964), suponiéndose además que este punto de inversión podría variar algo para distintas muestras del mismo mineral.

Cabe destacar que tal temperatura de 300° C determinada en el laboratorio para la transformación de la ramsdellita a pirolusita, resulta muy elevada para las características epitermales de las vetas de Santiago del Estero aquí

consideradas. En ellas se determinó ópticamente un incipiente estado de transformación de ramsdellita a pirolusita, siendo aceptable o posible que dicha temperatura teórica de transformación no fue alcanzada dado que esta transformación no se ha verificado en forma completa, o cuanto menos en gran escala. Esto está en coincidencia con las características mineralógicas y estructurales de las vetas que apuntan hacia condiciones epitermales.

Fueron realizados diagramas de análisis térmico-diferencial para ramsdellita y pirolusita. Estos se obtuvieron bajo las mismas condiciones que los de hollandita y psilomelano.

Se decidió realizar estos diagramas para comprobar si era posible que en ellos quedase registrada la transformación de ramsdellita a pirolusita.

Si bien ambos diagramas no son idénticos para temperaturas superiores a los 900° C, como podría suponerse al considerar que se realizaría la transformación total de ramsdellita a pirolusita, en ellos puede observarse que por encima de aproximadamente 350° C existe una similitud entre ambos diagramas.

Dicha similitud se acentúa al examinar los picos endotérmicos mayores que corresponden a 690° C y 660° C para ramsdellita y pirolusita respectivamente (ver cuadro 3 y figs. 5 y 6).

Los diagramas de difracción de rayos X realizados para ramsdellita, han

demostrado líneas correspondientes a pirolusita. Pero más distintivo es que casi todos ellos, aún aquéllos realizados con pequeñas muestras obtenidas de secciones pulidas, revelan la presencia de criptomelano u hollandita. Nuevas observaciones con luz reflejada permitieron establecer que uno de estos dos minerales, o posiblemente ambos, se hallan rellenando grietas en cristales de ramsdellita.

Como datos de interés general puede agregarse que la denominación de ramsdellita para el dióxido de manganeso ortorómbico fue empleada por primera vez por Richmond y Fleischer (1943). En 1932 Ramsdell había descrito este mineral, considerándolo ya como un posible dimorfo de pirolusita.

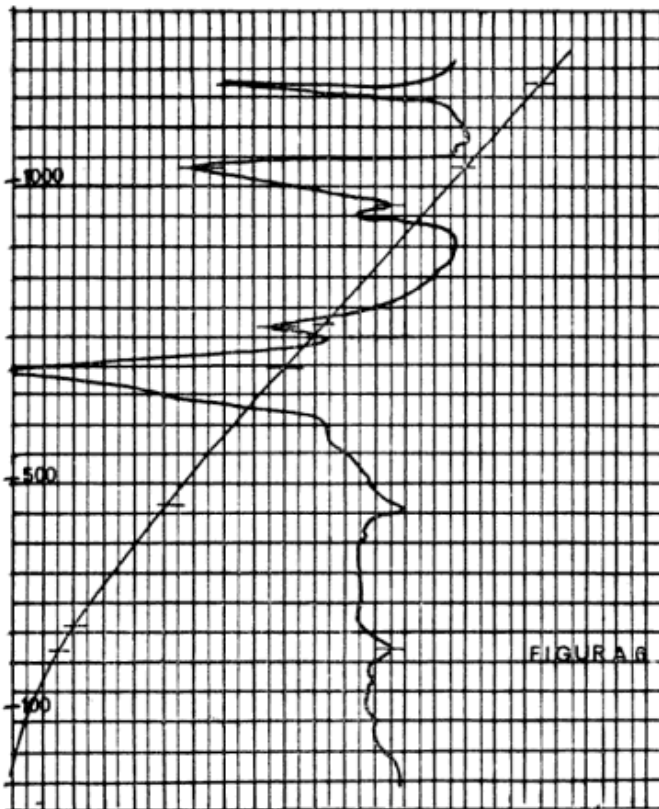
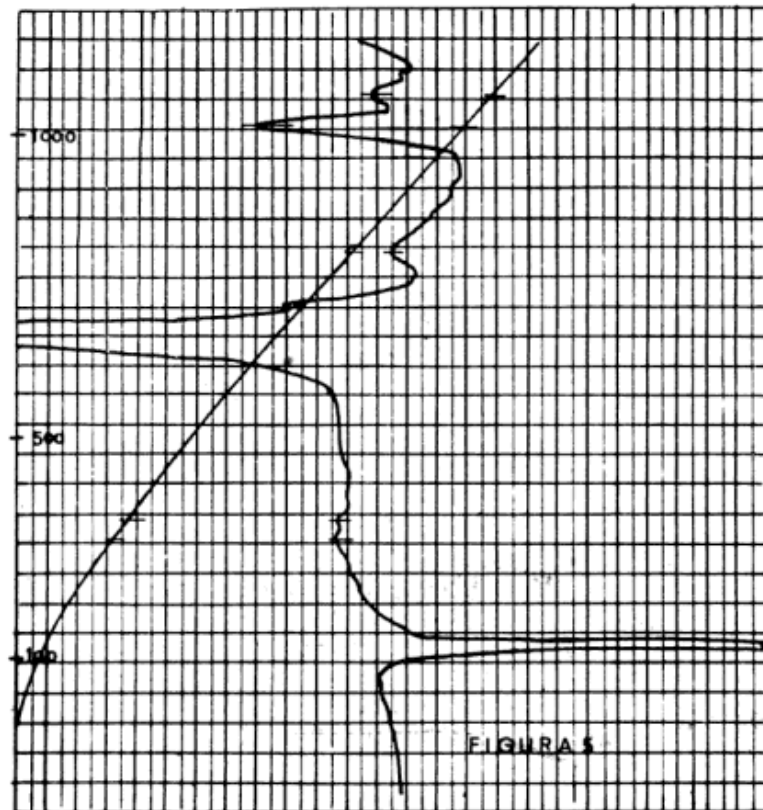
*Otros minerales.* Asociados a los óxidos de manganeso se encuentran los minerales que constituyen la ganga de los depósitos aquí considerados.

La goethita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) es el más abundante de los óxidos de hierro principalmente en la mina La Santiagueña) y en menor proporción se hallan hematita y algo de "limonita".

Baritina. es un mineral constante, aunque en porcentajes variables. Se encuentra principalmente en cristales tabulares con un largo promedio (de los mayores) de dos centímetros; observándose en los yacimientos santiagueños que generalmente, al igual que la asociación

CUADRO 3

Muestra	Desviaciones °C		Muestra	Desviaciones °C	
	Endotérmicas	Exotérmicas		Endotérmicas	Exotérmicas
Ramsdellita	110	190	Pirolusita	310	110
	230	450		350	750
	690	—		660	—
	760	—		720	—
	940	—		810	—
	1020	—		1010	—
1160	—	1060	—		



mineral que lo acompaña testimonia los efectos de fracturaciones sufridas por las vetas.

La fluorita, presente en general en la ganga de los yacimientos, está en porcentaje menor que el de baritina.

Para el caso de la mina La Santiaguena, ha sido posible diferenciar dos generaciones de fluorita. La primera de ellas se encuentra fracturada y es anterior a la depositación de los óxidos de manganeso, en tanto que la segunda rellena drusas y espacios abiertos en la veta.

El cuarzo participa de los minerales de la ganga en proporción algo menor que el ópalo, con excepciones como en el caso de la mina La Escondida, en la cual la proporción de cuarzo es más elevada.

De mayor importancia resulta el cuarzo que forma típicos clastos angulosos hallados en zona de brecha. Al igual que la calcedonia y fluorita, rellena tardíamente drusas constituyendo por lo general cristales idiomorfos. Se halla también, reemplazando a la roca de caja como a una primera generación de fluorita.

El ópalo es notorio entre los minerales de ganga. Se presenta en las variedades negro, blanco y rosado a rojo fuerte. Se diferencian distintas generaciones, correspondiendo la más joven a un ópalo negro que aparece brechado junto con los minerales de manganeso de primera generación.

Más notable es la presencia de ópalo rosado, que localmente llega a formar concentraciones destacables dentro de la masa mineral.

Calcedonia es entre los minerales de ganga, el de más tardía aparición. Se la observa frecuentemente asociada a ópalo y tapiza numerosas cavidades. Presenta típicas superficies botroidales y puede llegar a formar una grosera textura bandeada.

Calcita ha cristalizado principalmente, durante los primeros estadios de la mineralización.

#### 4.b) SIGNIFICADO DE LA ASOCIACIÓN MINERALÓGICA

Las investigaciones realizadas han revelado en las vetas examinadas la asociación: criptomelano, hollandita, coronadita, pirolusita, ramsdellita y psilomelano. Vale decir que dichas vetas están integradas por una asociación de óxidos superiores de manganeso ( $Mn^{+4}$ ). Como es obvio la abundancia de oxígeno y la baja temperatura son factores que favorecen la formación de este tipo de óxidos.

Los análisis cualitativos por fluorescencia de rayos X, realizados sobre muestras correspondientes por lo general a un solo óxido, han revelado la presencia constante de algunos elementos menores tales como: estroncio, tungsteno, plomo, cobre, cinc, cobalto?

Con estos datos podemos comparar los análisis químicos dados por Beder (1931) para muestras de La Santiagueña, en donde el análisis que presenta para una "pirolusita"<sup>1</sup>, arrojó el 0.47 % de  $WO_3$ .

<sup>1</sup>La descripción de la pirolusita dada por el autor, es en realidad la que podría hacerse

En relación con el contenido de tungsteno de estos óxidos pueden mencionarse las determinaciones químicas realizadas sobre cuatro muestras de La Santiagueña por Hewett (1964); estas determinaciones dieron como resultado el 0.26; 0.72; 0.45; 0.47 % de tungsteno respectivamente.

Como se ha dicho en el capítulo anterior se cree que los elementos menores contenidos en los óxidos de manganeso, indicarían la probable génesis de éstos. Así, de acuerdo con Hewett, Fleischer y Conklin (1963) la presencia de tungsteno se registra casi exclusivamente en los óxidos hipogénicos, al igual que pequeños porcentajes de talio y germanio (0.05 %), arsénico y antimonio. Contrariamente bario, estroncio, berilio, cobre, cinc y plomo son encontrados tanto en óxidos hipogénicos como supergénicos si bien son más frecuentes y están en mayor cantidad en los primeros.

Entre los elementos más significativos se hallan tungsteno y estroncio, ambos hallados en las muestras analizadas en porcentajes apreciables. Tómese como punto de comparación la cantidad determinada de 0.47 % de óxido tungsténico con las de 0.24 y 0.84 % del mismo óxido, dadas para minas de venas hipogénicas de EE. UU. (Socorro County; Hewett, Fleischer, Conklin, 1963).

Los análisis de fluorescencia de rayos X realizados en este trabajo sobre muestras de ramsdellita cercanamente pura, revelaron la existencia de cinc, estroncio, bario, cobre y posiblemente wolframio. En la mina La Santiagueña los análisis espectrográficos realizados por Brodtkorb y Hillar (1964) arrojaron la presencia de aluminio, silicio, potasio, cobre, wolframio, titanio, hierro y vestigios de cobalto, calcio, plata y estaño.

de la ramsdellita, dice "...forma fibras hasta varillas paralelas a la caja de uno a seis centímetros de espesor cada una, su color es gris acero..."

CUADRO 4

	Psilomelano		Coronadita		Ramsdellita		Hollandita		Hollandita coronadita	Hollandita criptomelano	
	M200 a	M63 b	M36 a	104 b	100 a	b	29 a	266 b	303 a	23 a	
Al.....	0.1	1.0	0.5	0.05-0.5	0.5	0.1-1.0	0.1	0.06-0.6	0.2	0.3-3.0	0.1-1.0
As.....	<0.5 X	0.5	<0.5 X	0.7	<0.5 X	0	<0.5 X	<0.5 X	0.2	<0.5 X	<0.5
Ba.....	2-20	15	1-10	7	0.1-1.0	0.07	2-20	20	1-10	1-10	1-10
Be.....	<0.01	0.0015	<0.01	0.003	<0.01	0	<0.01	0.001	<0.01	<0.01	<0.01
Zn.....	<0.05 X	0.7	<0.05	0.7	<0.05	0.7	<0.05	0.15	<0.05	<0.05	<0.05
Cu.....	0.01-0.1	0.07	0.05-0.5	0.02	0.05-0.5	0.003	0.05-0.5	0.07	0.01-0.1	0.02-0.2	0.02-0.2
Co.....	<0.005 X	0.03	<0.005 X	0.01	<0.005 X	0	<0.005 X	0.015	<0.005 X	<0.005 X	<0.005 X
Cr.....	<0.02 X	0.003	<0.02	0.007	<0.02 X	0	<0.02 X	0.005	<0.02 X	<0.02 X	<0.02 X
Sr.....	<0.03	0.7	<0.03	0.15	<0.03	0.007	<0.03	0.2	<0.03	<0.03	<0.03
Fe.....	0.03-0.3	0.03	0.005-0.5	0.03	0.005-0.05	0.015	0.01-0.1	0.003	0.05-0.5	0.01-0.1	0.01-0.1
Mg.....	0.01-0.1	0.005	0.01-0.1	0.005	0.01-0.1	3	0.01-0.1	0.01	0.01-0.1	0.01-0.1	0.01-0.1
Mn.....	base	base	base	base	base	base	base	base	base	base	base
Mo.....	0.1-1.0	0.07	0.1-1.0	0.03	0.1-1.0	0.03	0.1-1.0	0.07	0.1-1.0	0.1-1.0	0.1-1.0
Ni.....	0.01-0.1	0.003	0.01-0.1	0.003	0.01-0.1	0	0.01-0.1	0.003	0.01-0.1	0.01-0.1	0.01-0.1
Ag.....	<0.0005	0	<0.0005	0	<0.0005	0.015	<0.0005	0	<0.0005	<0.0005	<0.0005
Pb.....	0.3-3.0	3.0	3-30	15	0.3-3.0	0.3	0.2-2.0	0.15	2-20	0.1-1.0	0.1-1.0
K.....	<1.0 X	0	<1.0 X	0	<1.0 X	0	<1.0 X	1.0	<1.0 X	<1.0 X	<1.0 X
Si.....	0.3-3.0	0.07	1.0-10	0.1	0.5-5.0	-	0.5-5	0.05	0.5-5.0	0.5-5.0	0.5-5.0
Na.....	0.1-1.0	0.03	0.1-1.0	0.003	0.1-1.0	-	0.1-1	0.1	0.1-1.0	0.1-1.0	0.1-1.0
Ti.....	<0.005	0.007	<0.005	0.007	<0.005	0	<0.005	0.0003	<0.005	<0.005	<0.005
W.....	<0.8 X	0.05	<0.8 X	0.15	<0.8 X	0.03	<0.8 X	0.07	<0.8 X	<0.8 X	<0.8 X

(a) muestras colección del autor, análisis INTI, (espectrometría de emisión).

(b) análisis cedidos por D. F. Hewett del U. S. Geological Survey-California. Comunicación personal 1970.

X : indica el límite de detección.

Para el grupo de los psilomelanos los análisis realizados por fluorescencia de rayos X, manifestaron la presencia de casi todos los elementos menores encontrados para la ramsdellita: estroncio, bario, cinc, cobre y plomo.

Hewett (1964) realizó análisis espectrográficos semicuantitativos de dos muestras de la mina La Santiagueña y determinó, en orden decreciente de abundancia y en cantidad mayor al 0,005 %, los siguientes elementos: manganeso, silicio, wolframio, estroncio, hierro, calcio, aluminio, molibdeno, cobalto, vanadio, magnesio, cobre, niobio, tantalio y plomo.

En el cuadro 4 se presentan los análisis espectrográficos de seis muestras de óxidos de los yacimientos de la zona de Ojo de Agua. En forma comparativa se presentan junto a estos análisis *a*), otros análisis de óxidos de venas hipogénicas de yacimientos de EE. UU., *b*), con la esperanza de que una confrontación de dichos análisis pueda arrojar luz sobre la fuente de manganeso y sus elementos asociados.

Los análisis presentados, realizados por espectrometría de emisión atómica, permiten fijar un rango de abundancia para cada elemento más que un valor determinado en porcentaje. No obstante, estos rangos de abundancia ofrecen buenas posibilidades para su confrontación con otros análisis de óxidos.

En dicho cuadro puede verse que los elementos investigados: silicio, hierro, cobre, cinc, aluminio, bario, plomo, se encuentran aunque en porcentajes variables en todas las muestras analizadas. Berilio se halla en porcentaje menor que los elementos mencionados, en tanto que cobalto y titanio están presentes en cantidades menores al 0,005 % y plata en cantidad menor al 0,0005 %.

Si bien la presencia de estos elementos no es mayormente significativa, en lo que respecta a la interpretación sobre el origen de los óxidos de manganeso, se ha visto que los mismos se encuentran con mayor frecuencia en óxidos hipogénicos.

Los porcentajes de estroncio, arsénico y wolframio (no superiores a 0,03, 0,5 y 0,8 %), ofrecen mejores elementos de juicio para apoyar el origen hipogénico.

Puede notarse finalmente que los óxidos de los yacimientos aquí estudiados tienen, por regla general, un mayor contenido de molibdeno, níquel y cobre y menor de cobalto, estroncio y cinc respecto de los óxidos cuyos análisis se han presentado con fines comparativos.

## 5. LOS YACIMIENTOS

### 5.a) GENERALIDADES

Tanto las observaciones realizadas en el campo como los estudios de laboratorio permitieron establecer que los depósitos estudiados guardan entre sí características somunes en lo referente a emplazamiento, roca de caja, estructura, composición mineralógica y relaciones paragenéticas. Como ya fue dicho estos depósitos corresponden a las labores denominadas La Santiagueña, La Escondida, Los Dos Leones, Cerro Negro y La Clemira.

Las vetas se alojan en estructuras de falla, localizadas en rocas graníticas, con rumbos cercanos a N 70 ° W e inclinación subvertical a vertical. Más precisamente, los depósitos de manganeso en todas estas minas se presentan como vetas irregulares en fracturas y zonas de brechas.

Por regla general estos yacimientos poseen paredes no siempre bien definidas. Así los sectores con planos de falla netos alternan con otros fuertemente brechados o agrietados, en donde la mineralización ocupó las grietas perdiéndose hacia la roca disturbada.

Los trabajos de explotación realizados evidencian la irregularidad de la mineralización. Esto se observa más claramente en las labores de La Clemira y La Santiagueña. En esta última se infiere la existencia de guías de mineral muy puro, que al unirse definen

cuerpos lenticulares en zonas de brechas cementadas por manganeso.

Los espacios abiertos en la roca de caja reglaron el movimiento de soluciones mineralizadoras y consecuentemente la depositación de la mena. El relleno de dichos espacios constituye pues un carácter dominante en el emplazamiento de las vetas, en tanto que los procesos de reemplazo han sido mínimos

La incuestionable evidencia de que el relleno ha sido dominante en la formación de los depósitos está dada por la presencia común de textura coliforme, superficies botroidales, bandeamiento simétrico y presencia de drusas.

Las zonas de brecha se han desarrollado con distinta extensión en cada una de las minas examinadas. Están principalmente constituidas por clastos angulosos de roca de caja, óxidos de manganeso y minerales de ganga; cementados por nuevas generaciones de óxidos y soluciones portadoras de hierro y sílice.

El desarrollo de estas zonas de brechas, unido a otros caracteres generales de los depósitos, indica fallas bajo cargas ligeras y por consiguiente a profundidades relativamente pequeñas. La presencia de dichas brechas y el desarrollo de espacios abiertos registran los procesos de expansión que tuvieron lugar con el fallamiento en episodios repetidos.

Para el caso de La Santiagueña parece aceptable asumir un control estructural por desplazamiento en fallas de rumbo que provocaron los espacios abiertos favorables a la mineralización.

Hay que tener presente que el solo examen de la forma y orientación de las paredes de las fracturas o de cualquier detalle de la estructura de la veta que indique fenómenos de fallas o tensiones no es suficiente para establecer un correcto esquema de fracturación que muestre la distribución y orientación de las tensiones que actuaron en la zona.

Respecto a la asociación mineralógica, ya se ha dicho que estos yacimien-

tos no difieren mayormente en la naturaleza del mineral de manganeso y en la de los minerales de ganga. Esto último ocurre aún cuando la proporción de baritina y fluorita parece ser algo menor, como sucede en los yacimientos de El Remanso. La mineralización mangánifera uniforme en los distintos yacimientos corresponde al grupo de los óxidos, no habiéndose determinado la presencia de carbonatos, silicatos y sulfuros de manganeso.

Las mayores variaciones que denotan estos yacimientos entre sí corresponden a sus distintas extensiones y potencias. Pertenecen a La Santiagueña las más grandes concentraciones minerales y le siguen en importancia las de La Clemira.

En ninguno de los depósitos estudiados se pudo establecer con certeza una zonación vertical entre los óxidos de manganeso. No obstante, no puede afirmarse que dicha zonación no se encuentre presente, ya que en algunos depósitos y debido al carácter de sus labores la serie de muestras obtenidas no fueron muy numerosas en dirección vertical. Donde puede tener mayor interés establecer dicha zonación es en La Santiagueña dado que los trabajos que en ella se han realizado alcanzan una profundidad próxima a los 35 metros. Sin embargo los estudios efectuados no han revelado la presencia de asociaciones verticales destacables.

Los factores que controlan la formación de la mena fueron principalmente estructurales, además se produjeron varios períodos de fracturación que fueron precedidos por efectos de deformación. Estos efectos quedaron testimoniados a través de la presencia de roca de caja y mena brechada.

#### 5. b) CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRUCTURAL DE LOS YACIMIENTOS ENSAYO PARAGENÉTICO.

5. b<sub>1</sub>) *La Santiagueña.* En rocas graníticas rosadas se encuentra emplazada la veta La Santiagueña. Los Dos Leo-

nes es su continuación al noroeste y La Escondida al sudeste. Corresponde citar a este yacimiento como uno de los depósitos más sobresalientes de la región.

Es una veta compleja y de espesores irregulares con promedios alrededor de los 0,45 metros. Se halla localizada en una zona de falla y posee un rumbo dominante  $N 75^\circ - 70^\circ W$  con una inclinación vertical a subvertical. Su corrida es cercanamente rectilínea aun cuando localmente presenta combamientos longitudinales y verticales de las paredes.

Dicha veta que se prolonga con rumbo aproximadamente constante por más de 250 metros se ramifica hacia al este-sudeste en dos ramas divergentes, tal que una de ellas conserva aproximadamente la dirección original, en tanto que la otra rama tiene un rumbo medio de  $N 60^\circ W$ .

Las labores de explotación realizadas a cielo abierto sobre vetas, suman una longitud próxima a los 900 m (Gamkosian, Umlandt, Camardo Jansson, 1960), alcanzando profundidades superiores a los 35 metros.

Las observaciones macroscópicas, tanto de la roca de caja como de aquéllas que afloran en las cercanías de la mina permitieron establecer la existencia de granito de grano medio y fino con la siguiente composición promedio: 50 % de cuarzo, 30 % de ortosa y 20 % de plagioclasa (albita), que corresponde a un leucogranito.

Estas variedades de granito pueden adquirir en zonas próximas un aspecto grueso dado por el desarrollo de cristales de feldespatos potásico y cuarzo. La falla principal que alojó a esta veta se caracteriza por planos netos en extensos sectores, si bien presenta zonas indefinidas fuertemente brechadas, tanto a lo largo de la veta como a ambos lados de la misma.

El examen del depósito llevado a cabo ya sea en afloramientos como en las labores existentes revela que se encuentra, desde el punto de vista textural, un pre-

dominio de brechas de relleno, frecuentemente simétrico, bandeamiento coliformes, textura fibrosa y fibroso-radiales y la presencia frecuente de drusas.

Es común observar sobre el plano de falla, principalmente en la parte noreste del rajo principal, mineralización de manganeso con definida textura arriñonada.

En rasgos generales es de esta veta brechosa, con ramificaciones frecuentes de venillas de óxidos hacia la roca de caja y con sectores de alto contenido en sílice, constituida principalmente por óxidos de manganeso; entre los cuales se encuentran en orden decreciente de abundancia: hollandita, ramsdellita, criptomelano, psilomelano, pirolusita y coronadita. El gran desarrollo de los cristales de ramsdellita es una de las características más notorias de esta asociación (ver fotografía 2).

Criptomelano, hollandita, psilomelano, y en menor cantidad coronadita, se encuentran principalmente asociados, constituyendo venillas y clastos con típica textura bandeada en capas alternantes coliformes en las cuales hay un marcado predominio de hollandita; le sigue en importancia criptomelano.

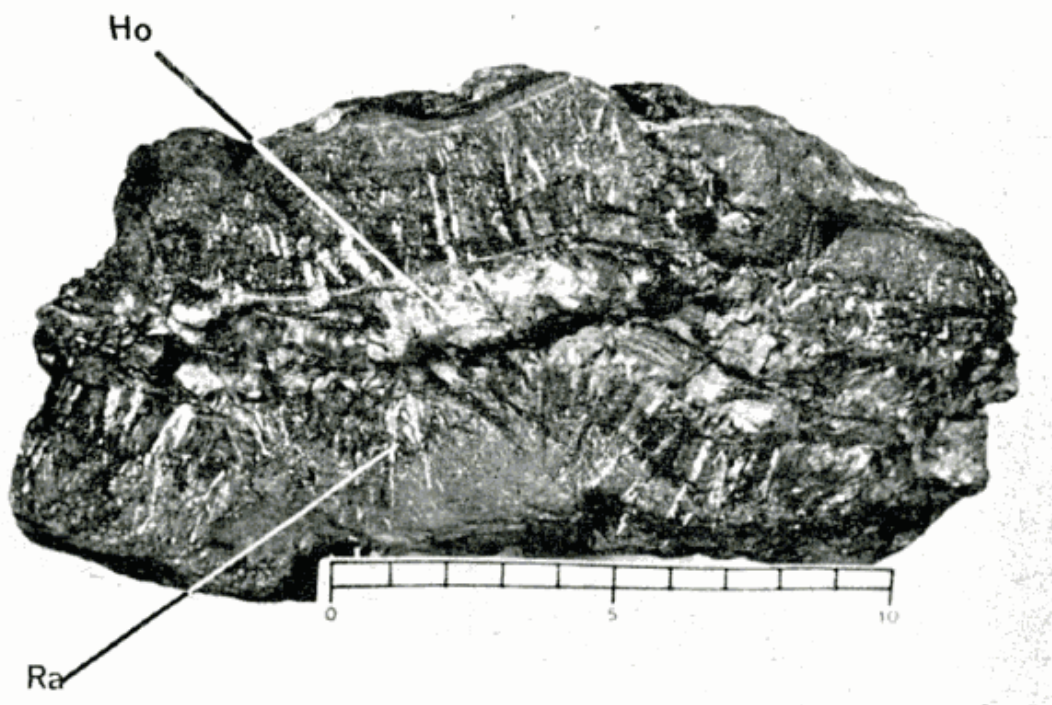
La ramsdellita presenta cristales tabulares que alcanzan los 2cm de longitud, encontrándose más característicamente definiendo venillas de aspecto astilloso. Bajo la luz reflejada se observan sus típicos cristales en forma de "cuña" (fotografía 3).

La pirolusita está relacionada a la ramsdellita a la cual reemplaza por lo general con orientación paralela a sus cristales.

La ganga hallada para este depósito es similar a la encontrada comúnmente en los depósitos de esta zona, si bien hay algunas variaciones respecto del porcentaje con que participan cada uno de los componentes. Estos son baritina, fluorita, cuarzo, goethita, hematita, calcita, ópalo (negro rosado y blanco) y calcedonia.

En los primeros estadios de la mineralización de ganga se formaron: goethi-





Fotografía 2. -- Se observan cristales alargados de ramsdellita (Ra), dispuestos perpendicularmente a la venilla central de hollandita (Ho)

ta, fluorita, baritina, cuarzo y ópalo negro; en tanto que a los últimos estadios pertenecen el ópalo rosado y blanco, calcedonia, cuarzo y fluorita de segunda generación.

Las clastos de roca de caja, de dimensiones muy variadas (tamaño promedio entre 1 a 10 cm), están penetrados y reemplazados por minerales de manganeso los que se disponen sea alrededor de sus bordes o en venillas.

El estudio de cortes delgados de dichos clastos reveló que están compuestos fundamentalmente por cuarzo y feldspato alterado siendo también notoria la escasez de elementos félicos; encontrándose por lo general seritizados y cloritizados. Es frecuente también la presencia de clastos de cuarzo pavimentoso (de hasta 5 mm).

En base a las características de campo que ofrecen estos yacimientos, y a los estudios de cortes pulidos fue posible establecer la secuencia de depositación general de la veta.

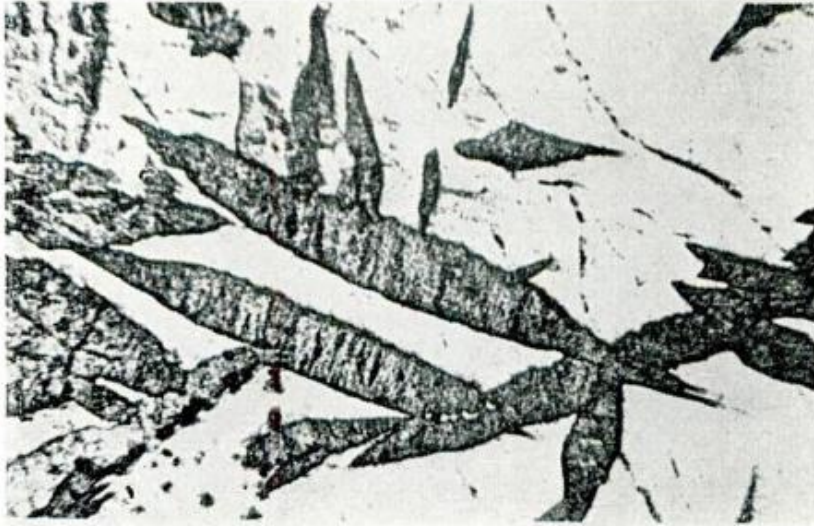
Esta es una *secuencia compleja* en

donde cada período de mineralización fue separado de los períodos precedentes por efectos de deformación. Registros menores de estos períodos pueden encontrarse a lo largo de la veta, y en casos muy especiales parte de su historia de formación puede verse en una muestra de mano, tal como se observa en la fotografía 4.

Los óxidos de manganeso depositados a partir de los primeros flujos mineralizadores constituyen, en algunos casos, microclastos (*a* de la fotografía 4) dentro de clastos mayores (*b* de la misma fotografía), los que poseen a su vez microclastos de roca de caja y minerales de ganga.

Estos clastos mayores encierran entre ellos clastos de óxidos de manganeso con textura bandeada de distintos minerales o de un solo mineral producidos a su vez por nuevas etapas mineralizadoras y de fracturación.

La interpretación de la evolución en la depositación que ha sufrido la mena, se encuentra a veces enmascarada debi-



Fotografía 3. — Cristales idiomorfos de ramsdellita, en donde se puede observar su característico hábito en forma de «cuña». (Nicoles paralelos, 64 X)

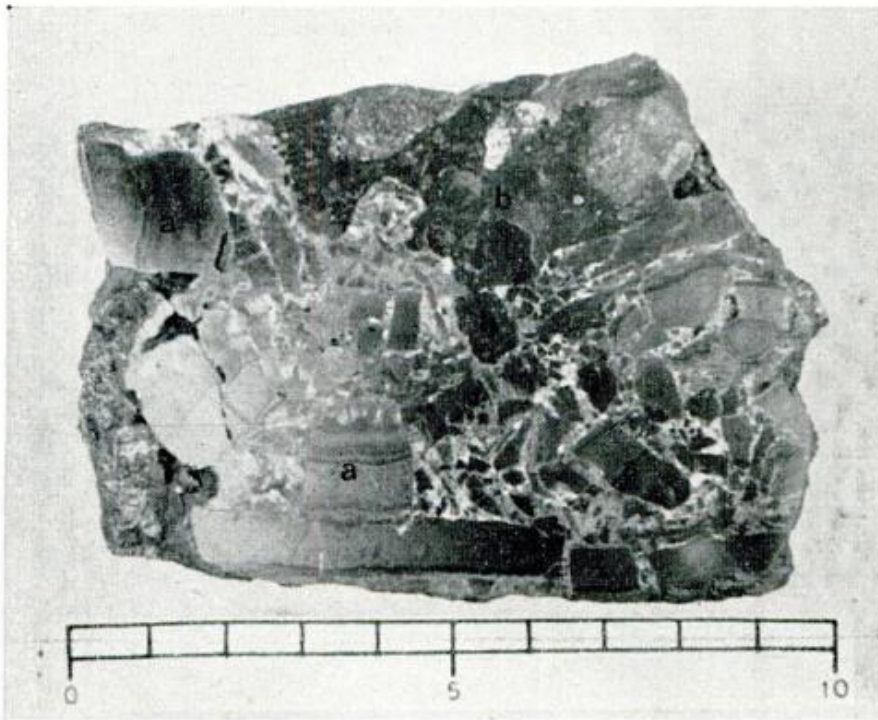
do a la repetición de la asociación mineral que caracteriza a cada período de mineralización.

La subordinación entre sí de las asociaciones minerales permite establecer que existió un rango definido y similar de condiciones físico-químicas durante

los distintos intervalos de depositación mineral.

Los estudios realizados han permitido establecer la siguiente sucesión:

- 1) Fracturación de roca de caja y depositación de minerales de ganga: goethita, fluorita (poca), bari-



Fotografía 4. — Se observan elastos de óxido de manganeso con textura bandeada coloriforme (a), cementados por nueva generación de óxidos. El elasto (b), está constituido por microclastos de óxidos de manganeso, roca de caja y minerales de ganga.

tina, ópalo negro, cuarzo y los minerales de mena hollandita, psilomela y criptomelano.

- 2) Esta asociación fue fracturada y se produjo nuevo aporte mineralizador, hollandita, cuarzo y pocos y pequeños cristales de oro ?
- 3) A una nueva mineralización de criptomelano, hollandita, ramsdellita sucedió nuevos impulsos de mineralización.
- 4) Finalmente se depositó ramsdellita, pirolusita asociada a ésta, hollandita, y coronadita asociada a esta última, criptomelano, calcita (poca), fluorita, ópalo, calcedonia y cuarzo.

Debe destacarse que la depositación de óxidos de manganeso parece haber sido, por regla general, mayor durante los últimos impulsos mineralizadores.

El diagrama paragenético (cuadro 5) permite visualizar rápidamente el tiempo y el intervalo de depositación de cada uno de los minerales de esta veta. Dicho diagrama, también se considera válido para establecer la secuencia mineral de los depósitos que correspondan al mismo yacimiento mineral. El estudio de cortes pulido llevó a esta conclusión.

5.b<sub>2</sub>) *Los Dos Leones.* Como se ha dicho esta labor constituye junto con La Santiagueña y La Escondida el mismo depósito mineral, por lo cual se da-

CUADRO 5

	I	II	III	IV
Baritina.....				
Fluorita.....	—			
Opalo.....	—			
Goethita.....	—			
Cuarzo.....	—			
Psilomelano..	—			
Hollandita..				
Criptomelano		—		
Hollandita..				
Cuarzo.....				
Oro ?.....				
Criptomelano			—	
Hollandita ..			—	
Ramsdellita .			—	
Ramsdellita .				
Pirolusita...				—
Hollandita ..				
Coronadita ..				
Criptomelano				
Fluorita ....				—
Opalo.....				—
Calcedonia ..				
Cuarzo.....				—

rán para este yacimiento y para La Escondida sólo algunos de sus rasgos más particulares (para una descripción más amplia ver Arcidiácono, 1971 a).

Los tres yacimientos no poseen, por consiguiente, una marcada diferencia en lo que se refiere a sus relaciones estructurales y mineralógicas pudiéndose establecer algunas disimilitudes en lo que respecta a las proporciones del contenido mineral y potencia de la veta.

Los Dos Leones, está también constituida por una veta irregular alojada en zona de fractura y posee un rumbo general de N 65° - 70° W e inclinaciones vertical a subvertical hacia el norte. Asimismo, el aspecto textural más común que presenta la mena es el desarrollo de zonas de brechas.

Se han realizado dos piques y tres labores a cielo abierto, la mayor de ellas alcanza una longitud próxima a los 25 metros y profundidades de hasta 12 metros. Cinco metros hacia el nordeste y en dirección paralela a esta labor se abrieron dos labores más pequeñas alineadas con dirección noroeste-sudeste y separadas entre sí unos 6 metros, alcanzando longitudes próximas a los 2,5 m y 3m respectivamente. Sus potencias se encuentran entre 1,5 m y 1,8 m, en tanto que las profundidades alcanzadas no exceden los 0,50 metros.

Comparativamente con La Santiagueña es aquí algo mayor la participación de clastos de roca de caja en la masa mineral, algunos de los cuales se encuentran seritizados a tal punto que no es posible determinar el carácter de su feldespato, en tanto que los cristales de cuarzo evidencian efectos de deformación, sean venillas de recristalización o extinción pavimentosa. Entre los componentes félicos sólo se destaca la presencia esporádica de biotita.

Estos clastos de tamaño promedio 4 centímetros de diámetro, juntamente con fragmentos de ópalo negro, cuarzo, calcita, baritina, fluorita, en menor escala y óxidos de manganeso, confieren a la veta su característica textura brechosa.

Estudios con microsonda (Arcidiácono, 1971 b), ha detectado entre las capas de bandeamiento de hollandita la presencia de coronadita.

Entre los óxidos de manganeso se encuentran en mayor cantidad hollandita y criptomelano, a los cuales les siguen psilomelano, ramsdellita y pirolusita. Los dos óxidos nombrados en primer término se encuentran principalmente en fragmentos de mena bandeada, comúnmente en capas delgadas y alternantes que bajo el microscopio muestran finos cristales fibrosos-radiales o perpendiculares a las capas. No es rara la textura coloforme sin capas de bandeamiento ni fibras notorias que se asemejan a la textura botroidal. También presenta los caracteres hallados en vetas vecinas, ello es textura microbrechosa, bandeada, coloforme, fibrosa radiada, drusoide y presencia de venillas de relleno y reemplazo, las que reflejan una vez más depositación principalmente en espacios abiertos.

Los minerales de ganga ofrecen también la misma asociación que fuera encontrada tanto en La Santiagueña como en La Escondida. Se cuentan como componentes principales baritina, fluorita, calcita, cuarzo, ópalo, calcedonia, goethita y hematita.

La baritina, hallada en menor proporción que en La Santiagueña, de coloración blanco a ocre presenta cristales espáticos y es en ocasiones reemplazada pseudomórficamente por fluorita. Debido a que se ha desarrollado en los primeros estadios de la mineralización, se encuentra fracturada y reemplazada por óxidos de manganeso. La fluorita, presente en cantidad menor, es posterior a baritina.

El ópalo se encuentra en variedades definidas por su color: negro, rojo y blanco, las cuales corresponden a distintos estadios de mineralización. Los ópalos rojo y blanco cementan clastos de ópalo negro, roca de caja y minerales de manganeso, como también se hallan relleno cavidades y grietas en la vena manganesífera.

La calcedonia ha desarrollado superficies botroidales en masas microcristalinas bandeadas de color blanco-azulado. Rellena más frecuentemente cavidades y fisuras aunque ocasionalmente sementa clastos angulosos yacentes en la masa mineral.

En lo referente a la abundancia y tiempo de depositación puede observarse correspondencia con la secuencia dada para la veta La Santiagueña. Siendo sin duda esta correspondencia producto de las condiciones geológicas y de mineralización esencialmente iguales para los dos yacimientos.

5. b<sub>3</sub>) *La Escondida*. Su emplazamiento es similar a las demás vetas de esta región. En otras palabras, es una veta alojada en zona de fractura cercanamente lineales en planta, abiertas por efectos de tensión en rocas graníticas.

El granito que constituye la roca de caja en La Santiagueña tiene localmente cristales de feldespato y cuarzo de mayor desarrollo pero en promedio no mayores a 0,3 cm, y es también de marcada coloración rosada.

La mayor labor realizada sobre veta

corresponde a un rajo de una longitud próxima a los 40 metros; cuya profundidad promedio alcanza los 5 metros. En el extremo nordeste de esta labor, se encuentra un pique que ha sido tapado parcialmente y cuya profundidad se estima en 10 metros.

El estado de explotación que ha alcanzado este depósito es reducido ya que está limitado a las labores mencionadas, fuera de estas últimas la veta se continúa siempre con rumbo medio N 65° W, en afloramientos pobremente mineralizados.

Una amplia zona de brecha caracteriza las pared nordeste de la labor mencionada, en donde los clastos de roca de caja alcanzan los 20cm de diámetro, en menor proporción y de tamaño más reducido se destacan clastos de cuarzo (ver fotografía 5). Ambos clastos se encuentran reemplazados y cementados por una masa de óxido de manganeso con o sin ópalo negro asociado.

Esta es también una veta esencialmente brechosa en donde la pureza de los minerales de manganeso aumenta hacia su zona central. Se ha estimado para



Fotografía 5. — Detalle de la roca de caja fuertemente brechada con clastos de 25 cm de diámetro, y clastos más pequeños de cuarzo. Esta brecha está cementada por óxidos de manganeso impuros (pared nordeste del rajo mayor).

esta veta una potencia próxima a los 0,70 metros.

En lo que respecta a la asociación de óxidos de manganeso es en lo concerniente a sus componentes, similar a la de La Santiagueña y Los Dos Leones. Existen, no obstante discrepancias en lo que hace al contenido porcentual del mineral de manganeso, dado que se debe recordar que las zonas brechosas de la veta son extendidas llegando en parte a ser estériles.

La asociación de los minerales no metálicos constituye una ganga predominantemente silícea, debido a su contenido de ópalo negro asociado íntimamente a la mena manganífera; ópalo rojo rellenando cavidades y grietas en la mena o bien cementando trozos de ésta y ópalo negro; cuarzo y calcedonia complementan esta asociación silícea. Los otros minerales de ganga hallados corresponden a baritina, fluorita y goethita.

Se establecieron dos generaciones tanto de cuarzo como de fluorita. El primero de ellos, cuya abundancia es notoria en esta mina, se presenta fuertemente brechado constituyendo clastos de hasta 8 cm de longitud, son cortados y reemplazados por venillas de óxidos de manganeso. El cuarzo de última generación reemplaza a los óxidos y rellena drusas.

La fluorita de primera generación desarrolló metacristales y venillas de reemplazo en la roca de caja, en tanto que la de última generación tapiza drusas junto con cuarzo.

La baritina, que es para esta mina menos conspicua que en La Santiagueña, exhibe cristales tabulares.

Entre los óxidos de hierro se encuentran hematita y goethita. La última presenta comúnmente masas botroidales y reemplaza y cementa clastos de roca de capa siendo reemplazada a su vez por minerales de mena.

La calcedonia translúcida con tintes azulados y textura mamelonar se encuentra contrariamente al ópalo, en me-

nor cantidad que en la mina La Santiagueña.

La observación e interpretación de los caracteres texturales microscópicos han llevado a establecer la existencia de cuatro estadios generales en la sucesión mineral primaria, los cuales se corresponden, en líneas generales, con los estadios dados para los dos yacimientos antes mencionados; razón por la cual no se incluye el diagrama paragenético que corresponde a este yacimiento.

5.b<sub>4</sub>) *Cerro Negro*. La veta de Cerro Negro pertenece, al igual que las anteriores, al grupo de yacimientos de la zona de Los Ancoches y se ubica aproximadamente a 5 km al este de La Santiagueña.

La roca de caja es un granito rosado que se diferencia del que domina en la zona de la mina La Santiagueña por su mayor tamaño de grano. Cuarzo y feldespato son sus componentes primordiales llegando a tener sus cristales hasta 0,5 cm de longitud.

Exceptuando las diferencias recién marcadas, estudios de cortes delgados no permitieron fijar mayores variaciones entre esta roca y las rocas graníticas dominantes en la zona.

Las labores realizadas en el depósito comprenden dos rajos a cielo abierto y un pique. El rajo principal tiene una longitud cercana a los 100 metros con una profundidad máxima estimada entre los 15-20 metros. Aproximadamente a 9 metros del frente este de dicha labor se halla un pique (realizado por Minera TEA) cercano a los 35 metros de profundidad, del cual parten dos galerías, una a los 14 metros y la otra a los 35 metros bajo nivel con una longitud de 14 metros, ambas tienen dirección norte-sur<sup>1</sup>.

La otra labor a cielo abierto alcanza una longitud de 25 metros y profundidad de 5 a 6 metros. Las labores han sido realizadas sobre veta en la dirección de su rumbo.

<sup>1</sup> Comunicación personal Sr. C. Gómez.

Este depósito está emplazado al igual que los otros descriptos, en espacios abiertos producidos por fracturas de tensión. Porciones de planos de falla pueden seguirse en forma continua hasta extensiones de 12 metros; siendo más notables en la pared sur del rajo principal.

El rumbo general de la veta mineralizada es N 85 °W a EW, teniendo inclinación vertical a subvertical.

La veta manganésifera se encuentra, según puede observarse en los relictos de vena mineralizada hallados en el frente este de la labor principal, muy silificada. Asimismo en los bordes de las labores son frecuentes los clastos angulosos de roca de caja (fotografía 6).

De acuerdo con la observación arriba realizada en el sentido de que parece existir un enriquecimiento de mineral silicático en las zonas marginales de la veta y en base al estado de explotación que alcanzó la misma, es correcto infe-



Fotografía 6 — Se muestra una zona fuertemente brechada de la pared norte de la labor

rir que la riqueza manganésifera de la misma era mayor hacia las zonas centrales de la veta.

Dicha veta pudo seguirse, ya fuera de las labores a través de sus manifestaciones en la roca granítica, a lo largo de aproximadamente 400 metros.

La mineralización de manganeso está representada por la misma asociación presente en las vetas vecinas, ya que los óxidos de manganeso hallados son psilomelano, hollandita, criptomelano, escasa ramsdellita y pirolusita. Psilomelano y criptomelano, constituyen venillas en la roca de caja y/o minerales de ganga; se hallan también en asociaciones íntimas con ópalo negro.

Los óxidos de manganeso, poseen en líneas generales aquellas texturas con que se presentan en las vetas antes mencionadas, si bien su aspecto es más masivo y homogéneo siendo menos notorias las texturas bandeadas, fibrosas o fibrosas radiales. De su aspecto general masivo se destaca la presencia de finas venillas (3 mm espesor promedio) de hollandita de última generación, que exhibe su típico aspecto fibroso fino.

Los minerales de ganga repiten la asociación baritina, fluorita, cuarzo, ópalo y calcedonia. A lo largo de la veta mineralizada y en el contacto con la roca de caja se destaca la presencia de numerosas venillas de relleno de ópalo anaranjado, algunas con hasta 40 centímetros de espesor.

La sucesión mineral que pudo ser determinada para este yacimiento sigue también en líneas generales la paragénesis determinada en los otros yacimientos de Los Ancoches.

5.b<sub>5</sub>) *La Clemira*. Esta mina se encuentra dentro del área manganífera de El Remanso ubicada aproximadamente 15 km al norte de La Santiagueña. Se repiten para ella las líneas generales ya esbozadas para los depósitos que se encuentran en la zona de Los Ancoches. Ello significa que aquí también la mineralización se ha alojado en una extensa falla desarrollada en roca granítica.

La falla principal que ha sido receptáculo de esta mena fue considerada por Tabacchi (1960) como debida a esfuerzos compresionales de rumbo nordsudeste-sudeste. Estos esfuerzos serían los que originaron las fracturas de tensión observadas de rumbo medio N 30° W.

La veta reconocida y muestreada en los trechos que corresponden a las labores realizadas sobre ella, tiene una corrrida próxima a los 1.500 metros y ofrece variaciones mayores, tanto en el grado de inclinación como en su rumbo, que las que fueran observadas para la mina La Santiagueña.

Los rumbos dominantes encontrados para la veta La Clemira son N 50° W y N 30° W, con inclinación vertical a subvertical. La potencia que ofrece esta veta se caracteriza por sus variaciones alcanzando en sus ensanchamientos máximos hasta 1.20 metros.

Los trabajos realizados a cielo abierto comprenden ocho labores que se caracterizan por su marcada irregularidad, ya sea en su trazado o en el desarrollo alcanzado por las mismas. Poseen longitudes variables que pueden ser próximas a los 20 metros y profundidades de 1 hasta 30 metros.

En la roca de caja se han desarrollado, al igual que en la veta, zonas de brechas las cuales son más notorias en las proximidades del contacto roca de caja-veta. Las zonas brechadas están constituidas por clastos de roca de caja en su gran mayoría clastos de roca fresca, fragmentos de minerales de manganeso y ganga cementados por mena manganífera. Dichas áreas brechosas se han visto intensificadas por las sucesivas refracturaciones que sufrió la veta.

La mineralogía es esencialmente igual a la que se ha desarrollado en todas las minas de esta región, observándose una diferencia en la participación que tienen las especies minerales. Así son más notorios los porcentajes de psilomelano, criptomelano y cuarzo, en tanto que es menor la participación de hollandita y ramsdellita. Esta última presenta cristales pequeños, que no alcanzan el noto-

rio desarrollo que exhiben en La Santiagueña. A su vez el psilomelano se presenta con frecuente textura radiada central o en "soles". La pirolusita se halla principalmente relacionada a ramsdellita.

Si bien los óxidos poseen textura coloforme bandeada, su participación es también menor que en las minas de la región recién nombrada. Asimismo, la textura fibroso radial tan frecuente en aquellas minas, está aquí virtualmente restringida a la que puede ser observada bajo el microscopio de reflexión.

Los estudios de caracteres macroscópicos como las determinaciones en muestras pulidas permitieron establecer que criptomelano y en menor cantidad psilomelano son los óxidos más representativos de este depósito.

Juntamente con los óxidos de manganeso se depositaron pequeños granos de oro?. Su reducida cantidad como tamaño (no mayor de 0,02 mm), no permitieron determinar exactamente en que estadio de la depositación de la mena se produjo su precipitación.

Previamente a la formación de los óxidos de manganeso se pudo determinar la presencia de baritina y escasa calcita y fluorita. En tanto que los clastos de rocas de caja fueron silicificados, encontrándose reemplazados y cementados por óxidos de hierro, principalmente goethita coloforme y hematita.

Cuarzo, se depositó en forma alternante con los óxidos de la última generación, criptomelano y ramsdellita. Con ellos se depositaron calcedonia y ópalo, alcanzando gran desarrollo la variedad rosada de este último.

Es común la presencia de drusas rellenas por calcedonia o con sus paredes tapizadas por cristales idiomorfos de cuarzo.

El análisis de las observaciones realizadas permitió establecer, con certeza, para este depósito dos fracturaciones principales de su veta, seguidas cada una de ellas por nuevos flujos mineralizadores.



Resumiendo lo dicho, la paragénesis de este yacimiento puede sintetizarse de la siguiente forma:

- 1) Luego de la primera fracturación de la roca de caja se produjo silificación y depositación de goethita, baritina, poca calcita y fluorita.
- 2) A una nueva fracturación, siguió la depositación de ramsdellita, psilomelano, criptomelano y hollandita. A excepción de la ramsde-

llita, los óxidos desarrollaron textura bandeada coliforme.

- 3) Refracturación de la veta seguida por criptomelano, psilomelano, ramsdellita, cuarzo, ópalo y calcedonia.

Lo recién expuesto puede representarse en el digrama paragenético (cuadro 6), en donde aparecen graficadas las relaciones temporales entre los distintos óxidos.

CUADRO 6

	I	II	III
Cuarzo.....	—		
Goethita....			
Baritina....	—		
Fluorita....			
Calcita.....	—		
Ramsdellita .		—	
Pirolusita...		—	
Psilomelano .		—	
Criptomelano		—	
Hollandita ..		—	
Criptomelano			—
Psilomelano .			—
Ramsdellita .			—
Cuarzo.....			—
Opalo.....			—
Calcedonia ..			—

### 6. CONSIDERACIONES SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Se ha tratado de contribuir, a la luz de los estudios realizados, a la cuestión del origen de los depósitos de manganeso, a las condiciones de formación de los minerales y a cuáles fueron las fuentes de los constituyentes principales.

La composición mineralógica de los distintos depósitos estudiados reveló una asociación manganesífera constituida

característicamente por óxidos superiores de ese elemento, y que presentan para los depósitos de Santiago del Estero la asociación: hollandita-ramsdellita-psilomelano-criptomelano-pirolusita-coronadita.

Cabe destacar aquí que el propósito de conocer en detalle las características de la mineralización manganesífera estuvo soportada por la idea de que ella pudiese revelar, en conexión con los aspectos texturales y estructurales que ofrecen

las ve-as y la relación que ellas guardan con la roca de caja, la posible génesis de los yacimientos. Sin embargo, y como se hizo notar en el capítulo correspondiente, se encontró que las asociaciones presentes no eran distintivas de un origen determinado; razón por la cual se efectuaron nuevos estudios de detalle que se juzgó podrían resultar de interés tanto mineralógico como genético.

La sucesión mineral se caracteriza por la repetición de asociaciones minerales manganesíferas en cada uno de los períodos de depositación. Esta repetición estaría indicando que las condiciones de formación debieron ser cercanamente similares en los distintos períodos de depositación mineral indicados en los yacimientos estudiados.

Dicha repetición indica asimismo, una constancia en la composición química de las soluciones mineralizadoras, salvo algunas variantes registradas por el contenido y calidad de los minerales no metalíferos. Esta casi constancia en la composición química no se encuentra totalmente de acuerdo con la idea de soluciones residuales que en parte estarían sufriendo procesos de diferenciación; sino que sugerirían, más posiblemente, una fuente de aporte constante y cíclico.

Quartino (*op. cit.*) vincula la mineralización de manganeso con el ambiente geológico, a la vez que sugiere la "naturalidad alóctona" de dicha mineralización. La migración y concentración de manganeso se habría realizado por "aguas termanes no juveniles puestas en movimiento por los desniveles de presión determinados por los movimientos de bloque". Destaca asimismo que la historia tectónica del ambiente de Ambargasta podría ser responsable de la depositación de manganeso, para parte del cual insinúa un posible origen marino. Los procesos de plegamiento y fracturación de las cajas paleozoicas serían las responsables de la remoción de manganeso y de su posterior depositación en zonas de fracturas.

Este concepto estaría de acuerdo con la idea de la mencionada fuente de aporte constante y cíclica, pero no debe olvidarse que tanto los análisis espectrográficos como los realizados por fluorescencia de rayos X, revelaron para los óxidos de manganeso la existencia de los siguientes elementos menores: estroncio, aluminio, bario, berilio, cinc, cobre, magnesio, hierro, plomo, silicio, titanio y wolframio.

Estos elementos minoritarios en los óxidos de manganeso indican para los mismos, de acuerdo con Hewett *et al.* (*op. cit.*), un origen hipogénico. Puede agregarse aquí que dichos elementos muy posiblemente estén indicando para el manganeso una fuente a partir de soluciones mineralizadoras que por lo menos en parte fueron de origen magmático.

La formación de los óxidos superiores de manganeso indica que en el momento de su depositación existía un ambiente oxidante. Condición ésta que puede ser alcanzada cuando soluciones hidrotermales se mezclan con aguas de origen meteórico que contienen oxígeno libre.

Esta posibilidad sería la que mejor conjuga la presencia de elementos minoritarios encontrados en los minerales de manganeso, con el carácter de óxidos superiores de los mismos. Dicha posibilidad no estaría en contraposición con la hipótesis de Quartino (*op. cit.*), sino que debería postularse para las soluciones mineralizadoras de dicho autor, una posible mezcla con soluciones de origen magmático que serían las responsables del transporte de los elementos traza determinados.

Puede agregarse que los minerales de ganga: fluorita, baritina y ópalo fueron hallados en la gran mayoría de los yacimientos de óxidos de manganeso que han sido descritos por distintos autores como de origen hidrotermal. Este elemento de comparación no es tampoco conclusivo por cuanto el sulfato de bario y el fluoruro de calcio son compuestos de muy bajo producto de solubilidad que por tanto pueden ser fácil-

mente excedidos en varios tipos de depósitos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1950. *Recursos minerales de la República Argentina*. Rev. del Inst. Nac. de Invest. de las Cienc. Nat.
- Arcidiácono, E., 1971 a. *Mineralizaciones manganesíferas vetiformes en el sur de Santiago del Estero y Río Negro*. Inédito. Biblioteca de Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. U.B.A.
- 1971 b. *Datos de interés mineralógico sobre asociaciones de óxidos de manganeso*. Rev. Asoc. Arg. Min. Petrol. Sedim. Tomo II, N° 3-4.
- Beder, R., 1931. *Los yacimientos de minerales de manganeso en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero*. An. Mus. Nac. Hist. Nat. XXXVI.
- Brodtkorb, M., Hillar, N., 1964. *Hallazgo de ramsdellita en la República Argentina*. Actas de las II Jorn. Geol. Argent. T. II.
- Davis, N., 1955. *Reconocimiento preliminar de las manifestaciones manganesíferas de Los Ancoches*. Dir. Gen. Fabr. Milit. Informe Inédito 25.
- Fleischer, M., Richmond, W., Evans, H., 1962. *Studies of the manganese oxide V. Ramsdellite MnO<sub>2</sub>, an orthorhombic dimorph of pyrolusite*. Amer. Miner. V. 47.
- Gamkosian, A., Umlandt, R., Camardo Jansson, A., 1960. *Provincia manganesífera santiagueño-Cordobesa*. Direc. Prov. Min. Boletín Geominero I. Santiago del Estero.
- Glasser, L., Smith, I., 1964. *Topotaxy in the system MnO-OH<sub>2</sub>O groutite-ramsdellite-pyrolusite*. Min. Mag. V. 35, n° 270.
- González Stegmann, E., 1947. *Los yacimientos de minerales de manganeso de las provincias de San Luis, Córdoba, Santiago del Estero y Tucumán*. Dir. Gral. Fabr. Milit. Informe 43.
- Hewett, D., Fleischer, M., 1960. *Deposits of the manganese oxide*. Econ. Geol. V. 55, n° 1.
- Hewett, D., Fleischer, M., Conklin, N., 1963. *Deposits of the manganese oxide: supplement*. Econ. Geol. V. 58, n° 1.
- Hewett, D., 1964. *Veins of hypogene manganese oxide minerals in the southwestern United States*. Econ. Geol. V. 59, n° 8.
- Igarzábal, A., Soruco, L., Conti, L., 1959-60. *Informe sobre las minas La Santiagueña, La Negra y Cerro Negro*. Distrito Amargasta, Dpto. Ojo de Agua, Santiago del Estero B.I.R.A. Informe 952.
- Klingsberg, G., Roy, S., 1959. *Stability and interconvertibility of phases in the System Mn-O-OH*. Amer. Min. V. 44.
- Lannerfors, N., 1930. *Las minas de manganeso de Ojo de Agua (provincia de Santiago del Estero)*. Dir. Nac. de Min. y Geol. Publicación 87, Buenos Aires.
- Lucero, H., 1953. *Las intrusiones en la Sierra Norte de Córdoba*. Comunicaciones del Museo de Mineralogía y Geología n° 19. Córdoba.
- 1969. *Descripción Geológica de las hojas 16h, Pozo Grande y 17h, Chuña Huasi. Provincias de Córdoba y Santiago del Estero*. Direc. Nac. de Min. y Geol. Boletín 107. Buenos Aires.
- Minera TEA, 1968. *Geología y Recursos minerales de las Sierras de Amargasta y Sumampa. Departamento de Ojo de Agua y Quebrachos. Santiago del Estero*.
- Pastore, F., 1938. *Descripción geológica de la Prov. de Córdoba. Aguas minerales de la República Argentina IV*. Bs. As.
- Quartino, B., 1967. *Contribución a la interpretación y descripción geológica y petrográfica del Distrito de Ojo de Agua (Sierras de Amargasta, Sumampa y Sumampa Viejo) Santiago del Estero*. Fac. Cienc. E. y Nat. Bs. As. Trabajo Inédito. Idem en Geología y Recursos minerales de las Sierras de Amargasta y Sumampa. Minera TEA.
- Richmond, W., Fleischer, M., 1943. *Cryptomelane, a new name for the commonest of the "psilomelane" minerals*. Am. Min. V. 27.
- Roy, S., 1968. *Classification of manganese deposits*. Acta mineralógica-petrographica T. XIX. 1 Szeged Hungaria.
- Tabacchi, M., 1960. *Los yacimientos manganesíferos de la República Argentina*. Anales de las I<sup>a</sup> Jorn. Geol. Arg. T. III.
- Varentsov, I., 1964. *Sedimentary manganese ores*. Elsevier Publishing Co. New York.

Recibido el 26 de diciembre de 1972.

## ESTUDIO GEOCRONOLOGICO INICIAL DE ROCAS DEL NOROESTE DE LA REPUBLICA ARGENTINA \*

Por MARTIN HALPERN <sup>1</sup> y CARLOS O. LATORRE <sup>2</sup>

### RESUMEN

Se dan a conocer las edades obtenidas por los métodos Rb-Sr y K-Ar sobre roca total y concentrados minerales de rocas cristalinas de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca, del noroeste de la República Argentina. Las edades calculadas son:

- a) Cretácico para muestras de roca total y biotita cloritizada del granito de Aguilar (Jujuy) y del granito de sierra de Rangel (Salta).
- b) Paleozoico medio para muscovita de un dique pegmatítico de Seclantas (Salta) y para una biotita de una roca granítica de Cafayate (Salta).
- c) Paleozoico inferior a Precámbrico superior para muestras de roca total y minerales de rocas graníticas y "metamórficas" de Santa Rosa de Tastil (Salta), Molinos (Salta) y Las Angosturas (Catamarca). Las edades paleozoicas obtenidas en estas rocas son similares a las publicadas para las de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba.

### ABSTRACT

Rb-Sr and K-Ar ages are reported for total rock samples and mineral concentrates from igneous and metamorphic rocks from Jujuy, Salta and Catamarca Provinces, northwest Argentina. The calculated ages are as follows:

- a) Cretaceous for granitic total rocks and chloritized biotite from the Aguilar granite (Jujuy) and granite from Sierra de Rangel (Salta).
- b) Middle Paleozoic for muscovite from a pegmatite dike at Seclantas (Salta) and biotite from a granitic rock at Cafayate (Salta).
- c) Early Paleozoic to latest Precambrian for granitic and metamorphic total rocks and minerals from Santa Rosa de Tastil (Salta), Molinos (Salta), and Las Angosturas (Catamarca). The early Paleozoic ages are similar to those published for rocks from the Pampean Ranges of San Luis and Cordoba Provinces.

### INTRODUCCION

Harrington en 1962 definió al macizo de las Sierras Pampeanas como un

"nesocratón" que se extiende desde la provincia de Jujuy en el norte, hasta la provincia de La Pampa, en el sur. En el mismo trabajo señala:

\* Contribución N° 186, Institute for Geological Sciences, University of Texas at Dallas, Dallas, Texas 75230, U.S.A.

<sup>1</sup> University of Texas at Dallas, Dallas, Texas, U.S.A.

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires e INGEIS, Argentina.

"Though it (the Pampean Range massif) resisted the repercussions of the Paleozoic and Mesozoic movements which affected the conterminal geosynclinal areas it was finally broken up by Tertiary movements into numerous mountain blocks which were differentially uplifted and downfaulted" (Harrington, 1962, p. 1779).

Edades radimétricas paleozoicas determinadas para rocas y minerales de las Sierras Pampeanas, provincias de San Luis y Córdoba, usando los métodos K-Ar, U-Pb y Pb- $\alpha$  han sido publicadas por Linares (1959) Linares y Latorre (1969) y Linares y Latorre (1972, en prensa). Además, isócronas Rb-Sr sobre roca total para muestras similares de la provincia de San Luis (Halpern, *et. al.*, 1970) dieron edades cercanas a 540 m.a. ( $\lambda_8 = 1,47 \times 10^{-11} a^{-1}$ ) para las rocas metamórficas del "basamento" y cercanas a 500, 415 y 340 m.a. para las rocas ígneas plutónicas. Por otra parte, las relaciones iniciales relativamente bajas Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> (cercanas a 0,705-0,708) sugieren que estos cuerpos de rocas ígneas plutónicas no fueron derivados por fusión parcial, o total, del basamento cratónico "antiguo" (cercaño a los 2.000 m.a.) a menos que los magmas paleozoicos hubieran sido contaminados con cantidades importantes de estroncio de la corteza inferior o del manto superior. La química del rubidio y del estroncio de las muestras de roca total analizadas en dicho trabajo, no indican un modelo contaminado de génesis magmática.

González (1971) y González *et al.*, 1971, han publicado edades K-Ar paleozoicas para minerales de rocas plutónicas del norte y noroeste de la República Argentina, las que en trabajos anteriores se asignaron al Precámbrico. Como las edades (K-Ar o Rb-Sr) calculadas sobre minerales sin un control estratigráfico bien definido, pueden representar eventos geológicos termotectónicos posteriores a la fecha del cierre inicial de sus sistemas isotópicos, se estima que esas edades deberían ser consideradas como edades mínimas aparentes. Recientemente, dataciones por K-Ar de unas 60 muestras de rocas metamórficas y graníticas de las provincias de La Rioja y Catamarca, efectuadas en Queen's University, Ontario, Canadá (McBride, 1972) arrojaron resultados de edades similares a las ya citadas.

Este trabajo, realizado en el noroeste de la República Argentina tuvo por objeto ampliar el área de las Sierras Pampeanas y Transpampeanas cubierta con dataciones radimétricas. Los análisis sobre roca total por Rb-Sr se hicieron con el fin de obtener isócronas de muestras que, por las observaciones de campo, se estimó que se habrían comportado como sistemas Rb-Sr cerrados, durante los posibles eventos termotectónicos posteriores a la cristalización inicial. Todas las composiciones isotópicas de Rb y de Sr fueron medidas por C. O. Latorre (con excepción de la Rb 2A que fue realizada por G. M. Carlin) en la Universidad de Texas en Dallas, EE. UU. de Norte América, con el espectrómetro de masas de 15 cm de radio descrito anteriormente (Halpern, 1968; Halpern *et al.*, 1970).

Los análisis por K y Ar fueron llevados a cabo por M. Halpern en la Universidad de Leeds, Leeds, Inglaterra (con la excepción de la biotita Rb 5G que fue realizado por E. Linares en los laboratorios del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) en Buenos Aires). El potasio fue determinado con un fotómetro de llama EEL con salida digital y la composición isotópica de Ar fue medida con un espectrómetro de masas MS-10 modificado con salida digital.

La petrografía de las muestras analizadas en este trabajo fue hecha por C. O. Latorre y figura en el Apéndice.

Para la interpretación estratigráfica de las edades, se usó la escala de tiempo geológico de Kulp (1961).

#### REFERENCIAS GEOLOGICAS SOBRE LA UBICACION DE LAS MUESTRAS

Las muestras utilizadas en este estudio fueron coleccionadas en las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca, noroeste de la República Argentina (Fig. 1).

*Muestras Rb 1* fueron obtenidas en los niveles 13, 14 y 15 de la mina El

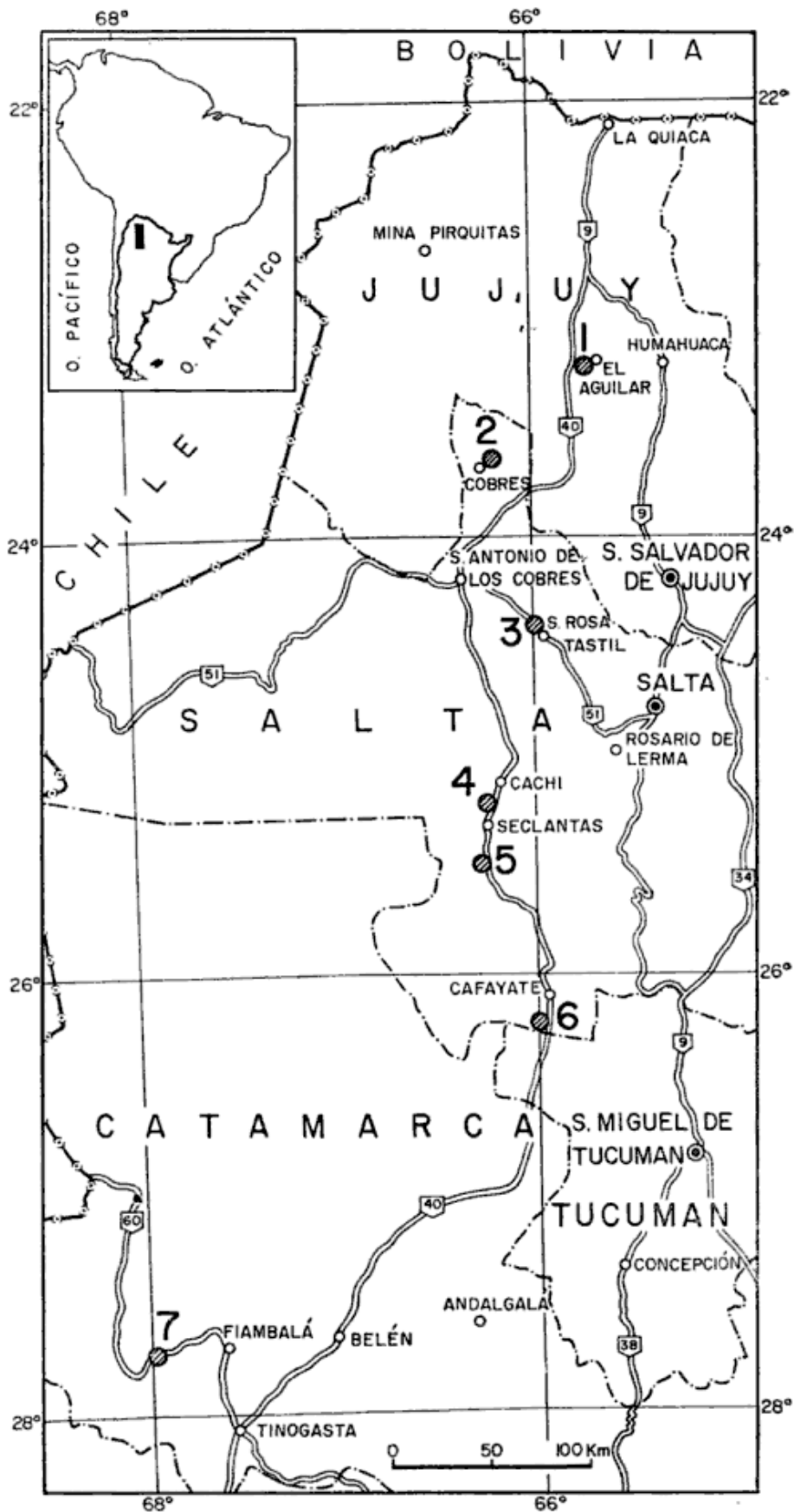


Fig. 1. — Plano de ubicación. Con los números 1 a 7 se señalan las localidades muestradas

Aguilar, provincia de Jujuy. Las muestras de granito que fueron analizadas por Rb-Sr provienen de áreas de la mina carentes de mineralización metalífera. El problema de las edades relativas del cuerpo mineralizado, del plutón granítico y de los sedimentos en los cuales se halla alojado este granito, ha sido discutido previamente (Stipanovic y Linares, 1969; Linares y Latorre, 1971).

El granito de Aguilar intruye a rocas sedimentarias cambro-ordovícicas (Spencer, 1950; Aceñolaza, 1968) y está rodeado por zonas de falla que posdatan al emplazamiento del granito (Spencer, 1950). Superpuestas estratigráficamente a esas rocas plegadas del Paleozoico inferior, se hallan rocas sedimentarias del Campaniano (Aceñolaza, 1968). Spencer (1950, p. 430-431), consideró al granito de Aguilar como de edad terciaria, dado que su emplazamiento siguió al "middle Tertiary Andean mountain building" y al plegamiento asociado. Las formaciones terciarias contienen numerosas unidades conglomerádicas, algunas de las cuales poseen bloques graníticos "showing that some granite existed in the area prior to the mountain building, but . . . , the boulders show no relationship to either the Aguilar or the Abra Laite granites" (Spencer, 1950, p. 412).

Esto puede indicar simplemente que el granito de Aguilar no estuvo expuesto a la meteorización y erosión al tiempo de depositación de los sedimentos terciarios. Como se menciona más adelante para Santa Rosa de Tastil (Fig. 1, localidad 3), existían rocas graníticas de edad paleozoica y ellas pudieron ser la fuente de los clastos graníticos de los depósitos terciarios de Aguilar.

*Muestras Rb 2* fueron coleccionadas en un afloramiento denominado El Pedrao, en la sierra de Rangel, cercano a la localidad de Cobres provincia de Jujuy. Este cuerpo granítico no está en contacto visible con otras unidades

litológicas, por lo cual su posición geológica resulta indefinida.

*Muestras Rb 3* fueron tomadas en la quebrada del Toro, sobre la ruta nacional N° 51, a lo largo de unos 15 kilómetros alrededor de Santa Rosa de Tastil, provincia de Salta. En esta región las rocas del "basamento" granítico intruyen a metasedimentitas, que han sido supuestas precámbricas, fuertemente plegadas. Sobrepuestas a las rocas del "basamento" metasedimentario e ígneo se disponen cuarcitas en pliegues amplios. Las cuarcitas han sido consideradas de edad cámbrica y están cubiertas con areniscas y lutitas fosilíferas de edad ordovícica.

Una muestra de biotita separada de un granito de Santa Rosa de Tastil ha sido datada por K-Ar en  $489 \pm 10$  m.a. (González *et al.*, 1971). Esta edad y la similar obtenida en este trabajo, de  $497 \pm 10$  m.a. de la biotita de Santa Rosa de Tastil (Cuadro 1) datada por Rb-Sr, deberían ser consideradas edades mínimas aparentes que, posiblemente reflejen eventos termotectónicos que posdaten la cristalización inicial y el cierre inicial del sistema Rb-Sr de la roca total.

*Muestra Rb 4* fue tomada en un filón pegmatítico que aflora en la intersección del río Coile con la ruta nacional N° 40, unos 8 kilómetros al norte de Seclantás, provincia de Salta. El filón pegmatítico es de aproximadamente 10 metros de ancho y está compuesto principalmente por cuarzo, feldespatos y muscovita. El filón corta a una roca filítica, que ha sido asignada al Precámbrico.

*Muestras Rb 5* fueron tomadas a unos 15 kilómetros al sur de Molinos, prov. de Salta, sobre la ruta nacional N° 40. El "basamento" ígneo y metamórfico consiste, en ese lugar, en una asociación de rocas cuyas estructuras son en parte granosas y en parte gneisicas, con disposición paralela de grandes individuos de feldespato y de biotita. De acuerdo

con Ruiz Huidobro (1955) este complejo ígneo-metamórfico se halla por debajo de la Formación Mojotoro (Ordovícico), separado por discordancia de erosión.

*Muestras Rb 6* fueron tomadas sobre la ruta nacional N° 40, a 8 kilómetros al sur de Cafayate, prov. de Salta. El afloramiento es de una roca ígnea plutónica de grano mediano, que es considerada por Galván y Ruiz Huidobro (1965) infrapuesta a la Formación Yacomisqui, cretácica.

*Muestras Rb 7* fueron tomadas en la sierra de Narvárez, en un lugar denominado Las Angosturas, cruce del río Chaschuil con el camino que va desde Fiambalá a Chaschuil, prov. de Catamarca. El cuerpo granítico muestreado es de estructura porfiroide.

Más al oeste, en el Portillo, afloramientos de rocas graníticas correlacionadas con las coleccionadas en Las Angosturas, aparecen por debajo de la Formación Suri de edad ordovícica (Turner, 1967).

#### DATOS ANALITICOS

El cuadro 1 presenta los resultados analíticos obtenidos para Rb, Sr, K y Ar y utilizados en los cálculos de las edades de las muestras en estudio.

Fue intención de este programa obtener isócronas de roca total; no obstante, como las muestras coleccionadas en todas las localidades tuvieron relaciones Rb-Sr muy homogéneas, no pudieron obtenerse isócronas y, por lo tanto, las edades fueron calculadas para cada muestra analizada (Cuadro 1). Para ello se utilizó la constante de decaimiento  $\lambda_3 = 1,47 \times 10^{-11} a^{-1}$  y una relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  asumida de  $0,705 \pm \pm 0,002$ . El error asignado a cada edad calculada fue determinado usando un valor conservativo estimado de un 5% para la precisión analítica de análisis de diluciones duplicadas. También se

tuvo en cuenta, en la estimación del error, la incertidumbre en la relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  relativa a la relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$  medida.

Utilizando la constante de decaimiento  $\lambda = 1,39 \times 10^{-11} a^{-1}$ , todas las edades Rb-Sr calculadas, podrían aumentar un 6%.

Los errores en las edades K-Ar calculadas, están dados con un 5%, lo que equivale aproximadamente a dos veces la incertidumbre combinada en la determinación de la relación  $Ar^{40}/K^{40}$  (Rex y Dodson, 1970; Dodson y Rex; 1971) y del contenido de K de la muestra.

#### DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Los resultados de esta investigación geocronológica preliminar sobre rocas cristalinas del noroeste de la República Argentina, pueden resumirse como sigue:

1. *El Aguilar y sierra de Rangel*. Las edades obtenidas para muestras de roca total y minerales de El Aguilar (Jujuy) y sierra de Rangel (Salta), indican para las mismas una edad cretácica.

Para el caso de El Aguilar, si no se toma en consideración el valor hallado para la muestra Rb 1A (biotita cloritizada) la edad resultante es de cerca de 130 m.a. (Cuadro 1). [Linares y Latorre (1971, en prensa) obtuvieron una edad K-Ar de  $110 \pm 10$  m.a. para una muestra de biotita de un granito de Aguilar]. El valor Rb/Sr es similar al hallado para el granito de El Padreao (sierra de Rangel) de aproximadamente 126 m.a. (Cuadro 1), lo que indicaría la probable existencia de un magmatismo ácido de edad cretácica para el noroeste argentino, similar al hallado para varias localidades de Chile y sur de Argentina.

2. *Santa Rosa de Tastil, Molinos (Salta) y Las Angosturas (Catamarca)*. Estas rocas que constituyen afloramien-



**CUADRO 1**  
**Análisis isotópicos de las muestras de roca total y minerales del noroeste de la República Argentina**

Localidad	Muestra N°	Mat. analizado	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> (1)	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Rb <sup>87</sup> (μ m/g)	Sr <sup>86</sup> (μ m/g)	K %	Ar <sup>40</sup> rad (STP c.c. X 10 <sup>-1</sup> )	Ar <sup>40</sup> %/o rad	Edad (m. a.)	
										K-Ar (2)	Rb-Sr (3)
El Aguilar (Jujuy)	Rb 1A	Roca total A	0,9501	124	0,977	0,00789					133 ± 8
	»	» B	0,9404	122	1,204	0,00985					
	Rb 1C	»	0,7575	27,4	0,815	0,0297					130 ± 12
	Rb 1D	»	0,7437	21,4	0,896	0,0419					123 ± 14
	Rb 1A	Biotita (cloritzada)									
»	»										
Sierra de Rangel... (Salta)	Rb 2A	Roca total	1,1786 (4)	261	2,20	0,0084					123 ± 6
	»	»									
	Rb 2B	»	0,8055	52,9	1,80	0,034					129 ± 8
Santa Rosa de Tastil (Salta)	Rb 3A	Roca total	0,7324	3,28	0,515	0,157					586 ± 70
	»	»									
	Rb 3B	»	0,7378	3,71	0,546	0,147					601 ± 65
	Rb 3A	Biotita A	1,3379	86,70	1,57	0,181					
	Rb 3A	» B	1,3401	86,90	1,60	0,184					497 ± 10
»	Rb 3B	»					7,04	1,721	98,5	530 ± 25	
Molinos (Salta)	Rb 5A	Rocs total	0,7319	3,03	0,400	0,132					604 ± 65
	»	»									
	Rb 5C	»	0,7468	5,47	0,446	0,0816					520 ± 50

CUADRO 1 (Cont.)

Localidad	Muestra N°	Mat. analizado	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> (1)	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Rb <sup>87</sup> (μ m/g)	Sr <sup>86</sup> (μ m/g)	K %	Ar <sup>40</sup> rad (STP c.c. X 10 <sup>-11</sup> )	Ar <sup>40</sup> %/o rad	Edad (m. a.)
										K-Ar (2) Rb-Sr (3)
Molinos (Salta)	..	Rb 5G	Roca total	0,7606	6,52	0,204	0,0313			580 ± 45
»	..	Rb 5A	Biotita					1,427	93,6	423 ± 20
»	..	Rb 5G	»	1,898	177,3	1,862	0,0105			457 ± 23
»	..	Rb 5G	»					1,347	86,2	395 ± 20
Sierra de Narvaez..		Rb 7C	Roca total	0,704	2,93	0,398	0,136			590 ± 75
(Catamarca)										
»	..	Rb 7B	»	0,7196	1,72	0,251	0,146			(5)
»	..	Rb 7D	»	0,7189	1,56	0,274	0,176			(5)
Seclantas (Salta) ..		Rb 4	Muscovita	17,014	2,747	10,88	0,00396			404 ± 20
Cafayate (Salta) ..		Rb 6	Roca total	0,7128	1,03	0,189	0,183			(5)
»	..	Rb 6	Biotita A	0,9881	45,50	1,256	0,0276			405 ± 32
»	..	Rb 6	» B	0,9890	49,60	1,546	0,0312			

(1) Valores normalizados para un valor de la relación Sr<sup>86</sup>/Sr<sup>88</sup> de 0,1194. En el momento de efectuarse estos análisis la relación normalizada Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> del standard de SrCO<sub>3</sub> Eimer and Amend (Lote N° 492327) del M. I. T. fue medida como 0,7080 ± 0,0003 (promedio de 4 análisis).

(2)  $K^{40} : \lambda_e = 0,584 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  y  $\lambda_\beta = 4,72 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  --  $K^{40}/K = 1,22 \times 10^{-4} \text{ g/g}$ .

(3) Rb<sup>87</sup> :  $\lambda_\beta = 1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  y una relación inicial ASUMIDA Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> = 0,705 ± 0,002.

(4) Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> calculado de la alícuota con « spike » = 1,174.

(5) No calculada, el enriquecimiento en Sr radiogénico es muy bajo.

tos del "basamento" ígneo y metamórfico, se consideran de edades Precámbrico superior o Paleozoico inferior (Cuadro 1).

Los minerales separados de esas rocas, dan edades más jóvenes, tanto por Rb-Sr como por K-Ar. Así en Santa Rosa de Tastil, la biotita de la roca Rb 3A dio una edad de  $497 \pm 10$  m.a. por Rb-Sr y la biotita de la roca Rb 3B dio por K-Ar un valor de  $530 \pm 25$  m.a. Para el caso de Molinos, la biotita de la roca Rb 5A dio  $423 \pm 20$  m.a. por K-Ar y la biotita de la roca Rb 5G dio valores de  $457 \pm 23$  m.a. por Rb-Sr y  $395 \pm 20$  m.a. por K-Ar (Cuadro 1). Esto sugiere que las cifras halladas para esos minerales no reflejan el mismo tiempo de cierre isotópico que el de las rocas de las cuales fueron separadas. Las edades de los minerales deben considerarse edades mínimas aparentes, asociadas quizás con la deformación estructural cambro-ordovícica del nordeste de Argentina.

3. *Seclantas y Cafayate, Salta.* Las edades Rb-Sr halladas para la muscovita del dique pegmatítico de Seclantas ( $404 \pm 20$  m.a.) y para la biotita de una roca granítica de Cafayate ( $405 \pm 32$  m.a.), se consideran como indicativas del cierre final del sistema Rb-Sr en esas áreas, debiéndose señalar que edades similares se han hallado para localidades cercanas (González, 1971; González *et al.*, 1971; McBride, 1972). Es necesario obtener isocronas Rb-Sr de roca total en un trabajo adicional antes que estos datos (Cuadro 1) puedan ser atribuidos a un período específico de edad magmática.

*Queda por hacer una gran parte de trabajo geocronológico en el área correspondiente a este informe. Sin embargo, los resultados de esta investiga-*

*ción indican que la actividad ígnea magmática tuvo lugar en el noroeste de Argentina al mismo tiempo que en las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis.*

#### AGRADECIMIENTOS

Uno de los autores (C.O.L.) deja expreso agradecimiento a la Universidad de Texas en Dallas por la invitación, ofrecida a través del profesor M. Halpern, para practicar el método Rb-Sr con vistas a su aplicación en la Argentina y al señor Gary Carlin por su asistencia durante la ejecución de los análisis. Martín Halpern agradece al doctor M. H. Dodson y al señor D. C. Rex por el uso del equipo de datación K-Ar en la Universidad de Leeds, Leeds, Inglaterra.

Ambos autores agradecen el apoyo ofrecido por la Comisión Nacional de Energía Atómica de la República Argentina para la realización del trabajo de campo y al geólogo José A. Salfity por su colaboración durante la recolección de muestras. También agradecen a las autoridades de la mina "El Aguilar" por su asistencia y hospitalidad durante la toma de muestras en el yacimiento. Igualmente, a los doctores E. Linares y P. N. Stipanovic por la lectura del manuscrito y por las sugerencias sobre el mismo.

Este trabajo ha sido apoyado económicamente por la National Science Foundation de los Estados Unidos de Norte América (Grant GA - 10529) que facilitó el viaje del Dr. M. Halpern a la Argentina y por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que otorgó un subsidio para hacer posible el viaje del Dr. C. O. Latorre a los Estados Unidos de Norte América.

## APENDICE

### DESCRIPCIONES PETROGRAFICAS DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS

POR C. O. LATORRE

#### *Muestra Rb 1A* - El Aguilar, Jujuy

Granito. La roca posee una textura granosa panalotriomorfa inequigranular y el tamaño de los granos es mediano.

Los componentes son: feldespato potásico pertítico, oligoclasa (ambos algo caolinizados y la plagioclasa, además, sericitizada), cuarzo, clorita y óxido de hierro \*.

#### *Muestra Rb 1C* - El Aguilar, Jujuy

Granito. La textura es granosa panalotriomorfa inequigranular y de grano grueso. Los componentes son feldespato potásico pertítico, oligoclasa (ambos caolinizados y la plagioclasa, además, sericitizada), cuarzo, clorita, epidoto, óxido de hierro y carbonato \*.

#### *Muestra Rb 1D* - El Aguilar, Jujuy

Granito. La textura es granosa panalotriomorfa e inequigranular y el tamaño del grano grueso. Los componentes son: feldespato potásico pertítico, oligoclasa (ambos caolinizados y sericitizados), cuarzo y clorita \*.

#### *Muestra Rb 2A* - El Padreao; sierra de Rangel, Jujuy

Granito alcalino. La roca posee una textura microgranítica y se halla compuesta por feldespato potásico, en partes pertítico, oligoclasa, cuarzo y riebeckita como componentes principales y epidoto y apatita como accesorios.

\* Las tres rocas poseen composiciones y texturas muy semejantes, solamente se advierte un aumento del tamaño del grano desde la muestra 1A a la 1D y un mayor porcentaje de plagioclasa en esta última.

#### *Muestra Rb 2B* - El Padreao, sierra de Rangel, Jujuy

Granito. La roca posee una textura granosa panalotriomorfa e inequigranular y el tamaño del grano es mediano a grueso. Los componentes principales son: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, un ferromagnésico totalmente alterado a epidoto y a un mineral opaco.

#### *Muestra Rb 3A* - Santa Rosa de Tastil, Salta

Granodiorita. La roca posee textura granosa alotriomorfa, con exclusión de las plagioclasas; el tamaño de grano es mediano a grueso. Los componentes principales son: feldespato potásico y plagioclasa caolinizados y sericitizados, con mayor intensidad el primero, cuarzo y biotita cloritizada.

#### *Muestra Rb 3B* - Santa Rosa de Tastil, Salta

Granodiorita. La roca posee textura granosa hipidiomorfa y el tamaño de grano es mediano a grueso. Los componentes son: plagioclasa ácida sericitizada y caolinizada en su interior, feldespato potásico fuertemente sericitizado y caolinizado, cuarzo y abundante biotita, en parte cloritizada.

#### *Muestra Rb 5A* - Molinos, Salta

Granito. La roca muestra una textura granosa inequigranular, de grano mediano, sobresaliendo algunos de cuarzo y plagioclasa mayores que el término medio. Los componentes son: plagioclasa ácida, feldespato potásico per-

títico y mirmequítico, cuarzo con fuerte extinción ondulada y biotita, la que aparece a veces agrupada en folias.

**Muestra Rb 5C - Molinos, Salta.**

Granito. La roca posee una textura granosa de grano mediano a grueso y se halla compuesta por microclino, cuarzo, plagioclasa ácida, biotita y escasa muscovita. El cuarzo muestra fuertes efectos cataclásticos.

**Muestra Rb 5G - Molinos, Salta**

Gneis. Megascópicamente se observa una estructura de oftalmita, determinada por la presencia de nódulos rosados lentiformes dispuestos en forma de bandas paralelas discontinuas en una masa principalmente compuesta por biotita. Microscópicamente se observa la alternancia de folias de biotita en asociación lepidoblástica, con otras granoblásticas cuarzo-feldespáticas. En éstas es muy común la asociación poiquilítica de cuarzo en feldespatos.

**Muestra Rb 6 - Cafayate, Salta**

Tonalita. La textura es granosa panalotriomorfa inequigranular y cataclástica. Sus componentes principales son: plagioclasa (An 20), biotita, cuarzo y feldespato potásico a los que se suman como accesorios, epidoto, sericita y circón. La característica sobresaliente de esta roca es su textura fuertemente cataclástica.

**Muestra Rb 7C - Sierra de Narváez, Catamarca**

Roca de composición granítica, con estructura granosa-porfiroide, determinada por la presencia de grandes individuos hipidiomorfos de feldespato potásico y de plagioclasa fuertemente caolinizados y sericitizados y xenomórficos de cuarzo y de biotita, en partes cloritizada, en una masa granosa de grano fino de cuarzo, feldespatos y clorita.

**Muestra Rb 7D - Sierra de Narváez, Catamarca**

Roca de composición granítica y estructura granosa-porfiroide determinada por grandes individuos xenomórficos de feldespato potásico y de plagioclasa fuertemente caolinizados y sericitizados, de cuarzo y clorita distribuidos en una masa de grano fino de cuarzo, feldespatos, clorita y un opaco.

**Muestra Rb 7B - Sierra de Narváez, Catamarca**

Roca de composición granítica y de estructura granosa porfiroide determinada por la presencia de grandes individuos xenomórficos de cuarzo y feldespato potásico de plagioclasa y biotita cloritizada, hipidiomorfos. Los feldespatos aparecen caolinizados y sericitizados. Los mismos componentes aparecen además en tamaños menores, seriados entre los correspondientes a los "porfiroblastos" y los granos de tamaño más fino, que en un agregado xenomórfico completan la composición de la roca.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., 1968. *Geología estratigráfica de la región de Sierra de Cajas, Dpto. de Humahuaca, provincia de Jujuy*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII, 3.
- Dodson, M. H. and Rex, D. C., 1971. *Potassium-argon ages of slates and phyllytes from south-west England*. Geol. Soc. London Quart. Jour., 126, 465-499.
- Galván, A. y Ruiz Huidobro, O. J., 1965. *Geología del Valle de Santa María*. Anales IAs. Jorn. Geol. Arg., Tucumán.
- González, R. R., 1971. *Edades radiométricas de algunos cuerpos eruptivos de Argentina*. Rev. Asoc. Geol., Arg., XXVI, 411-412.
- González, R. R.; Kawashita, K. y Cabrera, M. A., 1971. *Edades radiométricas de algunas rocas del basamento de las Sierras Pampeanas*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI, 527-528.
- Halpern, M., 1968. *Ages of Antarctic and Argentina rocks bearing on continental drift*. Earth and Planetary Sci. Letters, 5, 159-167.

- Halpern, M.; Linares, E. y Latorre, C. O., 1970. *Estudio preliminar por el método Rb/Sr de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 3, Buenos Aires.
- Harrington, H. J., 1962. *Paleogeographic development of South America*. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 46, 1773-1814.
- Kulp, L. J., 1961. *Geologic time scale*. Science, 133, 3459, 1105-1114.
- Linares, E., 1959. *Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina obtenidas por medio de la relación plomo-uranio*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIV, 3-4.
- Linares, E. y Latorre, C. O., 1969. *Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y San Luis*. IVas. Jorn. Geol. Arg., II, 195-204. Buenos Aires.
- 1971. *La edad del Granito de El Aguilar, provincia de Jujuy*. Primer Simposio Nacional de Geología Económica, San Juan, República Argentina (en prensa).
- 1972. *Nuevas edades radiométricas por el método K-Ar de rocas graníticas de Córdoba y San Luis*. V Congreso Geológico Argentino. En prensa.
- McBride, S., 1972. *A Potassium-Argon age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja Provinces, Argentina*. Thesis, Dept. Geol. Sc., Queen's Univ., Ontario, Canadá.
- Rex, D. C. and Dodson, M. H., 1970. *Improved resolution and precision on argon analysis using and MS 10 mass spectrometer*. Eclogae Geol. Helvetiae, 63, 275-280.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1955. *Tectónica de las Hojas Chicouma y Salta*. Rev. AGA, X, N° 1.
- Spencer, F. N., Jr., 1950. *The geology of the Aguilar lead-zinc mine Argentina*. Econ. Geol., 45, 405-433.
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1969. *Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Acad. Nac. de Cienc., Córdoba.
- Turner, J. C. M., 1967. *Hoja Geológica Chaschuil (13 b)*. Inst. Nac. de Geol. y Min. Buenos Aires.

Recibido el 16 de febrero de 1973.

## COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

ROUTHIER, P. *Essai critique sur les méthodes de la Géologie (de l'objet a la génesis)*. Masson et cie. Ed., Col. "Evolution des Sciences", n° 34, 204 p. París, 1969.

Este pequeño libro, destinado a un *Ensayo crítico, sobre los métodos de la Geología (del objeto a la génesis)*, está integrado por 21 capítulos, cada uno de los cuales corresponde a una meditación sobre un sujeto determinado, razón por la cual pueden ser aislados, con relativa facilidad, unos de otros. Sin embargo, la abundancia de ideas y nociones expuestas en él por su autor, Profesor de la Facultad de Ciencias de París, vuelve sumamente difícil bosquejar un informe de su contenido. Bastará con algunos encabezamientos de capítulos para comprenderlo: *Fenómenos y objetos, Escala y malla "sensibles", Contradicciones entre geólogos, Caracterización de un sistema, Estructura y estadística en Geología, Modelo general de la génesis, Testimonios y falsos testimonios, Tipología. Falsos tipos y verdaderos tipos, Herencia y Transformación, etc.*

Para conseguir la finalidad propuesta se hace necesario, entonces, tratar de desprender las ideas directrices de este ensayo que, a nuestro entender, merece un lugar de privilegio en la biblioteca de todo geólogo. Así, una de las principales de estas nociones es la de "modelo" en Geología, y más específicamente en Metalogenia. La noción está desarrollada a partir de un ejemplo de yacimiento sedimentario para el cual se han imaginado cuatro casos extremos. Los cuatro modelos genéticos son descriptos a partir de dos ejes de coordenadas sobre los cuales se basa toda la descripción: el tiempo (singenético-epigenético) y el espacio (endógeno-exógeno).

No obstante, el empleo de estos esquemas por los especialistas no depende únicamente de los hechos científicos, que procura integrar en un sistema coherente, sino también —y aquí se encuentra otra de las ideas directrices del libro— "del temperamento del investigador" y "del terreno o medio cultural más o menos amplio: fondo común de ideas, técnicas e instrumentos". A todo lo largo del ensayo de Routhier se ve deslizarse el triple aspecto de la investigación: psicológico, social y económico, y el predominio relativo de uno u otro de estos aspectos sobre los individuos, las épocas y los objetos de investigación.

Los problemas metodológicos normalmente se limitan a dar respuestas a las preguntas, ¿dónde?, ¿cómo? y ¿por qué? En efecto, después de todo, cuando se quita algún velo a la Naturaleza, no se hace más que revelar siempre un problema de finalidad. Sin embargo, las modalidades de la respuesta al por qué de la investigación geológica sólo llega a aflorar en el ensayo de Routhier. Porque es obvio que no solamente el deseo de comprender conduce la investigación geológica. Son varios y complejos los parámetros que condicionan la metodología científica de nuestra ciencia, no resultando difícil señalar que algunos de ellos son decisivos: económicos (las teorías metalogenéticas han sido elaboradas sobre la base de yacimientos económicamente rentables), individuales (interés financiero por los resultados, medio social en el cual se llevan a cabo), políticos (petróleo, uranio), etc. No obstante, la obra de Routhier, quien anuncia tener en preparación *Yacimientos metalíferos y sedimentación*, llega a establecer un primer balance de nuestro bagaje intelectual de geólogos y las contradicciones más notables en nuestras actitudes como tales.

En síntesis, en este ensayo metodológico, Routhier prueba que la única manera en que el geólogo llegará a integrarse en las diversas corrientes del pensamiento actual, será intelectualizando sus herramientas e integrándolas en un sistema de pensamiento general, es decir en un sistema de vida. —Prof. Dr. Augusto P. Calmels y Lic. Olga C. Carballo.

Recibido el 16 de marzo de 1973.

RATHJENS, C. (Ed.), 1971. *Klimatische Geomorphologie*. Wege der Forschung, Bd. 218. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft, 485 p.

Resulta ya bastante frecuente encontrar, en la serie "Wege der Forschung", ciertas obras, como el presente libro de Geomorfología climática, dedicadas a un aspecto especializado de alguna ciencia particular. Abreviadamente, podría decirse que el presente volumen contiene una síntesis histórica del desarrollo de la investigación geomorfológica, fundamentalmente alemana, a través de extractos de contribuciones individuales que el editor ha seleccionado y ordenado cronológicamente, haciendo resaltar la afinidad del objetivo perseguido durante diferentes lapsos del tiempo comprendido en los últimos 50 años de investigación. Y su valor se incrementa cuando se tiene en cuenta que una gran parte de los trabajos en él reproducidos no ha tenido una difusión acorde con la importancia adquirida mucho tiempo después.

La introducción comprende un análisis de los fundamentos que inspiraron la Geomorfología climática, ocupada en las dependencias climáticas de las geoformas y los procesos morfogenéticos y su desarrollo condicionado a los regímenes climáticos; alude a la posición que ocupan los fenómenos climatogeomorfológicos en el campo de la Geomorfología actual, reservando un lugar especial para los fenómenos de convergencia y las paleoformas; luego de una sección dedicada a la terminología geomorfológica, concluye con una extensa lista bibliográfica.

Se inicia la serie de recopilaciones con la conferencia inaugural del Simposio de Düsseldorf (1927), "Clima y geoformas - Planteo de cuestiones", de F. THORBECKE, que constituye una de las primeras aproximaciones a la climatogeomorfológica. Le siguen varios artículos clásicos por haber destacado la importancia de los climas del pasado sobre las paleoformas, como "Paisajes de inselbergs de Arizona y Sonora" (WAIBEL, 1928), "Algunas geoformas de Chile y Spitzbergen en el contexto de una Geomorfología comparativa de las zonas climáticas" (MORTENSEN, 1930), "El significado cuantitativo de la meteorización periglacial, denudación y formación de valles en Europa central" (BÜDEL, 1936), "El Pleistoceno y la meteorización y denudación actual en la región de Europa central antiguamente libre de hielos" (BÜDEL, 1937), "El clima del Terciario y la morfología de Mittelgebirge" (JESSEN, 1938), "El efecto de los climas glaciales en el área libre de hielo" (BÜDEL, 1944), "Geoformas producidas por solifluxión y erosión del suelo en ambiente periglacial" (TROLL, 1949), etc. Al aproximarse a la década del 50 se trató de formular un sistema básico para la Geomorfología climática: "El sistema de morfología climática" (BÜDEL, 1948), "La ley de la formación de los desiertos" (MORTENSEN, 1950), "Línea de costa y climas" (PANZER, 1951), volcándose luego el interés hacia las geoformas de las zonas tropicales húmedas y de desiertos: "Desarrollo del carsto en los trópicos" (LEHMANN, 1953), "Sobre la influencia del clima en la sedimentación del Cuaternario y el desarrollo del perfil del suelo en la sabana del norte de Surinam (Guayana central)" (BAKKER, 1954), "La formación de superficies en los trópicos húmedos y el papel de dichas superficies en otras zonas climáticas" (BÜDEL, 1957), "El origen y observación de superficies en climas semiáridos con ejemplos del NW de Africa" (MENSCHING, 1957), "Sobre el problema de la subdivisión climatogeomorfológica de los desiertos" (MECKELEIN, 1960).

En la última parte del libro están reunidos los artículos de carácter sistemático y metodológico: "Problemas de peniplanicies, Ciclos de erosión y Geomorfología climática" (LOUIS, 1957), "Sobre el mayor desarrollo de los conceptos fundamentales de la Geomorfología" (LOUIS, 1961), "Geomorfología climatogenética" (BÜDEL, 1963), "Observaciones y consideraciones sobre convergencias geomorfológicas en desiertos cálidos y fríos" (MECKELEIN, 1965). Se agregan a las mencionadas, varias otras publicaciones selectas, cuyo conjunto proporciona un amplio panorama del desarrollo de la Geomorfología climática.

Sólo es de lamentar que no se haya completado esta importante documentación con la consideración paralela de los aportes de otras escuelas (Francia, Polonia, Rusia, por ejemplo) en la concreción del moderno concepto de la ciencia de las geoformas. — Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels y Lic. Celestino Esteban.

Recibido el 16 de marzo de 1973.



SMALL, R. J., *The Study of Landforms. A Textbook of Geomorphology*. Cambridge University Press, VIII + 486 pág., 200 ilustr., 1970.

Este reciente libro de Geomorfología, como su autor lo señala en el Prefacio, ha sido escrito con un doble propósito: cursos avanzados pre-universitarios y cursos introductorios de nivel universitario.

En sus doce capítulos el autor desarrolla con claridad y concisión los temas corrientes en textos de este nivel: meteorización, transporte y erosión, influencia de la estructura y litología sobre el relieve, el ciclo de erosión normal, desarrollo de pendientes (slopes) y de la red de avenamiento, superficies de aplanación, relieves de clima árido, semiárido, glacial y periglacial y finalmente el relieve de costas.

Es de interés el capítulo dedicado al análisis de las pendientes con una equilibrada exposición de los distintos métodos de "ataque" del tema y el énfasis puesto en el aspecto evolutivo y en los procesos actuantes en la elaboración de las pendientes.

Se siente la ausencia de un capítulo destinado a desarrollar los conceptos modernos de la geomorfología climática, elaborados en especial por la escuela francesa, así como de otro dedicado a la cartografía geomorfológica de amplia utilización en la actualidad por pedólogos, ecólogos y planificadores.

Esta ausencia está compensada sin embargo por la continua referencia a los aspectos dinámicos de la evolución del relieve y la presentación de hipótesis alternativas y diferentes teorías de la interpretación del paisaje. — *Rubén J. Cucchi*.

SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 19 DE SETIEMBRE DE 1973

EN LA IMPRENTA CONI, S. A. C. I. F. I., PERU 684

BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

---

El presente número se ha financiado con un subsidio del  
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,  
que no se hace responsable del contenido del mismo

---

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Vicepresidente:* DR. HORACIO H. CAMACHO; *Secretario:* DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Vocales Titulares:* DR. ENRIQUE LINARES, DR. ANÍBAL POZZO y DR. OMAR VICENTE; *Vocales Suplentes:* DR. JUAN C. RIGGI, LIC. CÉSAR FERNÁNDEZ GARRASSINO y DR. CARLOS LATORRE.

COMISION DE LA REVISTA: DOCTORES PEDRO N. STIPANICIC, JUAN CARLOS M. TURNER y ROBERTO CAMINOS.

DIRECTOR DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES: DR. PEDRO N. STIPANICIC.

### INSTRUCCIONES Y NORMAS A LOS AUTORES PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES

1. Se recomienda que los trabajos no excedan en extensión las 30 páginas (tamaño carta), escritas a máquina. Se aceptarán trabajos más extensos cuando se disponga de espacio y/o el contenido de los mismos así lo justifique.
2. Los originales, sin excepción, deben ser escritos a máquina, a espacio normal, sobre un solo lado de la hoja.
3. Invariablemente, debe presentarse un "Resumen" en español, con su traducción en inglés, francés o alemán, sugiriéndose el uso del primer idioma citado.  
Se recomienda que el "Resumen" no exceda las 150 palabras.
4. 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; año de la publicación; título completo de la obra; lugar 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.
5. Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo, invariablemente.
6. Las ilustraciones deben cumplir los siguientes requisitos.
  - a) No podrán exceder, en superficie, el 10 % del total de páginas ocupadas por el texto (incluyendo bibliografía).

(Continúa en la retiración de la contratapa)

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos. — C. D.

La Comisión Directiva sólo considerará la posibilidad de aceptar una mayor proporción de ilustraciones en casos especiales.

- b) Los planos, mapas, perfiles, etc., deberán ser dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china negra.  
Se recomienda el dibujo a doble tamaño con respecto al de su publicación, a los efectos de obtener una reproducción y reducción adecuada.
- c) El tamaño de las ilustraciones a publicar no debe exceder las dimensiones máximas de la caja (13,5 x 19 cm), recomendándose que se respete dicha relación de medidas.
- d) Los planos, perfiles, mapas, etc., deben llevar invariablemente la o las respectivas escalas gráficas; no se aceptará la escala numérica.
- e) Los planos de ubicación que comprendan parte del territorio argentino, deben incluir, invariablemente, la plantilla del país con el sector antártico argentino, dibujado en cualquier espacio libre.
- f) En las ilustraciones lineales que deban reproducirse a igual tamaño, la altura mínima de las letras será de 1,5 mm. En caso de uso de rastras, se recomienda las de tipo abierto (mínimo 2 mm entre líneas o puntos), a los efectos de evitar el empastamiento en la impresión.
- g) Cuando los dibujos lineales se presenten a doble tamaño (para su reducción a la mitad), la altura mínima de las letras será de 3 mm, recomendándose el uso de rastras más abiertas que las señaladas en el punto anterior.
- h) Todas las letras contenidas en las ilustraciones deberán ser dibujadas con caracteres cartográficos, recomendándose el uso de letrógrafos (normógrafos).
- i) Las denominaciones de accidentes topográficos, hidrográficos, etc., (cerros, ríos, etc.), como así también sus abreviaturas, deben responder estrictamente a las normas del Instituto Geográfico Militar.
- j) En las ilustraciones lineales y especialmente en los planos y perfiles, se recomienda el mayor aprovechamiento posible de los espacios, evitándose las superficies en blanco, las que deben ser utilizadas para las observaciones, leyendas, etc.
- k) Los títulos, como "Mapa Geológico...", "Perfil transversal...", etc., sólo podrán incluirse en las ilustraciones cuando las mismas tengan espacios libres, permitiendo hacerlo sin aumentar su dimensión. En caso contrario, se colocarán a imprenta al pie de las ilustraciones.
- l) Los perfiles de largo excesivo deberán ser fraccionados y las partes resultantes ordenadas para confeccionar láminas a página entera.
- m) Las fotografías de cortes microscópicos, fósiles, etc., deberán presentar muy buen contraste y sólo deben comprender el objeto que se desea ilustrar. En los casos que corresponda, indefectiblemente deben llevar la escala gráfica.
- n) Cuando las ilustraciones se deben intercalar en el texto (no constituyendo láminas completas), se recomienda que su ancho corresponda con el de 1 ó 2 columnas.

Las ilustraciones que no respondan a los requisitos anteriores no serán aceptadas.

7. No se admitirán ilustraciones a dos o más colores. El autor que las desee, deberá hacerse cargo del gasto completo que demanden las mismas, de acuerdo con el presupuesto que formule la IMPRENTA CONI.
8. Los autores subrayarán con línea los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea cortada los que deban ir en versalita y con línea doble los que deban ser compuestos en negrita.
9. La Asociación Geológica Argentina entregará a los autores 25 separados, sin cargo. Los autores que deseen un número mayor, deberán indicarlo claramente en la prueba y los mismos correrán por su cuenta. El pago de los separados extra debe realizarse invariablemente dentro de los 60 días a partir de su entrega. Cuando se trate de más de un autor de un trabajo, se mantendrá la entrega gratuita de 25 ejemplares únicamente.

# 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

Disegnado y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini  
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello  
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner  
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro  
DEVONICO por Dr. G. Furque  
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos  
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda  
JURASICO por Geól. O. C. Schauer  
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis  
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y  
C. I. C. de Ferrariis  
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

# LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

*Dirección Postal:*

Casilla de Correo 5047

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a LIBRART S. R. L., Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.