

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

CARLOS A. RINALDI, Estudio de las pegmatitas uraníferas de las Sierras de Comechingones provincia de Córdoba.....	161
PROFESOR INGENIERO JORGE MUÑOZ CRISTL.....	196
CORRIGENDA.....	196
ARTURO J. AMOS Y CARLOS M. URIEN, La falla « Abra de la Ventana » en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires.....	197
F. GILBERTO ACEÑOLAZA, Geología estratigráfica de la región de la Sierra de Cajas. Dpto. Humahuaca (provincia de Jujuy).....	207
M. BUTSCHKOWSKYJ, Contribución al conocimiento de amiantos Argentinos. I. Antofilita.....	225
PEDRO J. DEPETRIS, Algunas consideraciones sobre la velocidad de la erosión en la República Argentina.....	237
ELSA IRENE WEBER DE BACHMANN, Las capas de la balsa al sur del paso Córdoba (provincia de Río Negro).....	246
COMENTARIOS Y NOTICIAS DEL COMITÉ NACIONAL DEL PROYECTO DEL MANTO SUPERIOR.....	251
OTRAS NOTICIAS.....	252
SEDE PROPIA.....	253

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

—
1968

ESTUDIO DE LAS PEGMATITAS URANIFERAS
DE LAS SIERRAS DE COMECHINGONES
PROVINCIA DE CORDOBA

Por CARLOS A. RINALDI¹

RESUMEN

Se estudiaron 12 pegmatitas detalladamente, sobre un área de 500 km², en el distrito Comechingones, sector sur de la sierra Grande, Provincia de Córdoba. Las rocas del área son principalmente esquistos micáceos precámbricos, constituidos por biotita, cuarzo, oligoclase y algunos accesorios como turmalina, granate y apatita.

Pequeñas lentes de anfibolitas y calizas están presentes en la metamorfita.

En el ángulo N-E del área, con una superficie aproximadamente 10 km², se halla parte del batolito de Achala. Las pegmatitas se alojan en rocas metamórficas, poseyendo una composición general de feldespato, muscovita y cuarzo.

El distrito se puede dividir en cinco áreas de las cuales sólo tres tienen valor económico por muscovita, obteniéndose como sub-productos tantalitas-columbitas, berilo y uranio.

Las pegmatitas poseen formas lenticulares o tabulares, formando cuerpos de 30 a 600 m de largo y 10 a 100 m de espesor. La relación de la pegmatita-roca hospedante es concordante, semi-concordante y discordante. Los contactos son generalmente netos; pero los hay gradados. Algunos cuerpos poseen zonas de contactos difusos abundando en esta área la turmalina, el granate y la apatita.

El emplazamiento de las pegmatitas está controlado estructuralmente por la roca de campo. En general poseen rumbos oscilantes entre N 35° O y N 45° E, muy pocas se alinean en sentido N-S y no se observaron en la dirección E-O.

Comúnmente las pegmatitas son zonales, no totalmente concéntricas, reconociéndose la zona del borde, externa, tres zonas intermedias y la central.

Hay zonas que forman "telescoping" (mezcla de zonas). La muscovita comercial, se halla en las zonas periféricas; el berilo y minerales de tantalio-columbio y uranio son más abundantes en las zonas internas y en el contacto de las zonas intermedias con la central.

El uranio generalmente se asocia con muscovita "cola de pescado" y "miquilla" (punch) en la zona central.

Siguiendo a Chadwick en su publicación de 1958, las pegmatitas de la Sierra de Comechingones se emplazaron con desplazamiento de la roca de caja, mediante un emplazamiento permisivo, con movilidad del fluido.

La orientación de los xenolitos sugiere que el fluido pegmatítico ocupó espacios pre-existentes abiertos en ciertos casos, los cuales se cerraron al comenzar la cristalización la cual finalizó en un sistema cerrado.

ABSTRACT

Twelve pegmatites were studied in detail in 500 sq km of the Comechingones district in the southern part of the Sierra Grande Mountains, Córdoba Province. The country rock is principally Precambrian schistose mica gneiss consisting of biotite, quartz, and oligoclase and some accessory tourmaline, garnet, and apatite. Small lenses of amphibolite and carbonate rocks are included in the mica gneiss. In the northeast corner of the area, about 10 sq. km contains the southwestern part of the Achala batholith.

¹ Comisión Nacional de Energía Atómica (República Argentina). Servicio Laboratorios.

This One



OLJU-RU9-AHP2

Many well-zoned pegmatites containing chiefly feldspar, muscovite, and quartz occur in the metamorphic rocks of the area, but many of these pegmatites are not now of economic value. The district has been divided into five areas of pegmatites of which only 3 have economically valuable minerals—chiefly muscovite, and some tantalum-columbium minerals, beryl, and uranium minerals as by-products.

The pegmatites are generally lenticular or tabular and the bodies are 30 to 600 m long and 10 to 100 m thick. The relations of the pegmatites to host rocks are concordant, semi-concordant, and discordant; the contacts are generally sharp, but a few are gradational. Some pegmatites reacted with the host rock to form diffusion zones characterized by abundant tourmaline, garnet, and apatite.

The emplacement of the pegmatites was structurally controlled by the host rocks. Most of the pegmatites trend about N. 35° W. or N. 45° E. A few pegmatites are along late north trending structures, but no pegmatites were found trending west.

Commonly the pegmatites have at least two zones, but some have more. Recognized zones include, border, wall, as many as 3 intermediate zones, and a core zone. There is also some telescoping of zone. The zones generally are not concentrically complete. Most commercial muscovite is mined from outer zones. The beryl, tantalum-columbium and uranium minerals are most abundant in inner zones and near the contact of the intermediate zones with the core. The uranium minerals generally are associated with muscovite and punch-size sheets of muscovite in the core.

Following Chadwick's criteria of 1958, Comechingones pegmatites were emplaced by displacement of the host rocks, permissive emplacement, and mobile fluid. Orientation of xenoliths suggests that the pegmatitic fluid entered preexistent open spaces. At the beginning of crystallization, the spaces were affectively sealed and then crystallization proceeded in a closed system.

I. INTRODUCCION

Este trabajo tiene por finalidad dar a conocer en forma sucinta las características principales de las pegmatitas situadas al sur del cerro Champaquí, provincia de Córdoba; intentándose establecer su estructura, emplazamiento, distribución de la minalización — en especial la uranífera — y su posible génesis.

Se estudiaron 20 pegmatitas, 12 en detalle, estableciéndose solamente en 9 la presencia de uranio.

Los estudios geológicos anteriores en la región fueron efectuados por Beder (1916); Rigal (1938), a quien se debe el mencionar por primera vez la presencia de uranio en el área, Catalano (1940), Methol (1946-49), Angelelli-Varese (1947), Angelelli, V. (1950), Cabeza (1951).

El autor quiere expresar su agradecimiento como justo homenaje a la memoria del Dr. Jorge Villar Fabre, quien sugirió y dirigió el trabajo: al igual que al Dr. Pedro N. Stipanovic e Ing. Victorio Angelelli a quienes consultó en diferentes temas: al Dr. Donald

Brobst (United State Geological Survey, Denver, Colorado, U.S.A.) por haber accedido a discutir diferentes capítulos e ideas; al Dr. Lincoln Page (U. S. G. S. New Englan) por haber aclarado conceptos generales sobre pegmatitas; al Lic. V. Ramos por su valiosa colaboración en campaña; al Sr. Edmundo R. Amato por la realización de los cortes delgados y a la Srta. G. Bonneau por la confección de las láminas.

Ubicación del área

El área de trabajo se ubica en el sector austral del C^o Champaquí, departamentos Calamuchita y San Alberto, provincia de Córdoba, Rep. Argentina; su situación geográfica la determinan las coordenadas 64° 50' - 65° de longitud oeste y 32° - 32° 20' de latitud sur, correspondiendo al sector N.E. de la hoja Santa Rosa 22 h de la Carta Geológica Económica de la Rep. Argentina.

El acceso a los yacimientos, se realiza por tres sendas, ubicadas en el flanco occidental de la Sierra de Comechingones, situándose la cabecera de las mismas, en las poblaciones de San

Javier (quebrada del Tigre), La Población (Cuesta de la Piedra Blanca) en la provincia de Córdoba y Merlo (Cuesta del Tren) provincia de San Luis (fig. 1).

a) Rocas metamórficas

Las metamorfitas que constituyen las rocas dominantes del área, están compuestas por: micacitas gnéissicas, con va-

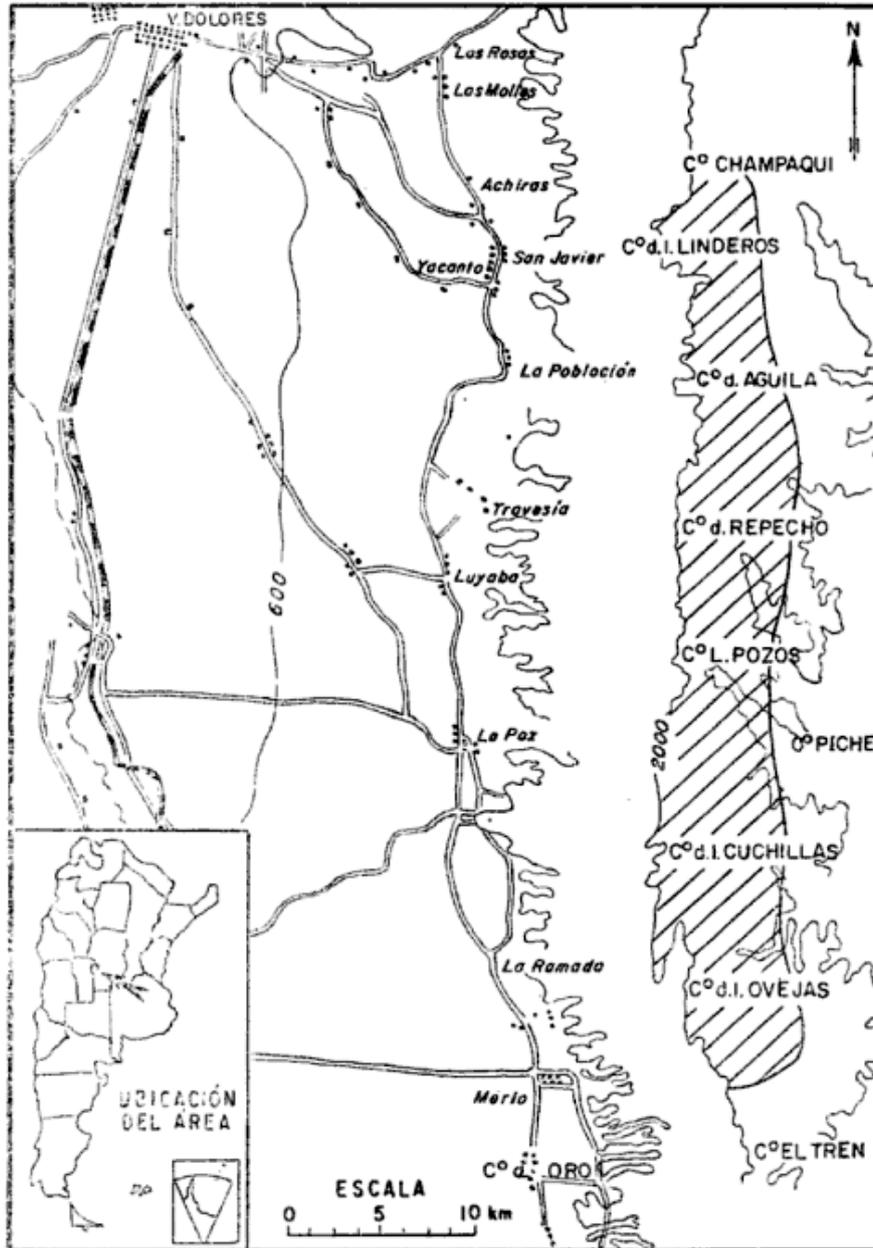


Fig. 1. — Croquis de ubicación. ///, área de observaciones

Litología

Petrográficamente el área es simple y en ella solamente afloran rocas del basamento cristalino, cuyo representante en el sector N-E es el llamado "gran batolito de Achala" de composición granítica; en el resto de la zona afloran rocas metamórficas y pegmatitas.

riaciones en cuanto a su composición mineralógica y características físicas.

Poseen un rumbo que oscila 10° alrededor de NNO-SSE, que se mantiene a lo largo de toda la región, su inclinación es definitivamente al este, con excepción del área circundante a la mina "Angel", donde se registran incli-

naciones en sentido opuesto de hasta 54° al O.

La composición de estas metamorfitas está dada por biotita, cuarzo, plagioclasa (oligoclasa media a básica), como componentes principales y como accesorios turmalina, granate y apatita.

Es interesante mencionar el aumento de los minerales accesorios (turmalina, apatita, granate) en la cercanía de las intrusiones pematíticas.

La coloración y composición de la roca metamórfica varía a lo largo del área recorrida. En las cercanías del C^o Champaquí, se determinó una micacita de grano fino, de color gris oscuro, con un alto tenor de biotita y con una marcada esquistosidad.

Hacia el sur del C^o Champaquí, en las proximidades de la mina "Elsa", la metamorfita es típicamente gnéisica, poseyendo un color pardo verdoso, donde pueden observarse verdaderos "gneiss de ojos" como también inyecciones "lit-par-lit".

Las venas inyectadas están constituidas por cuarzo y feldespato sódico (oligoclasa) y microclino.

No se comprobó en las muestras estudiadas la presencia de ortosa, citada por Olsacher (1949), para rocas de las cercanías de esta área.

Las venillas, se disponen paralelamente con la esquistosidad y presentan una típica textura de mortero, lo que indica la presencia de fenómenos de deformación.

Es fácil notar intercalaciones de lentes de anfibolita concordantemente con la esquistosidad de la roca, en el sur y este de la zona, que no sobrepasan los 10 m de largo por 1 m de ancho, de coloración verde oscuro, siendo su principal componente la hornblenda, cuyos porfiroblastos no sobrepasan los 0,65 milímetros de tamaño, acompañados por andesina media a ácida, cuarzo, biotita, titanita y apatita. El feldespato se presenta en general muy alterado en zoicita y clinozoicita.

La presencia de lentes de calizas cristalinas, dentro de la micacita fue determinada en el sector sur, en las inmediaciones de la mina "Angel". Dichos lentes tienen bordes muy irregulares y su tamaño no sobrepasa los 2 m de largo por 1 m de espesor y se disponen concordantemente con la metamorfita.

Hacia el sur del yacimiento mencionado, aproximadamente a 1 km, fue posible determinar un banco pequeño de serpentinita cuyos bordes se hallan altamente alterados en talco; su tamaño no excede de los 2 m y su espesor es de 50 cm.

b) Roca de composición granítica

Si bien, dada la naturaleza de la presente contribución, no se analiza al batolito de Achala, fue posible establecer algunas relaciones en su contacto con la metamorfita circundante

Resulta de llamativo interés que en el granito y en la metamorfita, se registre un aumento de los minerales accesorios en las cercanías del contacto.

Es principalmente en el sector de la roca granítica en el que abundan las venillas compuestas por *cuarzo* y *albita*, con abundancia de *berilo*, *zircón* y *apatita*, que forman verdaderas micropegmatitas, situadas normalmente al contacto ígneo-metamórfico y que desaparecen a medida que uno se interna en el batolito.

c) Pegmatitas

Son típicamente graníticas y sus componentes varían en proporción relativa dentro de los normales, es decir, cuarzo, feldespato y mica, poseyendo una estructura altamente zonal.

De acuerdo a la distribución mineralógica de sus componentes y en especial de los minerales accesorios con valor comercial, los cuerpos pegmatíticos de esta área se pueden agrupar en sectores.

Partiendo de las inmediaciones del C^o Champaquí, hasta el C^o del Aguila e inclusive en su cercanía, se puede observar una gran abundancia de cuerpos distribuidos con rumbo N-S.

La presencia de pegmatitas comienza en la quebrada del Tigre con el cuerpo "C^o Blanco"¹ y prosiguen hacia el este hasta la pegmatita "Sol de Mayo"²; ancho del área aproximadamente 12 kilómetros.

Este primer sector se caracterizaría por presentar cuerpos pequeños con muscovita semimanchada, minerales de uranio poco alterados (las aureolas de alteración son muy pequeñas) y escasez de accesorios comercialmente explotables.

Como excepción por su tamaño, se citan los cuerpos de "San José" y "Herminia"², que superan los 100 m de longitud.

Al sur del C^o del Aguila y hasta el C^o Agustín, se registra una marcada

¹ Estos cuerpos no son tratados por estar derrumbados en su totalidad.

escasez de cuerpos pegmatíticos, lo que hace suponer que el área comprendida entre los mismos sería estéril.

El área circundante al C^o Agustín presenta una gran abundancia de cuerpos pegmatíticos, entre los cuales existen algunos de estimable valor económico, por mica (la cual presenta una coloración verdosa más clara que la vista en el sector anterior), como por la explotación de sus accesorios (berilo, minerales de uranio y de columbio-tantalio).

En el área que va del C^o Agustín al C^o de las Ovejas, no se localizan cuerpos comercialmente explotables y es recién en el denominado "grupo Fischer" (pegmatitas "Angel", "Juan Ramón", "Oscar"², etc.), que se vuelve a hallar cuerpos con minerales en cantidades económicas. La característica de este último grupo es la abundancia de berilo ("Angel", "Juan Ramón", "Magdalena"), (información verbal del Dr. Gra-

² En la época de este estudio se hallaban inundadas.

CUADRO 1

Ensayo de subdivisión del distrito pegmatítico del Cerro Champaquí

Sector	Ubicación	Carácter mineralógico definitivo del sector ¹
Sector A.....	C ^o Champaquí - C ^o del Aguila	Muscovita (semi manchada) Escaso berilo, minerales de uranio (aureolas de alteración de pequeño desarrollo)
Sector B.....	C ^o del Aguila - C ^o Agustín	Pegmatitas estériles
Sector C.....	Cercanías del C ^o Agustín	Muscovita (clara), minerales de uranio Columbita-tantalita-berilo
Sector D.....	C ^o Agustín C ^o de las Ovejas	Pegmatitas estériles
Sector E.....	Cercanías C ^o de las Ovejas («grupo Fischer»)	Berilo, minerales de uranio (aureolas de alteración de gran desarrollo) Columbita-tantalita, muscovita (escasa)

¹ No se tiene en cuenta: cuarzo, plagioclasa y microclino por hallarse presente en todos los sectores, inclusive en las permatitas estériles.

nero Hernández), minerales de uranio, columbita-tantalita y escasa muscovita comercial, la que forma parte de los minerales accesorios (Cuadro N° 1).

II. TECTONICA DEL AREA Y SU POSIBLE RELACION CON LA UBICACION Y EMPLAZAMIENTO DE LOS CUERPOS

Los efectos producidos dentro del bloque que comprende el área estudiada indican la presencia de fuerzas de compresión, que actuaron en sentido $O \rightarrow E$ y $E \rightarrow O$, produciendo los efectos de sisa aproximadamente a $35^\circ O$ y $46^\circ E$, lo cual se certifica con los sistemas de diaclasas dominantes en la zona, como así también por un tercer sistema E-O.

En el sistema acorde con la sisa se emplazan los 9 cuerpos estudiados y más de 10 cuerpos estériles, mientras que el otro sistema, es decir, el E-O, no se observaron pegmatitas.

Terminado el proceso de compresión del bloque, comienza en el área un relajamiento de aquél, el cual da lugar a la presencia de fallas logitudinales N-S, concordantes en general con el rumbo de la esquistosidad de la metamorfita. Es en la dirección antes mencionada que se emplazan los cuerpos más extensos del área y si bien sólo se estudiaron 3, hay además en los sectores C y E una gran cantidad de cuerpos vírgenes, al parecer en superficies estériles, que se acomodan al sistema de referencia.

III. CARACTERISTICAS DE LOS CUERPOS PEGMATITICOS

Posición, dimensiones, formas y tamaños.

Se consideraron 12 pegmatitas, en las cuales se pueden apreciar su forma, basándose en los trabajos y laboreos mineros existentes.

Si bien hay cuerpos que poseen sus niveles inferiores derrumbados e inundados ("Lourdes", "Sin Nombre", "Virgen de Cuyo"), la integración de datos de relevamientos en detalle de superficie, con los niveles accesibles, ayudaron a definir su forma.

Se establecieron en el área dos formas típicas, posibles de ser subdivididas por sus variaciones:

a) Cuerpos tabulares:

aI Típico

aII Con pequeños ensanchamientos.

b) Cuerpos lenticulares:

bI Típicos

bII Deformados.

aI) *Cuerpos tabulares típicos:* Poseen forma regular siendo en general sus dos cajas paralelas.

No son de grandes dimensiones y las concentraciones de minerales económicos son muy escasas; por ejemplo, la longitud máxima está dada por los cuerpos: "El Desrumba", 50 m; "Virgen de Cuyo", 46 m; "Libertad", 35 m.

aII) *Cuerpos tabulares con pequeños ensanchamientos:* La forma es regular en la mayor parte del cuerpo, pero subsidiariamente se observan engrosamientos, que son evidentes en los niveles inferiores del laboreo existente; por ejemplo: "Kelito", 96 m; "Angel", 600 metros.

bI) *Cuerpos lenticulares típicos:* Son los que predominan en la región y muestran adelgazamiento en ambos extremos, siendo la zona de la cresta menos aguda que la quilla.

Posee tamaños variados: "San José", con 110 m; "Lourdes", con 74 m; "Elsa", con 40 m; "Viejo Despeñado", con 26 m y "La Selva", con 30 m.

bII) *Cuerpos lenticulares deformados:* Difiere totalmente de los anterior-

res, por ejemplo; el C^o Blanco posee forma lenticular típica, pero su borde oriental es vertical y sin engrosamiento, lo que en cambio se produce en el borde occidental.

Por su parte, el cuerpo "Sin Nombre" es definitivamente moniliforme.

IV. ORIENTACION

La disposición de los cuerpos en el área, responde evidentemente a tres direcciones bien definidas, que se ubican según promedios de su secuencia en la siguiente forma:

- a) N 2° 30' E
- b) N 46° E
- c) N 35° O.

El grupo a) comprende los yacimientos de mayor tamaño en el área "Angel", 600 m; "C^o Blanco", 290 m; "San José", 110 m.

Los grupos b) y c) poseen valores que con excepción del "Sin Nombre" no alcanzan gran desarrollo.

V. RELACIONES DE CONTACTO ENTRE CUERPOS PEGMATITICOS Y LA ROCA DE CAJA

La relación de posición y contacto de los cuerpos pegmatíticos con las rocas circuntantes, debe hacerse con referencia a la esquistosidad de estas últimas (metamorfitas).

De las observaciones realizadas, se puede determinar que dicha relación puede ser concordante, discordante o semi concordante.

Si bien esta clasificación no es rígida, ya que para confeccionar el Cuadro N^o 3 se tomó el rasgo predominante del cuerpo, es fácil dentro de este agrupamiento definir pegmatitas concordantes en el yaciente y completamente discordantes en el colgante, como en el caso de las minas "Lourdes", "C^o Blanco", "Viejo Despeñado", esta última es discordante en superficie y se amolda a la esquistosidad de la roca de caja en los niveles más bajos del laboreo minero.

En el caso particular de la mina "La Selva", existe una semi concordancia

CUADRO 2

Longitud - Rumbo - Forma - Espesor

Nombre	Longitud	Rumbo	Forma	Espesor
Elsa.....	40 m	N 45° E	Lenticular	9 m
Desrrumbe.....	50 m	N 30° E	Tabular	6 m
Selva.....	30 m	N 45° O	Lenticular	6-7 m
Virgen de Cuyo.....	46 m	N 44° E	Tabular	5 m
San José.....	110 m	N 5° E	Lenticular	10-12 m
Libertad.....	35 m	N 60° E	Tabular	4 m
Kelito.....	96 m	N 25° E	Tabular	4 m
Lourdes.....	74 m	N 60° E	Lenticular	10-12 m
Viejo Despeñado.....	26 m	N 32° E	Lenticular	60 m
Cerro Blanco.....	290 m	N 4° E	Lenticular	80-100 m
Sin Nombre.....	209 m	N 46° O	Moniliforme	30 m
Angel.....	600 m	N-S	Tabular	10 m

CUADRO 3

Concordantes	Semi concordantes	Discordantes
Elsa	Lourdes	C ^o Blanco
San José	Angel	Sin Nombre
Viejo Despeñado		Kelito
Libertad		La Selva
Virgen de Cuyo		Desrrumbe

en el sector frontal del cuerpo, mientras que en el resto del mismo, el contacto se dispone discordantemente con la caja.

La pegmatita "Angel", por su parte, concuerda con la dirección de las inclinaciones, pero corta a la esquistosidad de la roca de caja.

Respecto a los contactos, rigen iguales conceptos que para lo expuesto referente a relaciones; a la vez que los hay netos, otros son muy difusos y determinan un área de contacto en vez de una línea definida.

Diferentes tipos de contacto se observan en un mismo cuerpo; pero como se desprende del Cuadro N^o 4, la mayoría de ellos poseen contactos netos.

Es muy común encontrar contactos irregulares, producto de la recristalización de la roca con la pegmatita, en donde se observa un aumento considerable de los minerales accesorios.

Otro fenómeno común en los contactos no regulares, es la íntima combinación de la roca de caja y el material pegmatítico, dando como resultado una roca de mezcla equigranular de composición granítica. Existiendo variaciones transicionales con aumento en sodio de la plagioclasa de la metamorfita, el aporte de este catión indudablemente proviene del fluido pegmatítico.

Casos como el que nos ocupa se observan especialmente en las minas "La Selva", "Libertad", "Virgen de Cuyo", y en la entrada de la pegmatita "Elsa".

La presencia de xenolitos de la roca de caja en el interior de la masa del cuerpo, y la orientación de los mismos con relación a su posición "in-situ", in-

CUADRO 4

Relaciones de contactos

Cuerpo	Colgante		Yaciente	
	Neto	Graduado difuso	Neto	Graduado difuso
Cerro Blanco	×		×	
Sin Nombre	×		×	
Kelito	×		×	
Elsa	×		×	
Selva		×		×
San José	×		×	
Lourdes	×			×
				(en parte)
Viejo Despeñado		×	×	
Desrrumbe	×			×
Libertad		×	×	
Angel	×		×	
Virgen de Cuyo		×		×

dicarían en todos los casos un movimiento de éstos que certificarían un cambio en su orientación, colocándolos en posiciones muy diversas de las que poseían, pero siempre con su eje mayor paralelo al contacto de la pegmatita roca de caja (minas "Lourdes", "Angel", "Virgen de Cuyo", etc.).

Otro elemento que se tuvo en cuenta fue la presencia de flexuras y pliegues de arrastre presentes en la roca de caja, en el contacto con el cuerpo.

Evidentemente tales manifestaciones de la roca de caja indican fenómenos de fuerzas actuantes en un momento dado, desde el cuerpo hacia la caja, en el momento del emplazamiento. Dichas deformaciones no fueron producidas por factores posteriores al emplazamiento; esto queda certificado al no haber evidencias de campo ni de laboratorio, que manifiesten efectos tectónicos que mutuamente hayan actuado sobre el cuerpo y caja o impliquen como resultado, la forjación de pliegues y flexuras, o la deformación de componentes mineralógicos.

VI. ESTRUCTURA INTERNA

Generalidades

Los cuerpos estudiados reflejan a través de su relevamiento en detalle, típicas estructuras zonales, con un gran desarrollo en la mayoría de los cuerpos o con una o dos unidades en otros.

Si bien no todas las capas son completas, ni concéntricas con respecto a una central, evidentemente presentan una secuencia mineralógica o granulométrica que las diferencian.

Son muy comunes las mezclas de dos zonas, en especial en los extremos de los cuerpos lenticulares, formándose "telescoping", término que implica suponer visto a la lejanía la unión de dos o más zonas sin diferenciación de unidades.

Las secuencias granulométricas van, en todos los casos, desde los términos

finos, en las zonas exteriores, borde externo, a los términos más gruesos en la zona central.

Es fácil determinar a lo largo de los contactos entre las zonas, no una limitación neta entre las unidades, sino un pasaje gradual en mineralogía y granulometría.

Se ha determinado en muchos casos, que algunas zonas observables en superficie, desaparecen en los niveles más bajos o se asocian íntimamente con otras, dejando así una diferencia de secuencia en ambos niveles.

En algunos cuerpos, "C^o Blanco", "Angel", hay fractura rellenada con material pegmatítico, que posee el aspecto de una zona intermedia y que sólo evaluando los factores tectónicos sobre la base del relevamiento, se determinó como procesos posteriores a la cristalización de la pegmatita. En especial, en uno de esos ejemplos ("C^o Blanco") se puede llegar a confundirla con una zona intermedia (Fig. 2).

Si bien se ha adoptado la nomenclatura propuesta por Cameron *et al.* (1949) para la designación de la estructura interna, se ha variado solamente en el caso de la "wall zone" que ha sido llamada aquí *zona externa*.

Otra variación empleada es la designación de "zona central" en vez de núcleo o "core".

Con respecto a la secuencia mineralógica, se la ha ordenado de acuerdo al volumen que posee cada componente en orden decreciente.

Zona de borde

Se halla presente en todos los cuerpos estudiados, ya sea en forma envolvente total o parcialmente; su espesor no sobrepasa los 7 cm, y en algunas pegmatitas forma una sola unidad con la zona externa, hecho éste que ha obligado a describirlas en conjunto.

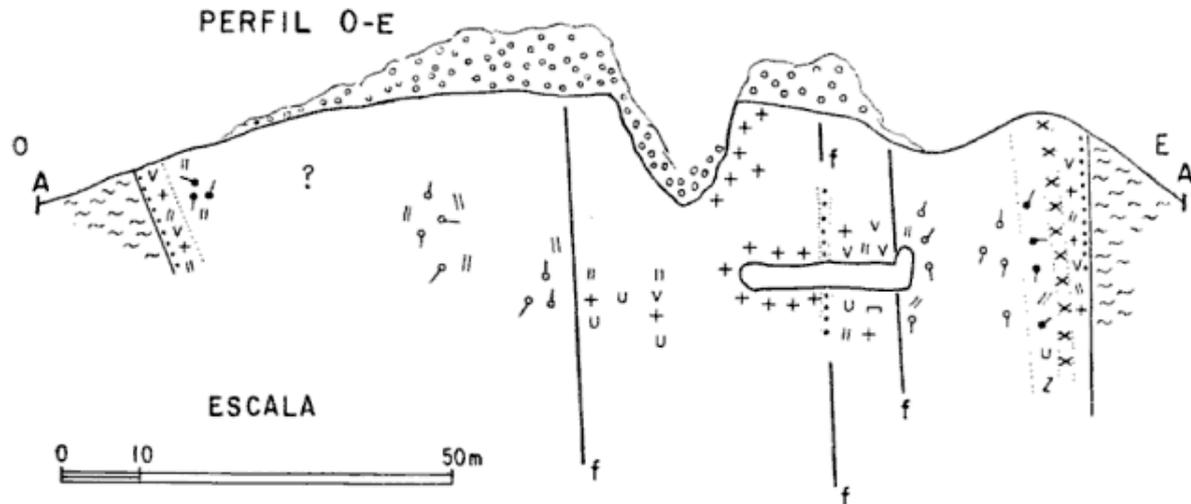
En lo que respecta al relevamiento se ha tenido a veces que exagerar su es-

pesor en demasía, para que sea visualizada.

La granulometría comprende los términos más finos y a veces llega a ser aplítica, notándose que a medida que se aleja del contacto, sus granos se tornan más grandes, sin sobrepasar la granulometría fina. Sobre este particular

la roca de caja, la cual se halla enriquecida en turmalina (fig. 6).

En los casos en que se ha tomado en conjunto las unidades del borde y externa, sólo fue posible esbozar una diferencia, basándose en la granulometría, la que aumenta netamente hacia el interior del cuerpo.



REFERENCIAS

Zona borde	FRACTURA RELLENADA Albita-Cuarzo-Muscovita-Minerales de Uranio-Columbita-Tantalita
Zona Externa	Zona Central
ZONAS INTERMEDIAS	
Cuarzo	Gneiss
Perthita-Cuarzo-Muscovita-Berilo-Granate-Minerales de Uranio-Triplita-Fosfosiderita-Pirita	Escombro
Macro Perthita-Cuarzo Muscovita	Falla (Relleno Muscovita)

Fig. 2. — Perfil en la pegmatita C^o Blanco (« Los Guardias »)

se tomaron los datos dados por Cameron *et al.* (1949), Page, L. R. *et al.* (1953), para granulometría.

En ciertos contactos se observaron fenómenos metasomáticos que dan como resultado áreas de varios centímetros, en los cuales se reemplaza la zona del borde-externa por otra, formada en la mayoría de los casos, por una roca equigranular de composición granítica (“Selva”, “Viejo Despeñado”); en cambio en otros cuerpos (“La Libertad”) es fácil determinar una penetración del material pegmatítico en la foliación de

No se observaron a lo largo de los 12 cuerpos, deformaciones ni efectos, que dieran lugar a suponer una tectónica pos-emplazamiento.

Son notables a veces las diferencias que se determinan en las zonas de borde del yacinte y el colgante de los cuerpos. En general, en la primera está bien definida, mientras que en el segundo se producen los fenómenos metasomáticos que ya se describieron. Esto podría suponer una cristalización más rápida en el yacinte, mientras que en el colgan-

te la presencia de la roca de mezcla implica un mayor tiempo de contacto y un efecto más lento de la cristalización.

En lo que respecta a la orientación es también de tener en cuenta que las láminas de muscovita, en un gran número de los cuerpos, se disponen en forma normal al contacto.

La composición de esta zona en la generalidad de los cuerpos está basada en la presencia de los siguientes minerales, nombrados en orden decreciente en cuanto a la proporción volumétrica:

Moscovita-cuarzo-plagioclasa y como accesorios *turmalina-apatita*.

Zona externa

Fue determinada en forma absoluta en cinco de los doce cuerpos estudiados, mientras que en los restantes se la ha incluido como parte de la zona de borde.

Presenta en general una granulometría más gruesa que la del borde, con espesores variados, alcanzando su mayor valor en la mina "Angel" con 3 m. En los otros cuerpos escasamente llega a superar los 30 cm.

Los valores consignados son el promedio de los obtenidos en los distintos sectores de los cuerpos, pues no hay una regularidad en cuanto a su valor numérico. Son comunes los engrosamientos y adelgazamientos que le dan un aspecto sinuoso, a lo largo de su exposición.

Es en general abundante en la composición de esta zona, la muscovita, que se extrae con fines comerciales.

Por su composición mineralógica, se pueden distinguir los cuerpos que presentan una zona externa típica, de aquéllos en que esta zona y la de borde se confunden.

Cuerpos con zona externa típica

"Angel"
"Sin Nombre"
"Lourdes"

"Kelito"
"C^o Blanco"

Cuerpos con zonas borde-externa

"Virgen de Cuyo"
"La Selva"
"San José"
"Viejo Despeñado"
"Elsa"
"Desrrumbe"
"Libertad"

Es dable determinar que las laminitas de mica se disponen en la mina "Lourdes" como formando un "dique" paralelo al contacto, como si formaran una pared divisoria no continua, en donde se llegan a determinar bancos de hasta 30 cm de espesor.

Los componentes principales de la zona en cuestión serían: *plagioclasa-microclino-muscovita-cuarzo*; los accesorios serían muy escasos y sólo estarían representados por *turmalina-apatita-zircón*.

Zona intermedia

Se hallan representadas en todos los cuerpos y varían desde una sola unidad hasta tres y cuatro. La composición mineralógica difiere en ellas, pero siempre manteniéndose compuesta por cuatro representantes definidos: cuarzo, microclino, plagioclasa sódica y muscovita, en proporciones variables, que van caracterizándolas y diferenciándolas.

En varios cuerpos es posible determinar variaciones de zonas formando "telescoping", los cuales se disponen dentro de la secuencia general del cuerpo.

La granulometría de las zonas intermedias se torna más gruesa. En estas unidades es donde se han obtenido los mayores valores radiactivos, de tal forma que debido a su explotación, en muchos cuerpos hay que reconstruirla con los datos que se pueden obtener de pilares o de restos que se hallan colindantes a otras zonas.

CUADRO 5

Nombre de la Pegmatita	Componentes zona del borde	Componentes zona externa
Angel.....	Muscovita-Cuarzo-Ab 90 % - Berilo-Apatita	Sector E : Ab 90 % - Microclino-Muscovita-Cuarzo-Apatita-Zircón Sector O : Ab 90 % - Microclino-Muscovita-Apatita-Zircón
Sin Nombre.....	Muscovita-Cuarzo-Ab 84 % - Turmalina-Apatita	Muscovita Ab 90 % - Cuarzo-Turmalina-Apatita
Libertad.....	Muscovita-Cuarzo-Ab 86 % - Turmalina-Apatita	Muscovita Ab 90 % - Turmalina-Apatita
Desrumba.....	Cuarzo - Ab 90 % - Muscovita (Apófisis)	Cuarzo - Muscovita - Ab 90 %
Elsa.....	Cuarzo - Ab 85 % - Muscovita	Cuarzo - Ab 85 % - Muscovita
Lourdes.....	{ Muscovita - Cuarzo Ab 87 % Apatita-Berilo	Microclino-Ab 92 % - Muscovita-Cuarzo-Apatita-Berilo
Kelito.....	Muscovita-Cuarzo-Ab 90 % - Apatita-Zircón-Granate	Muscovita-Cuarzo-Ab 90 % - Apatita-Zircón
Viejo Despeñado.....	Muscovita - Ab 88 % - Cuarzo - Apatita	Muscovita - Ab 88 % - Cuarzo - Apatita
San José.....	Cuarzo - Ab 86 % - Muscovita	Cuarzo - Ab 86 % - Muscovita
La Selva.....	Ab 82 % - Cuarzo - Muscovita - Turmalina - Apatita	Ab 82 % - Cuarzo - Muscovita - Turmalina - Apatita
Cº Blanco.....	Muscovita-Cuarzo-Ab 90 % - Berilo-Apatita Columbita-Tantalita-Granate	Ab 90 % - Cuarzo-Muscovita
Virgen de Cuyo.....	Ab 90 % - Cuarzo - Muscovita - Turmalina - Apatita	Ab 90 % - Cuarzo - Muscovita - Turmalina - Apatita

Ab % : Porcentaje de Albita contenida en la Plagioclasa

Los espesores responden a valores que oscilan desde 1 m a 5 m en la generalidad de los cuerpos, salvo en la mina "La Selva" que se ha obtenido un valor de 7 m en el sector occidental y en la mina "C^o Blanco", sobre idéntica posición, llegó a medirse 75 m de espesor.

la zona central es neto en la mayoría de los casos; solamente en algunos cuerpos los crecimientos de láminas de muscovita o cristales de berilo son compartidos por ambas.

Se pretende establecer una subdivisión de zonas, basándose en la presencia de minerales uraníferos (negros) o

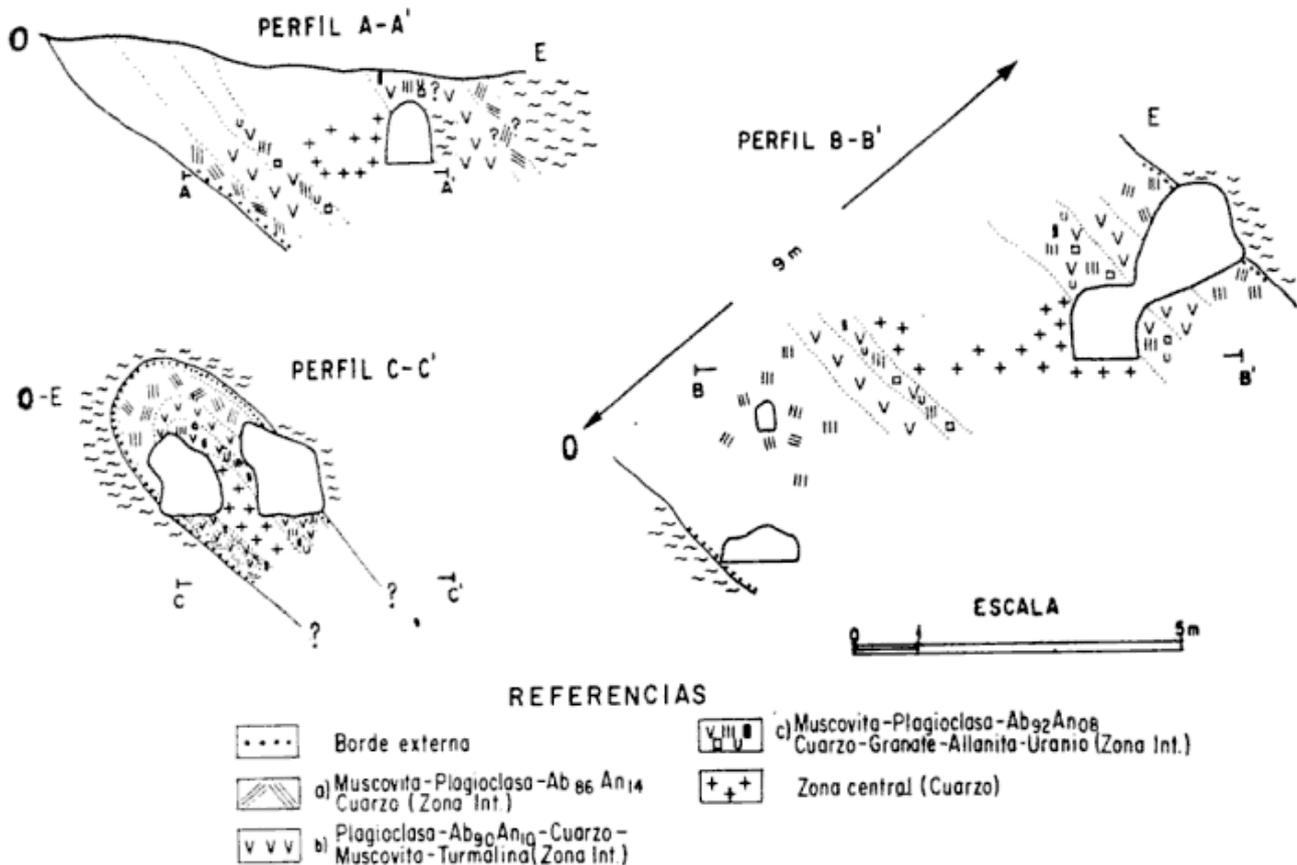


Fig. 3. — Perfiles transversales en la pegmatita «Elsa»

En lo que hace a los límites entre las zonas intermedias, se nota que no son netos sino más bien graduables, en cuanto a tamaño, grano y composición mineralógica.

Respecto a la simetría del cuerpo, diremos que en su gran mayoría, las zonas se disponen en forma envolvente alrededor de la central, evidenciando una simetría regular. Las excepciones son en lo común engrosamientos de las áreas del colgante en unos casos: v.g.: "Elsa" o en el yacimiento v.g.: "La Selva", "Lourdes", "C^o Blanco" (fig. 3 y 4).

El contacto de la zona intermedia con

ausencia de los mismos dentro de la unidad.

Del estudio comparativo de las zonas se determina una asociación íntima: minerales de uranio muscovita; esta última en agregados "cola de pescado", en librillos o como miquilla (agregados cortos sin valor comercial), un alto enriquecimiento en sodio de la plagioclasa hacia el interior del cuerpo, con valores del orden Ab 86 %, Ab 100 %.

El microclino es juntamente con el cuarzo, un componente que alterna su posición volumétrica dentro de la zona en cuestión.

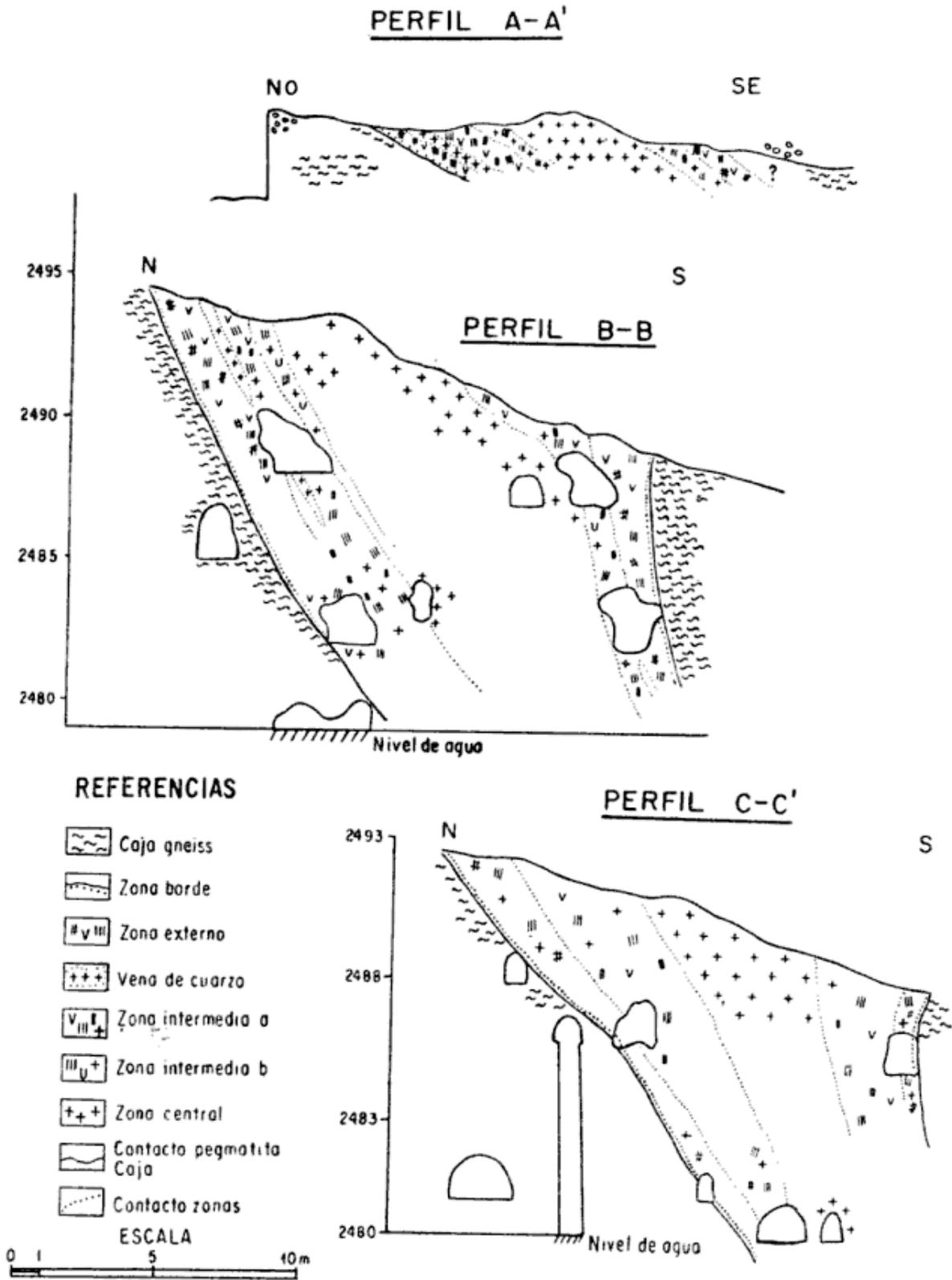


Fig. 4. — Perfiles transversales en la pegmatita « Lourdes »

DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES

plagioclasa-muscovita-cuarzo

Se halla presente en las minas "San José" y "Elsa"; esta unidad presenta características diferentes en ambas pegmatitas; la composición de la plagioclasa en la primera es Ab 88 % y en la segunda Ab 86 %.

Los accesorios presentes en ambas son *apatita* y *granate*, sumándose *hematita* y *autunita* en la mina "San José".

La granulometría es fina sin sobrepasar los 3,5 cm. Las láminas de muscovita son sumamente abundantes en ambas y comprende más de un 60 % del volumen de la zona, siendo explotada comercialmente en la mina "Elsa" (fig. 7).

La plagioclasa se presenta en cristales sumamente alterados a zoicita y clinozoicita.

muscovita-plagioclasa-cuarzo (Con minerales uraníferos)

En las pegmatitas que la poseen fue posible determinar, en esta unidad, minerales negros de uranio.

La característica fundamental de esta zona es la presencia de muscovita en agregados denominados "cola de pescado", los cuales representan el 85 % de la composición total; el 15 % restante se distribuye entre los otros componentes.

En cuanto a la plagioclasa presente es sumamente sódica estando representada en la mina "Elsa" por Ab 92 % y en la "Selva" por albíta.

Los minerales negros de uranio se alojan en las cavidades dejadas por los agregados "cola de pescado". Son de tamaño reducido. La autunita presente se intercala entre las láminas de muscovita.

plagioclasa-cuarzo-muscovita

Esta zona se halla presente en los cuerpos, "Elsa", "San José", "Viejo Despeñado"; su posición varía, situándose en los dos primeros nombrados como una zona intermedia interna y en la otra como intermedia externa.

La composición de la plagioclasa es en ambas Ab 90 %; se presenta en cristales bien desarrollados, los cuales están alterados a material caolinítico y presentan reemplazos de calcita.

El feldespato representa el 70 % del material presente y el cuarzo un 20 %.

El resto estaría ocupado por muscovita y minerales accesorios que en la mina "San José" alcanzan la mayor cuantía. *Granate - hematita - uraninita - "gummita" - uranofano - turmalina* (esta última se halla presente sólo en la mina "Elsa").

plagioclasa-muscovita-cuarzo (sin minerales de uranio).

La zona del epígrafe está prepresentada típicamente en el cuerpo "Desrumba" en el sector correspondiente al cuerpo magmático, ya que no se halla en las apófisis. En cuanto a los cuerpos "Kelito", "Sin Nombre" y "Lourdes" son típicos los "telescoping".

La composición del feldespato es sódica, variando su tenor de albíta entre 94 y 99 %. Representa volumétricamente el 90 % de la unidad (figs. 4, 6 y 8)

La muscovita, seleccionada, posee valor comercial y es notorio el aumento de tamaño hacia el límite interno de la zona.

El cuarzo por su parte se halla en poca cantidad rellenando los espacios intersticiales; su granulometría es fina y se presenta en granos bien redondeados.

granito gráfico

Esta unidad se presenta solamente en un cuerpo ("Desrumba") y posee tonalidad rosada; es apreciable a sim-

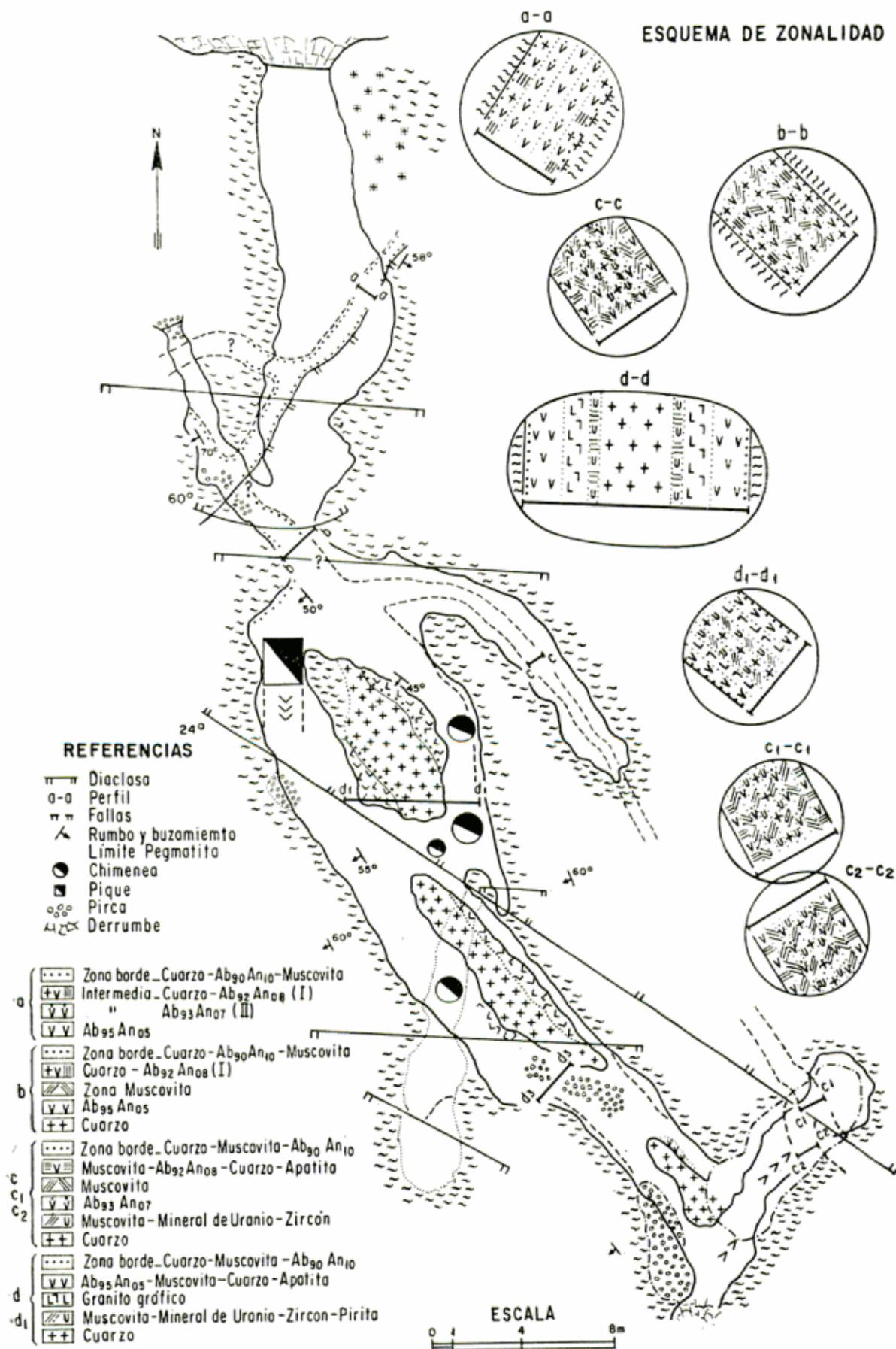


Fig. 5. — Estructura zonal en la pegmatita « El Desrumbé »

ple vista el intercrecimiento uniforme del feldespato y el cuarzo, estando ambos constituyentes en similar proporción (fig. 5).

microclino-plagioclasa-cuarzo-muscovita

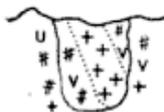
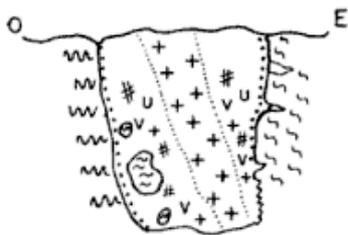
Esta asociación paragenética fue hallada en el mayor número de cuerpos,

En los cuerpos “Virgen de Cuyo” y “Libertad” forma la única zona intermedia.

La granulometría en esta unidad es generalmente gruesa. La plagioclasa es altamente sódica y sólo mantiene un tenor de Ab 92 %, en el cuerpo “Sin Nombre”. En los otros cuerpos donde las concentraciones sódicas son mayo-

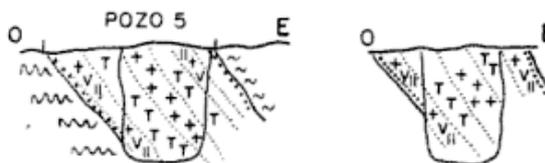
PEGMATITA “LA LIBERTAD”

DETALLE FRENTES

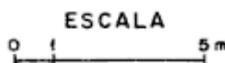
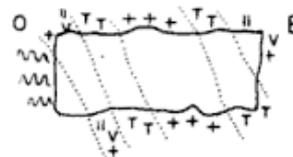


PEGMATITA KELITO

FRENTES



PERFIL NIVEL -30



REFERENCIAS

..... Zona borde

+ + + Zona central

~ ~ ~ Pliegues de arrastre

~ ~ ~ Gneiss ⊕ Xenolitos

V + U "LA LIBERTAD" ZONA INTERMEDIA

Microclino-Plagioclasa (Ab₈₆An₁₄)

Cuarzo-Muscovita - Uranio

|| + V "KELITO" ZONA EXTERNA

Muscovita-Cuarzo-Plagioclasa

(Ab₉₀An₁₀) - Apatita-Zircón

ZONA INTERMEDIA (TELESCOPING)

Plagioclasa (Ab₉₈An₀₂) - Muscovita - Cuarzo

Microclino-Muscovita - Cuarzo

Muscovita (cola de pescado) - Antunita

Fig. 6. — Corte transversal de las pegmatitas « La Libertad » y « Kelito »

y más frecuentemente es la portadora de mineral de uranio.

El microclino representa el 60 % del volumen de la unidad, le sigue la plagioclasa con un 20 %, el cuarzo 15 % y 5 % de muscovita, minerales de uranio y granate.

En la mina “Sin Nombre” se la halla formando un “telescoping” con una zona compuesta por *plagioclasa-muscovita-cuarzo* y en la zona de la mina “Angel” está solamente representada en la salbanda este.

res, el contenido absoluto es mayor: “Viejo Despeñado” Ab 96 %, “Angel” Ab 100 %, “Libertad” Ab 95 % y “Virgen de Cuyo” Ab 95 %.

El cuarzo es incoloro y se halla rellenando los espacios intersticiales.

La muscovita por su parte es escasa y presenta agregados “cola de pescado” entre cuyas láminas se halla mineral uranífero.

Algunos individuos de microclino presentan texturas pertíticas en forma incipiente.

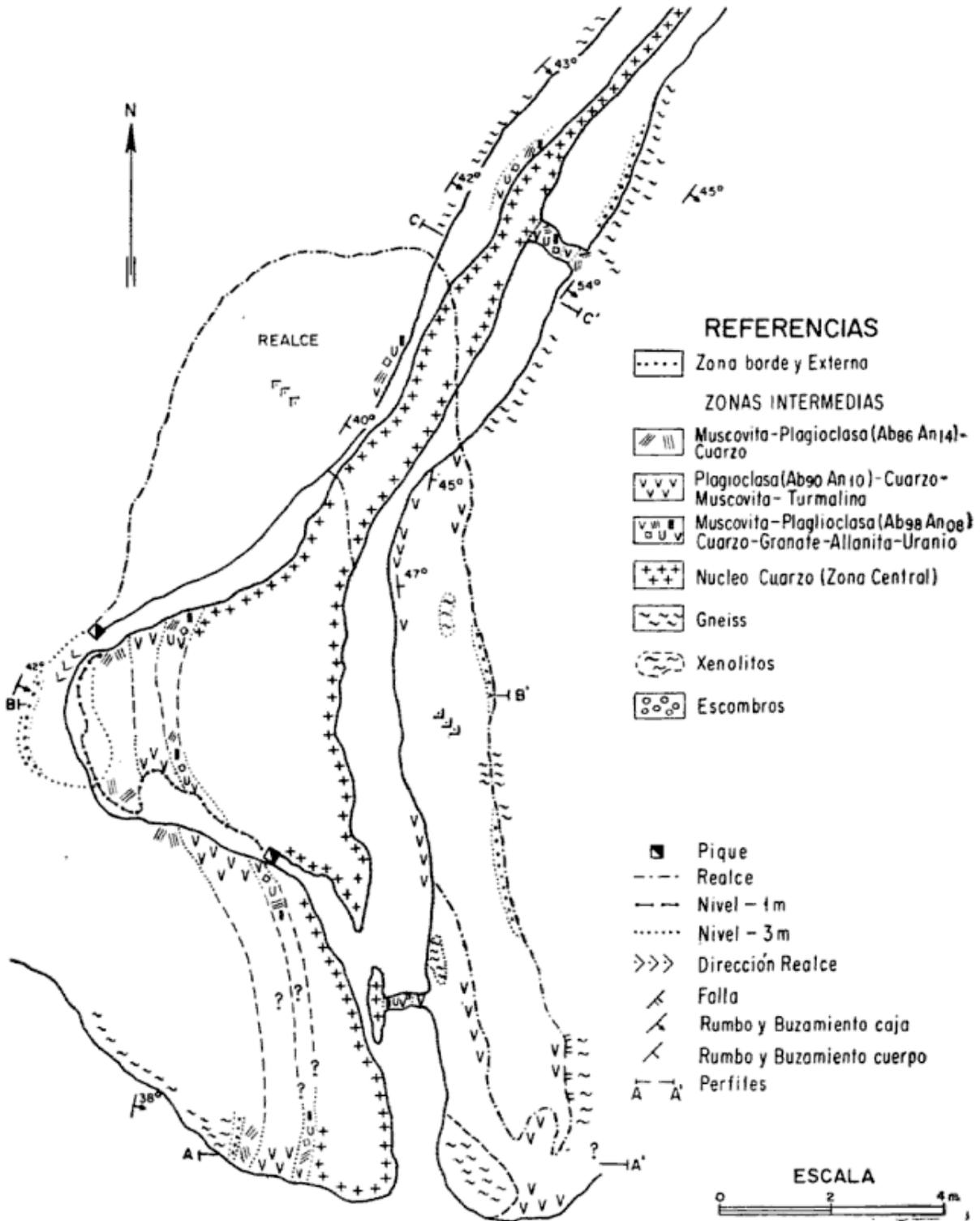


Fig. 7. — Estructura zonal en la pegmatita « Elsa »

muscovita-cuarzo-microclino

Esta asociación sólo se halla representada en el cuerpo "Viajo Despeñado".

Está compuesta volumétricamente por un 80 % de muscovita, 15 % de cuarzo y 5 % entre microclino y accesorios.

El primero de los componentes se presentan en agregados "cola de pescado", en donde otra vez se nota su relación con los minerales uraníferos.

El cuarzo se presenta hialino a semi-transparente, en granos gruesos y en íntima asociación con el microclino formando masas que aprisionan los grandes paquetes de muscovita.

perfitita-cuarzo-muscovita

macropertita-cuarzo-muscovita

Ambas unidades se tratan juntas por poseer idénticos componentes, sólo que la primera de las nombradas posee minerales uraníferos.

Respecto a la proporción de los componentes diremos que en un 90 % están representados por la unión íntima del *microclino* y *albita*, mientras que el resto se distribuye proporcionalmente entre los restantes componentes.

Vuelve a notarse, en esta zona, que la escasa presencia de minerales uraníferos, se relaciona con la muscovita.

cuarzo-muscovita-plagioclasa-microclino microclino-muscovita-cuarzo

Estas unidades se tratan juntas, por hallarse representadas en un solo cuerpo y formar un "telescoping".

Las proporciones relativas no pueden ser establecidas debido a la íntima mezcla de las zonas.

Los minerales presentes poseen una granulometría gruesa. La muscovita se presenta en agregados "cola de pescado" entre cuyas láminas se halló mineral uranífero (autunita).

La plagioclasa fue determinada como albita, con un tenor de 2 % de anortita. El microclino se presenta en cristales de hasta 5 cm de largo relleno junto con cuarzo, los espacios intersticiales.

plagioclasa-microclino-cuarzo-muscovita

Estas unidades han sido estudiadas por separado y conjuntas en el "telescoping" que forman en la parte sur del cuerpo "Ángel".

Se trata de zonas diferenciadas en el mismo cuerpo por la proporción de cuarzo y microclino; si bien podrían ser tomadas en conjunto, el autor, sobre la base a las proporciones establecidas en el cuerpo mediante un recuento de granos en un reticulado, pudo determinar una diferencia en la participación de los componentes y proceder a su separación zonal.

La plagioclasa presenta idéntica composición dada por Ab 94 % y representa, volumétricamente, el 70 % de los componentes. Estando el microclino en un 25 % representado en el sector E y un 16 % en el sector O y viceversa el cuarzo, quizás con una proporción un poco mayor en la segunda (17 %). En cuanto a la muscovita completa el balance porcentual.

El tamaño de los granos es variado; pero en general se podrían determinar como medianos.

Con respecto a la pegmatita "Ángel" posee otra zona formada por: *albita-microclino (en parte perfitico)-cuarzo-muscovita*, en el sector O del cuerpo, cuyas características son muy parecidas a las descriptas, salvo la composición de su plagioclasa que es albita 100 %.

Unidades de relleno

El material que lo compone en la mina "C^o Blanco" evidencia una alta proporción de cuarzo y plagioclasa (Al-

bita), con participación menor de muscovita y minerales accesorios (uraninita, uranofano, fourmarierita, autunita, columbita, tantalita).

El espesor de esta unidad es de 6 m y se dispone colindante con la zona central.

En el cuerpo "Angel" fue posible de-

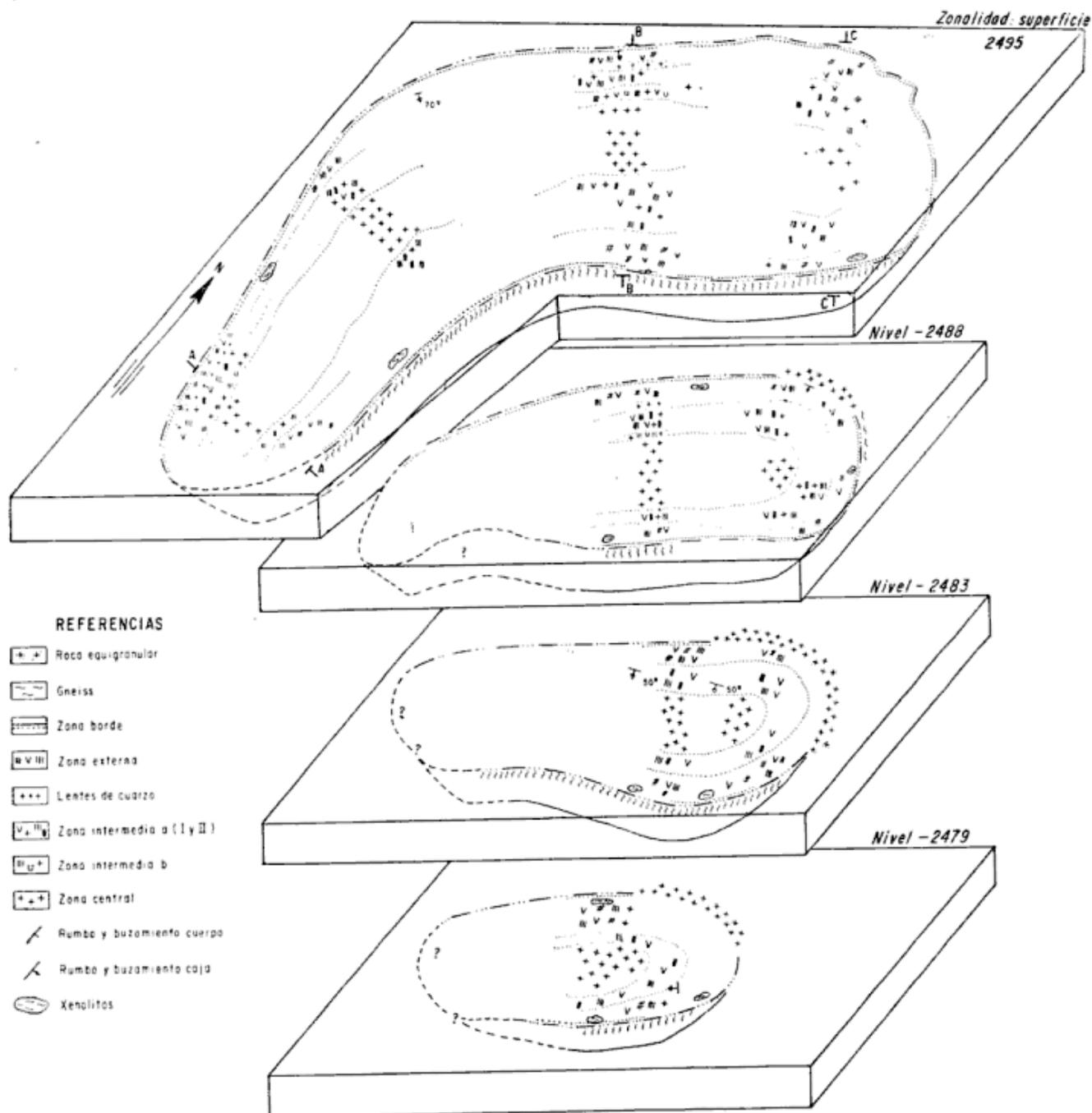


Fig. 8. — Interpretación de los diferentes niveles en la pegmatita « Lourdes »

Se observa, en el límite con la falla, la presencia de espejos de fricción, en los cuales las láminas de muscovita se hallan sumamente comprimidas y deformadas.

terminar una fractura rellena por muscovita, agregados "cola de pescado" y "miquilla" de donde se extrajeron bolsones de uranio de gran valor económico (Angelelli, inf. verbal).

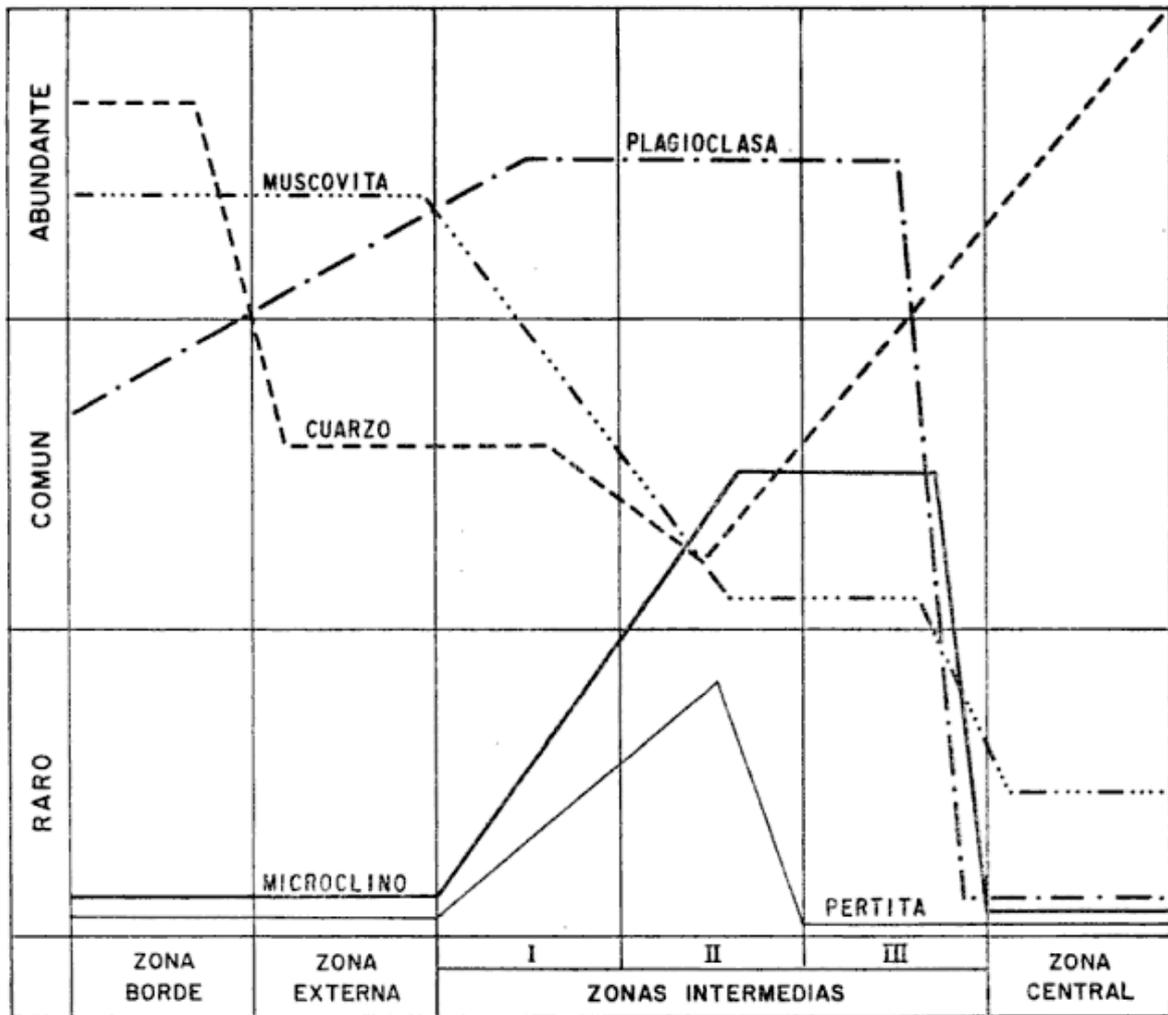


Fig. 9. — Distribución de los minerales comunes según su abundancia

CUADRO 6

Zonas intermedias no portadoras de minerales negros de uranio

Elsa.....	Ab 86 % - Muscovita - Cuarzo	Ab 90 % - Cuarzo - Muscovita
Desrumbé.....	Ab 95 % - Muscovita - Cuarzo - Apatita	Muscovita - Granito gráfico
La Selva.....	Ab 94 % - Cuarzo - Muscovita	
San José.....	Ab 88 % - Muscovita - Cuarzo - Granate - Hemattita - Apatita	
Viejo Despeñado	Ab 90 % - Cuarzo - Muscovita - Microclino	Ab 96 % - Cuarzo - Muscovita
C° Blanco.....	Macropertita - Cuarzo - Muscovita	
Ángel.....	Sector E: Ab 94 % - Microclino - Cuarzo - Muscovita	Microclino - Albita - Cuarzo - Muscovita
	Sector O: Ab 94 % - Cuarzo - Microclino - Muscovita	

Zona Central

La disposición de la zona del epígrafe en la gran mayoría de los cuerpos estudiados, se sitúa simétricamente con respecto a las salbandas, con excepción de la mina "C^o Blanco" y "Elsa", donde la posición es sub-central.

La composición en la totalidad de los casos está dada por cuarzo, de coloración blanco lechoso, el cual se presenta en agregados masivos.

La presencia de zonas centrales estranguladas y en parte moniliformes, se determinó en la pegmatita "Sin Nombre". En la pegmatita "Angel" se determinaron adelgazamientos y engrosamientos sucesivos.

En varios cuerpos, en el borde colindante con la zona intermedia, se ven pequeños núcleos de minerales uraníferos, como así también berilo y triplita, que en algunos sectores penetran en su masa.

VII. MINERALES PRESENTES, CONSIDERACIONES SOBRE ABUNDANCIA Y VALOR ECONOMICO (Figs. 9 y 10)

Los minerales comunes: *cuarzo*, *plagioclasa*, *microclino* y *muscovita*, se determinaron microscópicamente; en cuanto a la plagioclasa se empleó el método de Larsen, según lo presenta Foster (1955), procediéndose en algunos casos al control mediante la medición del ángulo de extinción de las maclas.

Algunos ensayos se realizaron aprovechando el método dado por Keith (1939) sobre la base de soluciones de cobaltinitrito en especial en el caso del granito gráfico. Las experiencias de Bailey y Stevens (1960) fue ensayada con buen resultado para la distinción del feldespató potásico y feldespató sódico, en especial para las micropertitas.

Cuarzo

Es el de mayor abundancia en los cuerpos estudiados, se encuentra en todas las unidades, estando sus mayores concentraciones en la zona de borde y central.

Se lo identifica en las zonas extra centrales por su granulometría fina a gruesa no superando los 30 cm de longitud, mientras que en las unidades centrales se han medido magnitudes de orden superior que lo ubican en la granulometría muy gruesa.

En cuanto a sus características físicas, es notorio que el cuarzo que se halla en la zona del borde y/o externa, es traslúcido, mientras que hacia el interior del cuerpo va perdiendo esa característica, tornándose color lechoso. Se observan pequeñas marcas indicadoras al parecer del escape de gas, como así cavidades pequeñas en donde fue posible hallar cristales de cuarzo.

Feldespató: microclino

Este mineral responde a características muy típicas en toda su exposición; presenta un color rosado pálido y sus agregados son altamente delesnables, salvo en donde se lo halló formando pertitas, en una íntima combinación con la albita.

Es abundante y se hace muy común en las zonas intermedias internas, siendo raro en las unidades del borde y/o externa; su granulometría llega a ocupar los primeros términos de la gruesa sin sobrepasar los 15 cm; se lo halló en cristales anhedrales y subhedrales muy imperfectos, siendo notorio que sus formas se perfeccionan con el tamaño.

En lo que hace al color, es digno de mencionarse que su tonalidad rosada, se hace más fuerte en el área pertítica y que en cambio disminuye hasta ser casi blanco grisáceo en las zonas intermedias más externas del cuerpo.

En cuanto a las pertitas típicas, fueron halladas únicamente en la mina "C^o Blanco"; las características son bien diferenciadas, pues mientras una es muy difícil de determinar a ojo desnudo (micropertita), la otra (macro-pertita) no lo es.

La disposición de las bandas de al-

bita neta con la zona del borde, donde la composición está dada por albita media.

En las zonas intermedias la variación se acentúa y los valores son altamente sódicos, que van en aumento hacia las zonas más internas donde se determinó albita 100 %.

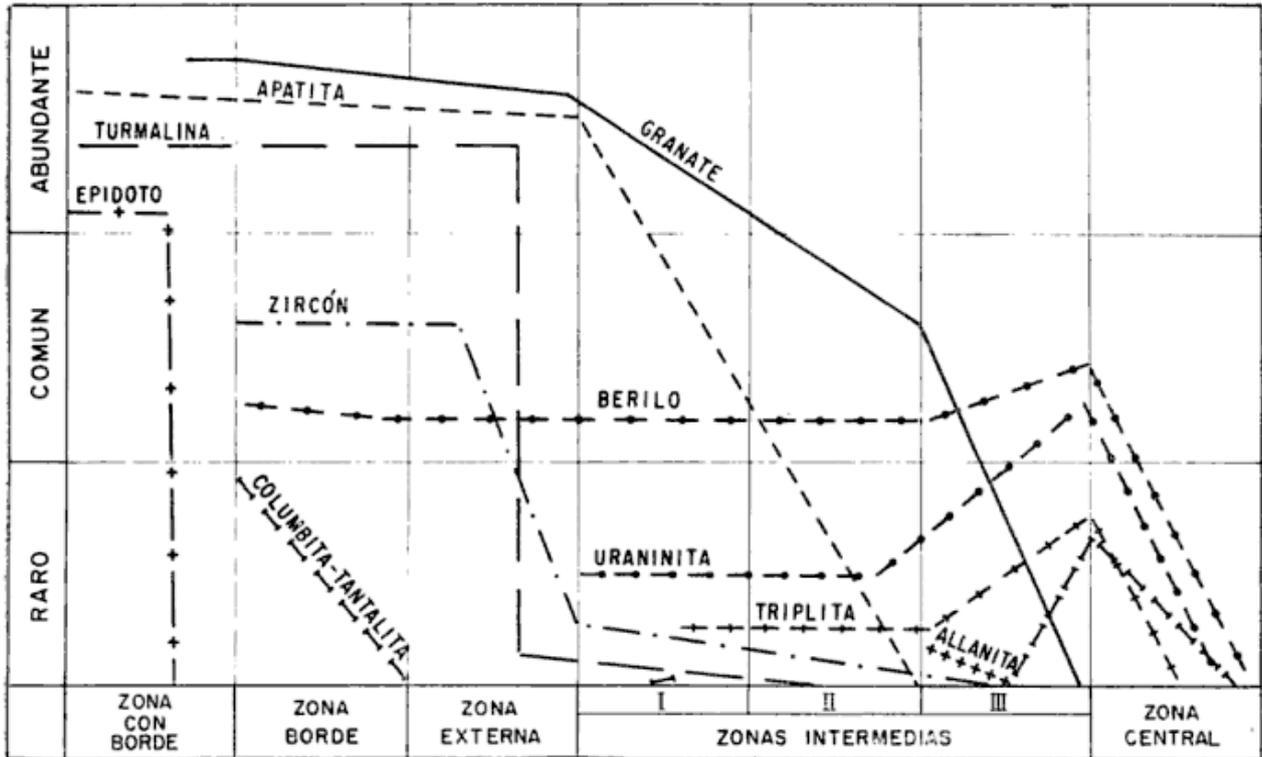


Fig. 10. — Distribución de los minerales accesorios según su abundancia

bita son concordantes con la foliación del cuerpo y lo hacen paralela al contacto, poseyendo espesores muy pequeños.

La proporción de albita con respecto al microclino en las pertitas estudiadas, dan un porcentaje que no llega a superar el 18 %.

Plagioclasa

Es este el mineral que proporcionalmente se encuentra en segundo término en orden de abundancia.

En la zona externa la composición es más sódica, salvo en aquellas en que es muy difícil establecer una diferen-

En las unidades de relleno "C^o Blanco", se lo halló con albita 100 % con textura sacaroide típica.

La coloración de todos los componentes de la serie isomórfica observada es blanca.

Muscovita

Es abundante en la zona del borde y/o externa, para declinar en la intermedia y ser justamente con algunos minerales accesorios, los únicos que acompañan al cuarzo en la zona central.

En cuanto a sus agregados, existen diversificaciones de valor; los hay *comerciales* y *no comerciales*; entre estos

CUADRO 7

Variación del contenido de anortita (%) en las plagioclasas de las pegmatitas del área

Minas	Zona borde	Zona externa	Zonas intermedias			Central
			1	2	3	
Angel	10	10	06	—	00	—
Sin Nombre.....	16	10	08	08	—	
Libertad			05			
Desrumbre.....	10	10	05			
Elsa.....	16	16	14	10	08	
Lourdes	13	08	06			
			01			
Kelito.....	10	10	04			
Viejo Despeñado	12	12	10	04		
San José	14	14	12	10		
La Selva	18	18	06	00		
Cerro Blanco	10	10	00	00		
Virgen de Cuyo	10	10	05			

últimos puede hacerse una subdivisión de agregados “cola de pescado” y “miquilla”.

Agregados Comerciales:

Es posible localizar bancos de muscovita de diferentes categorías comerciales: las hay con características semi-manchadas, sin manchas y también de otras calidades intermedias.

En el sector norte del área es notable la existencia de mica semi manchada, mientras que en el sector del C° Agustín (mina “C° Blanco”), (“Sin Nombre”), la hay traslúcida y sin mancha y al sur de este sector, carece de valor comercial.

Económicamente las concentraciones mayores de muscovita se hallan en la zona del *borde-externa* y ocasionalmente en la primera zona intermedia. Los agregados obtenidos en otras zonas no

justifican los gastos de explotación debido al tamaño de sus hojas, imperfecciones, etc.

En cuanto a la valorización económica de los depósitos de mica se ha seguido la técnica de Norton y Page (1956) basada en:

- 1) contenido total de mica;
- 2) contenido de mica recuperable;
- 3) contenido de láminas preparables para el comercio;
- 4) contenido de láminas comercializadas, y
- 5) calidad de estas últimas.

Sin presentar aquí una estadística detallada, se determinó que los yacimientos “Lourdes”, “C° Blanco”, “Sin Nombre” y “Elsa” poseen cantidades económicamente explotables.

Los yacimientos "La Selva", "Desrrumbe" y "Viejo Despeñado", no son económicamente explotables en la actualidad.

La mina "Kelito" se halla en exploración y por las evidencias de superficie, más lo determinado en los trabajos subterráneos, se supone halagüeña su explotación.

La mina "Angel" no presenta agregados comerciales.

Agregados no comerciales

"Cola de pescado": La forma de presentarse este tipo de agregado, es común no pudiéndose distinguir una secuencia a todas las pegmatitas que estudiadas, en su distribución, pero sí se puede afirmar que sus concentraciones son mayores en las cercanías de la zona central.

Se trata de agregados laminares dispuestos oblicuamente unos a otros, que dejan espacios libres, en los cuales se alojan a menudo minerales uraníferos.

"Miquilla" (punch) agregados de láminas pequeñas, se observa sin distribución precisa en todas las zonas de los cuerpos o rellenando fracturas ("Angel", "C^o Blanco").

Turmalina

La variedad determinada en todos los cuerpos es chorlita, que se halló como mineral accesorio, en la zona del borde y/o externa, pero raramente en las unidades intermedias.

En la zona de contacto con la caja al parecer alcanza cuantitativamente sus mayores volúmenes; se presenta en cristales de hábito prismático cuyos tamaños máximos no superan los 0,5 cm; observados bajo binocular, muestran caras bien definidas y muy estriadas, paralelas al eje *c*.

La distribución de este mineral es errática sin ordenamiento areal, pero con sus ejes mayores en la gran mayoría de los casos normales al contacto.

Apatita

Al igual que el mineral considerado precedentemente se ubica en la zona del borde y/o externa; se presenta en agregados granosos como también en pequeños cristales que presentan tonalidades verde claro.

El tamaño de los cristales no llega a sobrepasar los 0,8 cm y se disponen con su eje mayor normal al contacto pegmatita-caja.

Al microscopio, consiste en agregados aciculares de gran transparencia.

Zircón

Este mineral es muy raro en la generalidad de los cuerpos; suele encontrarse en la zona del borde, estando raramente presente en las zonas intermedias.

Se lo determinó microscópicamente como inclusión dentro del cuarzo, en donde se presenta en acículas muy cortas.

En el yacimiento "Desrrumbe" se le halló en pequeños cristales imperfectos, distribuidos erráticamente, acompañando a los minerales secundarios de uranio; su coloración es castaño pardo sumamente traslúcido. No fue posible determinar si posee o no radioactividad, ya que se halla muy mezclado con "gummita".

Granate

Este silicato es sumamente abundante en el contacto pegmatita-caja, como así también en las zonas del borde y/o externa, para ir gradualmente perdiendo importancia en las zonas más internas de los cuerpos.

Se presentan en diferentes aspectos, ya sea en agregados microcristalinos, en cristales aislados o en venillas de pequeño espesor ("C^o Blanco").

El tamaño que presentan los individuos aislados, oscila entre 1 a 2 cm, mientras que las venillas registran hasta 5 cm de espesor.

Su color varía entre las tonalidades roja a caramelo, tornándose pardo rojiza en las venillas, en donde también es apreciable la falta de transparencia.

La forma más común es dodecaedro o combinaciones de éste con icositetraedro.

El mineral en cuestión se asocia con frecuencia a triplita y a minerales de uranio ("C^o Blanco").

La variedad determinada es en todos los casos almandino.

Epidoto

Fue determinado como mineral accesorio abundante en el contacto con la roca de caja. No se lo observó en ninguna otra zona y se presenta con hábito columnar o también en agrupamientos masivos; su coloración es amarilla verdosa y posee una alta transparencia.

Allanita

El mineral del epígrafe pudo ser identificado solamente en la mina "Elsa"; no escapa la posibilidad de que se encuentre en otros yacimientos de la zona.

Se lo halló en cristales de hábito prismático de coloración pardo-rojiza, incrustados en la plagioclasa. Posee brillo submetálico y el tamaño de sus granos varía entre 0,2 y 0,5 cm de desarrollo. Se trata de una allanita, de acuerdo a la lectura del diagrama de rayos-X; no es radiactiva.

Berilo

Es uno de los accesorios de mayor valor económico; su distribución dentro de las pegmatitas es errática, pero abundando más en la zona del borde y en el contacto de las zonas intermedias con la central, en donde es compartido por ambas.

Se presenta en cristales de variado tamaño, los cuales acusan entre 1-12 cm de longitud ("C^o Blanco"); en la mina "Angel" fue posible medir un molde de 35 cm de sección transversal.

Angelelli y Varese (1947) y Cabeza (1951) citan guías de berilo en la mina "Angel", de hasta 30 cm de espesor de aspecto ímasivo, de la cual se obtuvieron 6 t de mineral.

La razón de haber sido explotada comercialmente hizo imposible su localización (Angelelli, información verbal, lo sitúa adosada a la zona central).

Los cristales de este alumino-silicato presentan una coloración verdosa a verde amarillenta, que en muchos casos se torna amarilla parda; los individuos de la mina "Angel" tienen una coloración verde azulada.

Sobre la base de las concentraciones evidenciadas en todos los yacimientos investigados, puede afirmarse que sólo "C^o Blanco", "Sin Nombre" y "Angol" ofrecen posibilidades en cuanto al aprovechamiento del berilo.

Triplita

En escasa proporción, su presencia fue identificada en las zonas intermedias y en el límite de éstas con la zona central ("C^o Blanco" y "Angel").

Se presenta en masas redondeadas, distribuidos desigualmente, cuyo tamaño no supera los 30 cm. Posee una coloración rojo carne, que se torna negra cuando se meteoriza. Su asociación más común es con minerales de uranio en especial "gummita" y "autunita" ("Angel" y "C^o Blanco").

Fosfosiderita o meta-estringita (?)

Se la determinó como producto de alteración de la triplita, formando aureolas de coloración azul violáceo o patinas dispuestas sobre los planos de discontinuidad o rellenando cavidades de la triplita.

Columbitas-tantalitas

Su presencia fue determinada solamente en las minas "Angel" y "C^o Blanco", en una distribución muy errática. Se las localizan en las zonas del borde en agregados de cristales pequeños; en otros sectores se presenta como masas de variados tamaños y las mayores concentraciones se pueden observar en la mina "Angel" en el límite de la zona intermedia con la central. Se muestra en agregados prismáticos cortos, de color negro, con brillo submetálico, son típicas sus fracturas concoidales.

Pirita

Su presencia es rara y en general se la halló en aquellos yacimientos que contienen minerales uraníferos con grandes aureolas de alteración, e igualmente sucede con la calcopirita.

La forma de presentarse es en pequeños cubos dentro de las masas de triplita; su coloración es amarilla y denota un alto brillo metálico.

Criptomelano (?)

Su identificación es insegura, lo que se debe al hecho de que el espaciado de rayos-X obtenido, no concuerda exactamente con los indicados en el A.S. T.M. No obstante, dadas sus características físicas, se lo clasificó tentativamente bajo esta especie.

Se presenta en agregados masivos de color negro y brillo sub-metálico y se trataría posiblemente de un mineral de alteración avanzada de la triplita.

Calcopirita

Es sumamente escasa; en pequeños cristales tetraédricos deformados, de color amarillo bronce, ubicados dentro de la triplita, fue encontrada en la mina "Angel".

Malaquita

Este carbonato, originado de la meteorización de la calcopirita, forma pequeñas impregnaciones de color verde brillante, en agregados botroidales o en forma granular y terrosa, en la mina "Angel".

MINERALES DE URANIO

Las especies correspondientes a los minerales de uranio determinados en este trabajo corresponden según la clasificación de Frondel (1958):

Oxidos:

Uraninita
"Gummita" (sin determinación)
Masuyita
Vandendriesscheita
Fourmarierita

Fosfatos:

Autunita
Meta-autunita

Silicatos:

Uranofano

La mineralogía del uranio en las pegmatitas es bastante simple, a una deposición de minerales primarios (óxidos) sigue genéticamente la hidratación de los mismos y subsecuentemente el depósito de silicatos, fosfatos y raramente vanadatos.

Estos últimos no fueron hallados en los cuerpos estudiados, ni son citados en la literatura correspondiente a esta área.

El uranio fue aportado en la fase pegmatítica principalmente como uraninita y en menor cantidad, como partícipe de la estructura de columbitas, tantalitas, triplitas y allanitas.

Por fenómenos de meteorización, la uraninita se altera a "gummita". De esta última, se originan compuestos tales como uranofano, autunita, meta-autuni-

CUADRO 8

Las zonas portadoras de mineral de uranio

Minas	Mineral de Uranio
Elsa.....	Muscovita - Ab 92 % - Cuarzo - Granate - « Gummita » - Uraninita - Uranofano - Allanita
Desrrumbe.....	Muscovita - Uraninita - « Gummita » - Uranofano - Zircón
La Selva.....	Muscovita - Plagioclasa - (Albita 100 %) - Cuarzo - Uraninita - « Gummita » - Uranofano - Autunita
San José.....	Ab 90 % - Cuarzo - Muscovita - Granate - Apatita - Uraninita - « Gummita » - Uranofano
Lourdes.....	Muscovita - Cuarzo - Uraninita - « Gummita » - Uranofano
Viejo Despeñado.....	Muscovita - Cuarzo - Microclino - Meta-autunita - Uraninita - Masuyita - Uranofano
Kelito.....	Microclino - Muscovita - Cuarzo - Muscovita (c. p.) - Autunita (no se hallaron hipógenos de uranio)
Libertad.....	Microclino - Ab 95 % - Cuarzo - Muscovita - Uraninita - « Gummita » - Uranofano - Autunita
C° Blanco.....	Albita 100 % - Cuarzo - Muscovita - Uraninita - Columbita - Tantalita - Fertita - Cuarzo - Muscovita - Berilo - Granate - Uraninita - Triplita Heterosita - Pirita - Fourmarierita
Angel.....	Albita - Microclino - Cuarzo - Muscovita - Triplita - Uraninita - Columbita - Tantalita - Pirita - Criptomelano - Calcopirita - Pirita - Malaquita - Autunita - Vandendriesscheita
Sin Nombre.....	Microclino - Ab 92 % - Cuarzo - Muscovita - Berilo - Autunita (no se hallan hipógenos de uranio)
Virgen de Cuyo.....	Microclino - Ab 96 % - Cuarzo - Muscovita - Uraninita - « Gummita » - Uranofano

ta, con el aporte de soluciones portadoras de sílice, calcio y fosfato. Este último elemento procede de la alteración de la triplita y apatita.

En cuanto hace a la posible explotación de los yacimientos del área por minerales uraníferos, cabe señalar que las concentraciones de los antes citados son pequeñas, y no justificarían ninguna inversión como mina de uranio en sí. Además la mayoría de las pegmatitas

estudiadas aquí, fueron exhaustivamente exploradas y explotadas a la vez, en 1944-1946 por la Dirección General de Fabricaciones Militares.

Uraninita

La uraninita constituye el principal mineral de uranio de las minas estudiadas; se presenta en cristales aislados o asociados, a veces muy circunstancial-

mente, con maclas de penetración; en otras ocasiones forman pequeñas masas de color negro verdoso, cuya dureza es 5 a 6.

Cuando se lo halla en cristales, éstos no superan los 2,5 cm, con una típica forma cúbica.

En todos los yacimientos se lo encontró acompañando a muscovita “cola de pescado” o “miquilla” y en algunos cuerpos se asocia al cuarzo en la zona central, como así también a las masas de triplita y granate.

Rodeando siempre en mayor o menor escala a la uraninita, se observan halos de alteración, los cuales son mayores en aquellos lugares en que se la ve asociada con sulfuros (pirita, calcopirita) ya que al parecer éstos aceleran el proceso de alteración.

“Gummitas”

Bajo este término se designa en forma genérica a una mezcla de diversos óxidos hidratados de U⁴ y U⁶, asociados generalmente a Pb, Ca, Ba, K, Na, etcétera, producto de la primera etapa de alteración de la uraninita.

De los estudios realizados en los últimos años, se conocen varias especies perfectamente diferenciables entre sí, mientras que aún subsisten dudas para otras, para las cuales se reserva el nombre de “gummita”.

Estas se presentan rodeando la uraninita como delgadas capas, las que a veces llegan a reemplazar las masas de aquélla. Su coloración es amarillenta hasta anaranjada.

Por medio de rayos-X, pudo identificarse las siguientes especies, como integrantes de las muestras de “gummita” estudiadas:

- Masuyita (“Viejo Despeñado”) .
- Vandendriesscheita (“Angel”)
- Fourmarierita (“C^o Blanco”)

CUADRO 9

Telescoping

Minas	Mineral de Uranio
Lourdes	Ab 94 % - Muscovita - Cuarzo - Apatita Ab 99 % - Muscovita - Cuarzo - Apatita
Kelito	Ab 98 % - Muscovita - Cuarzo - Cuarzo - Muscovita Ab 98 % - Microclino - Microclino - Muscovita - Cuarzo
Sin Nombre	Ab 92 % - Muscovita - Cuarzo - Microclino Ab 98 % - Cuarzo - Muscovita - Berilo - Autunita - Hematita - Apatita

Uranofano

Este silicato de calcio y uranilo hidratado de naturaleza supergénica, se lo encuentra envolviendo externamente a la “gummita”.

De color amarillo miel y brillo graso, se lo observa en pequeños agregados aciculares que se disponen radialmente alrededor de las masas de “gummita”.

Autunita y meta-autunita

Son fosfatos hidratados de calcio y uranilo; se muestran en pequeñas pero abundantes escamitas, tablillas o láminas de aspecto micáceo con secciones cuadradas o rectangulares; su brillo es sedoso y presentan un color amarillo limón, expuestos a la luz ultravioleta dan fluorescencia amarilla verdosa brillante.

CRITERIOS	SAN JOSÉ	VIRGEN DE CUYO	ELSA	DESRUMBE	SIN NOMBRE	LIBERTAD	LOURDES	LA SELVA	KELITO	V DESPEÑADO	Cº BLANCO	ANGEL
<u>DESPLAZAMIENTO</u>												
a) Ausencia de unidades en la roca de caja	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
b) Foliación de la roca de caja paralela al contacto	•	X	•	•	•	X	•	X	•	⊙	•	X
c) Pliegues arrastre flexuras etc; en la roca de caja (contacto)	X	X	X	X	X	X	X	•	X	X	•	X
<u>SIN DESPLAZAMIENTO</u>												
a) Reemplazo de la roca de caja por la pegmatita	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
b) Reemplazo	•	•	•	•	•	•	•	⊙	⊙	•	•	•
c) Contacto irregular, cortan sin disturbar la foliación de la roca de caja	•	⊙	•	⊙	•	⊙	•	⊙	•	⊙	•	•
d) La composición de la pegmatita se relaciona con la roca de caja	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
<u>FORZADO</u>												
a) Forma de la pegmatita (Irregular)	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	X	•
b) Los pliegues de arrastre sugieren introducción según una dirección	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	⊙
c) La pegmatita presionó hacia afuera la roca de caja	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
<u>PERMISIVO</u>												
a) Las pegmatitas siguen las líneas de tensiones regionales	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
<u>MOVILIDAD</u>												
a) "Xenolitos" roca de caja desorientados	•	•	X	X	•	•	•	•	•	•	•	•
a) "Xenolitos" roca de caja orientados	•	X	•	•	•	X	X	•	•	•	•	X
b) Zonación interna	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
<u>SIN MOVILIDAD</u>												
a) Relictos texturales o estructurales de una roca preexistente	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
b) Foliación cuerpo paralela a la caja a través del contacto discordante	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
<u>APORTE</u>												
2) Enriquecimiento de la roca de caja en constituyentes pegmatíticos	•	⊙	•	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	•	⊙	•	⊙
REFERENCIAS : • No observado X Presente ⊙ En parte												
De los criterios observados se desprende que los caracteres dominantes son : DESPLAZAMIENTO DE LA ROCA DE CAJA EMPLAZAMIENTO PERMISIVO MOVILIDAD DEL FLUIDO APORTE DEL MATERIAL PEGMATITICO A LA CAJA												

Fig. 11. — Caracteres presentes en el emplazamiento de las pegmatitas estudiadas del distrito Comechingones

VIII. MECANISMO DEL EMPLAZAMIENTO

El emplazamiento de los cuerpos, ha permitido establecer que la característica dominante del proceso ha sido el desplazamiento de la roca de caja con carácter permisivo en el desplazamiento, como así también la movilidad del fluido durante el mismo (salvo algunos sectores de los cuerpos "Kelito", "La Selva", "C^o Blanco", en que las evidencias reunidas indicarían falta de desplazamiento de la roca de caja).

Para explicar estos conceptos, se toman como definiciones las dadas por Chadwick (1958) respecto a los posibles desplazamientos de la roca de caja (fig. 11).

- 1) *Emplazamiento forzado*: la roca de caja fue movida hacia un lado por la pegmatita, simultáneamente con el emplazamiento de ésta.
- 2) *Emplazamiento permisivo*: es el condicionado a grietas pre-existentes, rellenadas por la pegmatita.

Es decir, que la diferencia entre el emplazamiento forzado y el permisivo, es la simultaneidad o pre-existencia del desplazamiento de la roca de caja, o sea que dicho movimiento puede ser o no consecuencia directa de la intrusión.

- 3) *Movilidad*: el material pegmatítico fue intruído como un cuerpo.
- 4) *Sin desplazamiento*: no hubo movimiento de la roca de caja.

Criterios usados para determinar el desplazamiento de la roca de caja

Los argumentos que se esgrimen para admitir el desplazamiento de la roca de caja, en el período del emplazamiento son los siguientes:

- a) *Foliación de la roca de caja*; paralela al contacto.

- b) *Presencia de fracturas, flexiones y pliegues de arrastre*; que se hallan presentes en la roca de caja y se concentran alrededor del cuerpo.

Los dos criterios expuestos son considerados como evidencias del desplazamiento de la roca hospedante del cuerpo pegmatítico.

Jahns (1952) y Walton (1955) consideran que una cabal secuencia de torceduras y pliegues de arrastre en la roca de caja, en las cercanías del cuerpo, indican evidentemente desplazamiento de la hospedante.

Si consideramos que la roca de caja modificó su estructura en las cercanías del cuerpo, es lógico suponer que de no haber actuado otro fenómeno del cual quedarían huellas, el causante de tales efectos ha sido el emplazamiento del cuerpo, lo cual se debe a la menor competencia de la metamorfita, ante la presión ejercida desde el cuerpo hacia afuera.

Una característica que se tuvo en cuenta para la determinación del desplazamiento fue la foliación de la pared de la caja, que se pliega formando pliegues de arrastre o pequeñas sinuosidades y que ya sea total o en parte, son colocadas paralelas al contacto con el cuerpo.

La presencia de "xenolitos" de la roca de caja en la masa del cuerpo, ha hecho pensar que el material fue evidentemente incorporado al fluido pegmatítico en una etapa anterior a su cristalización. Además, su posición actual difiere en cuanto a rumbo y buzamiento de la posición *in situ* de la caja, lo cual indica también que el fluido tuvo movilidad durante el emplazamiento.

La ubicación lineal de los "xenolitos" sobre el contacto indican que no estaban sueltos en la cavidad, sino que el fluido tuvo la capacidad necesaria para incorporarlos a su masa; la temperatura no debe haber sido muy alta en esta etapa, pues no están afectados metamór-

ficamente y sólo pudo ser observado en su contacto una cristalización de material aplítico de idéntica composición que la zona del borde del cuerpo.

Criterio usado para determinar el emplazamiento permisivo y/o forzado.
Movilidad

Del estudio individual de cada cuerpo surge que sus formas son regulares, notándose claramente en casi todos, la diferencia entre caja y cuerpo. Salvo en aquellos casos que procesos metasomáticos han actuado sobre un sector y por lo tanto se hace difícil saber dónde termina el cuerpo y comienza la caja (contacto difuso).

Es por eso que se considera que el emplazamiento fue permisivo en la generalidad de los cuerpos. No se descuenta que en algunos sectores, se observan efectos de emplazamiento forzado, como es el caso de la pegmatita de Cerro Blanco.

De por sí, no hay un límite neto entre las características de lo forzado y lo permisivo; algunos rasgos son compartidos y todo depende de las posibilidades de observación que se puedan realizar en el contacto del cuerpo con la roca de caja y de la magnitud de los fenómenos observados.

La movilidad de los xenolitos, de no ser por acción hidrodinámica, hubiese sido libre dentro de la cámara, tomando entonces otra posición.

La valorización de esta apreciación es dificultosa dentro del conocido esquema de la cámara cerrada, por lo cual, sin abrir juicio definitivo, puede suponerse que el movimiento magmático ha tenido importancia por lo menos durante la formación de las zonas donde se hallan los xenolitos.

De lo expuesto se desprende que los "xenolitos" fueron transportados por el magma permatítico y desplazados con respecto a su orientación primitiva.

Hutchinson (1955) atribuye la diferencia de orientación de las inclusiones

de la roca de caja dentro del fluido, a tipos móviles de emplazamiento.

Aporte

De las relaciones del contacto pegmatita-caja en algunos cuerpos, se desprende que ha habido un aporte de constituyentes pegmatíticos hacia la caja.

En especial fueron identificados minerales como turmalina y apatita, cuyos cristales se disponen normalmente al contacto.

Asimismo, comparativamente pudo establecerse un empobrecimiento del cuerpo en boro y un aumento de este cation en la roca de caja, sin que ninguna evidencia indique que este proceso tenga otro origen ("Desrrumbe", "Sin Nombre").

Otros ejemplos de aporte de minerales de las pegmatitas de la caja es la introducción en la foliación de plagioclasa, que imprime un aumento sódico a la componente normal de la caja ("Libertad", "Virgen de Cuyo").

El crecimiento de láminas de mica en la zona de contacto caja-pegmatita, se evidencia por un mayor tamaño de las láminas de ésta, comparándolas con las comunes de la metamorfita.

Un proceso que debe tenerse en cuenta, es el reemplazo del contacto por una unidad, producto de una fenómeno metasomático que da como resultado una roca de mezcla, en parte equigranular, de composición granítica ("La Selva", "Lourdes").

Interpretación genética

El estudio de las condiciones del emplazamiento de los cuerpos indican evidentemente ciertos caracteres destacables:

- a) desplazamiento de la roca de caja;
- b) carácter "permisivo" o "forzado" del emplazamiento (éstos últimos en menor escala);

- e) movilidad;
- d) aporte.

Del análisis de los mismos y de la búsqueda de los factores armónicos que los reúnen se desprende: el fluido pegmatítico rellenó una cavidad pre-existente, las fuerzas ejercidas por él durante el emplazamiento movieron la roca de caja, desplazándola y aumentando el tamaño de aquella cavidad.

La circulación del fluido, está comprobada por la disposición de los "xenolitos" en algunos casos, o por la foliación de las pegmatitas en otros, la que se dispone paralela al contacto y en todos los casos por la zonación de los cuerpos; criterios esgrimidos por Chadwick (1958) *para el emplazamiento móvil* en un proceso indistintamente *sin desplazamiento o con desplazamiento* de la roca de caja, en una cámara abierta.

De lo expuesto se desprende que en los cuerpos estudiados existió un complicado proceso, del que se deducen conceptos que si bien no se adaptan en total con lo clásico expresado por Cameron *et al.* (1949), se pretende explicar con el siguiente esquema:

El fluido se emplaza en una abertura pre-existente (cámara abierta) gozando de movilidad; comprobado por la posición de los "xenolitos", ya sea orientados con su eje mayor paralelo al contacto o por el cambio de posición en cuanto a su disposición "in situ", éstos se observan siempre en la zona del *borde y/o externa, nunca* más allá de ésta, en el interior del cuerpo.

La corriente traslativa pudo hacerlo circunvalando una cámara cerrada o circulando por una cámara abierta.

Si se considera el fluido, en una cámara cerrada, los movimientos convectivos hubieran dispersado los xenolitos en todo el cuerpo, lo cual no fue comprobado.

Si se considera una cámara abierta, el magma pegmatítico pudo haber in-

corporado los xenolitos observables, los cuales, dado su densidad similar con dicho magma y considerando la menor velocidad de la corriente, en el contacto con la roca de caja deben haber soportado un desplazamiento mínimo, impedido en mayor grado por el comienzo de la cristalización de las zonas borde y/o externa.

Villar Fabre *et al.* (inédito, 1957) al estudiar las pegmatitas del Valle Fértil (San Juan), ya contempla la posibilidad de que esos cuerpos se hayan emplazado en un canal abierto, por el cual circula el magma pegmatítico.

No se descarta la posibilidad de que, iniciada la cristalización, se cierre la cámara y el líquido que ya posee una viscosidad más alta y está enriquecido en sodio, forme las plagioclasas ricas en este catión, como se observa en todas las zonas intermedias.

Con respecto al aporte es dable determinar en varios cuerpos un proceso de enriquecimiento de constituyentes pegmatíticos en la roca de caja, en especial de los poseedores de boro.

En lo que hace al esquema de Cameron *et al.* (1949), respecto al significado de las zonas y generalizaciones, podemos concordantemente afirmar:

1º Las zonas de las pegmatitas estudiadas representan crecimiento de cristales, depositados como capas sucesivas, que reaccionan o no con la roca de caja, dando en los primeros dos tipos de procesos:

- a) Metasomatismo (roca equigranular de mezcla de composición granítica);
- b) inyección mecánica a través de los planos de foliación de la roca de caja.

2º Producido el cierre de la cámara y la cristalización de la zona del borde y/o externa, los fenómenos que se desarrollaron, son los típicos de la cristalización fraccionada.

- 3º No se observaron reemplazos de minerales o de zonas por minerales o grupos de éstos; las variaciones anotadas en la secuencia, son productos de relleno de fracturas sin reemplazo de las paredes y están controladas internamente por la pegmatita.
- 4º No hay en los cuerpos estudiados grandes diferencias, sólo variaciones proporcionales de los componentes, lo cual es función de la composición inicial del líquido y de la presencia de mayor o menor proporción de los componentes.
- 5º En todos los cuerpos se comprobó un aumento de tamaño en el grano de los componentes hacia el interior del cuerpo, como también un valor más sódico de las plagioclasas en igual sentido.
- 6º "Telescoping".

Fundamentalmente su origen se explica como la reacción de una zona con el líquido residual, en una cristalización sin diferenciación.

Fracturas rellenas, su posible origen

La fractura rellena observada en el cuerpo "Cº Blanco", en las zonas intermedias colindantes con la zona central, se halla prácticamente controlada por una falla, la cual evidentemente no sobrepasa los límites del cuerpo, razón que obliga a considerarla interna del cuerpo; la cavidad fue rellena posiblemente por un producto que cristalizó posteriormente.

Fractura observada en la mina "Angel"

Los factores que han desencadenado el proceso son ajenos al cuerpo, pues se trata de una falla posterior a la pegmatita que trituró y molió los componentes de ésta.

No ha habido aquí aportes de líquidos, sino efectos comunes a toda falla.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V. y Varese, F. J. (1947). *Exploración geológico-minera de las pegmatitas uraníferas de la sierra de Comechingones, Córdoba y San Luis, D.G.F.M.* Buenos Aires (Inédito).
- Angelelli, V. (1950). *Recursos minerales de la República Argentina*. Rev. Inst. Nac. de Invest. Cienc. Nat. Tomo II.
- Bailey, E. y Stevens, R. (1960). *Selective staining of K feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections*. Amer. Min. Vol. 45.
- Beder, R. (1916). *Estudio geológico e hidrogeológico en los alrededores de Villa Dolores (Pcia. de Córdoba)*. Bol. Dir. Gral. de Minas, Ser., B nº 14. Buenos Aires.
- Cabeza, I. (1951). *Contribución al conocimiento de las pegmatitas de la sierra de Comechingones, Córdoba*. Tesis Univ. Nac. de La Plata (Inédito).
- Cameron, E. N.; Jahns, R. H.; McNair, A. H. and Page, L. R. (1949). *Internal structure of granitic pegmatites*. Econ. Geol., Mon. 2.
- Catalano, L. R. (1940). *Los radioelementos y la constitución atómica corpuscular de la materia y energía. Yacimientos argentinos de minerales de radio, uranio, vanadio, niobio, tantalio*. Buenos Aires.
- Chawick, R. (1958). *Mechanical of Emplacement of the pegmatites*. Bul. Geol. Soc. of Am. V. 89 - July 1958.
- Foster, R. W. (1955). *Simple Method for the determination of plagioclase feldspars*. Am. Min. V. 40.
- FrondeL, C. (1958). *Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium*. U. S. Geol. Surv. Bull. 1064.
- Hutchinson, R. W. (1955). *Preliminary report on investigations of minerals of columbium and tantalum and of certain associated minerals*. Amer. Min. V. 40.
- Jahns, R. H. (1952). *Pegmatite deposits of the White Picacho district, Maricopa and Yavapai Countries, Arizona*. Univ. Ariz. Bull. V. 23, nº 5.
- Keith, M. L. (1939). *Selective staining to facilitate Rosiwal analysis*. Am. Min., Vol. 24, nº 9.
- Methol, E. J. (1946). *Estudio geológico económico del Cº Champaquí (Pcia. de Córdoba)*. Tesis Univ. Nac. de La Plata (Inédito).
- Methol, E. J. (1949). *Descripción geológica de la hoja 22 h Santa Rosa*. (Inédita).
- Norton, J. J. and Page, L. R. (1956). *Methods used to determine grade and reser-*

- ves of pegmatites*. Reprinted from Mining Engineering. April 1956.
- Page, L. R. and others (1953). *Pegmatite investigations, 1942-1945 Black Hills, South Dakota*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 247.
- Olsacher, L. (1949). *Explicación de la hoja Geológica 21h C° Champaquí*. (Inédita). D. N. G. y M.
- Rigal, R. (1938). *La minas de columbita y tantalita y el descubrimiento de minerales de uranio radioactivos en la Cañada de Alvarez (Dpto. Calamuchita), Córdoba*. D. N. M. y G. Bol. nº 45. Buenos Aires.
- Villar Fabre, J.; Santomero, M. y Lucero, H. (1957). *Los minerales de torio en la Argentina*. (Inédito), C. N. E. A. Buenos Aires.
- Walton, M. (1955). *The emplacement of granite*. Am. Jour. Sci. V. 253.

Recibido el 19 de abril de 1968.

PROFESOR INGENIERO JORGE MUÑOZ CRISTI

En Santiago de Chile, ha fallecido recientemente el profesor de la Universidad de esa capital, el ingeniero de Minas y Geólogo de elevada reputación Jorge Muñoz Cristi.

Su larga y profícua actuación profesional, desarrollada en Bolivia y su país natal, cobró relieve ponderado por la seriedad e importancia de sus trabajos, realizados a través de cuarenta años, lapso durante el cual actuó en la investigación y dirección técnica de empresas mineras, para incorporarse luego a la enseñanza universitaria, donde le fue dado contribuir a la formación de geólogos e ingenieros de minas de Chile, que hoy contribuyen al acentuado avance de esas especialidades en el país transandino.

El prestigio profesional de este universitario chileno, que trascendió el ámbito de su país natal, dieron lugar a que su nombre fuera postulado para distintas y honrosas distinciones, que pudo cosechar dentro y fuera de Chile.

La Asociación Geológica Argentina, valorando su prestigiosa personalidad como profesor universitario, como geólogo investigador e ingeniero de minas, propuso su nombre a la Asamblea de 1966 para incluirlo como Miembro Correspondiente en la nómina de eminentes investigadores de las Ciencias de la Tierra y su incorporación en tal distinción quedó resuelta por unanimidad, como expresión de reconocimiento a los méritos que le distinguieron. Su deceso troncha el desarrollo de una obra que había de ser aún muy fecunda y cuando podía esperarse una contribución de señalados méritos tanto en la investigación como en la formación de profesionales y científicos.

LA DIRECCIÓN.

CORRIGENDA

En el Tomo XXII, n° 3, página 124, segunda columna, línea 43, del trabajo STIPANICIC, P. N., *Consideraciones sobre las edades...* etc., donde dice: "de pisadas de reptiles de edad..." debe leerse: "de restos de peces de edad..."

En el trabajo de M. A. LEVERATTO sobre *Geología de la zona al oeste de Ullún-Zonda, borde oriental, etc.*, aparecido en el tomo XXIII, n° 2, en pág. 146, 2ª columna, 5º renglón, y pág. 148 2ª columna, renglón 25, donde dice: km 35-35,500, debe leerse: km 33-33,500;

En el perfil II-II a la formación que se encuentra entre las fallas le corresponde la rastra del Miembro Tobáceo de la Formación Albarracín en lugar de la de las Lutitas Verdes y Moradas.

Se han cometido algunos errores ortográficos en la transcripción de los nombres de los fósiles que figuran en las págs. 136 y 137. A continuación se dan las listas completas con los nombres corregidos:

pág. 136

Atrypina acutiplicata Kayser.
Clarkeia antisiensis (d'Orb.).
"Chonetes" *fuertensis* Kayser.
Tentaculites sp.

pág. 137

Orbiculoidea baini (Sharpe).
Schellwienella inca (d'Orb.).
Schellwienella cf. *S. sullivanii* (Sharpe).

Australospirifer sp.
Australospirifer kayserianus (Clarke).
Australocoelia tourteloti Boucot y Gill.
Lingula lepta Clarke.
Cryptonella? *baini* (Sharpe).
Pleurothyrella knodi (Clarke)?
Chonetes falklandicus Morris y Sharpe.
Scaphiocoelia boliviensis Whitfield.
Orbiculoidea collis Clarke?
Bucanella laticarinata Knod.
Bellerophon globosus Knod.
Skolithos.

LA FALLA « ABRA DE LA VENTANA » EN LAS SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

POR ARTURO J. AMOS Y CARLOS M. URIEN
Museo La Plata y Servicio de Hidrografía Naval

RESUMEN

Se describe una faja de brechas, cataclasitas y milonitas ubicadas en la zona del "Abra de la Ventana". Esta faja representa según la interpretación dada aquí, una falla transcurrente.

ABSTRACT

The presence of breccias, cataclasites and mylonites at "Abra de la Ventana" are interpreted on field evidence as produced by a strike-slip fault.

1. INTRODUCCION

Recientemente, con motivo de los trabajos de pavimentación de la ruta Olavarría-Bahía Blanca (por Tornquist) se ha observado en la zona del Abra de la Ventana, en las Sierras Australes, una serie de rocas autoclásticas, antes cubiertas por detrito y suelo. Estas rocas intensamente deformadas y trituradas, forman una faja angosta y alargada en dirección E-O. El hallazgo de estas rocas en rodados fluviales había sido comprobado en un arroyo en las cercanías de la Estancia Las Vertientes hace ya unos años y es por ello que resulta de interés adelantar, en esta breve nota, la noticia de su presencia "in situ", pues desde el punto de vista estructural configuran un rasgo curioso y excepcional en el ambiente de las Sierras Australes.

En páginas que siguen hemos de dar una breve descripción de la zona de deformación y sus rocas autoclásticas en los cortes del nuevo camino. Desde la fecha de presentación de este escrito las obras de pavimentación han modi-

ficado los cortes ilustrados (ver fig. 2, perfiles). Esta faja se observa desde el extremo este, en la zona llamada "El Portillo", hasta el primer puente del camino en la pendiente occidental de la sierra (fig. 2).

La presencia de una zona de cataclasis en el "Abra" implica la localización de una superficie de alto valor del esfuerzo de sisa y por ende una fractura. Esta estructura está orientada oblicuamente a los ejes de plegamiento de primer orden. Es de notar que las sierras carecen de fallamiento, pero sí son frecuentes las fracturas de pequeño rechazo y roturas de charnela íntimamente relacionadas con el plegamiento. Estas, son de carácter local y posiblemente consecuencia de anisotropías de planos de estratificación. Por ello es increíble como en un área tan extensa, donde aflora un conjunto de rocas paleozoicas tan espesas, no es común hallar fallas, salvo las apuntadas más arriba y las mencionadas por Cucchi (1966), que de ninguna manera modifican la definición dada por Harrington (1947) para estas sierras. Es decir, ellas representan un

ejemplo típico de un plegamiento puro sin fracturación, que indica un comportamiento altamente dúctil (Donath & Parker, 1964). Teniendo en cuenta el tipo de roca y la ausencia de mineralización o fluidos intersticiales¹, el plegamiento ha debido producirse en condiciones de alta presión confinante y durante un tiempo relativamente largo. Ambos factores son coadyuvantes para

nado granitos y riolitas deformadas en la zona del Cerro Pan de Azúcar, representados por filonitas y rocas gnéissicas en su faldeo este, quizá relacionados con los rodados deformados del Conglomerado La Lola. Los clastos de este último presentan estructuras de mosaico hasta milonitas. Otros granitos presentan estructuras cataclásticas y principios de milonitización como en una

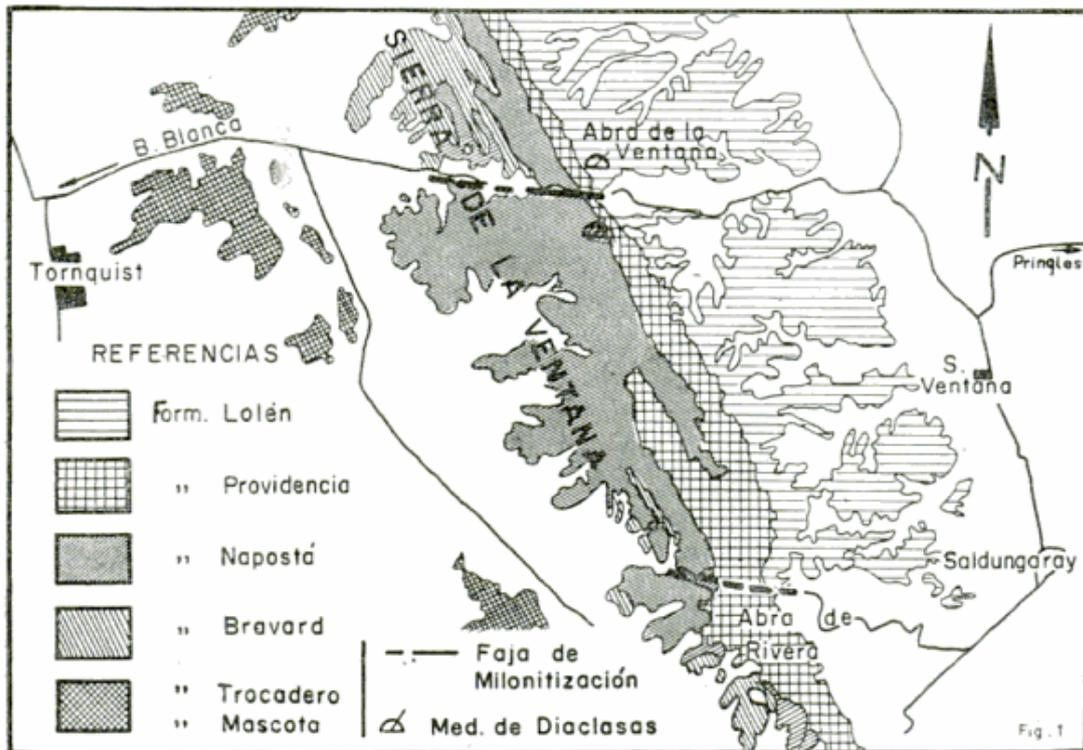


Fig. 1. — Ubicación de la Falla «Abra de la Ventana» en las Sierras Australes

lograr una deformación por flujo plástico sin llegar a la ruptura. Resulta por lo tanto lógico, de acuerdo con los argumentos que se verán más adelante, que la falla "Abra de la Ventana" sea consecuencia del comportamiento mecánico del conjunto plegado, "a posteriori" del climax de la deformación.

Zonas de cataclasis, brechamiento y milonitización, no son frecuentes en las Sierras Australes, al menos no lo son en la extensión y espesor comparable con la del "Abra". Así, se han mencio-

cantera al este de Dufaur, y en el Cerro Colorado al sur de la Laguna de las Encañadas. Schiller (1930) ha mencionado brechas en el Cerro Tres Picos y en la Sierra Cortapié. La relación entre estas áreas de deformación y la que se describirá a continuación, no ha sido establecida. Podemos mencionar que Cucchi (1966) ha indicado la presencia de fallas inversas de alto ángulo en el contacto Basamento Cristalino y Conglomerado La Lola en el Cerro San Mario y del Corral sobre la base de criterios petrofábricos.

Se ha mapeado con detalle la zona del "Abra" con el objeto de determinar el espesor y extensión de la zona de mi-

¹ Harrington (1947) anota que las manifestaciones magmáticas son muy escasas y restringidas a venas y venillas de cuarzo hidrotermal.

lonitización (fig. 2) y relacionar a esta faja con las estructuras mayores y sistema de diaclasas (fig. 1 y figs. 7 y 8). No ha sido nuestra intención efectuar un estudio minucioso de las tectonitas aflorantes, esperando que esta breve nota estimule el análisis microscópico más detallado de estas rocas.

Los autores agradecen al Dr. B. J. Quartino las críticas al manuscrito y el examen microscópico de las rocas deformadas.

2. CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS

Desde el punto de vista litológico no se ha observado nada distinto, en cuanto a las unidades aflorantes, que no haya sido descrito por Harrington (1947). De tal manera que las líneas que siguen representan una breve recapitulación de la estratigrafía de las unidades aquí aflorantes y descritas por aquel autor. Estas son: Formación Napostá, Formación Providencia, Formación Lolén y el llamado "Conglomerado Rojo".

La *Formación Napostá* está integrada por 400 m de areniscas cuarcíticas de grano fino muy homogéneas y compactas de colores blanco lechoso, blanco grisáceo y blanco débilmente rosado o celeste. Posee una fina laminación cruzada estratificada en bancos gruesos.

La *Formación Providencia*, de 200 a 300 m de espesor, en concordancia sobre la anterior, se compone en su mitad inferior por lutitas y limolitas rojizas y verde-oscuro. La mitad superior está compuesta por areniscas cuarcíticas compactas estratificadas en bancos gruesos de grano fino, de colores gris blanquecino, ahora secundariamente pigmentadas de rojo, rosado y rosado amarillento hasta pardas y bayas. También se encuentran intercalaciones de limolitas y arcilitas rojizas y verdes.

La *Formación Lolén* se compone de 450 m de areniscas micáceas con intercalación de lutitas. Las areniscas son

de colores pardo amarillento, gris claro, gris verdoso, verde amarillento y verde azulado hasta tonalidades rojizas. Pasan a veces a finos y conglomerados y a subgrauvacas. Las lutitas son de colores gris oscuro hasta gris negruzco.

El "*Conglomerado Rojo*" aparece en la zona del Abra por debajo de los sedimentos areno-arcillosos del Plioceno, yaciendo sobre una superficie irregular labrada en rocas de las Formaciones Providencia y Napostá. Se trata de un conglomerado brechoso color rojo oscuro a morado con bloques que varían entre 0,5 a 1,2 m dispersos en una matriz de grano grueso con clastos de tamaño variable, angulosos, fuertemente cementados y teñidos de óxido de hierro. Los clastos, tanto de la matriz, como los bloques, son por lo general de cuarcitas y milonitas y bloques de brecha (fig. 3). Harrington (1936) informa que el cemento es fuertemente silíceo. Los planos de erosión sobre el cual se asienta esta unidad en los dos afloramientos del Abra están inclinados al noreste.

Es indudable que este conglomerado es idéntico al que Harrington (1936) denominó "Conglomerado Rojo" y que representa un remanente de falda cuyos restos se observan hoy en los flancos de las Sierras de la Ventana, Curamalal y Bravard, no así en las Sierras de Tunas y Pillahuincó. Estos restos se encuentran en las sierras citadas en cotas no superiores a los 650 m s.n.m. y no inferiores a los 400 m s.n.m.

3. ESTRUCTURA

La estructura de esta parte de la sierra, tal como ha sido definida por Harrington (1947), correspondiente a las Formaciones Napostá, Providencia y Lolén, responde a un tipo de plegamiento similar y disarmónico. Las estructuras de plegamientos mayores, es decir las de primer orden, no son directamente observadas por su gran longitud de on-

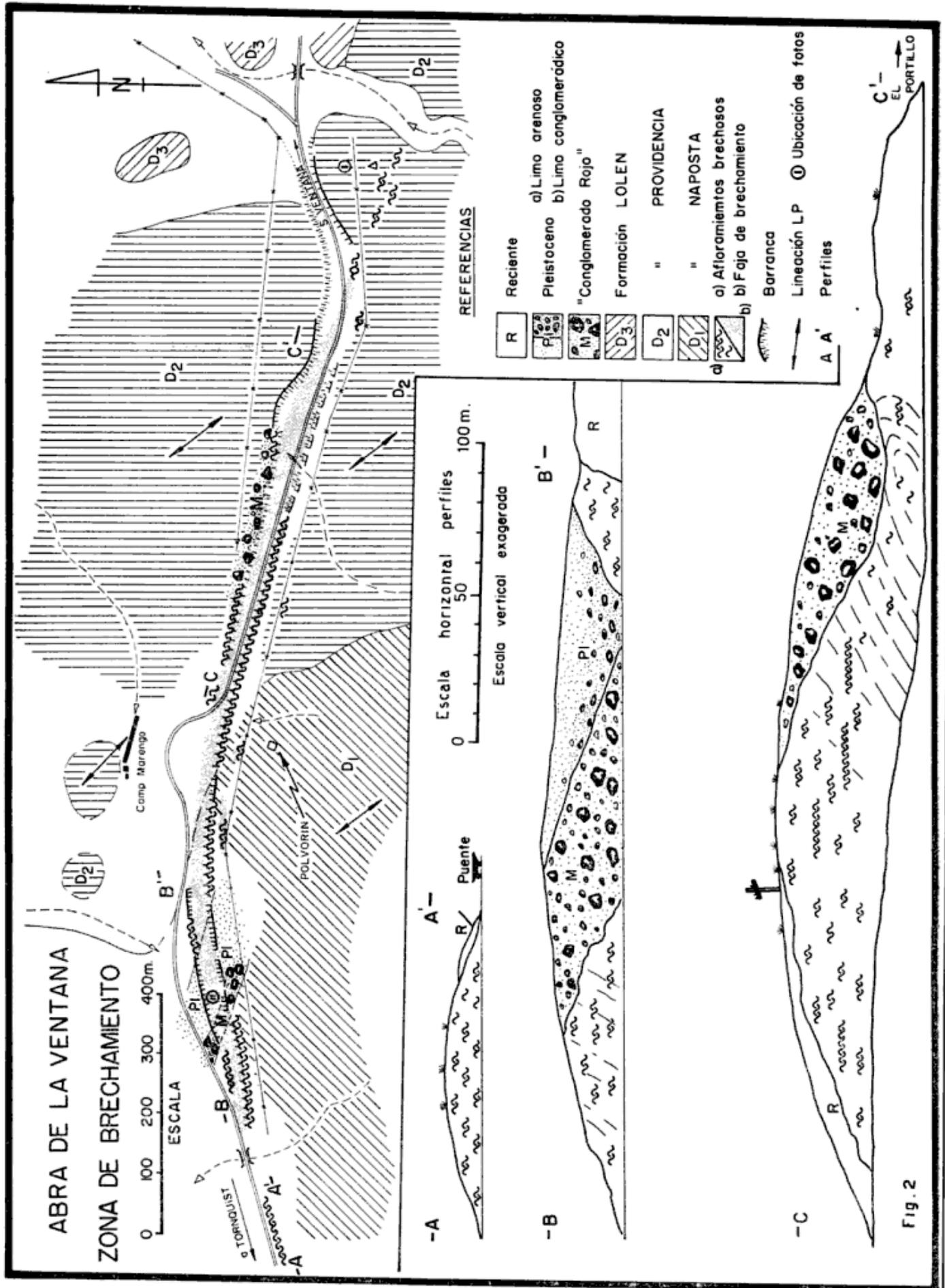


Fig. 2

da en comparación con la reducida extensión de la zona. Pero sí es evidente el plegamiento de orden superior cuyos ejes poseen aquí una orientación N 25° a 35° y cuyos planos axiales están inclinados al SO. Para más detalle remitimos al lector el trabajo de Harrington (1947), en especial su capítulo sobre estructura.

A ambos lados del "Abra" las líneas estructurales más importantes no varían de orientación, ni sufren desplazamiento, al menos no son sensibles cambios

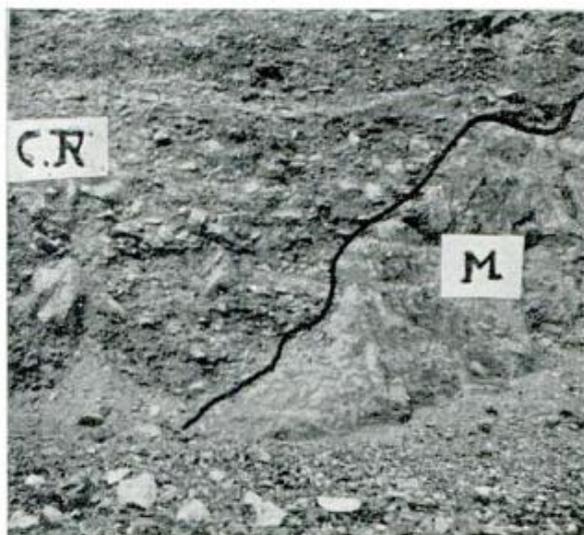


Fig. 3. — El «Conglomerado rojo» (C. R.) sobre las rocas deformadas (M) en el corte del camino de la pendiente occidental del «Abra».

en la orientación o buzamiento de los ejes o planos axiales. La superposición del plegamiento de orden superior, sobre los pliegues primarios y secundarios hace que la continuidad, o discontinuidad, tanto al norte como al sur del Abra no sea, en efecto, muy clara. Más aún, el valle transversal, tapizado con sedimentos modernos, oscurece estas relaciones.

La zona de brecha y milonitización

La extensión visible de la zona de brechamiento alcanza en dirección E-O, unos 1.500 m. Se la puede seguir desde las cercanías de "El Portillo (fig. 4), a

través del "Abra", hasta el primer puente en la pendiente occidental de la Sierra. Obviamente se la observa en los cortes del nuevo camino, en especial en los correspondientes al lado sur del Abra. El ancho de esta faja es algo variable: en el portezuelo llega a unos 70 a 80 m; al Oeste, la faja puede ser aún mayor, pero está ahora sepultada por sedimentos recientes y material removido por los trabajos de pavimentación. Las medidas de la faja deformada dadas más arriba, no son de ninguna manera

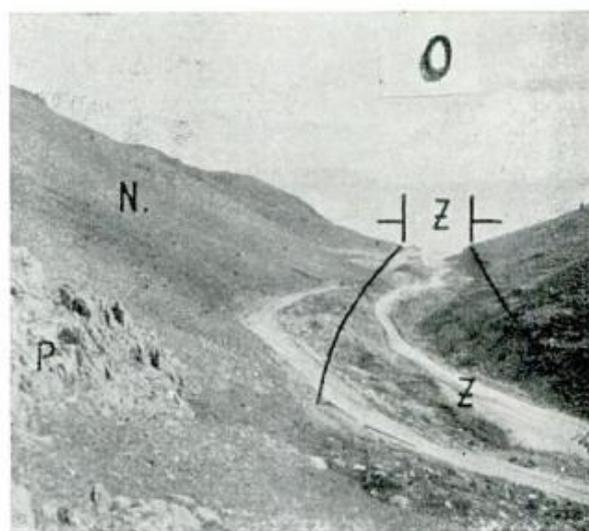


Fig. 4. — Vista de la faja de brechamiento (Z) desde El Portillo hacia el oeste: N, Formación Naposta; P, Formación Providencia.

reales, sino que representan valores mínimos. Es muy posible entonces que la zona de deformación sea mucho más ancha, ya que la deformación y en consecuencia las estructuras de deformación disminuyen en sentido perpendicular al plano teórico. Sus límites son entonces algo irregulares y transicionales. Por otra parte, rocas con estructuras cataclásticas son frecuentes en zonas no muy alejadas de esta faja.

Las rocas brechosas y cataclásticas halladas en esta faja, varían desde brechas gruesas (crush-breccias), brechas de cataclasita, cataclasitas friables y masivas a milonitas finas o porfiroclásticas (véanse figs. 5 y 6).

Estas rocas son de colores gris blanquecino a gris rosado, muy friables a veces, pero también fuertemente consolidadas. Los granos de cuarcita más oscuros y opacos se distinguen en ocasiones a simple vista de la matriz fina y



Fig. 5. — Fotomicrografía de una milonita porfiroclástica del Abra de la Ventana. Adviértase los fenoclastos de cuarzo con extinción ondulosa-fragmentosa, entre los cuales se dispone muscovita y mortero cuarzoso. La muscovita forma laminas delgadas paralelamente a la fluidalidad dada por la elongación de los fenoclastos. Analizador intercalado $\times 50$.

blanca. La brecha por otra parte está muy pigmentada, de color rojo a rojo pardo, con clastos grandes y angulosos.

La faja de trituración parece desaparecer hacia el este. Ya en el ambiente del Portillo, al sur del camino, es frecuente encontrar delgadas bandas brechosas, no mayores de 70 u 80 cm dispuestas en forma discontinua, como también gran cantidad de superficies estriadas y espejos de fricción. La orientación de estos planos es al azar, no pudiéndose verificar una orientación preferida, como tampoco es constante la dirección de estriación.

En el detalle petrográfico hay variedad del grado y tipo de deformación cataclástica y más aún indicios claros de la lógica recurrencia de los movimientos causantes de esos fenómenos.

La pigmentación ferruginosa es asimismo variable y mayor en las brechas.

Se ha observado que las brechas contienen clastos de rocas fuertemente cataclásticas (cataclasitas miloníticas) con granulación (mortero) y aún fluidalidad de tipo milonítico, sin ser milonitas en sentido estricto. La matriz es de más desordenada estructura, por la trituración libre de cuarzo que dio por resultado una alta inequigranularidad.

Las milonitas porfiroclásticas son muy típicas aun a ojo desnudo. Tienen a veces el aspecto de sabulitas arenosas aplastadas, aspecto que esconde un proceso incompleto de milonitización por conservación de porfiroclastos de cuarzo onduloso, lentiformes según la estructura planar, en una matriz de mortero cuarzoso. Sericita forma parte también de esta matriz, particularmente coalesciendo en bandas finas onduladas que enmarcan ojos sea de cuarzo porfiroclásticos o de mortero cuarzoso. Fuera de estos componentes se hallan raros cristales de mineral opaco y zircón. Los grados de interposición de matriz entre porfiroclastos son variables y asimismo la textura fluidal, que más frecuente-



Fig. 6. — Fotomicrografía de una cataclasita milonítica, con predominio de fenoclastos de cuarzo sobre una matriz de sericita y mortero de cuarzo. Analizador intercalado $\times 50$.

mente se halla en los términos de cataclasitas miloníticas.

Rocas de grano muy fino y aspecto sacaroides, sin apariencia exterior de deformación alguna, son también producto de la cataclasis, ya que se componen de un mortero inequigranular puramente cuarzoso.

Sistema de diaclasas

Se ha podido identificar un sistema de diaclasas maestras verticales formadas por dos juegos principales.

Este sistema de diaclasas difiere ligeramente en orientación y ángulo de

N 90°) que forman sus medias del juego D³ y D⁴, un ángulo agudo de unos 40°, y cuya bisectriz posee un rumbo de aproximadamente N 65°.

Las relaciones de este sistema con la lineación de plegamiento (LP) es similar en los dos conjuntos formando la bisectriz aguda de ambos juegos, un ángulo cercano a los 90° con aquella. Esto indica que dichos juegos representan diaclasas de sisa. Como se ha visto, el ángulo que forman los dos juegos entre sí en las dos formaciones es algo distinto: 25° en la Formación Providencia-Napostá y 40° en la Formación Lolén. Creemos que esta variación es el



Figura 7

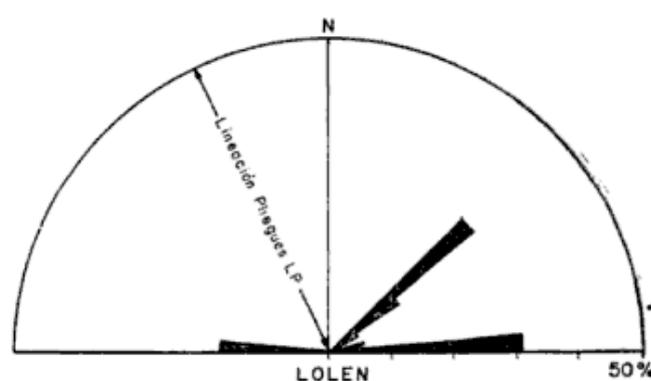


Figura 8

intersección en la Formación Providencia-Napostá y en la Formación Lolén.

Se ha hecho un recuento de este sistema en estas formaciones (figs. 7 y 8). En el primer caso (Napostá-Providencia) se ha podido establecer dos juegos D¹ y D² que poseen rumbos entre N 45° y N 60° (mayor frecuencia en el intervalo N 50° - N 55°) y N 70° y N 80° (con la mayor frecuencia en el intervalo N 75° - N 80°) respectivamente. Las medias (no estadísticas) de los juegos D¹ y D² forman aproximadamente un ángulo agudo de 25° y cuya bisectriz posee rumbo aproximadamente de N 62°. Idéntico recuento en la Formación Lolén, ha evidenciado dos juegos similares: (D³) entre N 45° y N 60° (con mayor frecuencia en el intervalo N 45° y N 50°) y (D⁴): N 75° y N 95° (con mayor frecuencia en el intervalo N 85° y

resultado del distinto comportamiento mecánico de ambas formaciones, que a su vez depende de la litología.

Es interesante notar también que el juego D¹ y el D³ son coincidentes en las tres formaciones, a pesar de la variación de la lineación (LP): 325° en Providencia-Napostá y 335° en la Formación Lolén. El juego D⁴ coincide en rumbo con la faja de brecha y milonización del "Abra".

No se han observado diaclasas de extensión, es decir un juego normal a la lineación de plegamiento. Por otra parte, tampoco hemos podido determinar si existe un juego de diaclasas de alivio de compresión, pues éstas son difíciles de detectar, ya que en el campo son paralelas a LP y a su vez paralelas en sentido regional a SS. Por otra parte quedaría la duda si interpretar al juego

D¹, no como complemento de D² o de sisa, sino como un juego de extensión, ya que difiere en muy poco de los 90°.

Finalmente debemos mencionar que es muy frecuente encontrar en el juego D² desplazamientos considerables a lo largo de su plano que en algunos casos llegan hasta los 40 m. Esto puede observarse en varias diaclasas algo al norte del Cerro Napostá.

Evidencias de la presencia de una falla

El análisis estructural mesoscópico de la zona del "Abra" y sus relaciones con la megaestructura de las Sierras Australes permite concluir que la zona de brechamiento, cataclasis y milonitización, ha sido producida por una falla. Los argumentos en favor de la misma son:

- a) Presencia de brechas, cataclasitas y milonitas que forman una angosta faja de 1.500 m de largo y aproximadamente 80 m de ancho.
- b) Desaparición abrupta de la Formación Bravard al O del "Abra" en dirección coincidente con la continuación de la mencionada faja.
- c) Diferencias en las alturas relativas del "Conglomerado Rojo" al sur y al norte del Abra de la Ventana.

Con respecto al primer punto, resulta evidente que la presencia de una zona de milonitización de espesor y longitud ya apuntado sea el resultado de una falla. Pero resulta más difícil determinar la naturaleza de dicha dislocación, como también el rechazo y sentido del movimiento. Sin embargo, creemos que los argumentos dados en los puntos b) y c) han de ser útiles para determinar la naturaleza de la falla desde el punto de vista mecánico, no así la magnitud de su rechazo.

Con referencia al punto b) veamos en qué manera la megaestructura de las sierras, y en especial el problema de

las culminaciones, pueden ayudar a determinar el tipo de falla. Los ejes primarios experimentan, a lo largo de las Sierras Australes, una variación en rumbo y en buzamiento. Las variaciones que sufre en este último caso provoca culminaciones y anticulminaciones. En el lado norte del "Abra" se produce una culminación en el Cerro Luisa, y al sur del Abra, en el Cerro Napostá. Ambas son, de acuerdo a la estructura, culminaciones de las Formaciones Napostá y Providencia. La Formación Bravard posee culminaciones propias e independientes de las otras formaciones. Así, al noroeste del Abra de la Ventana, se produce una culminación en el Cerro Destierro. De tal manera, que los ejes al sur de este cerro buzan en dirección sur. Si observamos el detallado mapa de Harrington (1947) (fig. 1) vemos que los afloramientos de la Formación Bravard desaparecen abruptamente en el arroyo Ventana, y reaparecen aproximadamente a 12 km al sur, en la vecindad del Cerro La Carpa. Al oeste de este último cerro, se produce otra culminación independiente de esta formación. Esta curiosa estructura, es decir la culminación independiente de la Formación Bravard por un lado y las restantes por el otro, ha sido interpretada por Harrington (1947) como producto de "discordancias tectónicas". Nos aventuramos a proponer, con las evidencias apuntadas, que esta aparente "discordancia tectónica" en formaciones definidas como concordantes, es explicable con la presencia de una falla.

Resulta interesante hacer notar que en el "Abra" de Rivera, al sur del C^o La Carpa, se producen condiciones análogas al del Abra de la Ventana. Curiosamente la orientación de esta "Abra" es paralela a esta última y coincide también con una culminación independiente de la Formación Bravard. En ella se ha podido observar también la existencia de brechas y milonitas que son de origen análogo a las apuntadas más arriba, lo que nos permite deducir

que en este lugar se produce otra fractura similar en orientación e inclinación a la del Abra de la Ventana.

Finalmente, con respecto a este punto, es decir, al "Conglomerado Rojo", existe una diferencia de cota entre los restos hallados al norte y aquellos al sur del "Abra". En el Cerro Guardián, al ONO del "Abra", las alturas varían entre 425 m y 400 m (máxima y mínima respectivamente), mientras que al sur del "Abra" en el Cerro Napostá la altura máxima y mínima es respectivamente 650 m y 600 m, y 575 m y 525 m en el Cerro Colorado, algo más al sur. El remanente del Cerro Blanco está en una cota de 400 m y en posición horizontal a unos 5 km al este del Cerro Colorado (Harrington, 1936).

En síntesis, esta diferencia de las alturas relativas del "Conglomerado rojo" al sur y al norte de la faja de milonización, de 75 m, puede ser significativa, sólo en conjunción con las evidencias de los puntos *a*) y *b*) mencionados anteriormente. Al norte del Abra, las alturas máxima y mínima, son menores que las determinadas al sur, o sea que el bloque hundido (si existe fractura) corresponde al bloque norte.

Naturaleza de la falla y su rechazo

La localización de una alargada faja de cataclasis y brechamiento, dibujando un ángulo de 50° con respecto a los ejes de plegamiento, indica, como se ha mencionado anteriormente, la presencia de una falla. Esta zona, que posee un espesor de 80 m aproximadamente, está compuesta de brechas, cataclasitas y milonitas. Estos tres grados de deformación, no han podido separarse en el terreno. Cuarzitas con granos de cuarzo que presentan extinción ondulosa bajo el microscopio, son frecuentes en toda el área occidental de las Sierras Australes, y reflejan en parte la deformación por flujo durante el plegamiento,

el cual como se ha descrito, es de intensidad considerable.

Entonces, esta fractura corresponde a una falla transversal orientada casi E-O con plano de fractura ligeramente inclinado al sur.

Desde el punto de vista de la geometría del plano, es decir su inclinación, podríamos pensar en una falla transcurrente (strike slip) o una falla inversa de alto ángulo. Ambas poseen planos de fractura verticales o ligeramente inclinados. Las transcurrentes, con rechazo horizontal, son las más características en poseer espesores considerables de brecha y milonitas. En nuestro caso existen evidencias de rechazo vertical en el oeste, pero como se ha visto, parece atenuarse en el este de la falla.

El contacto Providencia-Lolén, muy característico por su contraste litológico, y por ende un elemento guía importante, no presenta desplazamiento en la dirección de la faja mencionada. Naturalmente, la estructura de plegamiento de orden superior podría borrar estas relaciones.

Por otra parte, el sistema de diaclasas verticales descrito (figs. 7 y 8) parece ser independiente de la faja de deformación, ya que sólo el rumbo del juego D⁴ parece coincidir con ésta.

Concluimos por lo tanto, de acuerdo con los datos de campo (puntos *b* y *c*) que la faja de deformación ha sido producida por una falla transcurrente (tear fault)* similar a las descritas para el Jura Franco-Suizo. Estas se producen durante el plegamiento quizá en las fases finales, de tal manera que el rechazo es variable a lo largo del plano de ruptura.

Finalmente, resulta interesante destacar el hecho de que algunas de las brechas examinadas, contienen clastos de rocas cataclásticas, lo que indicaría

* En cierta manera sinónimo de strike-slip fault.

que la faja aquí descripta es el resultado de por lo menos dos etapas de deformación.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation*. Oliver and Boyd. Edimburgo.
- Cucchi, R. J. (1966). *Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XXI, n° 2, p. 71.
- Donath, F. A. and Parker, R. B. (1964). *Folds and Folding*. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 75, p. 45-62.
- Harrington, H. J. (1936). *El conglomerado Rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña*. Obra del Cincuentenario Mus. La Plata. T. II, p. 145-184.
- (1947). *Explicación de las Hojas geológicas 33 m y 34 m Sierras de Curamalal y de la Ventana. Provincia de Buenos Aires*. Bol. Dir. Nac. Min. Geol. n° 61, p. 5-43. Buenos Aires.
- Schiller, W. (1930). *Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la Prov. de Buenos Aires*. An. Mus. La Plata. T. IV, 1ª Parte (2da. Serie).

Recibido el 16 de mayo de 1968.

GEOLOGIA ESTRATIGRAFICA DE LA REGION DE LA SIERRA DE CAJAS

DPTO. HUMAHUACA (PROVINCIA DE JUJUY)

POR F. GILBERTO ACEÑOLAZA

RESUMEN

Se describe la sucesión estratigráfica de sedimentitas eopaleozoicas aflorantes en el área de la Sierra de Cajas —Dpto. Humahuaca— Pcia. de Jujuy. Esta es la sucesión más completa reconocida en los límites de la Puna jujeña y está integrada por cuarcitas cámbricas (Formación Padrioc), lutitas y cuarcitas con calizas del tremadociano inferior (Formación Lampazar y Cardonal), lutitas del Arenigiano (Formación Acoite) y lutitas y calizas del Llanvirniano inferior (Formación Sepulturas).

Discordantemente, sobre esta sucesión se disponen las sedimentitas del "Grupo de Salta" del Cretácico superior-Terciario inferior y sedimentos glaci-fluviales del Pleistoceno.

SUMMARY

There are described stratigraphical succession of eopaleozoic sedimentites outcrop in the Sierra de Cajas, Department Humahuaca, Province of Jujuy.

This succession is more complete acknowledged in the limits of Jujuy's Puna and is constitute by Cambric quarcites (Padrioc Formation), shales and quarcites with limestones of the Lower Tremadoc (Lampazar and Cardonal Formation respectively), shales of the Arenigian (Acoite Formation) and shales and limestones of the Lower Llanvirnian (Sepulturas Formation).

Unconformable on this succession the sedimentites of "Salta's Group" of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary and Pleistocene's glaci-fluvial sediments dispose.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por finalidad poner en conocimiento las características estratigráficas que presenta la Sierra de Cajas, en el Departamento Humahuaca, provincia de Jujuy. Las referidas características fueron analizadas con más detalles en el trabajo de Tesis doctoral por el autor en 1966.

La cuestión por resolver en el trabajo citado fue comprobar si existía una relación normal entre las sedimentitas del Ordovícico inferior reconocido por una fauna de trilobites de esta zona, por Kobayashi en 1937, y Harrington en

1938 y una "shelly fauna" con trilobites del Ordovícico medio, reconocida en la Cátedra de Paleontología de la Universidad Nacional de Córdoba en 1963.

El estudio de campo permitió determinar que la sucesión eopaleozoica presenta una gran importancia, ya que dentro del ambiente de la Puna en el límite con los Andes Orientales, se presenta como la sección más completa hasta hoy reconocida.

Dejo constancia de mi agradecimiento al Dr. Armando F. Leanza, mi maestro, quien me guió durante la investigación de esta zona; al Consejo Nacio-

nal de Investigaciones Científicas y Técnicas por su apoyo pecuniario; a la Compañía Minera Aguilar S.A. por el apoyo material durante el trabajo de campo, y a todos aquellos colegas que de una forma u otra colaboraron en este trabajo.

UBICACION Y VIAS DE ACCESO

La región estudiada incluye a la localidad de El Aguilar, cuyas coordenadas son aproximadamente las siguientes: latitud 23°13' sur, y longitud 65°42' oeste. La superficie cubierta por el presente trabajo es de aproximadamente 150 km², encontrándose dentro de ella el Espinazo del Diablo, Sierra de Cajas y parte de la Sierra de Aguilar, desde las inmediaciones del río Yárarayoc al norte, hasta el río Despensa al sur.

Para poder llegar a El Aguilar es necesario recorrer una ruta pavimentada de 47 km que une la estación Tres Cruces con El Molino.

Otro camino que une El Aguilar con una localidad ferroviaria es el que va desde El Molino hasta Humahuaca, pasando por Mal Paso, Coraya y Casa Grande.

La Compañía de Aguilar construyó hace poco tiempo dos caminos que unen El Molino con las localidades de Portillo y La Poma. Esta última localidad se encuentra al sur de El Aguilar y sólo faltan construir unos 5 km para que quede unida a la Ruta Nacional n° 40.

GEOLOGIA

En el presente trabajo se estudian las formaciones aflorantes que incluyen al Espinazo del Diablo, Sierra de Cajas y Sierra de Aguilar, en las inmediaciones de la localidad de El Aguilar.

Las formaciones geológicas presentes en el área estudiada se consignan en el cuadro adjunto; de ellas, las de edad ordovícica se destacan por su potencia y su rico contenido paleontológico.

Período	Edad	Formación	Litología
CUARTARIO	Pleistoceno-Actual		Psefitas y psammitas/ glaciifluvial
TERCIARIO	Eoceno ?	Formación Carahuasi	Psefitas y psammitas
CRETACICO	Campaniano	Formación Santa Bárbara	Margas
		Formación Yacoraite	Calizas
		Formación Pírgua	Psefitas y psammitas
PERMICO ?		« Granito Aguilar »	Granito
ORDOVICICO	Llanvirniano	Formación Sepulturas	Pelitas y calizas
	Arenigiano	Formación Acoite	Pelitas
	Tremadociano	Formación Cardonal	Pelitas y calizas
Formación Lampazar		Pelitas	
CAMBRICO	Potsdamiano	Formación Padrioc	Psammitas

CAMBRICO

Numerosos son los autores que se han ocupado del Cámbrico del Noroeste argentino, desde fines del siglo pasado.

Si bien los estudios de Harrington (1937), Harrington y Leanza (1957) y Turner (1960) han sido definitivos en lo que respecta a su relación con el Ordovícico inferior; Branisa (1960) siguiendo los criterios de Steinman y Hoeck (1912) y Kobayashi (1937) asigna a este período a sedimentitas hoy conocidas como ordovícicas.

Otros autores también se han ocupado del estudio de las sedimentitas de esta edad teniendo en cuenta especialmente sus caracteres petrográficos. Dignos de mención son Hausen y Keidel.

Los niveles de este período afloran en nuestra región de estudios corresponden al Cámbrico superior y serán tratados luego con más detalles.

CÁMBRICO SUPERIOR

Formación Padrioc

Con el nombre de Formación Padrioc proponemos denominar a una potente serie de cuarcitas aflorantes en la Sierra de Aguilar y en la de Cajas. Si bien la denominación correcta podría haber sido "Formación Aguilar" por aflorar típicamente en la sierra homónima, no fue posible aplicarla debido a que con anterioridad Turner (1960) había designado con este nombre a sedimentos del Terciario de la Sierra de Santa Victoria.

Ubicación: Se considera como área tipo de esta formación el lugar donde aflora en la Sierra de Aguilar, al sur del río Padrioc, entre la quebrada de la Pirca y la Falla Aguilar (ver perfil C-D).

Sección tipo: La sección tipo de esta formación en el área es la siguiente:

- 0.00-5 m: Cuarcita fina masiva que presenta un marcado carácter lenticular con abundantes estructuras diagonales y grietas rellenas por ópalo.
- 5-35 m: Areniscas cuarcíticas gris rosadas, en partes laminadas, muy diaclasadas, cubiertas parcialmente por los detritos de las rocas suprayacentes.
- 35-45 m: Cuarcitas masivas blanquecinas y verdosas con intercalaciones más oscuras y lentes de una arenisca verde amarillenta.
- 45-50 m: Arenisca blanco verdosa, alterada superficialmente, en partes cubierta por material detrítico.
- 80-100 m: Cuarcita blanco-grisácea homogénea en bancos de 1,2 m de espesor. Se destaca su carácter lenticular. Presenta delgadas intercalaciones de una arenisca verdosa algo más gruesa y de otra amarillenta fina.
- 100-135 m: Cuarcita blanco-grisácea diaclasada, cubierta en partes por material detrítico.
- 135-150 m: Cuarcita blanco-amarillenta masiva, fina, con fracturas concooidal y abundantes estructuras diagonales. Se observan delgadas lentes de una arenisca algo más gruesa.
- 150-205 m: Arenisca fina laminada gris verdosa, con interestratificaciones de una cuarcita blanquecina de 20 cm de espesor y de varios horizontes de otra, bandeada, verdosa. El espesor total aparece cubierto por detritos en gran parte.
- 205-217 m: Cuarcita blanco amarillenta masiva, fina, con delgadas intercalaciones de otra algo más gruesa.
- 217-223 m: Areniscas laminadas y bandeadas, con abundantes hojuelas de mica.
- 223-333 m: Areniscas cuarcíticas y en partes laminadas. El color predominante del conjunto es gris verdoso y suele presentar variaciones laterales de colores pardo-rojizos. Se observan numerosos niveles con *Scolithus*.
- 333-341 m: Cuarcita blanco-grisácea, fina, homogénea.
- 341-345 m: Areniscas laminadas pardo oscuras con numerosas intercalaciones de una arenisca gris verdosa que decolora en amarillo y posee abundantes tubos de *Scolithus*.
- 345-347 m: Cuarcita blanco grisácea, fina, con abundantes estructuras diagonales.
- 347-382 m: Areniscas laminadas grisáceas, con abundantes intercalaciones cuarcíticas.
- 382-388 m: Areniscas laminadas negras, con abundantes intercalaciones de una cuarcita verdosa bandeada.

- 388-396 m: Cuarcita blanquecina homogénea, granulométricamente fina.
- 396-407 m: Arenisca blanco-amarillenta fina que contiene abundantes estructuras diagonales.
- 407-432 m: Arenisca grisácea, laminada, con numerosas intercalaciones de otra arenisca de color pardo oscura que contiene abundantes tubos de *Scolithus*.
- 432-477 m: Cuarcita blanco-amarillenta con intercalaciones de una arenisca laminada grisácea.
- 477-525 m: Cuarcita blanco amarillenta con intercalaciones de una arenisca laminada pardo-oscura. En estas intercalaciones se observan numerosos niveles con *Scolithus*.

Espesor: Por lo dicho, la sección descripta para el Cámbrico en la Sierra de Aguilar tiene un espesor total de 525 metros.

Relaciones estratigráficas: Los límites inferior y superior coinciden con discordancias tectónicas en el perfil del río Padrioc; pero en los altos del río Despensa y en la Sierra de Cajas las cuarcitas cámbricas están seguidas en concordancia por el piso inferior del Tremadociano.

Otros afloramientos: Además de la Sierra de Aguilar, las cuarcitas blanquecino-grisáceas cámbricas afloran en la Sierra de Cajas con las mismas características petrográficas (quebrada Azul, quebrada del Gato, de la Llama, nacientes de la quebrada Colorada, quebrada de la Casa y de la Mula).

Edad y correlación: Por su posición estratigráfica inferior al Tremadociano inferior, por su carácter litológico y faunístico, referiremos a estas rocas cuarcíticas al Cámbrico superior.

La denominación propuesta debe ser considerada como equivalente a la "Aguilar Quartzite" de Spencer (1950) e isópica a la Formación Cajas de Turner (1960), aflorante en la Sierra de Santa Victoria; a la Formación Sama, de la Serranía de Tacsara y Yunchará

y al K3 de Keidel, mencionado en diferentes puntos de los Andes Orientales.

ORDOVICICO

El Ordovícico está representado en nuestra zona de estudios por las Formaciones Lampázar y Cardonal del Tremadociano inferior, Acoite, del Areniquiano y Sepulturas del Llanvirniano inferior. Las mencionadas formaciones afloran en el flanco nor-noreste, este y parcialmente en el oeste del anticlinal de Cajas, con una potencia aproximada de 970 m. Las sedimentitas ordovícicas no pudieron ser observadas dispuestas en una sucesión normal, a causa de que están afectadas por un sistema de fallas cuyo rumbo general coincide, aproximadamente, con el rumbo de los estratos.

Los autores que han estudiado la Puna y los Andes Orientales consideran al Paleozoico inferior como una unidad estratigráfica, teniendo en cuenta que los estratos cambro-ordovícicos se disponen normalmente unos sobre otros.

La separación entre el Cámbrico y el Ordovícico siempre se ha hecho siguiendo un criterio puramente paleontológico.

Si bien el elemento faunístico diferenciador ha sido muy discutido, hoy se reconoce que con la aparición de la fauna de *Parabolina argentina*, se inicia el Ordovícico en las cuencas de Salta, Jujuy y La Rioja.

Tremadociano inferior

La columna geológica del Tremadociano inferior está integrada por dos formaciones que se diferencian por la naturaleza de sus elementos clásticos: la inferior, predominantemente pelítica, contiene la fauna de *Parabolina argentina* (Kayser) Harr. et Leanza, motivo por el cual la consideramos isópica de la Formación Lampazar; y la superior,

con predominio de la fracción psammítica, contiene *Kainella meridionalis* Kobayashi, por lo cual la correlacionamos con la Formación Cardonal. Ambas formaciones afloran típicamente en las quebradas de Lampazar e Incamayo, en la provincia de Salta.

Formación Lampazar

Ubicación: La Formación Lampazar aflora en nuestra zona de estudios presentando un desarrollo normal, en la pared noreste de la quebrada Azul, en el flanco oriental de la Sierra de Cajas. En este afloramiento, por ser el mejor presentado, hemos confeccionado la sección tipo para nuestra área.

Sección:

- 0-20 m: Lutita pizarreña negro-grisácea, gris o amarillenta, con abundantes trilobites; entre ellos *Parabolina argentina*, *Geragnostus* (*Micragnostus*) *vilonii* y *Gallagnostus bolivianus*.
- 20-50 m: Lutita negra, fisil, con grietas rellenas de sulfatos y con abundantes restos de trilobites. Una arenisca laminada verdosa la separa de la lutita gris verdosa que se le sobrepone. Esta última contiene buenos restos de *Parabolina argentina*, *Beltella Ulrichi* y *Angelina hyeronimi*.
Sobre el horizonte anterior yace concordantemente una arenisca laminada verdosa de unos 4 m de potencia que presenta variaciones en la composición del cemento, de sílice a calcáreo. Por arriba suele presentarse una arenisca laminada amarilla verdosa en la que se intercalan delgados horizontes calcáreos, en los que se han reconocido restos de *Parabolina argentina*, *Parabolinopsis mariana* y *Bucania* sp.
- 50-63 m: Lutita laminada verde grisácea con *Parabolina argentina* y *Parabolinella argentinensis*.
- 63-81 m: Lutita gris verdosa, pizarreña, micácea, con abundantes intercalaciones cuarcíticas. Se observan abundantes restos de trilobites en los planos de fisilidad. Se reconocen *Parabolina argentina*, *Parabolinella coelatifrons* y *Parabolinella argentinensis*.

- 81-96 m: Lutita negra, pizarreña, micácea con abundantes restos de *Parabolina argentina*, *Parabolinella argentinensis* y *Plicatolina scalpta*.
- 96-98 m: Lutita verde oscura, laminada, con abundantes intercalaciones de areniscas finas de textura grauváquica.
- 98-110 m: Lutita verde claro, laminada, con intercalaciones de una arenisca fina blanquecina.
- 110-125 m: Lutitas verdosas, grauvacas y areniscas finas laminadas.
- 125-143 m: Lutita verde oliva. Contiene varias intercalaciones grauváquicas y areniscas que presentan una variación en la composición del cemento. Contienen *Parabolina argentina*, *Parabolinopsis cf kobayashii* y *Protopeltura mesembria*.
- 143-178 m: Cuarcita blanco-grisácea con intercalaciones de una arenisca laminada verdosa, que pasa lateralmente a caliza. Se identificaron *Parabolina argentina* y *Beltella ulrichi* y *Oxydiscus* sp.

Espesor: La sección descripta como tipo para la Formación Lampazar en nuestra zona, tiene por lo antedicho un espesor total de 178 m.

Relaciones estratigráficas: La Formación Lampazar, en su base es concordante con la Formación Padrioc, mientras que en su techo lo es con la Formación Cardonal.

Otros afloramientos: Además de los afloramientos de la quebrada Azul, son de mención los de la quebrada del Gato, los de las nacientes del arroyo de la Llama y otros que se encuentran en el flanco oriental y por sobre de la Sierra de Cajas. Además, en la Sierra de Aguilar, en los Altos del río Despensa, aflora la Formación Lampazar sobrepuesta concordantemente a las cuarcitas cámbricas.

Al sur del río Despensa aflora una pizarra verdosa muy esquistosa, que muy probablemente corresponda a un grado menor de metamorfismo que los hornfels de la Mina Aguilar.

En la falla Aguilar, en las inmediaciones de la cancha de golf se reconoce la presencia de una lutita negra, muy

alterada. Macroscópicamente es muy parecida a los niveles de esta formación afectados por la falla de Cajas.

Edad y Correlación: Para correlacionar a las lutitas del Ordovícico que afloran en nuestra zona de estudios con sus isópicas y heterópicas de Salta y Jujuy, utilizamos criterios puramente paleontológicos.

Son isópicas de nuestros afloramientos, además de los de la quebrada de Lampazar, en la provincia de Salta, las lutitas de "Casa Colorada", aflorantes en la región de Alfarcito, cerca de Tilcara; las lutitas fosilíferas que afloran en la sección del río Santa Victoria y que reciben el nombre de la Formación Angosto; las lutitas "Purmamarca" de la sección de la quebrada de Purmamarca; las lutitas "Pingüiyal", de la sección de Cumbres del Castillejo y por último la "Formación Volcancito" de la cuenca del Famatina en la provincia de La Rioja. Asimismo, la consideramos heterópica de las cuarcitas de la "Formación Casayoc" aflorante en la región de Iturbe, provincia de Jujuy.

En todos estos puntos, el fósil característico es *Parabolina argentina* (Kaysen) Harr. et Leanza. Siguiendo a Harrington y Leanza (1957) consideramos a esta formación como de edad tremadociana inferior.

Formación Cardonal

Ubicación: La Formación Cardonal está típicamente representada en nuestra zona de estudios, por la serie sedimentaria aflorante en el flanco noreste y este del anticlinal de Cajas, desde la quebrada Azul hasta la región de Matadería.

Sección: La sección que presenta mejor desarrollada y descubierta a esta formación se encuentra entre la quebrada Azul y la Amarilla. Presenta la siguiente sucesión:

- 0-10 m: Arenisca laminada gris verdosa con intercalaciones de una arenisca cuarcítica blanquecina que presenta variaciones laterales en la composición del cemento, de silíceo a calcáreo. Se observan impresiones de *Cruziana furcifera*.
- 10-40 m: Arenisca laminada gris verdosa, en partes amarillenta a la que se intercalan bancos cuarcíticos blanquecinos. Intercalaciones de espesores de hasta 50 cm de una caliza fosilífera gris oscura que contiene a *Lloydia (Leiostrigium) douglasi*, *Eoorthis christiana* y *Lingulella ferruginea*.
- 40-50 m: Arenisca fina laminada, verde grisácea que contiene abundantes restos de *Kainella meridionalis*.
- 50-100 m: Areniscas laminadas verdosas con abundantes intercalaciones cuarcíticas más claras. Se observa variación en la composición del cemento, pasando lateralmente a una caliza gris verdosa o pardo rojiza que contiene entre otros a *Kainella meridionalis*, *Lloydia (Leiostrigium) douglasi*, *Obolus* sp., etc.

Espesor: El espesor que pudo ser apreciado mediante el estudio de la sección es de aproximadamente unos 100 metros, lo que no quiere decir que es el verdadero, pues como veremos hay una falla que impide su apreciación en este punto. En los otros afloramientos, generalmente el material de piedemonte cubre en gran parte a esta formación.

Relaciones estratigráficas: En la base, la Formación Cardonal, está en relación normal y concordante con los niveles lutíticos de la Formación Lampazar, mientras que en el techo, una falla la pone en contacto con la Formación Acoite del Skiddaviano.

Edad y Correlación: Identificamos a la serie arenosa-cuarcítica calcárea descrita, con la Formación Cardonal, que Harrington y Leanza (1957) definen para la quebrada de Incamayo, en la provincia de Salta. La misma incluye al "Grupo Cardonal" definido para la misma zona por Keidel (1943). Por su litología y fauna semejantes, la consideramos isópica de la Formación Azul Pampa de la sección de Iturbe, de las

lutitas Huichaira y de las areniscas "Caldera", de la sección de Mojotoro. A su vez es heterópica de las lutitas de la sección inferior de la Formación Santa Cruz, de Santa Victoria, y de las calizas "Alfarcito" de la sección de Alfarcito. Todos estos puntos se encuentran en las provincias de Salta y Jujuy.

Al respecto de su edad, consideramos que los niveles arenosos, que corresponden a esta formación en nuestra zona, por tener la fauna de *Kainella meridionalis* Kobayashi como típica y siguiendo a Harrington y Leanza (1957) pertenecen al Tremadociano medio inferior.

ARENIGIANO

La columna geológica del Arenigiano no se observa en una sección normal, por estar bastante tectonizada, pero por los elementos faunísticos coleccionados inferimos que afloran los niveles inferior, medio y superior. Por su semejanza en la litología y fauna con la columna de la Formación Acoite, definida por Harrington y Leanza (*op. cit.*), para el perfil del río Santa Victoria, la consideramos isópica con nuestros afloramientos y por consiguiente los incluimos bajo la misma denominación formacional.

Formación Acoite

Ubicación: Los afloramientos de esta formación se encuentran en el flanco oriental y norte del anticlinal de Cajas, presentando sus mejores afloramientos en la quebrada Amarilla, quebrada del río de Cajas, quebrada de la Vizcacha, quebrada del Gato y de la Llama. Con lo observado y medido en todos estos puntos se infiere la siguiente sección:

Sección: Las sedimentitas de esta formación se presentan en facies diferentes, las que nos permiten diferenciar tres miembros, perfectamente identifi-

cables, cromática, faunística o litológicamente. El inferior es lutítico de colores claros, el medio es arenoso, mientras que el superior vuelve a ser lutítico pero de colores más oscuros. Pueden ser estudiados en la siguiente secuencia:

Miembro lutítico basal:

- 0-80 m: Lutita clara amarillenta. Presenta una notable laminación, dada por abundante mica. No hay prácticamente niveles arenosos.
- 80-100 m: Se intercalan en la lutita varios horizontes de una arenisca cuarcítica verdosa de gran persistencia lateral.
- 100-130 m: Lutita verdosa clara, en partes amarillenta, micácea. Son comunes los restos de *Didymograptus v-deflexus*.
- 130-150 m: Lutita verde amarillenta que presenta varias intercalaciones de grauvacas.
- 150-165 m: Areniscas laminada verdosa, en partes masiva, de color verde oscuro.

Miembro arenoso: Se dispone concordantemente sobre el miembro lutítico basal y constituye el elemento predominante en un espesor de 50 metros.

- 165-216 m: En la base hay varios horizontes de una arenisca verde oscura, de notable persistencia lateral y de espesor variable. Hacia el techo se observan varios niveles de areniscas laminadas verdosas y algunas intercalaciones de lutitas verde grisáceas que contienen restos de *Didymograptus v-deflexus*.

Miembro lutítico superior: Los sedimentos actuales del río de Cajas impiden observar la secuencia sedimentaria, pero se infiere que un espesor de unos 40 m se encuentra cubierto por ellos.

- 256-292 m: Lutitas negras bastante homogéneas, con abundantes concreciones esferoidales, en cuya base se observan estructuras de "cono en cono" que suelen conservar el sentido de la laminación de las lutitas y restos de graptolites. Hay dos bancos arenosos de 40 cm de potencia con variación lateral en la composición del cemento. Restos de *Didymograptus v-deflexus*.

- 292-343 m: Lutita laminada verde oscura, en parte amarillenta, con intercalaciones de arenisca cuarcítica fina verde oscura, bandeada. Restos de *Didymograptus v-deflexus*.
- 343-360 m: Aproximadamente este espesor se encuentra en una cuña tectónica que aflora en la Quebrada del Gato. Está constituido por una lutita negra laminada que contiene *Tetragraptus bigsbyi*, *Dichograptus cf. separatus*, *Tetragraptus quadribra-chiatus*.
- 360-610 m: Este espesor corresponde a los afloramientos de la Quebrada de la Vizcacha. Allí aflora una lutita gris oscura muy potente, con intercalaciones de una arenisca cuarcítica gris verdosa, sobre la que se dispone una lutita pizarrea gris oscura, con delgadas intercalaciones arenosas. Restos de *Didymograptus v-deflexus*, *Ogygiocaris* sp., *Hyalolithus (Ortotheca) multistriatus*, *Thysanopyge* sp., etc.

Espesor: El espesor total de la columna es de aproximadamente 610 metros.
Relaciones estratigráficas: La Formación Acoite se pone en contacto con la Formación Cardonal por medio de una falla inversa que buza al este. Hacia el techó para concordantemente a la Formación Sepulturas, del Llanvirniano inferior.

Otros afloramientos: De menor importancia son los afloramientos que se encuentran en las inmediaciones de Matadería, en contacto con la Formación Pirgua mediante la falla oriental, en la quebrada de la Llama, cercanos a la falla de Cajas y en las Barrancas del río Cristóbal.

Edad y Correlación: La Formación Acoite, en nuestra zona de estudio, contiene la fauna señalada por Harrington y Leanza (1957) y Turner (1960) para el Arenigiano inferior, medio y superior.

La Formación Acoite en sus niveles inferiores y medios es isópica de la Formación Parcha, que aflora en la quebrada del Toro; de la Formación San Bernardo, aflorante en la sección del

Cerro San Bernardo, y de los niveles inferiores del grupo Toro Ara, aflorantes en la sección de la Quiaca.

Consideramos el nivel superior isópica de las lutitas "Cieneguilla" aflorantes en la sección de Purmamarea; las lutitas "Moajoroto", que afloran en la sección del río Moajoroto; las lutitas del nivel medio del grupo Toro Ara y heterópico de la Formación Zanjón, aflorante en la sección del río de Las Capillas y de los niveles superiores de la Formación Parcha.

En el Perfil de Guandacol, provincia de La Rioja, Harrington y Leanza (1957) denominan lutitas "Gualcama-yo" a una serie de lutitas oscuras que contiene una fauna equivalente.

LLANVIRNIANO INFERIOR

Formación Sepulturas

Ubicación: La Formación Sepulturas aflora en el Espinazo del Diablo (Desembocadura del arroyo de la Vizcacha, curso del arroyo de las Colas, región de Sauzalito).

Sección: Formación Sepulturas presenta en nuestra zona de estudios la siguiente sucesión estratigráfica:

- 0-40 m: Lutitas verde-amarillentas con abundantes intercalaciones arenosas, calcáreas, poco fosilíferas, con variaciones laterales en la composición del cemento.
- 40-80 m: Concordantemente a la anterior, hay una lutita rojo violado con capas de anhidrita en posición concordante o pseudo concordante. Areniscas calcáreas y calizas fosilíferas con *Synhomalonotus*, *Kobayashii Trinucleus Krüeggeri*, *Hoekaspis Schlagintweiti*, *Orthis calligramma Paracyclostomiceras floweri*, etc.

Espesor: La sección descripta para la Formación Sepulturas tiene por lo tanto un espesor total de 80 metros.

Otros afloramientos: Esta formación aparece, como dijimos, en el Espinazo

del Diablo (arroyo de la Vizcacha, de las Colas y región de Sauzalito).

Edad y Correlación: Por los elementos faunísticos encontrados, asignamos a la Formación Sepulturas al Llanvirniano inferior.

Pese a que las sedimentitas descriptas difieren por su mayor contenido lutítico, de la típica Formación Sepulturas que aflora en la quebrada de Puramarca, la identificamos con ella basándonos en la abundancia de materiales calcáreos.

Asimismo es isocrónica de la Formación río de las Capillas, aflorante en el río homónimo; de la Formación Santa Gertrudis, de la sección de Mojotoro, y de los niveles superiores del grupo Toro Ara aflorante en la sección de la Quiaca.

En la Precordillera de San Juan y Mendoza y La Rioja aflora la Formación San Juan, que al igual que la Formación Suri de los afloramientos de la Sierra de Famatina, son consideradas heterópicas de la Formación Sepulturas aflorante en nuestra zona.

GRANITO AGUILAR

El stock granítico que aflora en las inmediaciones de la Mina Aguilar es conocido en la literatura geológica con la denominación de "Granito Aguilar". Su tamaño es relativamente pequeño si se lo compara con el "Granito Abra Laite" ubicado en el sector occidental de la Sierra de Aguilar. La relación genética de ambos granitos no ha sido muy bien estudiada, pero la impresión que surge del estudio de campo es de que el "Granito Aguilar" constituye una apófisis del de Abra Laite.

El "Granito Aguilar" se alojó en las sedimentitas cambro ordovícicas, dando lugar a una amplia aureola de metamorfismo térmico. El contacto entre el granito y las metamorfitas se observa perfectamente al sur y oeste del afloramiento del primero.

El "Granito Aguilar" tiene, macroscópicamente, un notable aspecto aplítico. Es de color blanquecino y presenta un estado de oxidación superficial de color rosado pálido o amarillento. Su carácter de roca sobresaturada está dado por la abundancia de cuarzo libre. Los feldespatos son abundantes y aparecen en gran parte caolinizados. Es muy difícil obtener una muestra fresca, dado que la roca presenta un alto grado de alteración meteórica. En el camino que une al Molino con la Mina, se observa cómo el granito prácticamente aparece reducido a un material arenoso grueso.

Sgrosso (1943) analizó microscópicamente los elementos mineralógicos más importantes del "Granito Aguilar", llegando a la conclusión de que se trataría de una granitita.

En las rocas graníticas y en las metamorfitas se observan gran cantidad de diques y filones lamprofíricos y aplíticos.

Los diques lamprofíricos (Black-diques de la nomenclatura minera) pueden observarse en distintos niveles de la Mina, como así también en la pendiente occidental del cerro Rosado, camino a la Mina Oriental, camino al Molino, etc. Un estudio microscópico de una muestra de esta roca fue realizado por la Dra. Hermitte de Nogues y reproducida por Sgrosso (*op. cit.*) quien considera que corresponde a un lamprofiro de la serie vogesítica.

El stock granítico de Aguilar fue primeramente reconocido por Brackebusch en 1881. Posteriormente fue mencionado por Hausen (1924), Sgrosso (1943), Keidel (1943), Spencer (1950), Angelelli (1950) y Groeber (1952). Estos autores emitieron opiniones diversas en cuanto a la época de la intrusión del granito; así Groeber (*op. cit.*) sostiene que la intrusión se produjo en las fases finales de la orogenia hercínica, mientras que Spencer (*op. cit.*) considera que el emplazamiento del plutón se efectuó en el Terciario o sea dentro del ciclo orogénico andino.

Con respecto a la edad de la intrusión¹, en nuestra opinión, decimos solamente que es posordovícica, ya que las rocas de esa edad son las únicas afectadas por el fenómeno intrusivo. En cambio, es anterior a las rocas del ciclo cretácico-terciario, ya que ellas carecen de intrusiones aplíticas o lamprofíricas.

Los rodados de este granito aparecen, por primera vez, incluidos en los sedimentos del cuartario, ubicados en la pendiente oriental de la Sierra Aguilar.

CRETACICO

Antecedentes

Entre los numerosos autores que se han ocupado del ciclo cretácico del Norte Argentino, hemos de destacar primeramente a Brackebusch (1881) quien denominó a las rocas de este ciclo con el nombre de "Formación Petrolífera", teniendo en cuenta que se encontraba relacionada a manifestaciones de hidrocarburos. La edad de la mencionada formación ha sido objeto de discusión durante muchos años, asignándola indistintamente al Triásico, Pérmico o Cretácico.

Bonarelli (1927) fue uno de los principales sostenedores de que los sedimentos de la "Formación Petrolífera" correspondían al Triásico. Para ello se basaba en numerosas determinaciones paleontológicas llevadas a cabo por Cossmann y él mismo.

Steimann (1912) propone denominar con el nombre de *Pucasandstein* (Puca: voz indígena que significa rojo), a una serie de sedimentos rojos integrados por areniscas y calcáreos aflorantes en la meseta boliviana. El "Grupo Puca" fue

¹ Polansky (1966) al estudiar las rocas intrusivas pertenecientes al ciclo orogénico variscico, que afloran en nuestro país y Chile, llegó a la conclusión de que la mayoría de los granitos son Pérmicos. Al referirse al Triásico, concluye, que durante este período no se conocen intrusivas y efusivas ácidas o mesosilíceas.

típicamente definido en las inmediaciones de Potosí, Bolivia. Posteriormente, en este mismo lugar, Schlagintweit estudió detalladamente la columna geológica allí aflorante, pero recientemente Lohmann y Branisa han llegado a conclusiones más definitivas, en base al estudio de la fauna allí presente.

El estudio sistemático del contenido faunístico del grupo, realizado por estos últimos autores, ha permitido diferenciar dos formaciones calcáreas de edad diferente:

Campaniano - Maestrichtiano

Formación El Molino

Canomaniano - Senoniano

Formación Miraflores

Ambas formaciones se encuentran separadas por un hiatus bien definido.

La Formación Miraflores se correlaciona con la "Caliza Ayavacas", aflorante en las inmediaciones del lago Titicaca. Esta última contiene una fauna decididamente cenomaniana constituida principalmente por ammonites (*Neolobites*). Se considera que la Formación El Molino, que yace discordantemente sobre la anterior, pertenece al ciclo de sedimentación Campaniano - Maestrichtiano, sobre la base de su posición estratigráfica.

El *Pucalithus*, presente en la Formación El Molino es uno de los elementos más importantes que nos permite correlacionar a esta formación con el Horizonte Calcáreo Dolomítico (Formación Yacoraité), aflorante en las provincias de Salta y Jujuy.

Groeber (*op. cit.*) identificó con el nombre de "Sistema de Salta" a los afloramientos —en nuestro país— correspondientes al "Grupo Puca".

El "Sistema de Salta" presenta tres niveles litológicos perfectamente diferenciables, a los que se conoce en la literatura geológica con las siguientes denominaciones:

Margas Multicolores:

Formación Santa Bárbara

Horizonte Calcáreo Dolomítico:

Formación Yacoraite

Areniscas Inferiores:

Formación Pirgua

En nuestra zona de estudios se presentan las dos primeras formaciones, dispuestas normalmente. A la tercera de ellas, sólo se la aprecia como un pequeño relicto en una zona de falla. El espesor del conjunto es de aproximadamente 1.000 m.

Campaniano

Formación Pirgua

Ubicación: Donde mejor pueden observarse las sedimentitas de esta formación, en la zona estudiada, es en el río de Cajas en el tramo que va desde el Sauzalito al Angosto, presentándose la sucesión normal desde su conglomerado basal.

Sección: La sección más representativa de esta formación se presenta en la zona antes mencionada, dispuesta discordantemente sobre las sedimentitas de la Formación Sepulturas, en la siguiente sucesión:

- 0-80 m: Un potente conglomerado basal que en partes constituye un aglomerado, de color violáceo. Los bloques llegan a tener hasta 70 cm de longitud. Los clastos son cuarcitas o lutitas y calizas a veces fosilíferas provenientes de la destrucción del Llanvirniano inferior.
- 80-350 m: Hacia arriba comienzan a intercalarse abundantes bancos de areniscas rojas con notables estructuras diagonales. En partes tienen un carácter masivo y son de una coloración más pálida. A este banco suele sobreponerse una arenisca roja con abundantes concreciones esféricas. Estos nódulos son más resistentes a la erosión que las areniscas. Esto puede estar motivado por una mayor abundancia de hematita y sílice en cada nódulo. El color

de cada uno es más oscuro que el de la arenisca.

350-500 m: Areniscas rojas, claras, en partes algo blanquecinas. Hay mayor abundancia de calcáreos en el cemento. Son comunes concreciones pardorajizas y estructuras diagonales.

500-739 m: Areniscas calcáreas, de color gris rosado, masivas. En la base y en el techo son comunes las estructuras diagonales, aunque lateralmente suelen presentarse en bancos más homogéneos.

Espesor: El espesor de esta formación en la región estudiada es bastante constante, presentando solamente variaciones por efectos tectónicos o por la cobertura de materiales modernos que suele presentar.

Relaciones estratigráficas: En la base, la Formación Pirgua, se apoya discordantemente sobre las sedimentitas del Paleozoico inferior y en el techo pasa transicional y concordantemente a la Formación Yacoraite.

Otros afloramientos: Fuera del Espinazo del Diablo, que es su mejor exponente, esta formación también aflora constituyendo las lomas de Matadería. Otros afloramientos de menor importancia, por la magnitud pero dignos de mención son los fragmentos de areniscas rojas que aparecen en todo el recorrido de la falla oriental.

Edad y Correlación: Por su posición inferior y concordante con respecto a la Formación Yacoraite, de reconocida edad campaniana, la incluimos dentro del mismo período geológico.

Los afloramientos de la Formación Pirgua pueden ser seguidos perfectamente desde la provincia de Salta hacia la de Jujuy. La sección tipo de esta formación se encuentra en el Cerro Pirgua, cerca de Alemania, en Salta.

Formación Yacoraite

Las calizas que caracterizan a la Formación Yacoraite afloran presentando un buen desarrollo en nuestra región de

estudios, en el flanco oriental del Espinazo del Diablo, desde el Angosto de Sauzalito al sur, hasta el Angosto del río Grande al norte, continuándose hacia ambos lados, fuera de la zona.

Sección: Las rocas de esta formación, en nuestra zona, se presentan en la siguiente sucesión:

- 0-150 m: Areniscas rosadas claras, muy calcáreas, en partes parecen calizas arenosas. Presentan estructuras diagonales. La granulometría es media a fina. Clastos de qz y fragmentos líticos. Presentan un buen grado de redondez.
- 150-220 m: Areniscas calcáreas blanco-grisáceas. Presentan abundantes estructuras diagonales, especialmente las fracciones más gruesas. Los espesores que presentan una granulometría menor son más homogéneos.
- 220-300 m: Calizas arenosas gris amarillentas. Suelen presentar niveles con gastrópodos indeterminados y algunas intercalaciones de calizas grises colíticas.
- 300-340 m: Calizas grises, dolomíticas que presentan intercalaciones arenosas y algunos bancos arcillosos de color verde. Hay varios bancos de *Pucalithus*.
- 340-400 m: Calizas dolomíticas y oolíticas gris pálido amarillento. Presentan algunas intercalaciones arenosas de color más pálido. Son notables ondulitas en los horizontes calcáreos, llegan a tener más de 20 cm de altura por una longitud de onda de aproximadamente 50 cm. Hay un notable banco de *Pucalithus*.
- 400-470 m: Calizas grises dolomíticas que presentan abundantes intercalaciones de unas arcillas gris verdoso y areniscas calcáreas verde amarillenta con restos de gastrópodos indeterminables.

Espesor: Esta formación presenta un espesor constante en los afloramientos del Espinazo del Diablo.

Relaciones Estratigráficas: La Formación Yacoraite es concordante en la base con la Formación Pirgua, y en el techo pasa de idéntica forma, ya fuera

de nuestra zona, a la Formación Santa Bárbara.

Edad y Correlación: Respecto a su edad debemos atenernos a los estudios de Lohmann y Branisa (1962), quienes definieron los elementos estratigráficos del sinclinal de Miraflores, mediante un estudio detallado de las características litológicas y paleontológicas de las formaciones allí aflorantes. Estos identificaron a la Formación Miraflores, que tiene una fauna típica del Aptiano-Albiano y la Formación El Molino que contiene una fauna senoniana. La relación entre ambas es una discordancia erosiva.

La formación El Molino contiene a *Pucalithus* y restos de un pez: *Gasteroclupea branisai sig*, ambos reconocidos en los afloramientos de la Formación Yacoraite del norte argentino.

Teniendo en cuenta que la edad de la Formación El Molino es campaniana, y que contiene la misma fauna que la Formación Yacoraite deducimos que ambas son isópicas.

Otros afloramientos: Aparte de los afloramientos del Espinazo del Diablo hemos de destacar un pequeño relicto de esta Formación que aflora en la región de Abra Blanca, unos 3 km al noroeste del Molino, en la pendiente oriental de la Sierra de Aguilar.

El afloramiento de Abra Blanca, está constituido por varios niveles de caliza gris blanquecina, amarillenta y gris verdosa, oolítica y dolomítica, la que contiene dos niveles con *Pucalithus* y algunos otros con restos indeterminables de gastrópodos. La potencia aproximada de este afloramiento es de 30 metros.

Por la naturaleza de las rocas calcáreas de Abra Blanca y por el contenido faunístico, suponemos que el espesor mencionado puede corresponder a los niveles medios o superiores de la Formación Yacoraite.

Formación Santa Bárbara

En nuestra zona esta formación aflora solamente un relicto de las Margas Rojas Inferiores y Margas Verdes, en una superficie de más o menos 400 m cuadrados, cerca de las nacientes del arroyo de La Llama, por efectos del arrastre de la falla de Cajas. Las Margas Rojas Superiores pasan en concordancia al Terciario, no existiendo un contacto neto entre éstas y la formación Carahuasi.

Edad y Correlación: A la formación San Bárbara se la observa dispuesta concordantemente por sobre la formación Yacoraite, en diferentes puntos de las provincias de Salta y Jujuy. Los hallazgos de fósiles en varios niveles de las Margas son conocidos desde fines del siglo pasado.

Cockerell fue el especialista que se ocupó de la fauna de insectos presente en la Formación Santa Bárbara. Para este autor la presencia de coleópteros tales como *Cassonus*, *Curculionites*, etc., nos indicarían una edad terciaria.

Parodi Bustos, del Corro y Kraglievich reconocieron la presencia de un bactracio, en sedimentos de la Formación Santa Bárbara, en las inmediaciones de Puente Morales en la provincia de Salta. Posteriormente Reig (1961) refiere este hallazgo al género *Eoxenopoides*, el cual nos indicaría una edad cretácica superior.

Si seguimos la opinión de Branisa (1962), la Formación Santa Bárbara es isópica a la Formación Santa Lucía, aflorante en el sinclinal de Miraflores, en la República de Bolivia, de edad campaniana-maestrichtiana.

TERCIARIO

EOCENO?

Formación Carahuasi:

El conjunto de sedimentos que constituyen esta formación, aparece ampliamente distribuido en el borde oriental de la fauna salto-jujeña.

La Formación Carahuasi, en la región

(provincia de Salta) está compuesta por sedimentos clásticos cuya granulometría oscila entre la fracción pelítica y la psefítica. Su color rojo es característico.

Por el predominio de elementos psamíticos, esta formación fue denominada por Bonarelli (1921) "Areniscas Rojas Superiores", también conocidas en la literatura geológica con el nombre de "Areniscas Superiores".

Ubicación: La Formación Carahuasi aflora en nuestra región de estudio, en el espacio limitado al este por la falla de Cajas y al oeste por la falla de Aguilar. Los afloramientos de esta formación se observan en el corte de los ríos que bajan de la Sierra de Aguilar y los que existen en la pendiente occidental de la Sierra de Cajas.

Es muy difícil poner de manifiesto —en un perfil geológico— el desarrollo normal de la columna estratigráfica de la Formación Carahuasi.

El motivo de este impedimento se encuentra en el hecho de que dicha formación carece de horizontes guías. La región presenta un alto grado de tectonización y además en toda la zona de Aguilar se observa una espesa cubierta de sedimentos cuaternarios.

La Formación Carahuasi y la Formación Santa Bárbara, en nuestra zona, están en contacto tectónico. Pero, en las inmediaciones de Casa Grande al oriente del Espinazo del Diablo, fuera ya de nuestra región, la relación es normal y concordante, siendo muy difícil de distinguir una de la otra por la semejanza de su litología y coloración.

Nuestros afloramientos están caracterizados por su granulometría mediana a gruesa entre los que se distingue la fracción arenosa (compuesta por arcosas y los horizontes conglomerádicos por clastos de composición variada).

En los conglomerados, los clastos presentan bajos valores de redondez y esfericidad, llegando a tener hasta 40 cm de diámetro. Se observan algunos cons-

tituidos por un granito de abundantes fenoclastos de ortoclasa rosada, detalle que lo diferencia notablemente del "Granito Aguilar". Asimismo se observa la presencia de una vulcanita (dacita?) de color verde claro, que posee fenoclastos de plagioclasa. Hay también rodados procedentes de la destrucción de la formación Yacoraite, fragmentos de las ortocuarcitas y lutitas del ciclo cambro-ordovícico.

Los afloramientos más australes, en nuestra zona de estudio, fueron localizados en el tramo inferior de la quebrada de la Mula, en las inmediaciones de la falla de Cajas. En este punto los estratos buzan al SO con una intensidad de 34°.

En las barrancas norte del río Despensa, unos 600 metros al este del camino de El Aguilar a la Poma, el Terciario aflora siguiendo un rumbo de 145° y buza 55° al oeste. En este punto, la formación Carahuasi está compuesta por una arcósica con abundantes intercalaciones conglomerádicas.

En las nacientes del río Cristóbal, la Formación Carahuasi está constituida por areniscas arcósicas y numerosas intercalaciones conglomerádicas. En las inmediaciones del Molino aflora, esta formación, con el corte del río Padrioc y en las barrancas del río Rodero. También se la observa en el corte del arroyo Yararayoc.

Los afloramientos de la Formación Carahuasi se hacen más continuos desde la región del río Grande hasta las inmediaciones de Tres Cruces. Prácticamente el camino que une a El Aguilar con la localidad de Tres Cruces está construido sobre los afloramientos de esta formación.

Edad y Correlación: Los sedimentos de la Formación Carahuasi se encuentran muy bien distribuidos en las provincias de Salta y Jujuy. Generalmente se encuentran concordantes sobre los sedimentos cretácicos y en facies semejantes.

Los remanentes de esta formación, que hemos distinguido en nuestra zona de estudios, son isópicos con las pelitas, areniscas y conglomerados rojos, reconocidos en las provincias norteñas con la denominación de Areniscas Superiores u Horizontes U, de Hagermann. A estas se las asigna provisoriamente al Terciario inferior (Eoceno).

CUARTARIO

PLEISTOCEN - HOLOCENO

La amplia planicie donde se depositan las colas (residuos) del Molino de la Mina Aguilar, está compuesta por sedimentos del Cuartario. Estos sedimentos constituyen un gran cono de deyección, que tuvo origen primeramente en la acción de los glaciares que descendían de la Sierra de Aguilar por el cauce del río Padrioc (glaciar del Padrioc).

Los sedimentos glaciares se presentan como un till característico, observándose bien desarrollado en los circos y valles de la Sierra de Aguilar (quebrada del río Padrioc, donde se encuentra emplazada la Mina).

Al este del Molino se comienzan a intercalar lentes de sedimentos más seleccionados de origen fluvial, los cuales deben estar relacionados con movimientos de retroceso del glaciar del Padrioc.

En el río de Cajas, el Cuartario, tiene un espesor de aproximadamente 15 m y está integrado casi exclusivamente por la fracción psefítica.

En el arroyo de la Vizcacha, si bien tiene un espesor bastante semejante, se observa en los primeros 8 m un material limo-arcilloso de color pardo-rojizo y pardo amarillento, en el cual se observan delgadas intercalaciones lenticulares conglomerádicas y arenosas. Inmediatamente por sobre este nivel, se observan unos 6 m de conglomerado, bastante grueso, de naturaleza polimética, que posee una métrix arcillosa castaño

oscure, la cual le otorga un grado de cohesión característica.

Al oriente del Espinazo del Diablo, el Cuartario es de carácter fluvial, observándose en los niveles conglomerádicos gran cantidad de material arcilloso. En las barrancas del río Grande se observa una perfecta discordancia angular entre las sedimentitas de la formación Santa Bárbara y los sedimentos fluviales del período mencionado.

TECTONICA

Morfoestructuralmente, pueden diferenciarse —en el área estudiada— dos importantes unidades: la Sierra de Aguilar y la Sierra de Cajas. Ambas se encuentran afectadas por desplazamientos de sus flancos. Los principales desplazamientos se realizaron en el sentido de dos grandes fallas: la falla de Aguilar y la falla de Cajas.

La Sierra de Aguilar, en la zona intruida por el stock granítico de Aguilar, ha sufrido una serie de movimientos de gran intensidad a lo largo de fallas de corto recorrido, pero de gran rechazo. Las fallas están genéticamente relacionadas con la gran falla que corre en sentido submeridional por el flanco oriental de la Sierra mencionada.

La falla de Aguilar bordea el flanco oriental de la Sierra homónima, constituyendo el límite occidental del bloque hundido del Molino. Morfológicamente, se diferencia por la brusca disminución del relieve al pie de la sierra y por la abundancia de ojos de agua asociados a una vegetación característica que da lugar al desarrollo de turberas.

La roca milonítica es de un color oscuro, bastante semejante a las lutitas ordovícicas y presenta una notable esquistosidad secundaria orientada en un rumbo nor-noreste.

Otras fallas importantes dentro de la Sierra de Aguilar son: Canedo, Laguna, B8, Inclinada, etc. Un sistema menor se aprecia dentro de la Mina. Todas

estas fallas son importantes para la exploración de los minerales de Aguilar.

Entre la falla Aguilar y la de Cajas media un bloque hundido, cuya longitud en sentido meridional muy probablemente sea mayor a 20 km y su diámetro transversal de aproximadamente 7 km. La falla de Aguilar puede seguirse desde la región de Tres Cruces, al norte, hasta el extremo sur de la Sierra de Aguilar, perdiéndose bajo los sedimentos recientes de la Puna.

La falla de Cajas puede observarse desde la región de Vicuñayoc hasta las inmediaciones del río Grande, afectando a las sedimentitas del ciclo Cretácico-terciario. Unos 5 km al sur de la Poma, parece que esta misma falla es la causante del afloramiento de un bloque de la Formación Pirgua, en el punto denominado Casa Puca, también conocido como Cerrito Colorado.

La Sierra de Cajas constituye un amplio anticlinal cuyo eje axial, se dispone siguiendo un rumbo submeridional, pasando algo al oeste del Alto de Cajas. Al norte se hunde en las inmediaciones de la quebrada de la Casa.

Las fallas que se observan en la Sierra de Cajas tienen un rumbo aproximado norte-sur o noroeste-sureste. La mayor parte de ellas sigue el rumbo de los estratos; es decir, la estructura sedimentaria rigió los movimientos de falla al actuar las fuerzas orogénicas.

En las inmediaciones del eje del anticlinal de Cajas, al norte de la quebrada Azul y en las inmediaciones del río de Cajas, se presenta una zona tectónicamente complicada. En esta región se observa una serie de pequeños pliegues y fallas de escaso rechazo, los cuales alteran la secuencia sedimentaria, llegando a desaparecer, por este motivo, los pisos correspondientes al Tremadociano superior.

Otro elemento estructural importante lo constituye la falla Oriental. Ella está ubicada en el área oriental del anticlinal de Cajas y es de naturaleza pivoteante.

La evidencia más septentrional de la falla Oriental se localiza en el extremo sureste de las Colas del Molino, mientras que la más austral se la observa a un costado del camino a Portillo.

Los movimientos dentro de la zona de falla son muy notables. Los sedimentos ordovícicos presentan un alto grado de plegamiento y el material triturado se lo observa con un espesor mayor a 100 metros.

En la pendiente occidental del Espinazo del Diablo existe una falla de pequeña magnitud, pero de relativa importancia local. Pareciera que ésta constituyera una virgación de la falla Oriental. El buzamiento es hacia el oeste. Su trayectoria es bastante irregular y puede ser seguida desde el Abra del Espinazo, bordeando la pared occidental en un trecho de 400 m para luego separarse y tomar un rumbo noroeste.

El bloque comprendido entre las dos fallas ha descendido y por efectos de una componente horizontal se ha desplazado diagonalmente. Esto dio lugar a que se formaran una serie de pliegues de pequeña magnitud de rumbo nor-noroeste en la arenisca fina verde del Llanvirniano inferior.

CONCLUSIONES

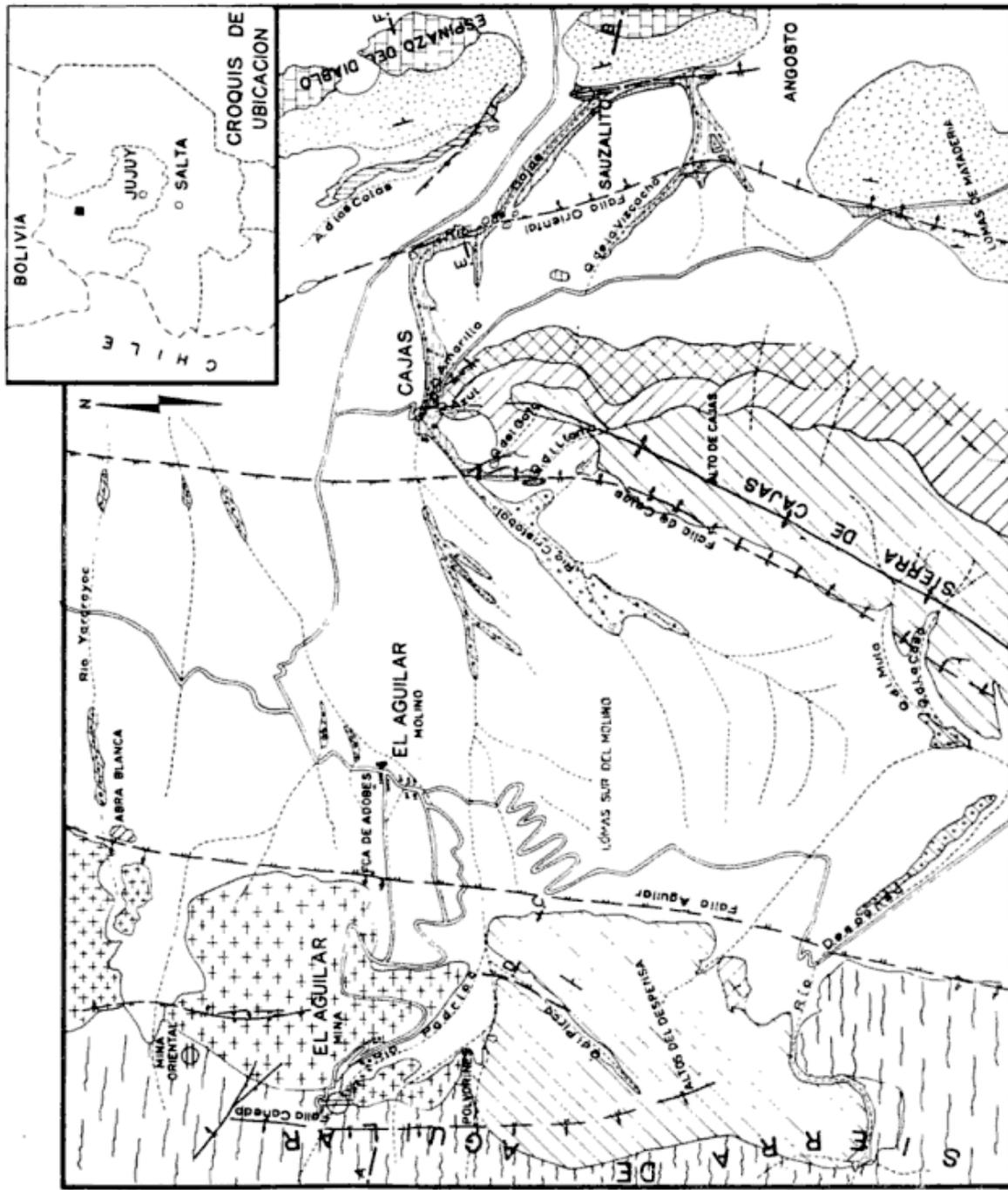
- La sucesión estratigráfica puesta de manifiesto por el presente trabajo, constituye la sección más completa del cambro-ordovícico, aflorante en el borde de la Puna de Jujuy.
- Teniendo en cuenta las características litoestratigráficas de las capas atribuidas al Cámbrico superior concluimos que las mismas son factibles de identificar con un nombre formacional: Formación Padrioc.
- Las sedimentitas ordovícicas, gracias a su litología y elementos faunísticos contenidos, son fácilmente correlacionables con sus isópicas de la zona de los Andes Orientales salto-jujeños.

— Las sedimentitas neocretácicas y eoterciarias pueden correlacionarse perfectamente con sus isópicas de afloramientos de las provincias de Salta y Jujuy.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G. (1966). *Contribución al conocimiento Geológico y Paleontológico de la región del Espinazo del Diablo. Depto. Humahuaca, Jujuy. Tesis doct., F.C.E.F.N. Córdoba. Inéd.*
- Ahlfeld, F. y Branisa, L. (1960). *Geología de Bolivia*. Publ. Inst. Bol. de Petróleo.
- Bonarelli, G. (1927). *Fósiles de la Formación Petrolífera "Sistema de Salta"*. Bol. Ac. Nac. Cien. Cba., 30, 51-115.
- Brackebusch, L. (1881). *Viaje por la provincia de Jujuy*. Bol. Ac. Nac. Cien. Cba. 5, 185-439.
- Groeber, P. (1952). *Mesozoico*, en GAEA, 3.
- Harrington, H. (1938). *Sobre las faunas del Ordoviciano inferior del Norte Argentino*. Rev. Mus. La Plata N. S. 4, 109-289.
- Harrington H. y Leanza. (1957). *Ordovician Trilobites of Argentina*. Univ. Kansas Press, Special Publ. I, 1-261.
- Hausen, J. (1924). *Sobre un perfil geológico del Borde Oriental de la Puna de Atacama*. Bol. Ac. Nac. Cien. Cba., 28, 1-95.
- Keidel, J. (1943). *El Ordovícico inferior de los Andes del Norte Argentino y sus depósitos marino-glaciales*. Bol. Ac. Nac. Cien. Cba. 36, 140-229.
- Kobayashi, T. (1937). *The Cambrian-Ordovician shelly faunas of South-America*. Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 2, 4, 369-522.
- Polansky, J. (1966). *Edades de eruptivas supra-paleozoicas asociadas con el diastrofismo variscico*. Rev. Asoc. Geol. Arg. 21, 1, 5-19.
- Steinman, G. y Hoek. (1912). *Das Silur und Kombrium des Hochlandes von Bolivia und ihre fauna*. N. Jahrb. Min. 34, 176-252.
- Stingl, G. (1948). *Estudio geológico de la zona de Casa Grande, Depto. Humahuaca, Jujuy. Tesis doct. F.C.E.F.N. Cba. Inéd.*
- Sgrosso, P. (1943). *Contribución al conocimiento de la Geología y Minería del Noroeste Argentino*. Bol. Dir. Nac. Min. Geol., 53, 1-180.
- Spencer, F. (1950). *The Geology of the Aguilar Lead-Zinc Mine, Argentina*. Economic Geology, 45, 5.
- Turner, J. C. M. (1960). *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria, provincia de Salta y Jujuy*. Ac. Nac. Cien. Cba., 41.

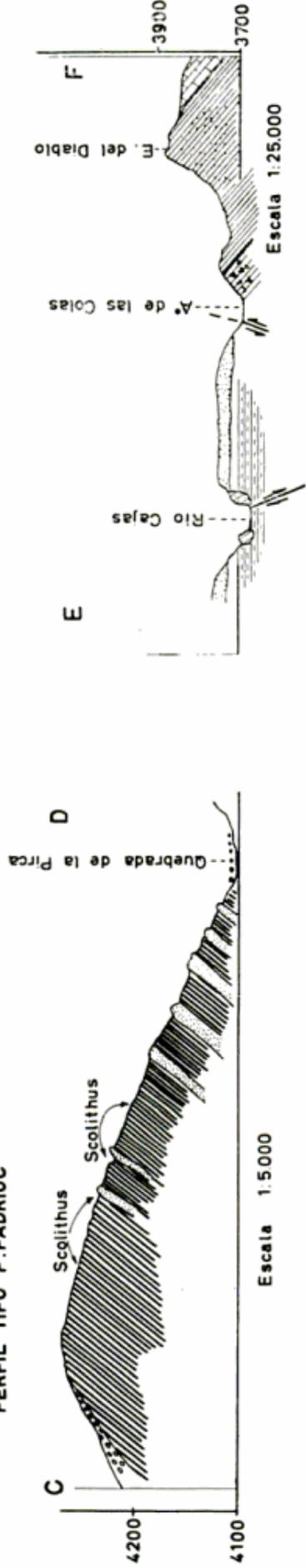
Recibido el 30 de abril de 1968.



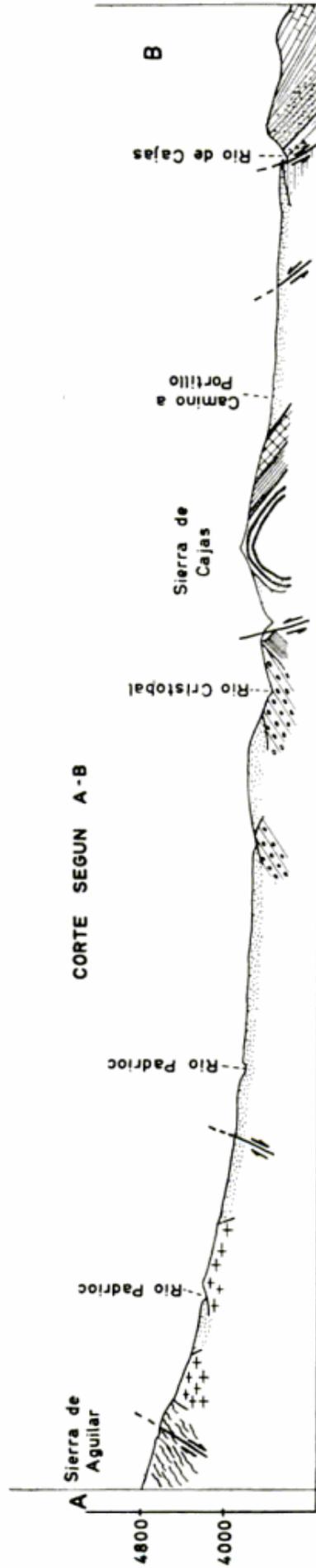
- | | |
|--|------------------------------------|
| | Cuartario |
| | Terciario-Eoceno F. Carahuasi |
| | Creácico |
| | F. Santa Bárbara |
| | F. Yacoraité |
| | F. Pírgua |
| | Permico |
| | Granito Aguilar |
| | Llanvirniano F. Sepulturas |
| | Skiddaviano F. Acoite |
| | Tremadociano inf. |
| | F. Cardonal |
| | F. Lampazar |
| | Cambrico Superior F. Padriac |
| | Anticlinal |
| | Rumbo e inclinaciones |
| | Falla a) inclinación b) labio bajo |
| | Contacto al comprobado b) supuesto |
| | Piomo y Zinc |

Relevamiento geológico de la región de El Aguilar - Espinazo del Diablo Departamto Humahuaca - Provincia de Jujuy, Escala 1 : 100,000

PERFIL TIPO F. PADRIOC



CORTE SEGUN A-B



REFERENCIAS:



CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE AMIANTOS ARGENTINOS

I. ANTOFILITA

POR M. BUTSCHKOWSKYJ

Instituto Nacional de Tecnología Industrial

RESUMEN

Una muestra de antofilita de Tinogasta, Catamarca, Argentina, ha sido analizada química y espectrográficamente, por difracción de rayos-X y por espectroscopía en el infrarrojo. La antofilita es rómbica, el grupo espacial es D_{2h}^{16} -Pnma; $a_0 = 18,56\text{A}$, $b_0 = 18,00\text{A}$, $c_0 = 5,30\text{A}$; $a:b:c = 1,0311:1:0,2944$; $V = 1771\text{A}^3$; $\rho_{\text{calc}} = 2,98\text{g/cm}^3$; $Z = 4$.

Por calcinación a 1200°C , la antofilita se transforma en enstatita.

ABSTRACT

An anthophyllite sample from Tinogasta, Catamarca, Argentine, has been analyzed chemically, spectrographically, by X-rays and by infrared spectroscopy. The anthophyllite is rhombic with space group D_{2h}^{16} -Pnma; $a_0 = 18.56\text{A}$, $b_0 = 18.00\text{A}$, $c_0 = 5.30\text{A}$; $a:b:c = 1.0311:1:0.2944$; $V = 1771\text{A}^3$; $\rho_{\text{calc}} = 2.98\text{g/cm}^3$; $Z = 4$.

Anthophyllite heated at 1200°C , transforms to enstatite.

INTRODUCCION

El presente estudio del mineral antofilita se hizo como contribución al conocimiento de los amiantos argentinos, y será continuado por la publicación de otros tres trabajos, uno de ellos sobre antofilita y los dos restantes referidos a crisotilo.

La muestra objeto de este estudio, proviene del yacimiento de amianto "La Mesada", ubicado en la Prov. de Catamarca, a 4000 m de altura sobre el nivel del mar, 170 km al norte de Tinogasta. Según Kittl (1935), el yacimiento consiste en una veta principal de más o menos 1 m de espesor, que corta verticalmente la roca de caja. La antofilita está orientada con su eje de fi-

bra perpendicular al plano de la veta.

La muestra de antofilita se analizó espectrográficamente, y se estudió por difracción de rayos-X y por espectroscopía en el infrarrojo. Para el estudio roentgenográfico se obtuvieron diagramas Debye-Scherrer, en cámara de 57,3 mm de diámetro, con radiación de Fe/Mn, y diagramas de polvo, en goniómetro de difracción con contador Geiger-Müller y radiación de Cu/Ni.

Para estudiar el comportamiento térmico del mineral, el mismo fue calcinado a 1200°C , comprobándose su transformación en enstatita. El mineral calcinado fue analizado químicamente y estudiado por rayos-X y por espectroscopía en el infrarrojo.

GENERALIDADES Y PROPIEDADES
FISICAS

La antofilita pertenece al grupo de los anfíboles rómbicos, suele presentarse en agregados fibrosos con clivaje prismático perfecto según (100) y menos perfecto según (010), con dureza 5,5, peso específico 2,9 - 3,2 g/cm³ e índice de refracción $n_{\beta} = 1,61 - 1,69$, variando los valores de estas dos últimas propiedades físicas con el contenido en hierro.

La antofilita objeto de este estudio, tiene color gris claro amarillento, que se torna marrón oscuro al calcinar el mineral. Este se presenta en agregados fibrosos de 20 a 30 mm de longitud y de hasta 2 mm de espesor. El peso específico calculado es 2,98 g/cm³.

COMPOSICION QUIMICA

En las antofilitas, los constituyentes mayores, Si, Al, Fe y Mg, pueden variar entre límites muy amplios. El hierro, sustituyendo al magnesio en coordinación octaédrica, puede superar en algunos casos el contenido de éste. Las variedades denominadas gedritas, pueden contener un porcentaje apreciable de aluminio, el cual puede reemplazar al silicio y al magnesio, entrando en la estructura cristalina con coordinación tetraédrica y octaédrica. En el cuadro 1 se citan algunos ejemplos ilustrativos de estas variaciones. El análisis químico (cuadro 1) y el espectrográfico (cuadro 2), muestran que la antofilita de Tinogasta es una variedad pobre en Fe y Al pero rica en Mg.

CUADRO 1

Análisis químicos

	1	2	3	4	5	6	7
	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	56,8	59,29	58,74	54,56	55,97	53,93	42,80
MgO.....	30,6	30,98	29,95	25,28	23,04	18,92	15,54
FeO.....	6,7	0,06	5,61	12,39	15,38	20,50	18,32
Fe ₂ O ₃		0,29	0,66		1,46	1,84	1,03
Al ₂ O ₃	1,3	0,59	0,12	1,47	0,59	1,79	17,78
CaO.....		1,26	tr.	1,86	0,37	0,12	
MnO.....		2,77	0,06		0,48	0,25	0,14
Na ₂ O.....	1,8	0,37	tr		0,11	0,15	1,52
K ₂ O.....		0,19	tr		0,03	0,07	0,03
TiO ₂		0,03	0,02			0,02	0,49
F.....		0,20			0,45	0,52	0,31
H ₂ O.....	3,2	3,80	4,83	2,95	2,33	2,08	1,94
Total.....	100,4	99,83	99,99	98,51	100,21	100,19	99,90

1. E. Kittl (1935), La Mesada, Tinogasta, Catamarca, Argentina.
2. Allen y Clement (1908), Edwards, St. Lawrence Co., New York, USA.
3. G. Grosser, (1936), Paakila, Finlandia.
4. Merrill (1895), Carbon Co., Wyoming, USA.
5. K. Johansson (1930), Falun, Suecia.
6. A. Bygden (1933), Trondhjem, Noruega.
7. Forest Gonyer (1948), Cherry Creek Area, Madison Co, Montana, USA.

CUADRO 2
Análisis espectrográfico de la antofilita de Tinogasta

%	%	%
Si > 10	Mn 0,05-0,5	Cr 0,005 -0,05
Mg > 10	Ca 0,05-0,5	Co 0,001 -0,01
Fe 1-10	Al 0,01-0,1	Cu 0,0001-0,001
	Ni 0,01-0,1	Ti 0,0001-0,001

Dra. Nélica M. de Frankow (1967).

En el cuadro 3 se comparan los análisis espectrográficos para los constituyentes menores del 0,2 %, de antofilitas de distinta procedencia, observándose poca variación en los elementos y sus porcentajes.

Warren y Modell (1930), establecieron $H_2Mg_7(SiO_3)_8$ como fórmula para

la antofilita, mientras que Berman (1937) propuso $X_7(Z_4O_{11})_2(OH)_2$, donde $X = Mg, Fe, Mn, Al$ y $Z = Si, Al$. Strunz (1965) escribe la fórmula química de la siguiente manera:



aceptada también por el autor.

CUADRO 3
Análisis espectrográficos para los componentes menores de 0,2 %, de antofilitas de diversa procedencia.

	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %	6 %
Ni.....	0,01	0,008	0,01	0,07	0,06	0,06
Cr.....	0,005	0,02	0,01	0,006	0,008	0,03
Co.....	0,001	0,006	0,004	0,007	0,008	0,006
Cu.....	0,0001	0,005	0,006	0,03	0,02	0,003
Ti.....	0,0001					
Ag.....		0,002	0,003	0,002	0,008	0,002
Li.....		0,03	0,04	0,001	0,002	0,02
V.....		0,03	0,01			0,001
Zr.....		0,002	0,003	0,003	0,001	0,002
Sr.....					0,008	
Ba.....						0,006

1. Tinogasta, Catamarca, Argentina.

2. Dillon Complex, Montana, USA.

3. Karelia, USSR.

4. Carbon County, Wyoming, USA,

5. Warrenton County, N. Carolina USA.

6. Dillon Complex, Montana, USA,

Los análisis 2 a 6 son citados por J. C. Rabbit en Am. Min. 33,(1948), 263-323.

CUADRO 4

Bandas de absorción de los espectros de infrarrojo, de la antofilita natural y de la calcinada

1		2		1		2	
λ, en μ		λ, en μ		λ, en μ		λ, en μ	
9,20	f	9,40	f	12,85	m	11,80	f
9,50	f	9,95	f	13,30	m	13,50	m
9,80	f	10,35	f	13,70	m	13,90	m
10,40	f	10,70	f	14,55	m	14,55	m
11,00	mf	10,85	f	14,85	m		
11,20	mf	11,25	f				

f = fuerte ; mf = medianamente fuerte ; m = mediano.

1. Dra. C. Cristallini, (1967) Antofilita, Tinogasta, Catamarca, Argentina.
2. Idem, antofilita calcinada, (enstatita).

ESPECTROSCOPIA EN EL INFRARROJO

Se obtuvieron los espectros de absorción en el infrarrojo de la muestra natural y de la calcinada a 1200° C. Estas se prepararon según la técnica de las pastillas prensadas de bromuro de potasio, y para el registro de los espectros se utilizó un espectrofotómetro de doble haz Perkin-Elmer, modelo 221. En el cuadro 4 se comparan las bandas de absorción en ambos espectros. Nótese el corrimiento de las bandas de absorción hacia las mayores longitudes de onda en la antofilita calcinada (enstatita), con respecto a la antofilita natural, así como la intensificación de las bandas entre 9-10 micrones (uniones Si-O). (Figs. 5 y 6.)

INVESTIGACION ROENTGENOGRAFICA

Estudios anteriores. Johansson (1930) determinó para una antofilita de Falun, Suecia: parámetros del retículo $a_0 = 18,56\text{A}$, $b_0 = 18,073\text{A}$, $c_0 = 5,28\text{A}$; $a:b:c = 1,02676:1:0,2922$; grupo espacial $D_{2h}^5 - Pmcm$; $Z = 32$, puesto que aceptó como fórmula química $MgSiO_3$. A su vez, Warren y Modell (1930), es-

tudiaron antofilitas de Edwards, New York, y de Falun, Suecia, estableciendo el grupo espacial $D_{2h}^{16} - Pnma$ y determinando para la celda unitaria los siguientes valores: $a_0 = 18,5\text{A}$, $b_0 = 17,9\text{A}$, $c_0 = 5,28\text{A}$; $a:b:c = 1,035:1:0,294$; $Z = 4$, para la fórmula $H_2Mg_7(SiO_3)_8$.

Presente estudio. — Para el estudio por difracción de rayos-X se obtuvieron diagramas de polvo en cámara de Debye-Scherrer de 57,3 mm de diámetro, usándose radiación de Fe y filtro de Mn, y diagramas de polvo en goniómetro de difracción con contador Geiger-Müller. Para estos últimos se utilizó radiación de Cu con filtro de Ni (cuadro 5 y Figs. 1, 2 y 7).

De acuerdo con las International Tables for X-ray Crystallography (1952) y las extinciones aquí encontradas:

hkl y h0l	sin condiciones
0kl	$k + l = 2n$
hk0	$h = 2n$
h00	$h = 2n$
0k0	$k = 2n$
00l	$l = 2n$

queda confirmado como grupo espacial el $D_{2h}^{16} - Pnma$.

CUADRO 5
Datos roentgenográficos de la antofiliita de Tinogasta

1		2		3		4		
d _{obs.} A	I/I ₀	d _{obs.} A	I/I ₀	d _{calc.} A	hkl	d A	I/I ₀	hkl
		9,42	md	9,28	200	9,21	5	200
8,927	22	8,97	m	9,00	020			
8,185	81	8,25	m	8,24	210	8,33	70	210
5,035	2	5,03	d	5,04	230	5,03	5	230,101
4,619	2	4,64	d	4,64	400	4,67	20	400
4,480	16	4,49	md	4,49	040,410	4,49	35	410,040
4,111	9	4,13	md	4,12	420	4,14	5	420
3,864	3	3,88	md	3,88	131	3,97	5	301
3,630	19	3,63	f	3,63	340	3,66	15	430,321
3,477 *	2	3,47 *	dd					
3,324	7	3,36	d	3,36	250			
		3,34	d	3,34	331			
3,218	53	3,237	f	3,228	440	3,23	50	440,421
3,097	4	3,133	m	3,093	600			
3,035	100	3,046	ff	3,046	610	3,06	100	610,501
2,928 *	2							
2,873	6					2,872	15	521
2,829	19	2,830	f	2,836	251	2,831	20	260,450
						2,822	15	251
2,735	15	2,754	mf	2,747	630	2,750	10	630,441
2,680	9	2,680	f	2,683	351			
2,576	6	2,577	m	2,585	161			
2,547	7	2,540	m	2,548	202	2,552	5	112,621
2,499	3	2,505	d	2,506	451	2,536	5	460,202
2,428	3	2,421	d	2,436	302			
2,366 *	2							
2,342	1	2,357	d	2,345	650			
2,319	4	2,317	d	2,320	800			
2,291	6			2,302	641,402			
2,279		2,270	d	2,283	412	2,266	10	461,412
2,241	6	2,249	d	2,249	470,080			
2,149	24							
2,130		2,132	ff	2,134	561			
2,092 *	2							
2,065	3	2,069	dd	2,061	840			
2,021	2	2,032	md	2,024	480	2,023	5	480,281
		2,006	dd	1,995	661			
1,992	7	1,984	mf	1,979	751			
1,955	2	1,960	d	1,964	622			
1,868	4	1,869	d	1,874	702	1,855	15	702,10.0.0

CUADRO 5 (Continuación)

1		2		3		4		
d _{obs.} A	I/I ₀	d _{obs.} A	I/I ₀	d _{calc.} A	hkl	d A	I/I ₀	hkl
1,843	} 14			1,838	642	1,841	10	552,860
1,833		1,832	mf	1,836	860			
		1,807	d	1,800	0.10.0	1,822	15	722,172
1,770	4	1,777	md	1,772	10.3.0			
1,729	9	1,730	mf	1,729	3.10.0			
				1,733	861			
1,691	11			1,691	313			
1,679	4	1,679	d	1,686	282			
		1,657	d	1,663	752			
1,614	19	1,618	f	1,618	961	1,615	15	880,912
						1,608	5	423,11.0.1
1,581	2	1,579	mf	1,586	053			
1,545	3	1,548	m	1,546	12.0.0			
				1,545	443			
				1,544	881			
1,529	2			1,531	942			
1,513	5	1,513	f	1,513	890			
1,500	13	1,506	ff	1,504	10.7.0			
				1,507	862			
		1,497	f	1,498	263			
				1,496	12.3.0			
				1,500	0.12.0	1,500	25	12.3.0,0.12.0
				1,498	682			
				1,499	543			
1,470	1			1,473	10.3.2			
1,462	2			1,465	713			
1,442	2	1,446	mf	1,446	6.11.0			
				1,448	173			
				1,443	463			
1,416	13	1,414	ff	1,417	692			
1,360	4	1,361	d	1,360	10.9.0			
				1,363	663			
1,330	11	1,328	f	1,328	483			
		1,325	m	1,326	14.0.0			
				1,325	12.7.0			
1,304	33	1,303	md	1,304	214			
1,292	9	1,295	mf	1,294	14.3.0	1,289	5	2.12.2,13.5.1
				1,292	10.10.0			
				1,292	2.12.2			
		1,283	dd	1,286	0.14.0			
				1,283	1.14.0,943			
1,274	5	1,275	dd	1,271	14.4.0			

CUADRO 5 (Conclusión)

1		2		3		4	
d _{obs.} A	I/I ₀	d _{obs.} A	I/I ₀	d _{calc.} A	hkl	d A	I/I ₀ hkl
				1,274	12.8.0		
		1,259	md	1,259	3.14.0		
1,240	2						
1,229	2	1,233	d	1,233	524		
				1,230	254		
		1,222	d	1,223	12.9.0		
		1,200	d	1,202	15.1.1		
1,178	2	1,178	d	1,178	14.7.0		
1,151	5	1,158	d	1,157	16.1.0		
1,140	3	1,149	d	1,149	16.2.0		
		1,134	d	1,138	824		
				1,139	16.3.0		
		1,125	dd	1,125	0.16.0		
		1,112	m	1,115	844		
				1,113	10.11.2		
		1,107	m	1,106	3.16.0		
				1,110	4.12.3		
		1,096	d	1,097	674		
		1,080	d	1,080	8.10.1		
		1,078	m	1,076	12.12.0		
		1,067	m	1,067	14.10.0		
				1,066	10.12.2		
		1,053	m	1,054	16.2.2		
		1,044	m	1,046	10.4.4		
		1,038	m	1,037	694		
		1,032	f	1,031	18.0.0		
				1,033	8.16.0, 18.1.0		
1,028	} 5	1,031	m	1,030	6.15.2		
1,027				1,029	14.11.0		
		1,024	f	1,024	315		
				1,023	425		
		1,017	f	1,020	18.3.0		
		1,010	m	1,012	10.6.4		
		1,007	d	1,007	255		
1,000	7	1,003	m	1,003	16.9.0		
				1,004	2.11.4		
0,988	5	0,994	mf	1,000	0.18.0		

* Líneas no identificadas.

1. Antofilita de Tinogasta, Catamarca. Difractómetro CuK = 1,5405 A.

2. Idem, diagrama Debye-Scherrer, cámara diámetro 57,3 mm, Fek_α = 1,936 A.

3. Espaciados calculados.

4. Antofilita sintética magnesiana. Tarjeta ASTM 16-401.

En el cuadro 5 se hallan indicados los valores de los espaciados interplanares medidos y de los calculados, de la antofilita estudiada así como de la antofilita sintética magnesiana. Los parámetros de la celda unitaria de la antofilita de Tinogasta se determinaron recalculando las distancias entre los planos, eligiéndose aquellos valores para los cuales hubo mejor concordancia entre los espaciados calculados y los experimentales. Los parámetros del retículo así obtenidos son: $a_0 = 18,56\text{A}$, $b_0 = 18,00\text{A}$, $c_0 = 5,30\text{A}$; $a : b : c = 1,0311 : 1 : 0,2944$; $V = 1771\text{A}^3$; $\rho_{\text{calc.}} = 2,98\text{g/cm}^3$; $Z = 4$.

COMPORTAMIENTO TERMICO DE LA ANTOFILITA

La antofilita, por calcinación a 1200°C centígrados, cambia de gris claro a marrón oscuro. La muestra calcinada fue analizada químicamente (cuadro 6) y estudiada por espectroscopia en el infrarrojo (cuadro 4 y Fig. 6). El estudio roentgenográfico se hizo sobre la base de diagramas Debye-Scherrer y registros de difracción con contador Geiger-Müller, cuyos resultados se hallan en el cuadro 7, en el cual se indican también las características roentgenográficas de la enstatita. Comparando los espaciados encontrados para la antofilita calcinada con los de la enstatita (ASTM 7-216), se observa una notable concordancia entre los mismos, lo que confirma que la antofilita, por calcinación a 1200°C , se transforma efectivamente en enstatita (Wittels, 1952). Por otra parte, los resultados del análisis químico de la muestra obtenida a 1200°C , apoyan esta aseveración.

Para la enstatita así obtenida, los parámetros del retículo son: $a_0 = 18,19\text{A}$, $b_0 = 8,77\text{A}$, $c_0 = 5,19\text{A}$.

En el cuadro 8 se comparan los parámetros hallados para la antofilita calcinada (enstatita), con los datos de otros autores para enstatitas de distinta

CUADRO 6

Análisis químico de la antofilita calcinada

SiO ₂	61,42 %
MgO.....	30,22 %
Fe ₂ O ₃	7,88 %
Al ₂ O ₃	0,25 %
CaO.....	0,68 %
Total.....	100,45 %

Dr. F. Mutscheller (1967)

procedencia, observándose buena coincidencia.

CONCLUSIONES

Del estudio anterior resulta, que la antofilita de Tinogasta, Catamarca, es una antofilita pobre en hierro y aluminio, pero rica en magnesio. Pertenece al sistema rómbico, el grupo espacial es $D_{2h}^{16}\text{-Pnma}$, la celda elemental es $a_0 = 18,56\text{A}$, $b_0 = 18,00\text{A}$, $c_0 = 5,30\text{A}$; $a : b : c = 1,0311 : 1 : 0,2944$; $V = 1771\text{A}^3$; $\rho_{\text{calc.}} = 2,98\text{g/cm}^3$; $Z = 4$.

La calcinación de la antofilita a 1200°C centígrados, produce su transformación en enstatita, que pertenece al sistema rómbico y cuyos parámetros del retículo son: $a_0 = 18,19\text{A}$, $b_0 = 8,77\text{A}$, $c_0 = 5,19\text{A}$.

Agradecimientos. — El trabajo fue realizado con el apoyo de la Gerencia de Tecnología de la Construcción, del Instituto Nacional de Tecnología Industrial.

Se agradece a la Dra. C. Cristallini por los espectros en el infrarrojo, a la Dra. Nélide de Frankow por haber efectuado el análisis espectrográfico, al Dr. F. Mutscheller por la ejecución del análisis químico y al Dr. H. Arux por la obtención de los diagramas de difracción con contador Geiger-Müller.

A la Asociación Geológica Argentina se agradece haber hecho posible la publicación de este trabajo.

CUADRO 7

Espaciados de antofilita calcinada hasta 1200° C, en comparación con los enstatita.

hkl	1		2		3	
	d A	I/I ₀	d A	I/I ₀	d A	I/I ₀
120.....					6,33	2
020,111.....			4,371	6	4,41	14
			4,037	2		
121.....	3,311	dd			3,303	35
420,221.....	3,167	ff	3,151	76	3,167	100
321.....	2,966	dd	2,928	8	2,941	44
610.....	2,879	f	2,862	100	2,872	87
511.....					2,825	23
421.....	2,726	dd	2,688	2	2,706	26
131.....	2,535	ff	2,520	8	2,534	43
202.....	2,503	ff			2,494	51
403,521.....			2,471	8	2,471	31
331.....					2,358	7
800.....			2,274	2	2,280	5
402,711.....	2,249	dd			2,252	7
431.....					2,232	7
630.....	2,118	ff	2,111	6	2,114	24
531.....			2,092	6	2,096	21
721,512.....	2,069	d	2,048	2	2,058	13
820,422.....			2,019	4	2,019	10
421.....	1,975	mf	1,979	6	1,984	13
631.....			1,949	4	1,958	24
341,612.....					1,926	4
821.....	1,874	dd			1,887	6
441,332.....					1,854	3
622,830.....	1,800	dd			1,800	7
640,10.1.0.....			1,780	8	1,786	10
541.....					1,773	7
921.....	1,716	dd	1,725	6	1,732	8
831.....					1,702	9
722.....			1,697	2	1,698	8
821,142.....					1,679	9
741.....					1,649	7
10.2.1.....			1,602	2	1,603	20
931.....	1,550	mf	1,582	2	1,588	10
551.....			1,515	10	1,525	7
12.0.0.....					1,520	14
10.3.1.....	1,495	ff	1,482	8	1,485	30
060,642.....	1,486	mf	1,468	18	1,470	22

ff = muy fuerte, f = fuerte, mf = mediamente fuerte, m = mediana, d = debil dd = muy débil

1. Antofilita, Tinogasta, Catamarca. Argentina. Diagrama Debye-Scherrer, cámara diámetro 57,3 mm, Radiación Fek $\alpha = 1,93597 \text{ \AA}$

2. Idem, Difractómetro radiación Cuk $\alpha = 1,5405 \text{ \AA}$

3. Enstatita Bishop ville, S. Carolina. USA. Tarjeta ASTM 7-216

CUADRO 8

Parámetros del retículo de diversas enstatitas en comparación con los de antofilita calcinada

Procedencia	a_0 en Å	b_0 en Å	c_0 en Å
Enstatita, Bishopville, S. Carolina, USA.....	18,217	8,816	5,180
» Bamle, Noruega.....	18,230	8,840	5,188
» New Mexico, USA.....	18,238	8,801	5,200
» N. Carolina, USA.....	18,230	8,823	5,188
Antofilita calcinada, Tinogasta, Argentina.....	18,19	8,77	5,19

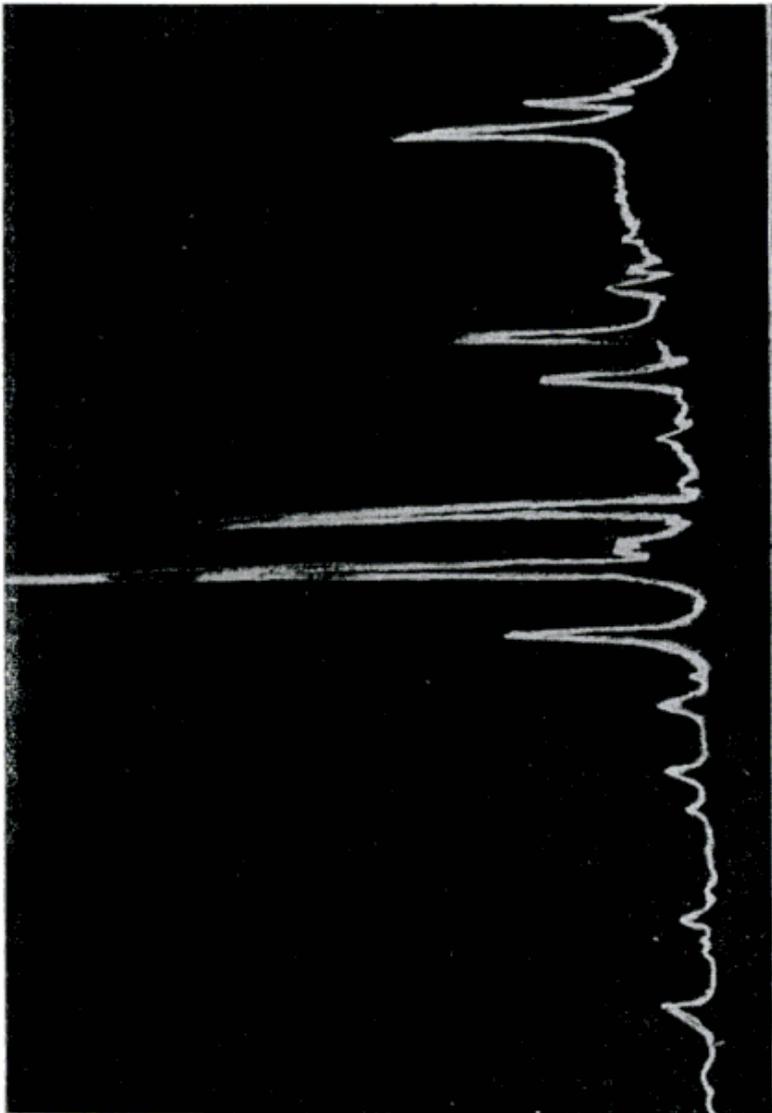
Los datos de las enstatitas de Noruega y Estados Unidos se tomaron de S. S. Pollack, W. D. Ruble, (1964), Am., Min. 49, 983-992.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

Berman, H. (1937). Am. Min. 22, 359.
 Johansson K: (1930). Z. Krist. 73, 31-51.
 Kittl, E. (1935). Rev. Minera 2, 620.
 — (1937). Rev. Minera, 4, 120.
 Pollack, S. S., Ruble, W. D. (1964). Am. Min.
 49, 983-992.
 Rabbitt, J. C. (1948). Am. Min. 33, 263-323.

Warren, B. E., y Modell, D. I. (1930). Z.
 Krist. 75, 161-178.
 Mark Wittels (1952). Am. Min. 37, 28-36.
 International Tables for X-ray Crystallography,
 I. (1952).
 Strunz, H. (1965). Mineralogische Tabellen.
 ASTM, Powder Diffraction File.

Recibido el 30 de abril de 1968.



51 48 45 42 39 36 33 30 27 24 21 18 15 12 θ

Fig. 1. — Autofilita de tinogasta. Difractograma, CuK α = 1.5405 A cristales orientados

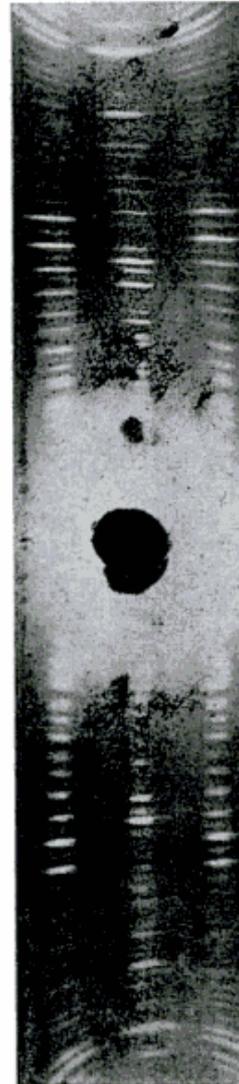


Fig. 2. — Autofilita de tinogasta. Diagrama Debye-Scherrer, FeK α = 1.93597 A

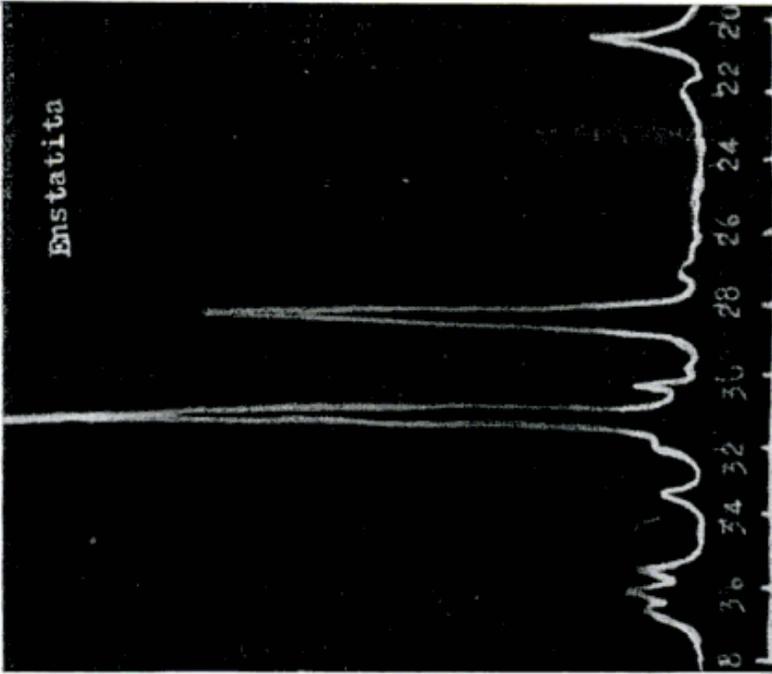


Fig. 3. — Autofilita calcinada a 1200°C. Difractograma, CuK α = 1.5405 A

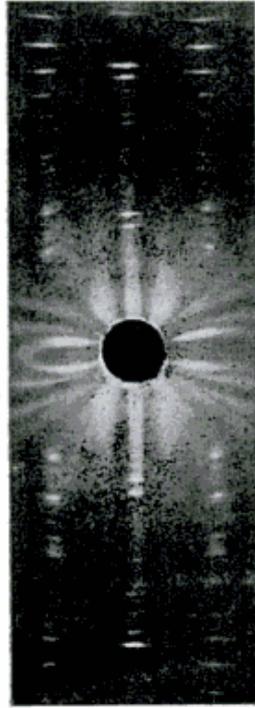


Fig. 4. — Autofilita calcinada. Enstatita. Diagrama Debye-Scherrer, FeK α = 1.93597 A

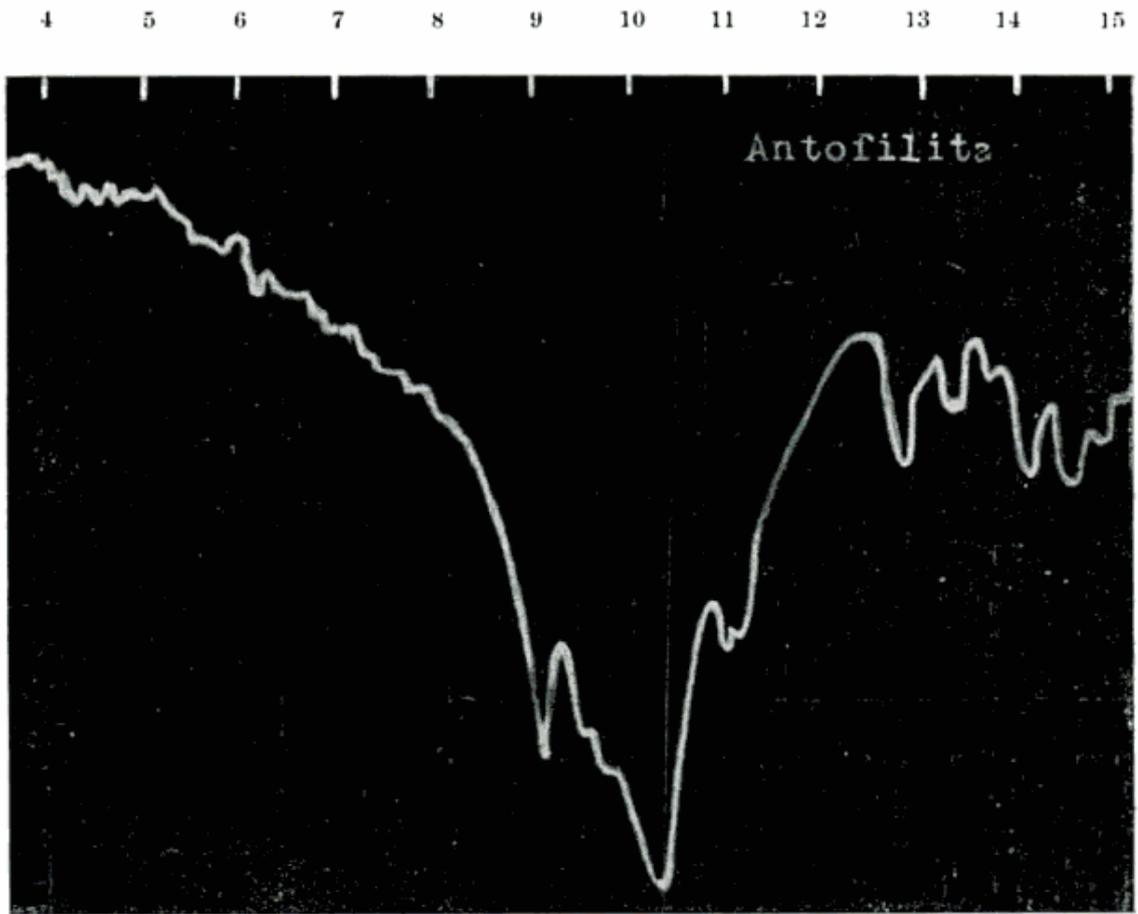


Fig. 5. — Espectro de infrarrojo de antofilita

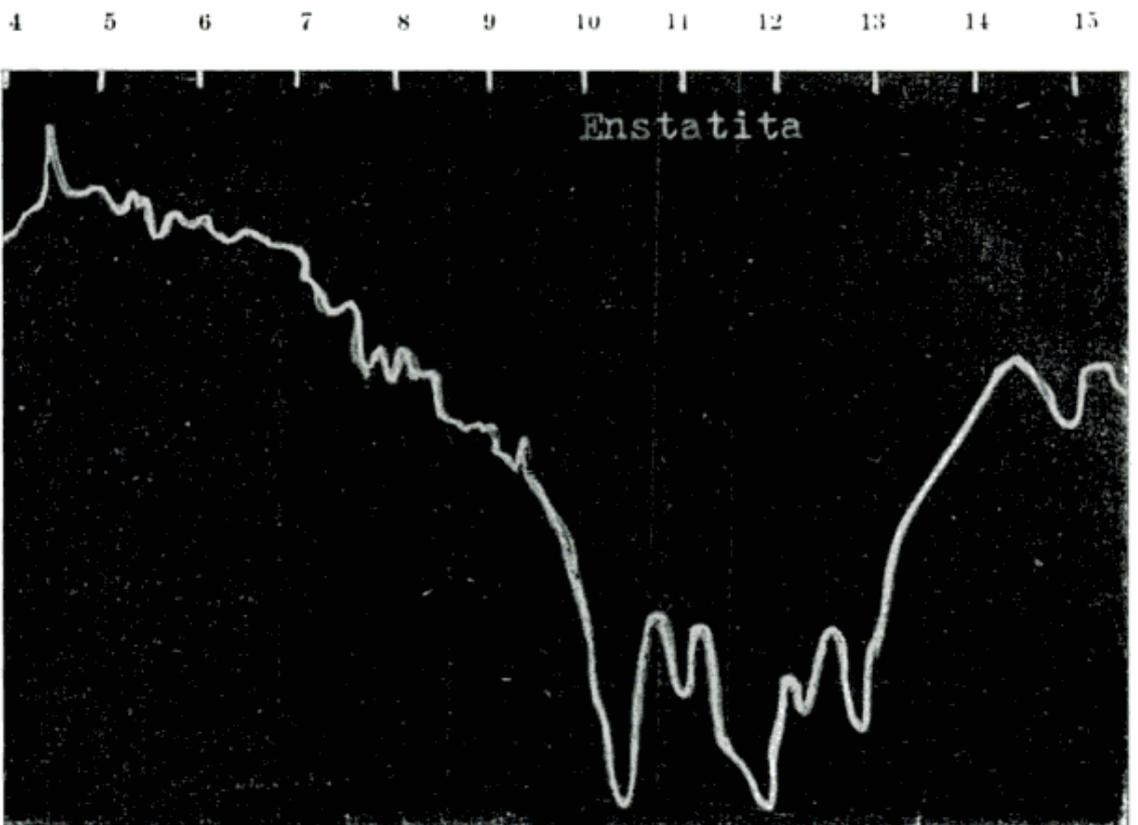


Fig. 6. — Espectro de infrarrojo de antofilita calcinada (enstatita)

ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA VELOCIDAD DE LA EROSION EN LA REPUBLICA ARGENTINA

Por PEDRO J. DEPETRIS¹

RESUMEN

En el presente trabajo se presentan las velocidades de erosión actuales, calculadas para la cuenca del Río de la Plata y otras cuencas argentinas de variada extensión, analizando brevemente algunos de los factores que las controlan y la intensidad de dicho proceso.

La más alta velocidad de erosión calculada, corresponde al río Bermejo, en la Prov. de Salta, donde alcanza 962 mm/10³ años, ocupando el río San Francisco (Cuenca del río Bermejo) el segundo lugar con 271 mm/10³ años.

Por otra parte, el Sistema del Plata está siendo erodado a raíz de 24,8 mm por cada mil años, de los cuales un 35% corresponde a fenómenos de disolución.

ABSTRACT

Present rates of erosion have been calculated for the Río de la Plata Basin and others in Argentina, of varying size, analyzing some of the controlling factors and the intensity of the processes involved.

The highest calculated erosion rate belongs to the Bermejo River (Salta Province), with 962 mm/10³ years, followed by the San Francisco River (Bermejo River Basin) with 271 mm/10³ years.

The Río de la Plata Basin is being eroded at a rate of 24,8 mm/10³ years, of which 35% is due to erosion by solution.

INTRODUCCION

La intensidad de los procesos erosivos ha sido motivo de estudio desde los comienzos de este siglo (R. B. Dole y H. Stabler, 1909; E. E. Free, 1909) y los objetivos han variado desde la investigación en cuencas individuales (A. J. Eardley, 1966) hasta la estimación de la degradación en continentes y áreas sub-continetales (J. Corbel, 1959, 1964; H. W. Menard, 1961; S. Judson y D. Ritter, 1964) y la búsqueda de un valor para la erosión mundial (J. Corbel, 1959). Por otra parte, los resultados ob-

tenidos han sido utilizados en gran número de investigaciones geológicas, cuya mención está fuera del propósito del presente trabajo.

Contrariamente a la capacidad de remoción de sólidos de una cuenca, la cual se expresa en unidades de volumen o peso por unidad de superficie, la velocidad erosiva se presenta como la degradación uniforme de la superficie terrestre, en unidades de longitud (milímetros) por cada mil años. Esto no significa que dicha superficie sea uniformemente erodada de esta forma, pero permite expresar la erosión desde el punto de vista cuantitativo.

El término *erosión* ha sido preferido a *denudación* dado que este último es generalmente aplicado a la remoción

¹ Instituto Nacional de Limnología; becario del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina, en el "Scripps Institution of Oceanography"

de la cubierta sedimentaria (F. G. Bonorino y M. E. Teruggi, 1952) mientras que el primero posee un significado más amplio para la terminología argentina.

La velocidad de la erosión actual puede ser calculada a partir de la cantidad de sedimentos transportados por los ríos, que son considerados como sus agentes principales. Otros procesos erosivos no son incluidos en estudios regionales, dado que sus intensidades se encuentran fuera del alcance de una estimación cuantitativa. No obstante, estudios recientes (E. D. Goldberg, 1965; A. C. Delany et al., 1967) han demostrado, por ejemplo, la importancia del viento, como agente de transporte extracontinental.

La erosión de una región en épocas geológicas anteriores, también puede ser estimada, si el volumen de los depósitos derivados de la misma y la duración de dicho proceso son conocidos. H. W. Menard (1961) realizó estudios de este tipo para la región de los Apalaches, el Himalaya y la cuenca del Mississippi.

El propósito de este trabajo es calcular la velocidad de la erosión actual para la cuenca del Río de la Plata y otras cuencas argentinas de variada extensión, analizando brevemente los factores que la controlan y la magnitud de dicho proceso como pasos previos para trabajos futuros, más extensos y detallados.

Agradecimientos. El autor desea agradecer al Dr. Argentino A. Bonetto, Director del Instituto Nacional de Limnología (CONICET), por la lectura crítica del manuscrito, al Geólogo Herminio H. Pérez, Jefe del Departamento de Recursos Hídricos de Agua y Energía Eléctrica, por facilitar gran parte de los datos aquí utilizados y, finalmente, al colega y gran amigo, Geólogo Juan Carlos Caelles, por su constante apoyo espiritual.

Los ríos transportan materiales de diversas formas y en la mayoría de los casos, gran parte de la carga total es transportada en suspensión, que a su vez, está sujeta a grandes variaciones anuales. Un muestreo inexacto o llevado a cabo durante un reducido lapso, puede resultar en grandes errores en los valores de erosión.

La carga del lecho no fue tenida en cuenta en los cálculos realizados, fundamentalmente por carecer de dicha información, aunque este modo de transporte es generalmente ignorado en cuencas de magnitud regional. Los resultados de R. J. Gibbs (1967) para el río Amazonas, muestran que cerca de su desembocadura, un 5 % del material sólido total es transportado de esta forma.

Los sólidos acarreados en solución por los ríos, reflejan directamente la intensidad de la erosión por disolución y deben ser considerados en los cálculos totales. Lamentablemente, han faltado gran número de datos para algunos de los ríos estudiados y, por lo tanto, los mismos carecen de valores para la erosión química.

La ecuación descripta por J. Corbel (1959) fue utilizada para la obtención de los valores de erosión, asumiendo una gravedad específica media de las partículas de 2,5 y una porosidad nula. El valor de la erosión está dado por

$$D = 4 ET/100$$

donde D se expresa en mm/10³ años, E es el coeficiente de escurrimiento sobre la cuenca en dm y T es la concentración de sólidos en suspensión y/o disueltos, en partes por millón (ppm) o mg/litro.

La Velocidad de la Erosión

a) En algunos ríos argentinos

El cuadro 1 muestra valores de erosión para porciones de algunas cuencas

de tamaño intermedio, calculados a partir de datos recientemente publicados por Agua y Energía Eléctrica (1966).

la misma. Cuencas menores de 80 km² pueden alcanzar valores cercanos a los 13.000 mm/10³ años (S. A. Schumm,

CUADRO 1

Carga de sedimentos suspendidos* y velocidad erosiva en algunos ríos argentinos

Río	Cuenca	Ubicación	Alt. s.n.m. (metros)	Sup. Cuenca (km ²)	Conc. (ppm)	Eseurr. (dm)	Tm/km ² Anuales	mm/10 ³ Años
Bermejo.....	Bermejo	64° 13'O 23° 06'S	296	25.000	6.300	3,82	2.564	962
San Francisco..	Bermejo	64° 28'O 23° 44'S	367	25.800	5.300	1,28	559	271
Juramento	Salado	65° 19'O 25° 18'S	945	31.900	12.400	0,29	516	143
San Juan.....	Colorado	68° 53'O 31° 32'S	945	25.670	1.400	0,84	61	47
Mendoza.....	Colorado	69° 15'O 32 52'S	1.500	8.180	4.700	1,80	512	338
Colorado.....	Colorado	64° 50'O 38° 50'S	122	22.300	1.500	1,89	310	113
Neuquén.....	Negro	69° 25'O 38° 32'S	500	30.200	1.100	3,33	287	146
Negro.....	Negro	63° 40'O 40° 26'S	32	95.000	450	3,10	142	55

* Agua y Energía Eléctrica (1966).

Puede observarse que el río Bermejo presenta la más alta intensidad erosiva del grupo de ríos considerados, alcanzando 962 mm/10³ años. No obstante, debe ser destacado que el muestreo fue realizado a aproximadamente 700 km de la desembocadura de dicho cuerpo de agua en el río Paraguay. Siguiendo las conclusiones obtenidas por Langhein y Schumm (1958) es dable esperar un valor erosivo menor en la desembocadura, ya que la entrega potencial de sedimentos de una cuenca, es inversamente proporcional al tamaño de

1963). El río Negro, por ejemplo, con una cuenca 3,8 veces superior a la asignada para la porción de la cuenca del río Bermejo aquí considerada, posee una capacidad erosiva 15 veces menor (Cuadro 1). Esto se debe, fundamentalmente, a que en cuencas pequeñas, los sedimentos son rápidamente eliminados del sistema debido a las grandes pendientes y a que, contrariamente a lo que ocurre en cuencas de gran tamaño, la carga sedimentaria no es, generalmente, depositada en llanuras de inundación, erodada y retransportada hasta

alcanzar la desembocadura del sistema.

De igual modo, la capacidad de entrega de sedimentos de una cuenca, es función de la relación relieve/longitud, que ha sido matemáticamente expresada por S. A. Schumm (1963) mediante la ecuación

$$\log S = 27,35 R - 1,1870$$

donde S es la *entrega* de sedimentos de una cuenca en acres-pies por milla cuadrada y R es la relación relieve/longitud, o, lo que es lo mismo

$$\log S' = 27,35 R + 1,4897$$

donde S' está expresado en metros cúbicos de sedimentos por kilómetro cuadrado de superficie. Así, en cuencas con el mismo relieve, aquellas con menor longitud entregarán mayor cantidad de sedimentos por unidad de superficie. Mientras la longitud del río aumente, la cuenca producirá menor cantidad de sedimentos por unidad de superficie y la velocidad de la erosión disminuirá proporcionalmente.

Schumm (1963) también demostró que la intensidad del proceso erosivo está directamente relacionada con el relieve de la cuenca. Los ríos Juramento y Neuquén (Cuadro 1) ilustran este aspecto: ambas cuencas poseen aproximadamente la misma superficie, pero, a través de las cifras obtenidas para el río Juramento, se puede comprobar que con casi el doble de altitud sobre el nivel del mar, produce 1,8 veces más sedimentos por unidad de superficie que el río Neuquén. No obstante ambos erodan con la misma rapidez debido a que este último posee un coeficiente de escurrimiento 11 veces superior al del río Juramento. Este ejemplo también demuestra ligeramente, la complejidad de los factores que afectan, directa o indirectamente, la velocidad e intensidad de la erosión.

La interrelación de la erosión con el

relieve está expresada por la ecuación (Schumm, 1963),

$$\log D = 26,866 R - 1,7238$$

calculada para cuencas de hasta 3.900 km², donde D es la erosión en pies por milenio. Para el sistema métrico-decimal, la ecuación adquiere la forma,

$$\log D' = 26,866 R + 0,7591$$

donde D' es la velocidad erosiva en mm/10³ años.

Más recientemente (R. J. Gibbs, 1967), en estudios realizados en la cuenca del río Amazonas, se comprobó la importancia del relieve como factor preponderante en el suministro de sedimentos al Océano Atlántico Ecuatorial, al observar que la composición mineralógica de los sólidos en suspensión, estudiados en la desembocadura, difiere ligeramente de la de los sedimentos erodados en el ambiente montañoso.

b) *En el Sistema Paraná-Río de la Plata*

La cuenca hidrográfica del Río de la Plata cubre una superficie de 3,1 x 10⁶ km², extendiéndose desde 14° 05' S hasta 35° 26' S y desde 43° 30' O hasta 66° 50' O (L. Tossini, 1959), cubriendo casi la totalidad del ancho continental a los 22° de Latitud Sur. El caudal medio anual alcanza 23.000 m³/segundo, del cual el 75 % es provisto por el río Paraná y sus tributarios, y el 25 % restante por la cuenca del río Uruguay. Con el propósito de establecer una comparación, este valor es 1/8 del acusado por el río Amazonas y 1,3 veces el del río Mississippi.

El cuadro 2 muestra los valores medios para la salinidad y los sólidos en suspensión de los ríos Paraná, Uruguay y de la Plata. Partiendo de dichos valores se puede concluir que el esquema general está dominado por los ríos Paraná Superior y Paraguay. El Paraná

Inferior, por otra parte, es finalmente diluído al unirse al río Uruguay para formar el Río de la Plata.

(Cuadro 3) son introducidos, por el Río de la Plata, al océano, del cual un 67 % (Cuadro 4) es provisto por el Pa-

CUADRO 2

Superficie, caudal y concentración de sólidos disueltos y en suspensión en la cuenca del Río de la Plata

Cuenca tributaria	Superficie* (10 ³ km ²)	Caudal* (m ³ /seg.)	Sólidos disueltos (ppm)	Sólidos en suspensión (ppm)
Paraná Superior y Paraguay.....	2.078	17.000	98 ¹	170 ²
Paraná (totales).....	2.783	18.000	114 ³	205 ⁴
Uruguay.....	350	5.000	50 ³	105 ⁵
Río de la Plata.....	3.170	23.000	96 ⁵	176 ⁵

* Según L. Tossini (1959)

¹ Corbel, J. (1959)

² Calculados a partir de curva inédita.

³ Livingstone, D. A. (1963)

⁴ Urien, C. M. (1966)

⁵ Calculados en el presente trabajo.

A pesar de que datos para la salinidad del río Paraguay han sido imposibles de obtener hasta el momento, su contribución en sólidos disueltos totales puede ser considerada reducida, siguiendo resultados obtenidos por R. J. Gibbs (1967) para dos tributarios del Amazonas, el río Xingu y el Tapajos. La proximidad de sus cuencas himbríferas y la similaridad de sus ambientes (tropical) validizan esta suposición. El río Bermejo, por otra parte, principal afluente del Paraguay, contribuye aproximadamente con un 49 % de las fases sólidas provistas por el Río de la Plata al Atlántico Sur-Occidental.

Una concentración media de 96 partes por millón (ppm) de sólidos disueltos ha sido calculada para el Sistema del Plata, a partir de valores publicados para el río Paraná y Uruguay (Cuadro 2).

Aproximadamente un total de 70 x 10⁶ toneladas/año de sólidos disueltos

raná Superior, el río Paraguay y sus tributarios andinos.

Un esquema similar es seguido por las fases sólidas. Un total de 129 x 10⁶ toneladas de sólidos en suspensión son anualmente transportados por el Sistema del Plata, del cual, un 86 % es suministrado por el río Paraná y sus tributarios, mientras que el río Uruguay provee el 14 % restante (Cuadro 4).

La relativamente baja concentración de sólidos disueltos y en suspensión que se observa en el río Uruguay es considerada aquí, como resultante del efecto diluyente de las altas precipitaciones (superiores a 1800 mm como valor medio anual) y al escurrimiento sobre la cuenca. En regiones donde las precipitaciones alcanzan altos promedios anuales, es frecuente que la erosión por disolución priva sobre aquella ocasionada por procesos físicos. Pero éste no es, sin duda, el caso del río Uruguay, donde la vegetación resultante y el tipo

CUADRO 3
Sólidos disueltos y en suspensión por cuenca tributaria

Cuenca tributaria	Sólidos disueltos		Sólidos en suspensión		Totales .10 ⁶ tm/año
	.10 ⁶ tm/año	Tm/km ² /año	.10 ⁶ tm/año	Tm/km ² /año	
Paraná Superior y Paraguay....	50	24	87	41	137
Paraná Inferior.....	12	17	25	35	37
Paraná (totales).....	62	22	112	40	174
Uruguay.....	8	22	17	47	25
Río de la Plata.....	70	22	129	40	199

CUADRO 4
Contribución de sólidos disueltos y en suspensión, por cuenca tributaria

Cuenca tributaria	Porcentaje de sólidos	
	Disueltos	En suspensión
Paraná Superior y Paraguay....	71	67
Paraná Inferior.....	17	19
Paraná (totales).....	88	86
Uruguay.....	12	14

CUADRO 5
Velocidad erosiva en la cuenca del Río de la Plata

Cuenca tributaria	Escurrem (cm)	Velocidad erosiva en mm/10 ⁴ años			Porcentaje de erosión por disolución
		Sólidos en suspensión	Sólidos disueltos	Total	
Paraná Superior y Paraguay....	21,5	16,6	9,6	26,2	37
Paraná (totales).....	19,5	15,9	8,9	24,8	36
Uruguay.....	45,3	19,0	9,0	28,0	32
Río de la Plata.....	22,8	16,0	8,8	24,8	35

CUADRO 6

Erosión en las cuencas del Río de la Plata, Amazonas, Mississippi y Congo

	Río de la Plata	Amazonas *	Mississippi *	Congo *
<i>Caudal</i>				
(10 ¹² m ³ /año).....	0,7	5,5	0,5	1,2
<i>Erosión</i>				
(10 ⁶ TM/año) :				
por Disolución.....	70	232	118	98,5
por Sólidos Suspendidos.....	129	499	213	31,2
Total.....	199	731	331	129,7
% Erosión por Solución por km ² (TM/año).....	35	32	36	76
	62	116	100	37
<i>Velocidad Erosiva</i>				
mm/1000 años.....	24,8	46,4	40,2	14,8

* Según R. J. Gibbs (1967)

de roca (fundamentalmente basaltos) se conjugan para arrojar un alto coeficiente de escurrimiento, incrementando la importancia relativa de los procesos físicos, que son los responsables del aporte de un 68 % de los sólidos totales (68 % en suspensión + 32 % disueltos) descargados anualmente en el Río de la Plata.

F. Ottmann y C. M. Urien (1966) efectuaron recientemente, un estudio sedimentológico en el Estuario del Río de la Plata, realizando un muestreo detallado en diversos perfiles a través del río. Dicho estudio mostró que existe una fuerte variación lateral en la concentración de los sólidos en suspensión, que varían entre 150 y 300 ppm, alcanzando frecuentemente 500 ppm. Es por lo tanto, difícil la determinación de la concentración promedio sobre la base de medidas directas. Por esta razón, y fundamentalmente por la

influencia oceánica dentro del estuario, la concentración promedio de sólidos en suspensión (176 ppm) fue calculada a partir de las concentraciones de los ríos Paraná y Uruguay, que aparecen en el Cuadro 2.

Las velocidades erosivas de las principales cuencas tributarias del Sistema Hidrográfico del Río de la Plata fueron determinadas y los valores obtenidos se encuentran en el Cuadro 5. La preponderancia de la erosión física en toda la cuenca está indicada por el bajo porcentaje de erosión por disolución, inferior al 40 %. El valor obtenido para todo el Sistema del Río de la Plata alcanza 24,8 mm/10³ años. Esta cifra no significa que cada cuenca dentro del Sistema del Plata sea erodada con esa rapidez, como lo ilustra el cuadro 5 y, por otra parte, ningún río puede reflejar individualmente la capacidad erosiva de una región sub-continental, co-

mo lo demuestran los valores parciales obtenidos para las cuencas de los ríos Bermejo y Salado.

Con el propósito de establecer una comparación con otros grandes sistemas hidrográficos del mundo, los valores obtenidos para el Sistema del Plata en el presente trabajo han sido incluidos junto con los recientemente publicados (R. J. Gibbs, 1967) para el Amazonas, el Congo y el Mississippi, en el Cuadro 6.

De dicho cuadro se pueden obtener las siguientes conclusiones: 1) la relación de los sólidos suspendidos a los sólidos disueltos en las Cuencas del Plata, Mississippi y Amazonas son aproximadamente iguales (1,8: 1,8 y 2,1 respectivamente) indicando una similitud en el esquema general de los procesos erosivos; 2) aunque el río Congo posee un caudal más alto, la Cuenca del Río de la Plata presenta un valor erosivo superior debido a la preponderancia de la erosión por causas físicas; 3) el río Mississippi posee un valor de descarga menor que el Río de la Plata, pero su cuenca es erodada más rápidamente que este último; y 4) el Amazonas tiene, aproximadamente, el doble de la capacidad erosiva de la Cuenca del Plata.

CONCLUSIONES

De los valores para la erosión actual, obtenidos en el presente trabajo para cuencas de tamaño medio y en regiones montañosas, puede inferirse que es precisamente el relieve, uno de los elementos más importantes de dicho proceso, aunque estudios futuros deberán extenderse a otros factores ambientales con el propósito de determinar su control sobre el proceso general, v.gr.: naturaleza y abundancia de las rocas erodadas, precipitación, temperatura, vegetación, etc.

El río Bermejo ejerce una innegable influencia sobre la cuenca Paraná-Río de la Plata, al erodar en sus nacientes,

aproximadamente un 49 % de los sólidos transportados en suspensión por el Río de la Plata.

La Cuenca Hidrográfica del Río de la Plata, a su vez, está siendo erodada a razón de 24,8 mm/10³ años, de los cuales un 35 % es ocasionado por fenómenos de disolución, concordando de esta forma con el 34 % estimado por J. Corbel (1959) para ríos en climas cálidos y húmedos con estación seca.

Trabajos futuros deberán incluir detallados estudios sobre la naturaleza mineralógica de los sólidos suspendidos y química de las fases disueltas, analizando en detalle los factores ambientales que controlan su composición y concentración. Estos estudios contribuirán, fundamentalmente, al conocimiento geoquímico de los cuerpos de agua continentales argentinos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agua y Energía Eléctrica. Resumen de la Estadística Hidrológica hasta 1962. Div. Recursos Hídricos; 318 págs., Buenos Aires, 1966.
- Corbel, J. 1959. *Vitesse de l'érosion*. Zeit. Geomorph., 3, 1-28.
- 1964. *L'Erosion terrestre. Etude quantitative*. Ann. Géographie, 73, 385-412.
- Delany, A. C.; A. C. Delany; D. W. Parkin; J. J. Griffin; E. D. Goldberg y B. E. Reiman. 1967. *Airbone dust collected at Barbados*. Geochim. Cosmochim., 31, 885-909.
- Dole, R. B. y H. Stabler, 1909. *Denudation*. U.S.G.S. Wat. Supp. Paper 234, 78-93.
- Eardley, A. J. 1966. *Rates of denudation in the high plateaus of southwestern Utah*. Geol. Soc. Amer. Bull., 77, 777-780.
- Free, E. E. 1909. *A possible error in the rate of geologic denudation*. Science, 29, 751.
- Gibbs, R. J. 1967. *The geochemistry of the Amazon River System: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids*. Geol. Soc. Amer. Bull., 78, 1203-1232.
- Goldberg, E. D. 1965. *The oceans as a geological system*. Trans. N. Y. Acad. Sci., 27, 7-19.
- González Bonorino, F. y M. E. Teruggi. 1952. *Léxico sedimentológico*. Museo Arg. Cien. Nat. Publ. N° 6.
- Judson, S. y D. Ritter. 1964. *Rates of regional*

- denudation in the United States.* Jour. Geophys. Res., 69, 3395-3401.
- Langbein, W. B. y S. A. Schum. 1958. *Yiel of sediment in relation to mean annual precipitation.* Am. Geophys. Union Trans., 1076-1084.
- Livingstone, D. A. 1963. *Chemical composition of rivers and lakes.* U.S.G.S. Prof. Paper, 440-G, 64 págs.
- Menard, H. W. 1961. *Some rates of regional erosion.* Jour. Geol., 69, 155-161.
- Ottmann, F. y C. M. Urien, 1966. *Sur quelques problèmes sédimentologiques dans le Río de la Plata.* Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn., 8, 209-224.
- Schumm, S. A. 1963. *The disparity between present rates of denudation and orogeny.* U.S.G.S. Prof. Paper, 454-H, 13 págs.
- Tossini, L. 1959. *El sistema hidrográfico de la cuenca del Río de la Plata.* An. Soc. Cient. Argentina, 167, 41-64.
- Urien, C. M. 1966. *Distribución de los sedimentos en el Río de la Plata superior.* Bol. Ser. Hidrografía Naval, 3, 197-203.

Recibido el 24 de junio de 1968.

LAS CAPAS DE LA Balsa AL SUR DEL PASO CORDOVA (PROVINCIA DE RIO NEGRO)

POR ELSA IRENE WEBER DE BACHMANN *

Instituto Nacional de Geología y Minería

RESUMEN

Este pequeño aporte trata de los sedimentos ubicados unos 10 km al sur de General Roca, Provincia de Río Negro, descriptos y nominados por Groeber como "Capas de la Balsa" y considerados por él como terciarios (Eoceno).

Del levantamiento geológico efectuado en la región se desprende que los sedimentos en cuestión pertenecen a los términos superiores de los Estratos con Dinosaurios y son por consiguiente, cretácicos.

ZUSAMMENFASSUNG

Dieser kleine Beitrag behandelt die von Groeber als "Balsa-Schichten" beschriebenen u. benannten Sedimente, die sich 10 km südlich der Ortschaft General Roca in der Provinz Río Negro befinden, und von ihm ins Tertiär (Eozän) gestellt wurden.

Auf Grund der geologischen Aufnahme die im Gelände ausgeführt wurde lässt sich ersehen dass diese Sedimente zu den höheren Lagen der Dinosaurier-Schichten gehören u. somit in die Kreide zu stellen sind.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por objeto dar a conocer las relaciones entre las Capas de la Balsa y la parte superior de los Estratos con Dinosaurios. El levantamiento geológico del lugar fue hecho por cuenta del Instituto Nacional de Geología y Minería durante los meses de febrero y marzo de 1959.

La zona se halla ubicada unos 10 km al sur de la localidad de Gral. Roca, provincia de Río Negro, sobre el río homónimo y junto a la ruta provincial 242 que dirigiéndose al sur pasa por la localidad de El Cuy (fig. 1). El pun-

to lleno marcado en la figura señala su ubicación precisa. El cruce del río se efectuaba hasta el año 1961 por balsa en paso Córdoba, pero en la actualidad la balsa se halla en paso Brust, unos 1000 m agua arriba.

Morfológicamente, la región de referencia presenta al sur del río Negro tres terrazas: la primera, cubierta por los Rodados Tehuelches, está elaborada en las capas de Chichinales constituidas por tobas y areniscas de colores claros. Su frente es casi vertical. La segunda está elaborada en areniscas y arcillas rojas y amarillas pertenecientes a los términos superiores de los Estratos con Dinosaurios, a cuyo pie pasa la ruta provincial 242 que lleva a El Cuy, y la tercera en areniscas arcillosas rojas, motivo de la presente nota.

* La autora deja constancia que este trabajo fue realizado por cuenta del Instituto Nacional de Geología y Minería, y su publicación autorizada por las autoridades.

TRABAJOS ANTERIORES

Groeber (1945, págs. 107 y sigs.) es el primer autor que describe sedimentos con poca o ninguna estratificación que constan de areniscas arcillosas rojizas y que propone llamar Capas de la Balsa. Posteriormente (1951, 1956), se refiere a ellas con el término "Balsense". Forman la primera barranca en la costa sur del río Negro, frente a Ge-

paso Córdoba, en la base de las capas de Chichinales, "bollos" amasados de un material arcilloso rojo. El espesor de las capas de transición lo estimó en unos cinco a ocho metros. Ambos depósitos —Balsense y Chichinales— pertenecerían a un mismo ciclo de sedimentación. Basándose en el hallazgo de *Colpodon*, realizado por Windhausen en las capas de Chichinales, el Balsense se homologaría con las tobas que contie-

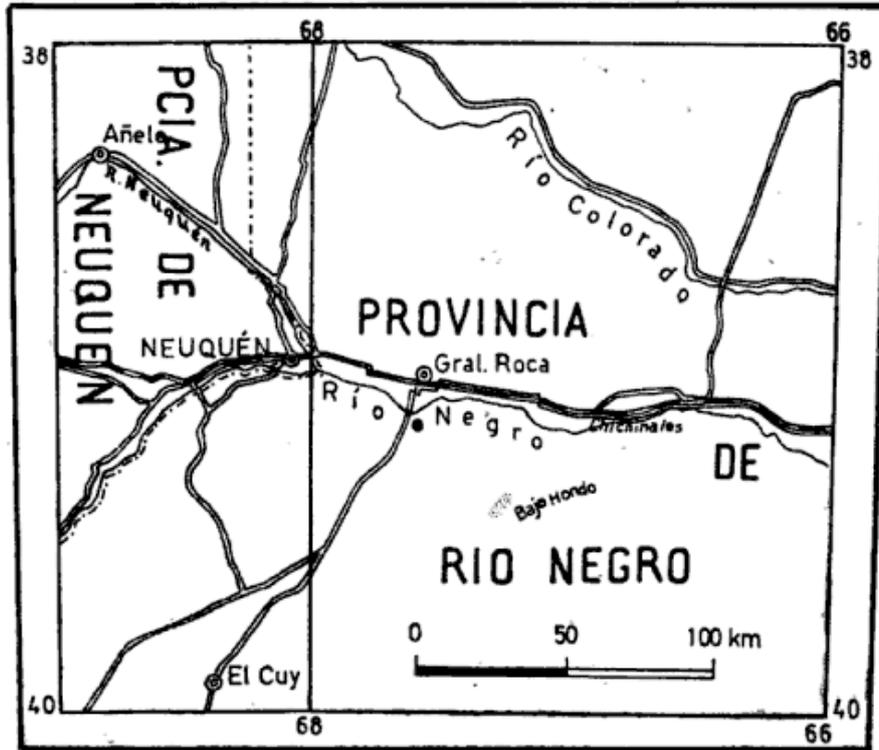


Fig. 1. — Plano de ubicación

neral Roca y se extienden desde la antigua balsa Córdoba hacia el oeste.

Según Groeber, las Capas de la Balsa se adosan a los Estratos con Dinosaurios en una pequeña huaiquería labrada en dichos estratos, que se extiende unos cinco kilómetros al oeste del paso Córdoba, de modo que deben ser posteriores al Cretácico superior, es decir, terciarias. Por otra parte, su techo lo formarían los Estratos de Chichinales, evidentemente terciarios por su contenido en fósiles. Su relación sería de transición basada en el hecho de encontrarse, unos 1000 m al este de la balsa

nen *Notostylops* hasta *Pyrotherium*. Su edad sería pues, eocena.

Groeber destaca que aún no se encontraron fósiles en estos estratos, por consiguiente no puede establecer una relación precisa con las tobas de Santa Cruz.

Más tarde, Kraglievich (1957, págs. 22 y sigs.) describe *Carolozittelia tapiroides* hallado por Biondi en Bardá Negra (Prov. Neuquén) en estratos supuestamente balsenses, algo al sur y mucho más al oeste de la confluencia de los ríos Limay y Neuquén. Esta especie había sido hallada hasta entonces

únicamente en las Tobas de Sarmiento y pertenece a la fauna de Casamayor. Con este hallazgo, Kraglievich confirmó la edad eocena supuesta por Groeber para estos depósitos.

Etchevehere (1950) y Galante (1959) también se refieren a estos sedimentos, manteniendo la edad dada por Groeber.

GEOLOGIA

La roca denominada "Capas de la Balsa" por Groeber es una arenisca arcillosa muy friable, que en algunos puntos contiene cristales pequeños de yeso y concreciones calcáreas duras y blanquecinas de hasta 10 cm de largo y forma irregular. Está formada por abundantes granos de cuarzo y feldespato con cantidades variables de limo y arcilla, unidos por un cemento de óxido de hierro, pudiendo haber carbonato de calcio en cantidades muy variables. Se extiende en una franja de rumbo aproximado NE-SO; en los ríos secos al oeste de la balsa Córdoba sus afloramientos se hallan cada vez más al sur. En el quinto o sexto río seco al oeste de la balsa el espesor visible se estima en unos 15 m, acunándose hacia el este, donde es de unos dos metros. El color de la roca es rojo ladrillo bastante uniforme. A pesar de una prolongada búsqueda no se hallaron fósiles de ninguna clase en estos sedimentos.

Hacia abajo, las areniscas arcillosas rojas se apoyan en areniscas también coloradas, de cemento calcáreo y granos pequeños, bien redondeados, de medio milímetro de diámetro, consistentes de cuarzo, feldespato rojizo y algunos gránulos oscuros de material indeterminable a simple vista. Las areniscas asoman exclusivamente en el lecho del río Negro y son visibles sólo con agua baja. Entre esta arenisca, que es muy áspera y cuya cementación no es uniforme como puede verse en las numerosas oquedades producidas por el agua, no existe

transición hacia los bancos superiores de las areniscas arcillosas.

Cuando en febrero-marzo de 1959 se presentó la oportunidad de recorrer dicha zona se comprobó que en el borde oriental del afloramiento es visible en un único punto, en el segundo río seco al este de la balsa Córdoba, el contacto entre el "Balsense" y los estratos que lo recubren. Allí los bancos arenosos rojizos sin estratificación visible del "Balsense" están cubiertos en concordancia por las fracciones superiores de los Estratos con Dinosaurios. Con el objeto de hacer más visible esta relación se efectuó un levantamiento topográfico y geológico en escala 1:2.500 (fig. 2) que comprende la parte inferior del segundo río seco. En este mapa se puede observar el contacto concordante de los bancos de areniscas rojizas con las entidades superiores de los Estratos con Dinosaurios.

Unos cinco kilómetros al oeste del segundo río seco, en la huaiquería oeste, se puede observar el mismo hecho, siendo factible seguir el contacto entre los dos bancos unos 500 m o algo más a lo largo del río seco que drena la huaiquería. También acá la concordancia entre estas dos entidades es perfecta. Este es, por otra parte, el lugar mencionado por Groeber, donde manifiesta haber hallado el adosamiento antes aludido.

En todos los otros ríos secos, el contacto entre estos dos bancos no es visible porque los sedimentos que se hallan en el contacto están erosionados y se ha producido un relleno posterior con un depósito aluvial de trozos de arenisca rionegrense y Rodados Tehuelches.

El "Balsense" pertenece pues a los Estratos con Dinosaurios y forma una intercalación lenticular dentro de los términos superiores de la sucesión.

Volviendo sobre el fósil casamayorense descrito por Kraglievich (1957, págs. 22 y sigs.) que le permitió confirmar la edad supuesta por Groeber para la Formación Balsa, fue hallado

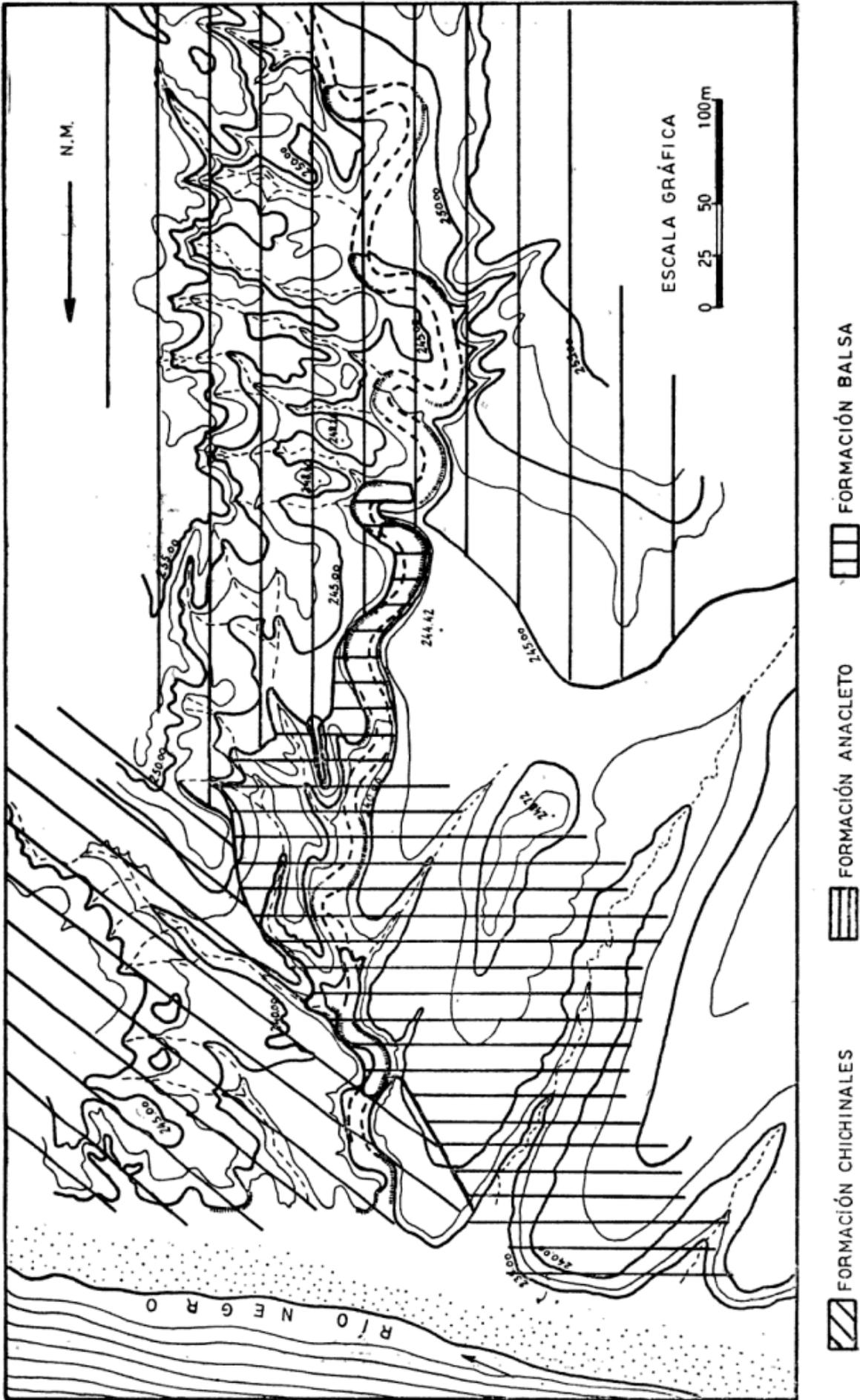


Fig. 2. — Relevamiento topográfico y geológico 2º Río Este

en sedimentos que por su semejanza litológica y coloración y por encontrarse intercalados entre los Estratos con Dinosaurios y las Capas de Chichinales fueron correlacionados con la Formación Balsa. Pero como ésta pertenece estratigráficamente a los niveles superiores de los Estratos con Dinosaurios, su edad es por consiguiente, cretácica.

El fósil casamayorense debe corresponder entonces a bancos litológicamente similares que se encuentran en la base del Terciario.

Conviene pues, redefinir la denominación de esta entidad, asignándole categoría de formación y como Groeber la llamara "Capas de la Balsa" su nombre deberá ser Formación Balsa.

Formación Balsa

Litología: Arenisca arcillosa de color rojo ladrillo vivo, con concreciones carbonáticas más claras de muy diverso tamaño. Sin estratificación interna.

Localidad: margen sur del río Negro frente a Gral. Roca.

Espesor: término medio, aproximadamente diez metros.

Límite inferior: arenisca rosada. Formación Portezuelo ? Neuqueniano.

Límite superior: Formación Anacleto, Neuqueniano.

Concordancia: concordante con la Formación Anacleto, Neuqueniano.

Nombre: Formación Balsa (Groeber).

Edad: Cretácico superior; Senoniano.

CONCLUSIONES

De las observaciones geológicas realizadas sobre el terreno se desprende que los sedimentos en cuestión se encuentran intercalados en los términos superiores de los Estratos con Dinosaurios y forman con ellos un conjunto estratigráficamente homogéneo.

Su edad es por consiguiente la de los términos superiores de los Estratos con Dinosaurios. Pertenecen entonces al Cretácico Superior y, como aquéllos, al Neuqueniano.

AGRADECIMIENTOS

La autora desea expresar su agradecimiento al Dr. J. C. M. Turner por la revisión de la labor de campo y al Dr. G. Furque por la lectura del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Etchevehere, P. (1950). Contribución al estudio geológico y minero de los yacimientos de yeso al N de General Roca, Territorio del Río Negro. Museo de La Plata, Tesis inédita.
- Galante, O. (1959). Levantamiento geológico al S de los ríos Limay y Negro (entre Senillosa y Gral. Roca) Pcia. del Río Negro. Y.P.F. Informe inédito.
- Groeber, P. (1945). Larámico, capas de la Balsa y de Chichinales en la Balsa sobre el Río Negro frente a Gral. Roca. Notas del Museo La Plata, X, n° 38.107-111.
- Kraglievich, J. L. (1957). Sobre la presencia de *Carolozittelia cf. tapioides* Ameghino en la Form. La Balsa de Neuquén. Ameghiniana, I, 3. 33-26.

Recibido el 6 de mayo de 1968.

COMENTARIOS Y NOTICIAS DEL COMITÉ NACIONAL DEL PROYECTO DEL MANTO SUPERIOR

Entre el 18 y el 21 de marzo del corriente año se llevó a cabo en la ciudad de México un "Simposio Panamericano del Manto Superior", al que asistieron geólogos y geofísicos, y se trataron temas referentes a estas especialidades, en el ámbito de América. Su organización estuvo a cargo del Instituto de Geofísica de la Universidad Autónoma de México, del Comité Internacional para el Proyecto del Manto Superior, de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, del Instituto Panamericano de Geografía e Historia y de la UNESCO, instituciones que aportaron su colaboración financiera. Las sesiones se llevaron a cabo en la Ciudad Universitaria.

Concurrieron representantes de casi todos los países, muchos de ellos invitados especialmente, pues un Comité especial tuvo a su cargo las invitaciones y sufragaba todos los gastos para algunos o la mitad de ellos, para otros. Así concurrieron de Argentina, el Ing. Gershanik, vicepresidente honorario del Comité Ejecutivo de la Comisión Organizadora, el Ing. F. Vila, el Ing. A. Introcaso, la Dra. P. Passotti y el que esto escribe. Además fueron invitados especiales, el Dr. Arturo J. Amos y el Ing. Fernando Volponi, quienes no concurrieron. Colaboraron económicamente —en algunos casos— el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, el Servicio de Hidrografía Naval y la Universidad del Litoral, de Argentina.

Las sesiones, que fueron únicas cada día, es decir no había reuniones simultáneas, permitió la asistencia plena y dio bases sólidas a una cordialidad entre los integrantes, además del beneficio de interrelación entre trabajos geofísicos y geológicos, leídos en la misma sesión. Como crítica constructiva debe señalarse la falta de traducción simultánea entre idioma inglés y español, a pesar de los meritorios esfuerzos del Dr. Manuel Maldonado-Koerdell, secretario del Simposio. Este problema, porque en realidad lo es, se está agudizando a tal punto, que las autoridades del XXIII Congreso Internacional de Geología han recomendado recientemente que aquellos trabajos que sean leídos en otro idioma, distinto del vernáculo en Praga, lo sean lentamente, a fin de que puedan ser aprovechados por todo el auditorio. En nuestra opinión se puede corregir este desnivel, fomentando un sentido de solidaridad entre los científicos de habla hispana, y elevando el número y nivel de los trabajos científicos en español que se envían a los congresos.

Se presentaron cuarenta trabajos, en seis sesiones. Algunos de ellos exclusivamente geofísicos, otros referentes a instrumental, algunos combinados geofísicos-geológicos y varios exclusivamente geológicos. Evidentemente atrajeron la atención del auditorium, excepto para los trabajos muy técnicos, las exposiciones y discusiones posteriores sobre el mecanismo de la formación de cuencas, cadenas y fallas en el Océano Pacífico y problemas conexos. El Ing. F. Vila presentó un trabajo sobre el campo geomagnético del Mar epicontinental argentino. Además junto con el Ing. Gershanik presentamos un panorama general de los trabajos geofísicos y geológicos que se llevan a cabo en Argentina en relación con el Manto Superior.

Los resultados obtenidos en esta reunión se destacaron en la última sesión dedicada a las resoluciones, pues en la discusión de las distintas mociones se señaló siempre la falta de datos geofísicos en el continente sudamericano, y se recomendó la realización del máximo esfuerzo para lograrlos. Con tal finalidad se recomendaron algunos perfiles geofísicos y geológicos a la altura de los paralelos 6°S, 17°S y 45°S, además de un perfil longitudinal a lo largo de la Cordillera de los Andes. Es evidente que la recomendación de efectuar un perfil a la altura de 45°S, tiene mucha significación para la Argentina, porque el mismo

¹ Dirección: Perú 222, Buenos Aires, Argentina.

puede extenderse a la plataforma continental y quizás también ello influirá en el desarrollo de los estudios del arco islándico. Para la realización del mismo, se necesita del esfuerzo de todos; el país reclama la conjunción de esfuerzos para lograr tal finalidad.

El programa del Simposio en la Ciudad de México fue completado con una visita al Instituto Panamericano de Geografía e Historia, importante institución americana, con estrechos lazos en nuestro país; una rápida ojeada a su Biblioteca nos reveló la poca cantidad de publicaciones argentinas que se reciben. Además, y fuera ya de programa la Asociación Geológica Mexicana tuvo la gentileza de invitar al autor de esta breve nota a una conferencia del Dr. C. Dengo, director del Departamento de Geología del I.C.A.I.T.I. (Guatemala) sobre vulcanismo y tectónica de América Central.

Ayudó al lucimiento de toda la estada en México, la afabilidad y hospitalidad de su población, el culto marco de la ciudad y los tesoros culturales que inevitablemente atraen y subyugan a los visitantes de tan hermoso país. — RAÚL A. ZARDINI. Secretario.

OTRAS NOTICIAS

- 1) Se han recibido las siguientes comunicaciones invitando para: "Simposio sobre transformaciones de fases", que se llevará a cabo en Canberra (Australia), del 6 al 10 de enero de 1969.

Más información se puede obtener de:

Doctor D. H. Green
Dep. of Geophysics and Geochemistry
Australian National University
Canberra — Australia.

- 2) V Simposio sobre "Teoría Geofísica y Computadoras", que se llevará a cabo en Japón del 1 al 8 de agosto de 1968.

Más información se puede obtener de:

Profesor Yasuo Sato
Earthquake Research Institute
Tokyo University
Tokyo, Japan.

- 3) Copias de las siguientes publicaciones:

- a) United States Progress Report, 1967.
- b) Canadian Upper Mantle Report, 1967.
- c) U.M.P. Report n° 4, April 1967.
- d) Annotated Bibliography on the World Rift System, July 1967.
- e) Participação Brasileira no Projeto Internacional do Manto Superior, setiembre de 1967. Rio de Janeiro, Brasil.

Nota: Copia de las mismas se envían por correo separado a las Instituciones adheridas tal como fueron enviados los Informes Progresivos recibidos anteriormente.

SEDE PROPIA

SE CONCRETO SU COMPRA

El día 17 de julio de 1968, se concretó la adquisición de la Sede Propia para el Consejo Superior Profesional de Geología, Asociación Geológica Argentina, Asociación Paleontológica Argentina y Centro Argentino de Geólogos.



Sra. Andrea Bousquet de Menéndez Etchegoin, Dr. Osvaldo I. Bracaccini, Dr. Walter Cefaly, Dr. Carlos D. Storni y Dr. Pedro N. Stipanice. El Presidente de la Comisión Pro Sede Propia, Dr. Pedro N. Stipanice, entrega a la Sra. de Menéndez Etchegoin el cheque correspondiente al pago para completar la primera cuota de \$ 6.000.000 y el de los respectivos intereses.

En dicha fecha, es firmó la escritura respectiva, haciéndolo por la parte vendedora la propietaria del inmueble, Sra. Andrea Bousquet de Menéndez Etchegoin y por la compradora, el Consejo Superior Profesional de Geología, por medio de su Presidente, Dr. Osvaldo I. Bracaccini y del Secretario, Dr. Edgardo O. Rolleri.

En la escritura, quedó establecido que el Consejo Superior Profesional de Geología compra el inmueble, en su nombre y en el de la Asociación Geológica Argentina, Asocia

ción Paleontológica Argentina y Centro Argentino de Geólogos, participando las cuatro instituciones con partes iguales.

Formalizada la escrituración, el Dr. Pedro N. Stipanovic, Presidente de la Comisión Pro Sede Propia, efectuó el pago respectivo para integrar la primera cuota, de \$ 6.000.000, abonándose además \$ 225.000 en concepto de intereses y \$ 420.000 por gastos de escrituración, sellados, etc.

La Comisión Pro Sede Propia se ocupará inmediatamente del adecuamiento del edificio, para lo cual dispone a la fecha de \$ 1.000.000, estimándose que tal etapa demandará una inversión del orden de \$ 4.000.000, cifra que se integrará con prelación al mes de diciembre próximo.

En el número siguiente de la Revista se brindarán detalles sobre las modificaciones que se introducirán en el edificio, a los efectos de disponer de dos amplios locales (uno para conferencias y reuniones y otro para biblioteca), cuatro oficinas para cada institución, oficina de secretaría general y buffet.

Estuvieron presentes en el acto de la escrituración: Dr. Osvaldo I. Bracaccini, Dr. Carlos D. Storni, Dr. Pedro N. Stipanovic, Dr. Edgardo O. Roller, Dr. M. González Astorquiza, Dr. Félix Rodrigo, Dr. Walter Cefaly, Dr. Carlos A. Menéndez, Dr. Oscar L. Baulies y Dr. Ubaldo Zuccolillo.

SOCIEDAD BRASILEIRA DE GEOLOGIA

XXII CONGRESO ANUAL, 1 - 7 SEPTIEMBRE 1968

SEDE: BELO HORIZONTE, MG, BRASIL

Programa: Sesiones Técnicas, Paleontología, Estratigrafía, Mineralogía, Petrografía, Geología del Precámbrico, Geocronología, Geoquímica, Geología Estructural, Geología Económica, Tratamiento de Minerales, etc.

Excursiones: Geología del Precámbrico de Minas Gerais, Estratigrafía y Paleontología del Eocámbrico y Cretácico de Minas Gerais, Yacimientos minerales de hierro, oro y manganeso de Minas Gerais (Morro Velho, Itabira, Hanna, Morro da Mina, etc.), Pegmatitas de Sapucaia, Geología aplicada (túneles y cortes del ramal ferroviario de CURD).

Correspondencia relativa al XXII Congreso y pedidos de informes, dirigirlos a:

XXII Congreso de la Sociedad Brasileira de Geología
Escuela de Ingeniería de U.F.M.G., Calle Espírito Santo 30
Belo Horizonte, MG, Brasil, o a
Sociedad Brasileira de Geología, Departamento de Geología
y Paleontología, U.S.P.

Casilla Postal 8105, San Pablo, SP, Brasil.

ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 19 DE AGOSTO DE 1968
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

**El presente trabajo se ha financiado en parte con un subsidio del
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que
no se hace responsable del contenido del mismo**



ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIG; *Secretario:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Tesorero:* DR. J. C. R. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. PEDRO LESTA y DR. ENRIQUE DE ALBA.

DIRECTOR DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI.

COMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI, DR. JUAN C. M. TURNER y HOBACIO H. CAMACHO.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

1) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones:

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; título completo de la obra; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluídas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos, debe ser dirigida a

LIBRART S. R. L., CORRIENTES 127, Buenos Aires

Representante y distribuidor exclusivo para toda la República Argentina y el exterior.

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro
DEVONICO por Dr. G. Furque
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda
JURASICO por Geól. O. C. Schauer
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y
C. I. C. de Ferrariis
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127
(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368
Dirección Postal:
Casilla de Correo 5047

