

ISSN 0004-4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



**Tomo XXXV - N° 1**  
**Enero - Marzo**  
**Buenos Aires 1980**

## TOMO XXXVº ANIVERSARIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Después de treinta y cinco años de difusión ininterrumpida de la Revista que edita la Asociación Geológica Argentina, la Comisión Directiva por intermedio de este órgano de difusión y haciéndose eco del sentir de sus asociados, desea con este tomo homenajear a sus Socios Fundadores y a todos aquellos que han aportado su labor para lograr esta obra. La edición de la Revista durante tan largo tiempo, se ha logrado merced al esfuerzo efectuado por los numerosos colegas que han colaborado brindando su total y desinteresado apoyo a la difusión de las Ciencias Geológicas.

Por otra parte, la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina ha decidido incrementar el número de sus páginas, para poder satisfacer la publicación rápida del material científico que producen nuestros investigadores. Este sustancial incremento en la cantidad de páginas, se encuentra avalado por un aumento de los recursos económicos brindados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas en decidido apoyo a la difusión de la Geología en nuestro medio.

Es, también, nuestra intención alentar a los investigadores a realizar obras de síntesis y de mayor extensión, dando lugar así a que los valiosos aportes, que hasta ahora veían dificultada su cabida en otros medios, se concreten en nuestra Revista. Se invita a los interesados a que nos hagan llegar sus trabajos, los que serán analizados por los Editores Responsables, previamente a su edición en la Revista.

En este número se incorpora una nueva sección denominada "Resúmenes". En ella se publicarán, en su forma original, los resúmenes de trabajos concernientes al país, publicados en Revistas o Congresos extranjeros. Con ello se tiende a que nuestros asociados tengan un acceso a los mismos rápidamente.

**Dr. Francisco E. Nullo**

Director de la Revista



## “VIRGEN DE VALVANERA”. UNA TRANSICION ENTRE DEPOSITOS HIPOGENICOS Y SUPERGENICOS DE Mn Y SU RELACION ZONAL CON OTROS YACIMIENTOS DEL SUDESTE DE LOS MENUUCOS, PROVINCIA DE RIO NEGRO

LIDIA MALVICINI

### Resumen

La mina Virgen de Valvanera constituye la más importante manifestación de Mn y Ba del Macizo Norpatagónico. La veta es el relleno de una fractura vertical de rumbo N70°O y se ha formado por polipulsaciones minerales. La secuencia de depositación hipogénica es: 1) rodocrosita, calcita negra y litioforita (con escaso cuarzo, albita y sericita) y algo de hausmannita y jacobsita. 2) psilomelano, hollandita, litioforita y baritina. 3) hollandita, psilomelano, litioforita y rodocrosita.

Luego de la erosión y meteorización de la veta, la mayor parte de los carbonatos no oxidados por procesos hipogénicos pasaron a manganita y a pirolusita, y la litioforita a groutita, ramsdellita y pirolusita. Es decir este depósito puede considerarse como transicional entre los hipogénicos y supergénicos de óxidos de manganeso.

En el área del sudeste de Los Menucos, donde está Virgen de Valvanera, yacen en forma concéntrica vetas de fluorita, de sulfuros de Pb (Ag), Zn y Cu y de rodocrosita, baritina, calcita negra y óxidos de manganeso hipogénicos, alrededor de la zona donde se localizan los depósitos de caolín. Este conjunto de depósitos puede relacionarse genéticamente con la acción de solfataras y fuentes termales asociadas que son probablemente las manifestaciones póstumas del vulcanismo Triásico-Jurásico de este área.

En la mina Virgen de Valvanera se depositaron a una temperatura promedio de 210°C y a la misma profundidad: rodocrosita, baritina y óxidos hipogénicos de manganeso.

La formación de psilomelano, hollandita y litioforita en el mismo nivel que rodocrosita y baritina podría deberse a dos posibles mecanismos: a) Fluctuaciones en el pH de las soluciones que varía durante la depositación de rodocrosita y baritina, en forma alternante. b) El encuentro de las soluciones ascendentes calientes con aguas meteóricas cargadas de oxígeno.

La inestabilidad de ramsdellita en la mena y el predominio de pirolusita sugieren una insuficiente disponibilidad de elementos alcalinos y alcalino-térreos que parecen estabilizar a este mineral.

### Introducción

Durante el estudio de doce manifestaciones de Manganeso realizado entre 1970 y 1972,

### Abstract

Virgen de Valvanera deposit is a manganese and barite vein emplaced in rhyolitic ignimbrite rocks of Triassic-Jurassic age and is located in the Southeast of Los Menucos mining district, in the province of Río Negro.

Three stages of mineralization are distinguished: 1) rhodochrosite and black calcite with minor amounts of hausmannite, jacobsonite, litioforite, albite, quartz and sericite. 2) psilomelane, hollandite, litioforite and barite. 3) hollandite, psilomelane, litioforite and rhodochrosite.

The paragenesis shows that hausmannite, jacobsonite, psilomelane, hollandite, and litioforite are hypogene.

Manganite, pyrolusite, groutite and ramsdellite were formed by the supergene oxidation of rhodochrosite and litioforite.

In the Southeast of Los Menucos area, the veins of fluorite, sulphides of Pb (Ag), Zn and Cu, barite, rhodochrosite and hypogene manganese oxides are zoned around a central core that contains kaolin deposits.

All the deposits of this district are related genetically to the Late Jurassic volcanism represented by solfataras and hot spring activities.

fue muestreada en el área de los Menucos, una veta de manganeso y bario denominada “Virgen de Valvanera”.

En el trabajo “Metalogénesis de manga-

neso en el Macizo Nordpatagónico", (Malvicini y Llambías, 1974), este depósito fue considerado, en primera instancia, como el producto de oxidación supergénica de carbonatos de manganeso. Pero debido a las complejas texturas y mineralogía halladas y por tratarse de la más importante asociación de Mn y Ba del Macizo, se decidió continuar con un estudio exhaustivo de laboratorio, para resolver algunos problemas planteados. Para ello se observaron e interpretaron cortes macro y microscópicos (pulidos y transparentes) se midieron inclusiones fluidas en baritina y se analizaron con Rayos X y fluorescencia, minerales torneados sobre cortes y muestras. Los resultados de esta investigación indican que los óxidos superiores de manganeso hallados son el producto de dos procesos superpuestos, uno hipogénico y otro supergénico. Como la mayoría de los depósitos descritos en la literatura, son clasificados dentro de uno y otro proceso predominante (Hewett y Fleischer, 1960; Hewett, 1964; Roy, 1968); el hallazgo de un depósito de transición resulta interesante desde el punto de vista genético, mineralógico y geoquímico.

Además la relación establecida por Malvicini y Llambías, (1974), entre los depósitos de manganeso, fluor, bario y sulfuros, permitió determinar, utilizando este depósito de manganeso transicional, una zonación en el área de Los Menucos, útil en la prospección minera.

### Geología local y alteración hidrotermal

Virgen de Valvanera, es una manifestación de manganeso y bario situada a unos 45 Km por ruta al este de la localidad "Los Menucos", en el camino a Chasicó.

El depósito, que es un cuerpo vetiforme, está emplazado en una toba que forma parte de la sucesión de rocas volcánicas que constituye el "Plateau ingnimbrítico" triásico-jurásico, descrito por Malvicini y Llambías, (1974), que también puede denominarse "Plateau Riolítico", (Llambías, com. verb.).

Virgen de Valvanera está formando parte de un grupo de depósitos de fluor, bario, manganeso, sulfuros básicos (Pb, Cu, Zn) y arcillas aparentemente relacionados al vulcanismo triásico-jurásico del área de "Los Menucos".

La roca de caja de este depósito, en la zona del afloramiento y destapes, es una toba con incipiente soldamiento, de composición

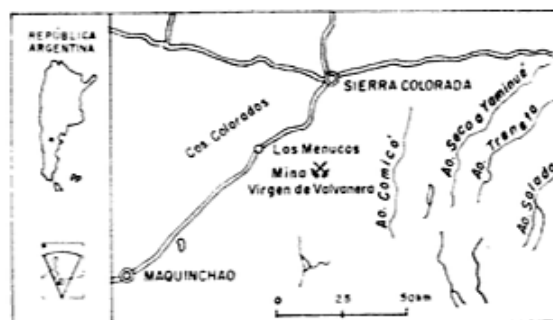


Fig. 1. — Mapa de ubicación de la mina "Virgen de Valvanera".

félsica, entre dacítica y riolítica, porque el 70 % está compuesto por vidrio y el resto no identificable. Está fuertemente silicificada, desferrizada y caolinitizada, y contiene en menor proporción sericita y calcita.

La parte más antigua de la veta, que está formada por calcita negra, redocrosita y venillas microscópicas de albita y sericita, puede considerarse como una asociación propilitica (Meyer y Hemley, 1967, pág. 171).

Dado que las riolitas y dacitas no son rocas favorables para este tipo de alteración, la misma se desarrolla sólo dentro de la veta. Por el contrario se halla bien caracterizada cuando la roca de caja es de naturaleza andesítica, como por ejemplo en el depósito de sulfuros "Cruz del Sur", (Dristas, 1972).

En cambio en las vetas de fluorita, donde la caja es predominantemente riolítica, la alteración más generalizada es la sericitica y algunos minerales de la asociación propilitica (clorita, ceolita, calcita), y de la arcillosa, (Manera, 1972).

Por su parte la mayoría de los depósitos hidrotermales de arcillas del área en cuestión, representan una típica asociación arcillosa avanzada, con caolinita, alunita, dickita, pirofilita, sericita y cuarzo, (Maiza y Hayase, 1975).

Es decir, el área del sudeste de Los Menucos es una zona de alteración arcillosa avanzada en los depósitos de caolín, pasando a sericitica y propilitica en las vetas de sulfuros, de fluorita, de rodocrosita, de baritina y de óxidos hipogénicos de manganeso.

### La veta

La veta es relleno de una fractura de cizalla, varias veces reactivada, cuyo rumbo es N 70, O. Es vertical y tiene una potencia de 1 m y una longitud de 100 m.



El rumbo de Virgen de Valvanera, está dentro de uno de los dos sistemas de fracturación, ENE-OSO y ONO-ESE, que siguen las vetas de fluor, plomo, cinc, cobre, bario y manganeso de Los Menucos, (Dristas, 1972; Manera, 1972; Malvicini y Llambías, 1974). Hay que destacar que el rumbo general de la mayoría de las vetas de manganeso y fluorita del macizo es ENE.

La textura macroscópica de la veta, que es una brecha con abundantes escarapelas, drusas y restos de una antigua textura bandeada, (Lam. 1, figs. 4 y 5), indica que se ha formado por varias fracturaciones seguidas por sendos pulsos mineralizadores. Los principales estadios mineralizadores fueron tres (fig. 2), durante los cuales se depositaron principalmente 1) calcita negra y rodocrosita, 2) baritina, psilomelano, hollandita, y litioforita, 3) rodocrosita, hollandita, psilomelano y litioforita.

La erosión y meteorización de la veta, dió lugar a la oxidación de los carbonatos e hidróxidos de manganeso a ramsdellita, manganita y pirolusita, y a la disolución y redepósito de algo de litioforita y baritina, y a opalización.

### La mena

La mena de manganeso está formada principalmente por pirolusita, psilomelano, hollandita y litioforita. Tiene una textura bandeada coloiforme irregular en parte brechosa (Lam. I, figs. 2, 4) con abundantes drusas.

La brecha que es de reemplazo y relleno, contiene clastos lajosos, de hasta 15 cm de largo, de roca de caja, de baritina fibrosa bandeada (Lam. I, fig. 4) y de una veta de carbonatos, (calcita negra y rodocrosita).

El cemento está constituido por hollandita, psilomelano, litioforita, pirolusita y rodocrosita relicta. Estos minerales suelen formar bandas coloiformes. En las zonas donde la antigua veta de baritina se conserva, exhibe una textura bandeada coloiforme (Lam. I, fig. 5), formada por cristales de baritina fibrosa, blanca, de hasta 1 mm de longitud, pseudomórfica de una vena de carbonatos (rodocrosita y calcita negra).

Las bandas de baritina que llegan a tener hasta 3 cm de ancho, encierran bandas de hasta 1 mm de ancho de baritina negra, a veces discontinuas, conteniendo psilomelano y litioforita, y restos microscópicos de carbonatos (Lam. I, fig. 5).

Los relictos de esta antigua veta están facturados paralelamente al bandeamiento y las fisuras rellenas por carbonatos de manganeso (ahora oxidados a pirolusita), por psilomelano, hollandita y litioforita, con textura coloiforme y drusoide (Lam. I, fig. 5). En toda la mena, las cavidades están tapizadas por agregados botroidales (Lam. I fig. 3) de hasta 3 cm de diámetro de hollandita, psilomelano, litioforita, pirolusita y baritina negra (Lam. I, fig. 6) y boxworks de carbonatos con celdillas de hasta 2 cm de ancho formadas por pirolusita (Lam. I, fig. 1 y 3).

En algunas drusas, hay cristales lenticulares submicroscópicos de rodocrosita, y de baritina tabular. Cubriendo toda la mena hay agregados microcristalinos de ópalo (hialita).

### Mineralogía y texturas

*Psilomelano*:  $Ba(O, OH)_6 Mn_8 O_{16}$  y grupo del *criptomelano* (criptomelano, hollandita y coronadita):  $A \leq_2 Mn_8 O_{16}$ ,  $A = K, Ba, Pb$ .

Los minerales hallados dentro de estos dos grupos son psilomelano, hollandita, y algo de criptomelano. Las determinaciones se hicieron mediante rayos X y análisis químico por fluorescencia, y ha sido casi prácticamente imposible separar estos minerales por estar estrechamente intercrecidos. Sólo en contadas ocasiones pudieron obtenerse diagramas con un solo término de estas series (cuadros 1, 2 y 3). En todos los restantes diagramas hay mezclas de ambos grupos, pero generalmente predominando uno sobre otro.

El criptomelano es muy escaso y está asociado a psilomelano. Microscópicamente pudo determinarse un mineral, que se supone es criptomelano, por sus características ópticas (Uytenbogaardt y Burke, 1971) y por reemplazar selectivamente a los feldspatos de la roca de caja.

Forma además sobre esta roca venillas de hasta 0,02 mm de ancho. Cuando se desarrollan texturas de escarapela sobre los clastos de roca de caja, constituye el borde interno de las bandas de psilomelano y hollandita. Reemplaza parcialmente a hausmannita.

La asociación psilomelano-hollandita predomina en la mena y solo rara vez se los pudo diferenciar por sus propiedades ópticas.

Basándose en los diagramas de rayos X, y los análisis por fluorescencia, pudo concluirse que el psilomelano predomina en las primeras generaciones de la mineralización de

Cuadro 1. — PIROLUSITA

Minas Gerais, Brasil °		Virgen de Valvanera °°	
d	I/Io	d	I/Io
3,11	100	3,11	80
2,40	50	2,403	60
2,20	1/2	2,198	< 10
2,11	4	2,105	50
1,987	1/2	1,973	20
1,623	70	1,625	70
1,556	20	1,555	50
1,438	20	1,435	40
1,392	1/2	1,395	< 10
1,303	3	1,307	60
1,203	1/2	1,202	≤ 10
1,161	1/2	1,158	< 10
1,121	1/2	1,122	10
1,100	1/2	1,098	≤ 10
1,066	1/2		
1,054	20	1,054	50
1,037	1/2	1,036	30
1,001	1	0,998	40

° Berry y Thompson, 1962.

°° Diagr. Debye-Scherrer, cámara = 57,54 mm; Fe Ka.

óxidos superiores de manganeso y hollandita en las últimas (fig. 2). Por la estrecha asociación de estos minerales, parecería existir un pasaje de psilomelano a hollandita en la mena. Es probable que debido a variaciones de temperatura, a presiones, o a esvejecimiento, el psilomelano pase a hollandita. Es por esta razón que las últimas generaciones de manganoso, que son el producto de nuevos pulsos mineralizadores, sobre psilomelano pulverizado por tectónica, están constituidas predominantemente por hollandita.

Según Wadsley (1950), debido a la facilidad con que el psilomelano pasa a hollandita por deshidratación, es probable que sea la fase necesaria en las paragénesis de este mineral. Fleischer y Richmond (1943), indican este cambio a 550° C pero es posible que al igual que en el pasaje de ramsdellita a pirolusita en la naturaleza, el psilomelano pase a hollandita por envejecimiento a temperatura ambiente o a temperaturas menores.

Tampoco hasta ahora ha sido considerada la importancia de las presiones dirigidas en la deshidratación del psilomelano, pero probablemente sea un factor importante en su transformación a hollandita.

El psilomelano puro (cuadro 2) es de grano fino, a veces fibroso radiado y es pseudomórfico de relictos de carbonatos, dentro de baritina negra (Lám. II, fig. 7), dentro de clastos de roca de capa (Lám. II, fig. 9), y en cristales romboédricos de caras curvadas, brechados y cementados por baritina (Lám. II,

Cuadro 2. — PSILOMELANO

Schneeberg, Saxony °		Virgen de Valvanera °°	
d	I/Io	d	I/Io
6,79	1		
3,48	1/2	3,87	d
3,45	4	3,44	m
3,30	1	3,29	d
3,19	1	3,19	md
2,97	1	2,95	md
2,86	3	2,86	d
2,41	1/2		
2,40	4	2,40	m
2,34	2	2,355	md
2,24	3	2,245	m
2,17	10	2,178	f
2,14	3	2,135	m
2,03	1		
1,937	1/2		
1,854	1	1,850	md
1,815	4	1,818	m
1,723	2	1,728	md
		1,698	md
1,636	2	1,638	m
1,559	6	1,555	f
1,523	1/2		
1,492	1	1,498	md
1,420	4	1,423	d
1,402	6	1,400	m
		1,357	md
		1,298	d
		1,158	d
		1,093	md
		1,075	d

° Berry y Thompson, 1962.

°° Diagr. Debye-Scherrer, cámara = 57,54 mm. Fe Ka.

fig. 11). A veces forma drusas microscópicas de cristales tabulares dentro de baritina. Es posible que el psilomelano se haya formado por la acción de soluciones portadoras de bario sobre carbonatos de manganeso.

La asociación psilomelano-hollandita con estos dos minerales en proporciones casi iguales está reemplazando pseudomórficamente a carbonatos de manganeso que tienen texturas coloiformes y forman escarpelas alrededor de clastos de roca de caja. La textura predominante de estos minerales es fibrosa, tabular y plumosa, entrecruzada, y los cristales tienen unos 0,15 mm de longitud.

La hollandita, (cuadro 3) casi pura, aunque mal cristalizada, es típica de las últimas generaciones manganésíferas. Cementa las brechas formadas por clastos de caja, baritina, psilomelano, criptomelano, hollandita, y litioforita de la primera generación (fig. 2), Lám. II, figs. 9, 10, 11). Generalmente es de grano fino, menor de 0,005 mm y los cristales son tubulares, aciculares o redondeados y a veces hay agregados esferulíticos de 0,02 mm de diámetro.

Cuadro 3. — HOLLANDITA

Sitapar, India *		Virgen de Valvanera **	
d	I/Io	d	I/Io
6,80	md		
5,71	md		
4,81	m/d		
3,44	d	3,43	m
3,07	mf	3,09	f
		2,705	d
2,46	d		
2,38	f	2,378	f
2,18	m	2,178	m
2,13	m	2,145	md
1,93	d		
1,89	md	1,883	m
1,81	m	1,818	m
1,64	m	1,655	d
1,61	m	1,620	d
		1,555	m
1,53	f/m	1,530	d
		1,460	d
1,43	d	1,425	m
1,40	md	1,400	d

\* Ramdohr, 1956.

\*\* Diagr. Debye-Scherrer, cámara = 114,83 mm, Fe K $\alpha$ . d = débil; md = muy débil; m = medio; f = fuerte.

Asociada a litioforita y pirolusita, forma venillas coloiformes, y venillas pseudomórficas de carbonatos que cortan el bandeamiento de la veta antigua de baritina (Lám. II, fig. 5). Reemplaza pseudomórficamente cristales tabulares de baritina relicta. Forma drusas desarrollando oolitas de 0,03 mm de diámetro.

**Litioforita:** (Al, Li) Mn O<sub>2</sub> (OH)<sub>2</sub>. Hay varias generaciones (fig. 2) y el tamaño de grano es muy fino. Comúnmente está en agregados granosos, aunque en las variedades de grano grueso se desarrollan cristales pseudoexagonales y tabulares de bordes redondeados. Presenta menos reflejos internos que la litioforita descrita por Malvicini y Llambías (1974), para "Arroyo Verde".

La litioforita más antigua (fig. 2) es de grano muy fino, menor de 0,002 mm y está en agregados masivos o en cristales diseminados dentro de la calcita negra. El contenido de litioforita aumenta en las bandas de calcita negra que tienen mayor tamaño de grano.

La segunda generación de litioforita (fig. 3) es de grano más grueso, de unos 0,3 mm y asociada a psilomelano, reemplaza pseudomórficamente romboedros y bandas coloiformes de antiguos carbonatos, y es anterior a baritina, porque metacristales de este mineral se desarrollan sobre litioforita (Lám. II, figs. 7 y 8).

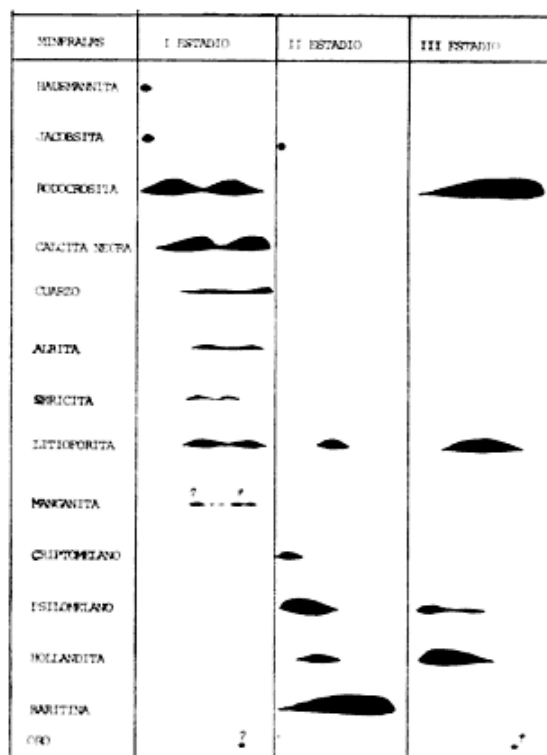


Fig. 2. — Diagrama paragenético de la mineralización hipogénica.

La tercera generación (fig. 2) forma junto con la hollandita el cemento de las brechas (Lám. II, figs. 9, 10 y 11). El tamaño de grano de esta litioforita varía de 0,005 a 0,1 mm. A veces forma venillas drusoides o agregados botroidales junto con hollandita y pirolusita (Lám. I, fig. 3).

Hay además una litioforita supergénica de grano muy fino, de unos 0,005 mm, que es posterior a pirolusita y reemplaza a todos los minerales anteriores.

Se han hallado boxworks con paredes formadas por hollandita y psilomelano, que según lo observado al binocular, pertenecen a litioforita. Son muy semejantes a los dejados por blenda, pero presentan la característica de una total ausencia de hierro en ellos.

**Todorokita** (H<sub>2</sub>O)  $\leq_2$  Mn  $\leq_8$  (O, OH)<sub>16</sub>. Intercrecida con la primera generación de litioforita, y dentro de calcita negra, hay un mineral de tamaño menor de 0,015 mm que por sus características ópticas (Uytenbogaardt y Burke, 1971) podría ser todorokita. Es dudosa.

**Pirolusita  $\beta$ .** Mn O<sub>2</sub>. La pirolusita junto con la hollandita, psilomelano y litioforita, es el mineral más abundante de la veta.

A pesar de hallarse en distintas formas cristalinas todos los diagramas de rayos X rea-

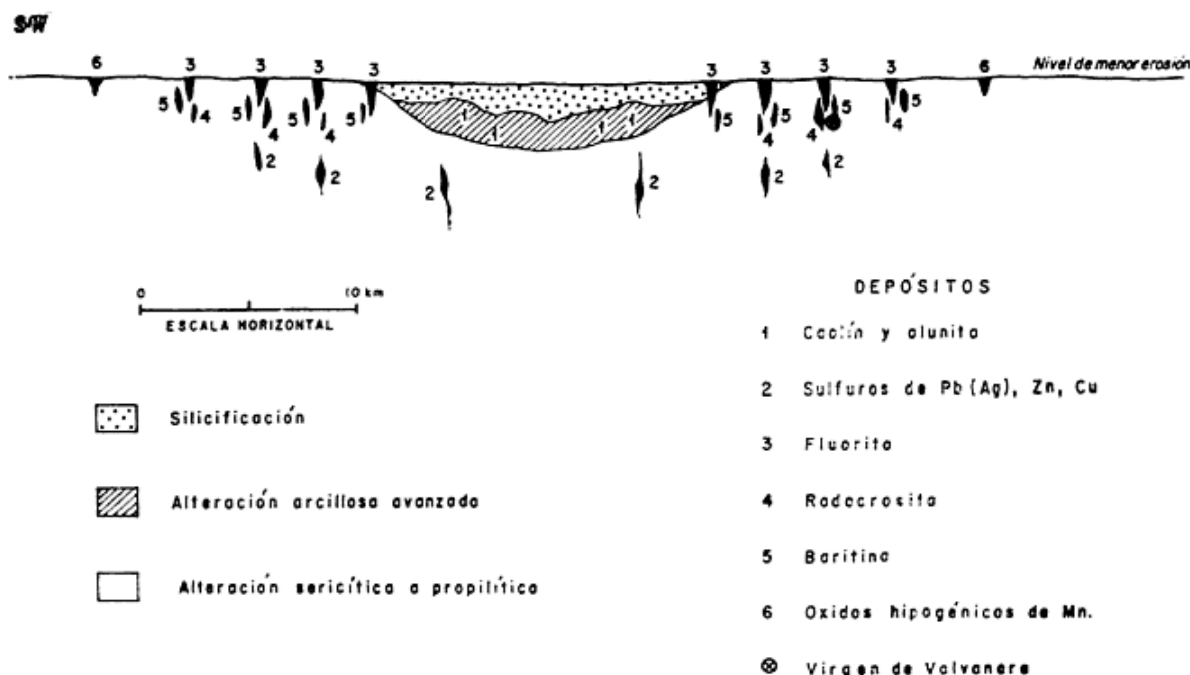


Fig. 3. — Reconstrucción idealizada de un perfil del área sudeste de “Los Menuoes” mostrando la zonación de los depósitos de sulfuros, fluorita, rodocrosita y baritina.

lizados indican pirolusita (cuadro 1). Esto se debe a reemplazos pseudomórficos de pirolusita según manganita, ramsdellita, groutita y litioforita. Los reemplazos hallados son:

a) Pseudomorfosis según manganita: La pirolusita forma agregados fibrosos radiados que siguen el bandeamiento coloiforme (Lám. I, fig. 4), de los últimos carbonatos de manganeso. El ancho de estas bandas es de hasta 1 cm. Las fibras están constituidas por cristales aciculares de pirolusita, semejantes a los de pirolusita según manganita de “Lake Valley”, Estados Unidos, Fleischer et al, 1962.

Rellenando drusas y formando las paredes de los boxworks de carbonatos (Iam. I, fig. 1), hay cristales de pirolusita según manganita, prismáticos y estriados de unos 2 mm de longitud, con desarrollo de la (110), (210) y (001).

b) Pseudomorfosis según ramsdellita y groutita: Cristales de caras curvadas, achatados y en forma de rueda con el aspecto de plaquetas superpuestas, menores de 1 mm, muy semejantes a los hallados en la “Mina Gavilán”, Méjico, y que según Fleischer et al (1962), corresponden a ramsdellita, según groutita, están formando drusas y rellenando boxworks de carbonatos, depositados sobre cristales aciculares y tabulares de pirolusita. La composición de estos cristales, según los

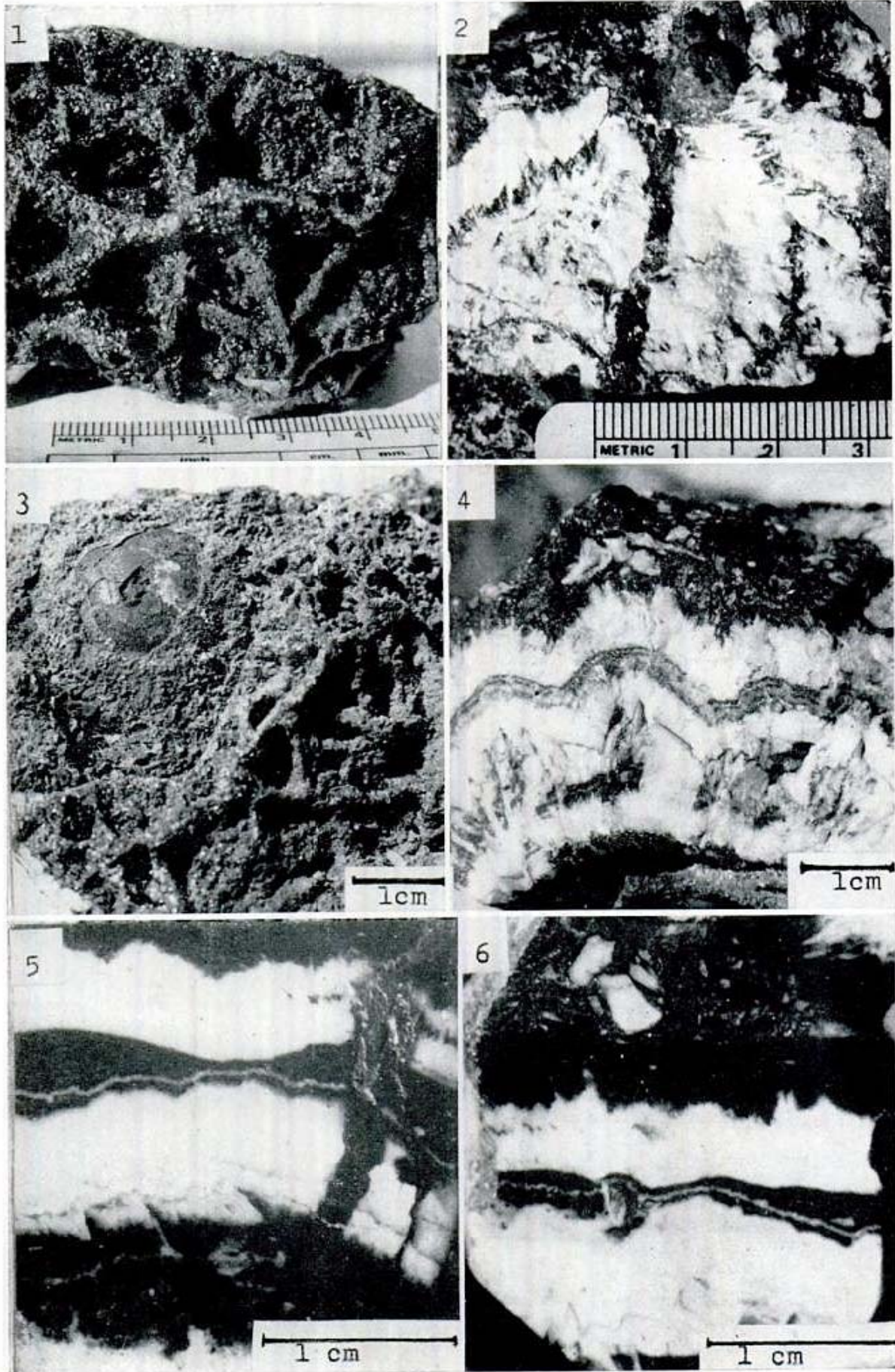
diagramas de rayos X realizados, es de pirolusita. Sin embargo, en secciones pulidas, se hallaron algunos cristales de ramsdellita, relicticos, dentro de agregados de pirolusita, y que están parcialmente reemplazados por este mineral, siguiendo la dirección de los clivajes.

También fueron halladas escarapelas con el centro de unos 5 mm de diámetro, de pirolustia según ramsdellita, con textura tipo “nail-head ore”, (Fleisches et al., 1962) y la parte externa formada por una banda de 3 mm de ancho, de cristales aciculares de pirolusita según manganita.

El conjunto de estas pseudomorfosis halladas indican que hubo un mineral primario, groutita, que pasó por oxidación a ramsdellita y esta última por reconstitución, a pirolusita como fase más estable, (Fleischer et al, 1962). Es decir groutita→ramsdellita→pirolusita.

c) Pseudomorfosis de pirolusita según litioforita: Es común de hallar en drusas de litioforita, y principalmente en los cristales de mayor tamaño (1 mm). Estos cristales son achatados con maclas de penetración y desarrollo de caras pseudoexagonales. Están formados por agregados laminares de hasta 1 mm de longitud dispuestos en forma de acordeón, con bordes ondulados y clivaje perfecto paralelo a (001) es decir con el





clivaje micáceo de la litioforita. Según los diagramas de rayos X, la composición de estos cristales es esencialmente pirolusita.

Al microscopio puede observarse el pasaje de litioforita a pirolusita (Lám. II, fig. 12). Las laminillas de pirolusita se van desarrollando paralelas al clivaje de litioforita, pasando luego a agregados de grano fino de pirolusita, con baja anisotropía y posteriormente a pirolusita bien cristalizada. A veces en dicho pasaje parece formarse groutita y ramsdellita como fase intermedia.

Las transformaciones halladas son:

Litioforita → pirolusita

Litioforita → groutita → ramsdellita  
→ pirolusita

Por lo cual puede señalarse que según las condiciones físicas-químicas del medio, la litioforita se oxida directamente a pirolusita o pasando por las fases intermedias groutita y ramsdellita llega por envejecimiento a pirolusita.

*Groutita y ramsdellita:*  $\alpha$  Mn O (OH) y  $\delta$  Mn O<sub>2</sub> respectivamente, solamente fueron observados al microscopio algunos cristales de ramsdellita. Pero por las numerosas pseudomorfosis de pirolusita según ramsdellita, puede afirmarse que la groutita y ramsdellita fueron minerales comunes en la mena. Como generalmente se hallan relleno drusas pueden haberse formado durante los últimos estadios de depositación hipogénica o los primeros estadios de oxidación supergénica. Según Fleischer *et al.* (1962), la ramsdellita es metaestable y parece formarse solamente por oxidación de groutita y "la presencia aparentemente universal de pirolusita, en cantidades variables, diseminada en ramsdellita y en posiciones orientadas, sugiere que la ramsdellita pasa posteriormente, por alteración lenta (reconstrucción) a pirolusita como fase

más estable". Esto puede producirse a temperatura ambiente (por envejecimiento) sin aumentar la temperatura, a diferencia de lo observado por métodos de laboratorio donde son necesarias temperaturas mayores de 300°C para obtener el pasaje de ramsdellita a pirolusita.

Un hallazgo interesante en este depósito es la presencia de groutita-ramsdellita, como fases intermedias en la oxidación de litioforita a pirolusita, halladas por primera vez en la literatura del Mn.

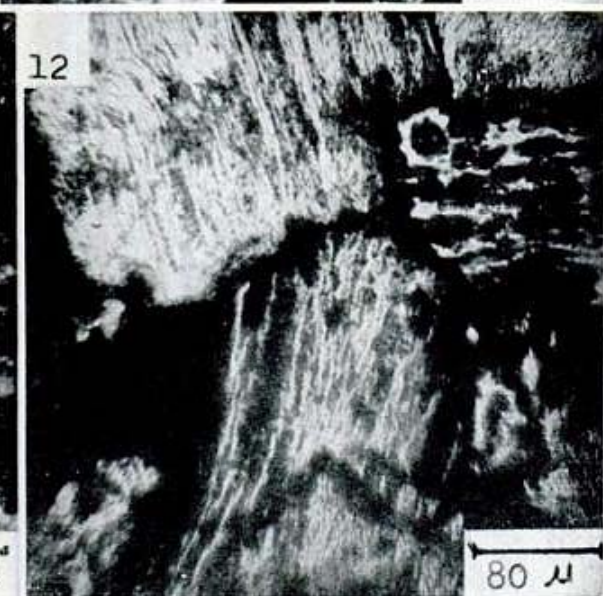
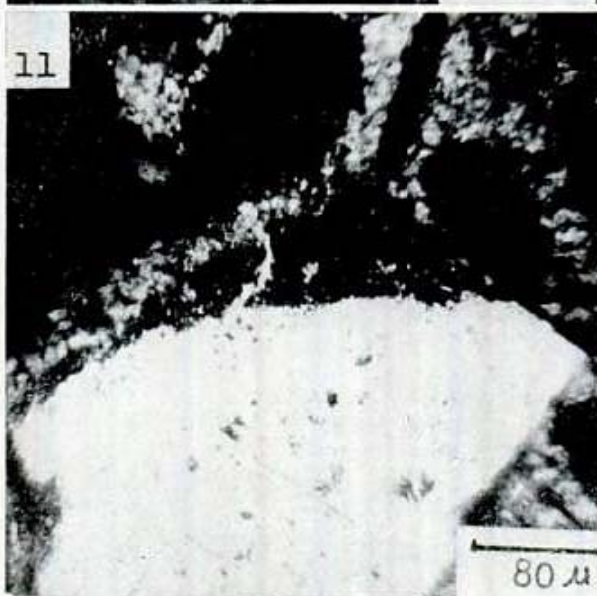
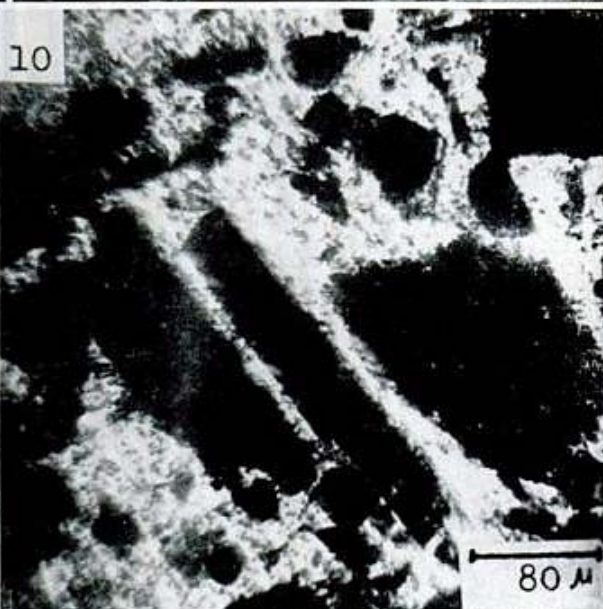
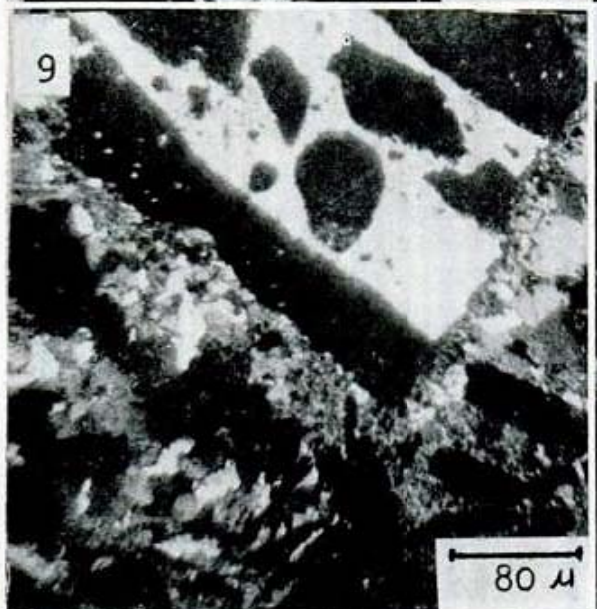
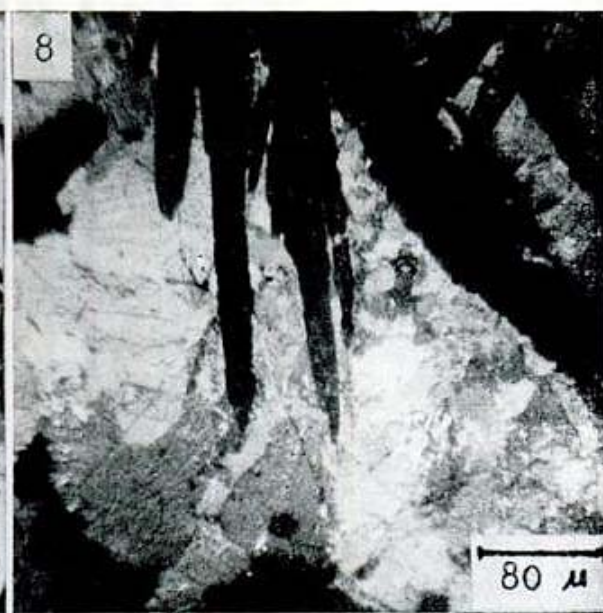
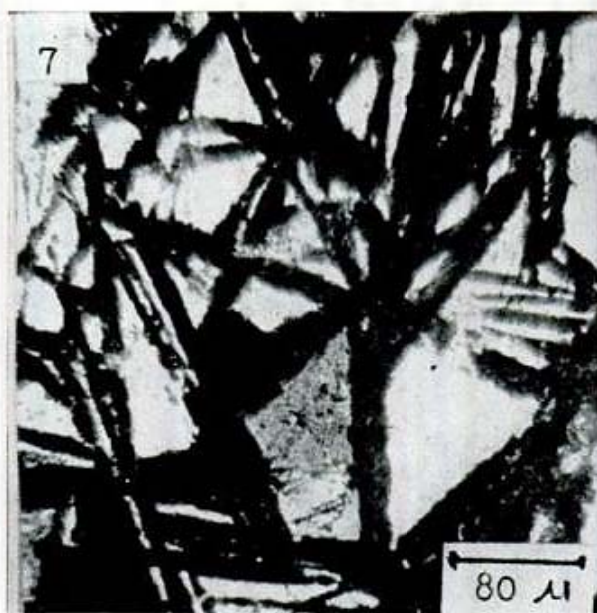
*Manganita:* y Mn O. O H. Está diseminada dentro de la calcita negra, en cristales prismáticos de 0,02 mm. en forma de venillas que siguen la textura bandeada de ese mineral y reemplazando pseudomórficamente cristales de calcita de uno 0,2 mm de longitud. Forma metacristales menores de 0,05 mm en baritina, roca de caja y en rodocrosita. Reemplaza pseudomórficamente a las últimas generaciones de carbonatos de manganeso (fig. 3), heredando la textura coloiforme de estos (Lám. I, figs. 2 y 4).

Por las numerosas pseudomorfosis de pirolusita, según manganita halladas, es evidente que la mayoría de manganita se ha oxidado a pirolusita (Lám. I, fig. 4). Los cristales de manganita, en agujas y prismas estriados de unos 2 mm de longitud, están constituyendo agregados coloiformes fibrosos-radiados y formando las paredes de boxworks de carbonatos (Lám. I, fig. 1). Por lo tanto la manganita fue un mineral muy abundante en la mena, en el primer estadio de oxidación de las últimas generaciones de carbonatos de manganeso, pasando de rodocrosita a manganita y ésta a pirolusita.

*Hausmannita* (Mn, Fe) Mn<sub>2</sub> O<sub>4</sub>. Reemplaza a la roca de caja, en cristales idiomorfos de 0,03 mm con sus típicas maclas polisintéticas, rayas y aspecto "moiré" (Ramdohr,

Lám. I.—Fig. 1: Boxworks de carbonatos de manganeso de paredes curvadas, formadas por pirolusita pseudomórfica de manganita, y tapizados por pirolusita pseudomórfica de ramsdellita. Fig. 2: Fragmento de mena de baritina bandeada, brechada y cementada por hollandita, litioforita algo de psilomelano y pirolusita (minerales grises y negros). Fig. 3: Restos de baritina negra con textura botroidal (pseudomórfica de carbonatos) que contiene psilomelano, hollandita, y litioforita. A la derecha se observan superpuestos boxworks de la última generación de carbonatos, con sus características paredes formadas por pirolusita. Fig. 4: Restos de la veta de baritina bandeada coloiforme, formada por relleno de fracturas en una veta de carbonatos y reemplazo pseudomórfico de éstos. Las bandas oscuras contienen restos de psilomelano (hollandita) y litioforita. En la parte superior de la muestra, la baritina está fuertemente brechada y cementada por hollandita y litioforita (minerales grises oscuros). Fig. 5: Baritina en bandas blancas y negras. Las negras contienen inclusiones de psilomelano (hollandita) y litioforita. La venilla que corta al bandeamiento está formada por un intercrecimiento de hollandita, litioforita y pirolusita. Fig. 6: Baritina con textura bandeada heredada de carbonatos; obsérvese que las bandas negras son discontinuas y probablemente son el producto de carbonatos de Mn, no totalmente asimilados que fueron reemplazados hipogénicamente por psilomelano (hollandita y litioforita) y baritina.





1969, pág. 931). A veces es pseudomórfica de cristales de carbonatos de bordes redondeados que están reemplazando a la roca de caja.

Comúnmente reemplaza pseudomórficamente a hematita dentro de cristales de magnetita total o parcialmente martitizados. Al igual a lo observado en "Arrovo Verde" (Malvicini y Llambías, 1974), la hausmannita reemplaza a la hematita y jacobsita de las magnetitas de las rocas de caja ignimbríticas.

Estos reemplazos selectivos dan origen a un intercrecimiento orientado denominado  $\beta$  Vredenburgita, y consiste en hausmannita laminar en una masa de jacobsita (Uytenbogaardt y Burke, 1971).

**Jacobsita:**  $(Mn, Fe, Mg) (Fe, Mn_2) O_4$ . Reemplaza las magnetitas de la roca de caja. Está intercrecida generalmente con hausmannita formando  $\beta$ -Vredenburgita. Sólo se ha hallado un reemplazo total de magnetita, en un cristal de 0,07 mm y con las características ópticas de jacobsita (Uytenbogaardt y Burke, 1971).

**Magnetita:** La magnetita, que es un mineral accesorio de la roca de caja, ha sido casi totalmente reemplazada por hematita, hausmannita y jacobsita quedando solamente relictos de ella.

**Hematita:** Reemplaza a la magnetita de la roca de caja, es reemplazada total o parcialmente por hausmannita.

**Oro:** En masas muy pequeñas menores de 0,005 mm, amarillo naranja (probablemente con bajo contenido de plata) está asociado esporádicamente con los minerales de manganeso, especialmente pirolusita.

**Baritina:** La baritina es blanca, translúcida, aunque a veces está pigmentada de negro por contener abundantes inclusiones de minerales de manganeso. Está en tablillas y fibras, menores de 1 cm de longitud y de 1 mm de ancho. La textura predominante en zonas donde la

tectónica no la destruyó es bandeada coloidal (Lám. I, fig. 4), muy similar a los bandeamientos que se observan en las menas de carbonatos, y que es la heredada de una antigua veta de calcita negra y rodocrocita.

El bandeamiento de la baritina es irregular, indicando refracturaciones y polipulsaciones que dieron origen a zonas de reemplazo pseudomórfico y de relleno de fisuras.

Las bandas de baritina blanca tienen hasta 2 cm de ancho y las negras 7 mm, (Lám. I, fgs. 4, 5, 6).

Las bandas negras son discontinuas y contienen relictos de minerales de manganeso principalmente psilomelano y litioforita y algo de pirolusita. Gran parte de la veta de baritina está fracturada, y restos de la misma están en clastos de hasta 4 cm de longitud (Lám. I, fgs. 2 y 6), o formando una matrix angulosa de unos 0,02 mm (Lám. II, fgs. 9 y 10).

También hay restos de texturas en escarpela de baritina alrededor de clastos de roca de caja, que están cementados y reemplazados por carbonatos y óxidos de manganeso.

La baritina supergénica es escasa, rellena drusas submicroscópicas y está en cristales tabulares, espáticos, de 1 mm de longitud, depositados sobre litioforita de grano fino.

Microscópicamente se observan dentro de las bandas relicticas dos tipos de baritina, una tabular y otra fibrosa. La tabular es pseudomórfica de cristales de carbonatos. Las tablillas de baritina, de 0,6 mm de longitud reemplazan de afuera hacia adentro a los carbonatos paralelamente a las caras romboidales y maclas (Lám. II, fig. 7). Cuando el reemplazo es parcial quedan restos de carbonatos que al disolverse por meteorización, originan boxworks no mayores de 1 mm de diámetro, con tabiques formados por baritina.

Lám. II. — Fig. 7: Inclusiones en las bandas de baritina negra, formadas por psilomelano (blanco), litioforita (gris) y baritina (negro) pseudomórficos de carbonatos. La baritina sigue las direcciones de los clivajes y maclas. Fig. 8: Metacristales de baritina (negro) desarrollados sobre litioforita (distintos tonos de gris) y algo de psilomelano (blanco). La litioforita reemplaza casi totalmente al psilomelano del cual sólo quedan relictos. Fig. 9: Brecha conteniendo fragmentos de roca de caja, reemplazados por criptomelano-psilomelano (blanco), en una matrix de baritina (negro) y cementados por litioforita (distintos tonos de gris) y algo de hollandita (mineral blanco de mayor relieve en el cemento). Fig. 10: Brecha con clastos de baritina (negro) cementados por hollandita (gris claro). Fig. 11: Relicto de un carbonato de caras curvadas reemplazado por psilomelano (blanco), dentro de baritina (negro). Estos minerales están fracturados y cementados por litioforita (distintos tonos de gris). Una parcial disolución y redepositación de psilomelano produjo la pequeña venilla que atraviesa baritina y litioforita. Fig. 12: Pirolusita pseudomórfica de litioforita. En el cristal del ángulo superior izquierdo se observa pirolusita desarrollada paralelamente al clivaje micáceo de litioforita. Hacia la derecha hay pirolusita mejor cristalizada.



Esta textura es similar a la descrita por Lindgren (1930, pág. 449), en pseudomorfosis de cuarzo según calcita (cuarzo laminar).

La baritina fibrosa, rellena fracturas y forma metacristales sobre litioforita y psilomelano, (Lám. II, fig. 8).

La baritina tiene inclusiones fluídas, que medidas utilizando el método volumétrico dieron una temperatura de depositación entre los 260° y 150°C, sin corrección de presión.

**Carbonatos:** Los carbonatos hallados son relictos de calcita negra, rodocrosita y calcita. Hay varias generaciones de carbonatos (Fig. 2) siendo las más destacadas, la primera y la última. Los primeros carbonatos que se depositaron, fueron calcita negra y rodocrosita, y cementan y reemplazan la roca de caja brechada. La textura que desarrollan es bandeada coloiforme y en escarapela. También forman venillas de reemplazo y relleno. En los bordes de las venillas y en los metacristales predominan las formas romboédricas de bordes redondeados.

A pesar de que los carbonatos fueron intensamente fracturados y reemplazados, quedan restos de calcita negra en clastos de unos 4 cm de longitud y de rodocrosita, más pequeños, de unos 5 mm, dentro de la veta de baritina y óxidos de manganeso. El término calcita negra se usa en este trabajo como lo hacen Hewett y Radtke (1967); es "un carbonato de calcio claro, en el cual están dispersos granos de óxidos de manganeso negros."

En "Virgen de Valvanera", el carbonato de calcio es calcita en cual están incluidos granos microscópicos de litioforita, todorokita, y algo de manganita. Esta calcita negra difiere de la descrita por los autores citados por la distinta naturaleza de los minerales de manganeso y por su textura. Análisis químico con fluorescencia de rayos X, evidenciaron la presencia de Zn, Fe, Mn, K, Sr, Ba, Cd, Ti y Pb.

La calcita negra tiene una textura bandeada muy fina, siendo las bandas de 2 mm. Las bandas que contienen más inclusiones son las más oscuras.

Las inclusiones de litioforita están agrupadas en racimos dentro de los cristales de calcita. Está asociada a todorokita. Probablemente sea hipogénica por su falta de relación con zonas de crecimiento y clivajes. La manganita y escasos cristales de pirolusita están distribuidos esporádicamente dentro de la calcita negra y su proporción aumenta en el contacto de granos de calcita y en el de veni-

llas de cuarzo con calcita. Es probable que estos dos minerales sean de origen supergénico.

La calcita negra está reemplazada por venillas de calcita clara y de cuarzo con albita y sericita, que cortan o son paralelas al bandeamiento.

La rodocrosita que se depositó en varias generaciones (fig. 2), ha sido casi totalmente oxidada por procesos hipogénicos y supergénicos quedando relictos dentro de los óxidos de manganeso y pequeños clastos silificados dentro de baritina.

Es evidente por las numerosas pseudomorfosis de óxidos de manganeso según carbonatos de caras curvadas (Lám. II, fig. 11), que la rodocrosita ha sido muy abundante en la veta.

Hay drusas menores de 3 mm. formadas por cristales lenticulares submicroscópicos de rodocrosita pasando a manganita y a pirolusita. En numerosas cavidades de la veta hay boxworks de carbonatos (rodocrosita) con celdas perfectamente conservadas de hasta 2 cm de ancho y con paredes curvadas de 2 mm de espesor (Lám. I, fig. 1), formadas por cristales de pirolusita pseudomórfica de manganita. Las celdillas están rellenas por pirolusita pseudomórfica de ramsdellita.

**Cuarzo:** Dentro de la calcita negra hay venillas microscópicas de cuarzo siendo el tamaño de los cristales de 0,1 mm. Reemplaza a rodocrosita y a clastos de roca de caja.

**Ópalo:** (hialita), Forma agregados botroidales submicroscópicos, que cubren a todos los minerales de la veta y clastos de roca de caja. Produce la característica fluorescencia verde, con luz ultravioleta. Hay que destacar que este tipo de ópalo es típico de la zona de oxidación de los depósitos del Macizo Nordpatagónico.

**Albita:** Forma junto con cuarzo venillas microscópicas en la calcita negra. Los cristales tienen un tamaño máximo de 0.2 mm.

**Sericita:** Está en laminillas menores de 0, 1mm asociadas esporádicamente a albita.

**Yeso:** Hay escasos cristales menores de 1 mm depositados sobre pirolusita y litioforita.

### Paragénesis de la veta

El orden de depositación de los minerales de mena figura en el diagrama paragenético de la veta (fig. 2).

Las primeras soluciones mineralizadoras depositaron rodocrosita, calcita negra y algo de litioforita. Los carbonatos rellenaron fracturas, y cementaron y reemplazaron parcialmente la roca de caja brechada, desarrollando texturas bandeadas y coloiformes y en escarpela. La acción de las soluciones manganesíferas sobre la hematita y magnetita de la roca de caja formó hausmannita, jacobsita y  $\beta$ -vredenburgita.

Posteriormente se depositaron cuarzo, en venillas microscópicas, acompañado de albita y sericita. La fracturación de la veta de carbonatos que dio origen a una nueva brecha, fue seguida por el ascenso de soluciones portadoras de bario. Estas soluciones, al reemplazar a los carbonatos de manganeso, originaron psilomelano, hollandita y litioforita, depositando finalmente baritina. La baritina reemplazó carbonatos heredando la textura coloiforme de ellos y asimiló parcialmente los óxidos superiores de manganeso formados. En las zonas donde rellenó espacios abiertos, se desarrolló una textura fibrosa radiada.

Una segunda fracturación de la veta dio lugar a la formación de una brecha de baritina y óxidos de manganeso. En las zonas donde la tectónica fue mayor se produjo la pulverización total de estos minerales que al reaccionar con una nueva pulsación de carbonatos de manganeso originó un cemento constituido principalmente por hollandita y litioforita. En los espacios abiertos se depositó rodocrosita con textura bandeada coloiforme con numerosas drusas. La rodocrosita formó venillas de reemplazo en baritina originándose por reacción, psilomelano, hollandita y litioforita en venillas.

La erosión del área dió lugar a la lixiviación y oxidación de la rodocrosita a manganita, y ésta a pirolusita. La litioforita se oxidó a pirolusita pasando a veces por las fases intermedias groutita-ramsdellita.

Por las pseudomorfosis halladas de pirolusita según groutita y ramsdellita dentro de boxworks de carbonatos, estos dos minerales podrían haberse formado también por depositación de soluciones supergénicas de manganeso. Es posible que estas soluciones fueran portadoras de elementos alcalinos o alcalino-térreos, que según Malvicini (1973), favorecen la formación de ramsdellita pero no fueron lo suficientemente abundantes como para estabilizar la estructura de este mineral. Lo está evidenciando el predominio de pirolusita en el depósito, que la señala como la fase más estable de  $MnO_2$ .

### Génesis del depósito y zonación del área del sudeste de "Los Menucos"

Antes de entrar a considerar la relación genérica de los yacimientos de "Los Menucos" es conveniente analizar la posible participación de fuentes termales en la formación de éstos.

Los depósitos de manganeso en áreas volcánicas están estrechamente vinculados con los de fluorita, baritina, sulfuros de cobre, plomo, cinc y vetas de oro y plata, como lo demostrara Hewett (1964), para el sudoeste de Estados Unidos y norte de Méjico. Dicho autor relacionó las vetas de manganeso (rodonita, rodocrosita, calcita negra y óxidos hipogénicos de manganeso) con los otros grupos de depósitos citados, considerándolos como cinco subgrupos de los depósitos epitermales. Pero acotando que si los minerales fluorita, baritina, calcita negra, óxidos de manganeso hipogénicos y sus asociados, ópalo y calcedonia, se depositaban en la superficie o cerca de ella, eran productos de fuentes termales. Además también señaló que muchos de los depósitos comprendidos dentro del rango epitermal de Lindgren (1933), podrían formarse por la depositación de fuentes termales cuando éstas se encontraban con aguas superficiales frías.

Este mecanismo fue anteriormente propuesto por Schmitt (1950), para depósitos considerados como meso a epitermales.

Las actuales investigaciones en áreas geotermales asociadas o no a vulcanismo (Stanton, 1972, pág. 159 a 167), indican que las aguas que se descargan en superficie o muy cerca de ella, contienen elementos y compuestos que forman minerales considerados dentro de las asociaciones meso a epitermales de Lindgren, como: Pb, Zn, Cu, Ag, As, Fe, Mn, Ba, Sr, Li, Na, Al, Rb, Ca, F, Cl, B, S,  $SO_4$ ,  $CO_3H$ ,  $SiO_2$ , entre otros.

Por esta razón es tan importante establecer el ambiente geológico donde se desarrolla un depósito para determinar su génesis.

La veta Virgen de Valvanera forma parte del grupo de depósitos de manganeso, fluorita, baritina, sulfuros de Pb, Cu, Zn y arcillas del Macizo Norpatagónico, que Malvicini y Llambías (1974) correlacionaron entre sí, asociándolos al ciclo de metalogenético comprendido entre el ignimbrítico y el basáltico. Es posible que a partir del Jurásico y hasta el Cenozoico inclusive, el Macizo se haya comportado como un área geotermal. Por lo tanto además de los depósitos contemporáneos

con el vulcanismo Triásico-Jurásico, habrá otros asociados a fuentes termales posteriores como por ejemplo el depósito de manganeso "Arroyo Verde" (Eoceno).

En el sudeste de "Los Menucos", donde está situada la mina "Virgen de Valvanera", yacen en forma concéntrica, vetas de fluorita, sulfuros, de Pb, (Ag), Cu, Zn, rodocrosita, baritina, y óxidos de manganeso hipogénicos, alrededor de la zona donde se localizan los depósitos de caolín. Un perfil ideal mostrando esta zonación se da en la figura 3. La forma de las zonas no es oval como en la zonación normal de Emmons (1936), sino de cono invertido, o como la describiera Mukaiyama (1970, pág. 291), en forma de hongo indicando una zonación alrededor de un conducto.

Los depósitos de caolín, a veces con alunita, están distribuidos en cuerpos bolsonares, dentro de la zona central, en un área que abarca unos 80 Km<sup>2</sup> y fueron descritos por Maiza y Hayase, 1975.

Aparentemente los canales de acceso de los fluidos mineralizadores han sido fracturas y rocas permeables (tobas). A pesar de que en cada uno de los principales centros de mineralización de caolín hay una zonación local (Maiza y Hayase, 1975), el área donde están los depósitos de caolín puede considerarse en conjunto como representante de una asociación arcillosa avanzada, según Meyer y Hemley (1967, pág. 171).

Los depósitos de fluorita, sulfuros, rodocrosita, baritina, y óxidos hipogénicos de manganeso que rodean la zona central están emplazados siguiendo los sistemas de fracturación predominantes, ENE-OSO y ONO-ESE. La alteración hidrotermal de las vetas varía de sericitica a propilitica, localizándose alrededor de las fracturas.

Desde el punto de vista geoquímico el área de los depósitos de caolín es la zona de mayor lixiviación hidrolítica y también la de mayor temperatura y podría haberse originado por acción solfatárica o fumarólica, como lo sugirieran Hayase *et al* (1970), para los depósitos de caolín y alunita. "Loma Blanca" y "La Equivocada". Depósitos de este tipo son comunes en Japón (Iwao, 1970, pág. 273, y Mukaiyama, 1970, pág. 291).

Las vetas de fluorita, sulfuros, rodocrosita, baritina, y óxidos de manganeso hipogénicos que se encuentran a su alrededor podrían ser el producto de fuentes termales ya que éstas acompañan o suceden a solfataras y fumarolas.

Los depósitos se formaron por varios pulsos mineralizadores, que al superponerse originaron las vetas compuestas características de esta área, siendo la principal secuencia de depositación: a) sulfuros de Pb, (Ag), Zn, Cu; b) fluorita; c) rodocrosita; d) baritina; e) fluorita; f) óxidos de manganeso hipogénicos.

"Virgen de Valvanera" integra este grupo de depósitos. La veta se ha formado por polipulsaciones, depositándose a una temperatura promedio de 210°C los siguientes minerales en orden del más antiguo al más moderno:

- 1) Rodocrosita, calcita negra y litioforita (con escaso cuarzo, albita y sericita), algo de hausmannita y  $\beta$ -vredenburgita y jacobsita.
- 2) Psilomelano, hollandita y litioforita, baritina.
- 3) Hollandita, psilomelano, litioforita, rodocrosita.

La coexistencia de psilomelano, hollandita, litioforita con baritina y rodocrosita, indicarían que el área de estabilidad de estos óxidos superiores de manganeso es, según lo ya señalado por Krauskopf (1967, pág. 264), mayor que lo indicado en los diagramas de pH y Eh, de campos de estabilidad de los minerales de manganeso.

Además, que la formación de estos óxidos a la misma profundidad que rodocrosita y baritina se debería a dos probables mecanismos:

- a) Fluctuaciones en el pH de las soluciones, que varía durante la depositación de rodocrosita y baritina en forma alternante. Probablemente durante la depositación de baritina el pH se hace más ácido por pérdida de H<sup>+</sup> (Barnes y Czamanske, 1967, pág. 377). Una disminución en el pH, parece favorecer la formación de óxidos superiores de manganeso en la naturaleza, según lo investigado por Sato (1960).
- b) El encuentro de las soluciones ascendentes calientes con aguas meteóricas cargadas de oxígeno, favorecerían la oxidación de las soluciones manganesíferas (Hewett, 1964). Este mecanismo es también considerado como el más probable para la depositación de baritina y fluorita en zonas cercanas a la superficie (Barnes y Czamanske, 1967, pág. 377).

Es posible que los dos mecanismos se produzcan simultáneamente durante la formación de estos minerales.

La erosión del área expuso el depósito a la lixiviación y oxidación y la rodocrosita que no fue oxidada por el proceso hipogénico pasa a manganita y ésta a pirolusita. La litioforita se oxida a pirolusita pasando por groutita-rams-dellita como fase intermedia.

La inestabilidad de la ramsdellita en la mena y el predominio de pirolusita, su-

gieren una insuficiente disponibilidad de elementos alcalinos y alcalino-térreos que parecen estabilizar a este mineral, Malvicini, 1973.

#### Agradecimientos

La autora agradece al Sr. T. Askenasy por la realización de los diagramas de rayos X.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- Barnes, H. L. y G. K. Czamaske, 1967. *Solubilities and transport of Ore Minerals*. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes, edit., Holt, Rinehart and Winston, Inc. :334-381, New York.
- Dristas, J. A., 1972. *Zona de oxidación de los yacimientos de Pb, Cu, y Zn de Los Menucos, Provincia de Río Negro, Rep. Argentina*. Tesis doctoral Univ. Nac. del Sur, Bahía Blanca, inéd.
- Emmons, W. H., 1936. *Hypogene zoning in metalliferous lodes*: 16 th. Internat. Geol. Cong. Rep. :417-432.
- Fleischer, M. y Richmond, W. E., 1943. *The manganese oxides: a preliminary report*. Econ. Geol. (38): 269-286.
- Fleischer, M., W. E. Richmond y H. T. Evans Jr., 1962. *Studies of manganese oxides. V. Ramsdellite, Mn O<sub>2</sub> an orthorhombic dimorph of pyrolusite*. Am. Mineral, (47) 47-58.
- Hayase, K., O. Schincariol y P. J. Maiza, 1971. *Ocurrencia de alunita en cinco yacimientos de caolín en Patagonia; Mina Equivocada, Mina Loma Blanca, Mina Estrella Gaucha, Gato y Camarones, República Argentina*. AMPS. II: 49-72.
- Hemett, D. F., 1964. *Veins of Hypogene manganese oxide minerals in the south-western United States*, Econ. Geol. (59): 1429-1472.
- Hewett, D. F. y S. Radke, 1967. *Silver - bearing black calcite in western mining districts*. Econ. Geol. (62): 1-21.
- Iwao, S., 1970. *Clay and sílica deposits of volcanic affinity in Japan*. En: *Volcanism and Ore genesis*, Tatsumi, University of Tokio Press: 267-283.
- Krauskopf, K., 1967. *Introduction to geochemistry*. International series in the Earth and Planetary Sciences, McGraw-Hill, Inc, New York.
- Lindgren, W., 1933. *Mineral Deposits*. McGraw-Hill, Inc., New York.
- Maiza, P. J. y K. Hayase, 1975. *Los yacimientos de caolín de la Patagonia, Rep. Argentina*. Cong. Ibero-Americano Geol. Ec. (II): 385-381, Buenos Aires.
- Malvicini, L. y E. Llambias, 1974. *Metaogénesis del manganeso en el Macizo Nordpatagónico*. V Cong. Geol. Arg. (II): 203-221.
- Manera, T., 1972. *La mineralización de yacimientos de fluorita de la Provincia de Río Negro*. Tesis doctoral, Univ. Nac. del Sur, Bahía Blanca, inédito.
- Meyer, Ch. y J. J. Hemley, 1967. *Wall rock alteration*. En: *Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits*. Barnes, edit., Holt, Rinehart y Winston, New York : 167-235.
- Mukaiyama, H., 1970. *Volcanic Sulphur deposits in Japan*. En: *Volcanism and ore genesis*. Tatsumi, University of Tokio Press: 285-294.
- Sato, M., 1960. *Oxidation of sulfide ore bodies, I*, Econ. Geol. 928-961.
- Stanton, R. L., 1972. *Ore Petrology*. McGraw Hill, Inc. New York.
- Schmitt, H. A., 1950. *The fumarolic - hot spring and epithermal mineral deposit environment*, en: *Applied geology*, Col. Sch. Min. Quart (45): 209-229.
- Uytendogaardt, W. y E. A. J. Burke, 1970. *Tables for microscopic identification of Ore Minerals*. Elsevier Pub. C. Amsterdam.
- Wadesley, A. D., 1950. *Synthesis of some hydrated manganese minerals*. Am. Min. (35): 485-499.

Recibido: 22 de junio de 1979.

LIDIA MALVICINI

Consejo Nac. de Invest. Cient. y Técnica  
Servicio Geológico Nacional  
Santa Fe 1548-12 1060 Buenos Aires



## EL PALEZOICO INFERIOR EN EL TRAMO MEDIO DEL RIO SAN JUAN (PACHACO), PROVINCIA DE SAN JUAN.

MATILDE BERESI

### Resumen

Se ha estudiado una sección del Paleozoico inferior del sector central de la Precordillera sanjuanina desde el Km 93, localidad de Pachaco, hacia el oeste. La secuencia estudiada se compone de sedimentitas carbonáticas ordovícicas; sobreyacen en contacto pseudoconcordante un conglomerado basal y limolitas y lutitas verdes y moradas con niveles ferruginosos asignadas a la Formación Tambolar (Silúrico); siguen en contacto normal lutitas gris-verdosas y limolitas gris acero asignadas al Devónico que pasan transicionalmente a grauvacas y lutitas pardas oscuras de la Formación Punta Negra (Devónico) y depósitos terrazados, conos de derrubios, abanicos y relleno de valle cuaternarios. Estructuralmente presenta fallas inversas y pliegues asimétricos buzantes al oeste. La fase taconiana queda evidenciada por una discordancia angular de 3 a 4 grados y por la eliminación de términos superiores del Ordovícico.

### Introducción

El motivo de este trabajo es dar a conocer la geología de una comarca ubicada en el tramo medio del río San Juan y el límite occidental de la Precordillera Central. Uno de los grandes problemas estratigráficos de esta Provincia Geológica ha sido la correlación de formaciones del Paleozoico inferior definidas en el flanco este de la Precordillera occidental con respecto a las definidas al Occidente de la Precordillera Central.

En la zona de Pachaco los depósitos silúricos que sobreyacen a las calizas ordovícicas de la Formación San Juan, son los más occidentales conocidos hasta el momento sobre el perfil del río San Juan.

La autora agradece al Dr. Juvenal Jorge Zambrano sus consejos, al Dr. Bruno Baldis por la sugerencia temática, como así mismo la colaboración en el análisis de

### Abstract

A lower Paleozoic section has been studied in Pachaco. The sequence starts with 180 m. of Ordovician limestones; overlying them disconformably are 10 m of green and violet siltstones and shales containing ferruginous levels correlates to Tambolar formation (Silurian); then follows 120 m of gray -greenish shales and gray siltstones (Silurian or Devonian) conformably over the former; these pass in transition to dark brown shales and graywackes belonging to Punta Negra formation (Devonian), all capped by Quaternary alluvial deposits. From the structural point of view, the area shows the typical Precordilleran style: unsymmetrical folds with one overturned flank, which in some structures partly grades into low angle thrusts. In the area the folds have a flank gently dipping to the west with the Eastern flank partly grading into a high angle on surface.

Thus, these structures appear as homoclinal blocks, partly imbricated.

The Taconian diatrophic phase is shown by a 3 to 4° angular unconformity and by the absence of the upper Ordovician terms.

muestras por parte de la desaparecida colega Licenciada Ana María Escalante y a mis compañeros de tareas Víctor Sanchez, Celina Sumay y Lic. Graciela Suvire.

El área estudiada está ubicada en la quebrada de la Horqueta sobre la margen derecha del río San Juan, a la altura del kilómetro 93 de la ruta nacional N° 20 que une la ciudad homónima con la localidad de Calingasta, y en la quebrada del Guanaco Muerto subsidiaria de la anterior.

El relieve está asociado a formas esculpidas sobre capas inclinadas, plegadas y falladas. Constituyen cordones montañosos que se elevan entre 100 y 150 m por encima del fondo de las quebradas estudiadas.

Los planos de estratificación de la caliza subverticales y abovedados constituyen un relieve abrupto. Los sedimentos silúricos y

devónicos dan lugar a elevaciones de formas más redondeadas y con mayor densidad de líneas de drenaje. Las sedimentitas del Devónico medio a superior están cubiertas en parte por amplios conos de deyección coalescentes que se abren hacia la quebrada principal. Los materiales que constituyen las terrazas provienen de terrenos paleozoicos.

### Antecedentes

Se remite al lector al capítulo sobre Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza de la última edición de Geología Regional Argentina (1979) para el conocimiento de las referencias bibliográficas sobre este tema. En la localidad de Pachaco o en las cercanías trabajaron Quarleri (1950), Heim (1952), Mozetic (1970), Baldis (1970) y (1973) y González Bonorino (1975).

### Breve resumen estratigráfico

El esquema estratigráfico queda resumido en el cuadro 1. A continuación se describe la columna estratigráfica (no continua) que caracteriza la zona.

### Ordovícico: arenigiano

#### Formación San Juan

En el sector oriental de la quebrada de la Horqueta aflora un elevado cordón calcáreo continuación sur de la caliza aflorante en el cerro de Pachaco. Esta se prolonga al norte del río San Juan constituyendo los cerros de la Cantera y hacia el sur se va adelgazando y se pierde estructuralmente bajo las sedimentitas devónicas. La quebrada de la Horqueta nace en otro cordón de afloramientos calcáreos elevados de rumbo norte-sureste que por contacto tectónico se intercala entre los terrenos devónicos. Estas sedimentitas por sus características pertenecen a la Formación San Juan. Furque divide a la formación en dos miembros teniendo en cuenta los cambios en las estructuras primarias de estratificación: Miembro Inferior o de Calizas Macizas y Superior o de Calizas Lajosadas. En el área considerada se presentan las características definidas para el Miembro Inferior. Su base no está expuesta por lo que el espesor real no pudo medirse, habiéndose reconocido 180 m de

espesor aflorante. La Formación se caracteriza por la persistencia de su composición litológica: grandes espesores de calizas compactas, en parte dolomitizadas en bancos gruesos de hasta tres metros de potencia, planos de estratificación bien definidos pero irregulares y de superficie rugosa y diaclasada. Petrográficamente se las reconoce como biomicritas, a veces con incipiente recristalización. El color dominante es gris y amarillo en las bandas dolomitizadas. Contiene nódulos oscuros o en los niveles superiores banquitos discontinuos de pedernal paralelos a la estratificación.

Las calizas tienen rumbo aproximado norte-sur y buzan al oeste 40 grados. Presentan un contacto estratigráfico pseudoconcordante con la secuencia paleozoica suprayacente de 4° a 5° de diferencia.

En los niveles superiores se encontraron fósiles, escasos y mal conservados, entre los que se identificaron:

*Maclurites avellanadae* (Kayser)

*Proetiella tellecheai* (Rusconi)

*Orthis* sp. aff. *O. calligramma* (Dallman)

Estos elementos fosilíferos pertenecen a la zona de *Proetiella tellechei* (Harrington y Leanza, 1957) asignados originariamente al Llanvirniano.

La edad arenigiana de la Formación San Juan fue señalada primeramente por Cuerda (1972), autor que la infirió por la posición en la secuencia de la entidad respecto a la Formación Gualcamayo suprayacente. El mismo autor en 1973 reafirma esta datación, sobre la base de una fauna de graptolitos diagnósticos para el Llanvirniano inferior en los niveles más bajos de la Formación Gualcamayo. El estudio de conodontes de la caliza aflorante en Pachaco por Serpagli (1974) indicó para parte de los terrenos de la Formación San Juan, una edad probablemente arenigiana. Cuerda y Furque (1975) asignan a la Formación San Juan en el Cerro del Fuerte, al Llanvirniano inferior por su fauna graptolítica. A su vez Aceñalaza, Durand y Díaz Taddei (1977) confirman la edad arenigiana, basados en restos de nautiloideos recolectados en la quebrada de Huaco.

### Ambiente depositacional

Las características lito-paleontológicas presentes permiten concluir que las calizas de Pachaco se depositaron en ambiente de

CUADRO 1

ERA	PERIODO	PISO	FORMAC.	ESP.	LITOLOGIA	AMBIENTE
CENOZOICA	Cuartario	Reciente		7 m	clastos polimícticos, granulometría y color variado integrando: { terrazas conos de deyección abanicos aluviales	Continental
	Devónico medio-sup.	Indeterm.	Punta Negra	500 m	grauvacas y lutitas pardas oscuras con detrito vegetal.	Cono detrítico sub-marino
PALEOZOICA	Devónico medio-sup. basal			120 m	limolitas y lutitas micáceas gris-verdosas y areniscas finas grises.	Marino
	Silúrico	Wenlockiano	Tambolar	10 m	lutitas y limolitas verdes y moradas ferruginosas.	Marino-Litoral
		Llandove-riano?		30 cm	ortoconglomerado oligomíctico pardo, rodados de ftanita y escasos de limolita, matriz limo-arcillosa verde clara.	
	Ordovícico	Arenigiano	San Juan	180 m	calizas y calizas dolomíticas grises amarillentas, bancos de pedernal oscuro y escasos fósiles.	Marino de plataforma

plataforma de aguas tranquilas por debajo del tren de olas, como lo indican la ausencia de ondulitas, de estratificación entrecruzada y la presencia de valvas en posición normal, en condiciones reductoras (color gris mediano) y con un pH alcalino.

Probablemente estas calizas hayan precipitado como un barro calcáreo coincidiendo con otros autores.

### Silúrico:

#### Formación Tambolar (Heim, 1952)

Dentro de esta unidad formacional se incluye al conjunto de limolitas verde oliva y moradas con niveles ferruginosos que afloran en la vertiente oriental de la quebrada

de la Horqueta, prolongándose al norte del río San Juan en un pequeño asomo y en ambas vertientes de la quebrada del Guanaco Muerto.

Sobre la base del notable cambio en la coloración que presentan estas sedimentitas en el área considerada, se ha dividido a la secuencia en dos miembros.

El perfil de abajo hacia arriba es el siguiente:

a. *Miembro basal.* Ortoconglomerado oligomíctico, discontinuo pardo claro con pátinas de óxido y costras limoníticas con rodados de ftanita pardos a negros y escasos de limolita verdosos bien redondeados y con formas esferoidales de 2 a 6 cm en una matriz limosa-arcillosa verde clara. El cemento es ferruginoso y calcítico con rombos euédrales lo que indicaría probablemente

dolomitización o bien recristalización de la calcita. Espesor 30 centímetros.

Este conglomerado tiene carácter regional en el ámbito de la Precordillera sanjuanina y su presencia avalaría la existencia de una etapa erosiva presilúrica que, en la zona, habría producido un hiato desde el Ordovícico medio a superior, extendido tal vez hasta el Silúrico inferior.

b. *Miembro inferior*. Verde oliva. Limolitas finas, macizas con marcada fisilidad, verde oliva a verde grisáceo, con pátinas limoníticas y manchas amarillentas de óxidos en la superficie de meteorización. Microscópicamente la roca se halla constituida por abundantes clastos de cuarzo con extinción suavemente ondulante y feldespatos en proporción subordinada aglutinados por abundante clorita; minerales opacos (óxidos de hierro), circón y turmalina.

El conglomerado basal no conforma en la zona un manto continuo. Allí donde falta, el miembro verde se apoya sobre la caliza infrayacente. Espesor 5 metros.

c. *Miembro superior*. Morado-rojizo. Limolitas y lutitas de color castaño rojizo intenso a moradas, con intervalos ferruginosos oolíticos, finas venillas de clorita de hasta 1 mm de espesor y venas de cuarzo blanquecinas. La base y techo de este miembro se presenta muy diaclasada con una marcada fisilidad secundaria perpendicular a los planos de estratificación. Microscópicamente la limolita con niveles ferruginosos está constituida por oolitas elipsoidales con o sin núcleos con estructura concéntrica integrada por bandas de minerales ferruginosos. Otras están enteramente constituidas por minerales de hierro. El cemento es ferruginoso.

El buzamiento general es de 35 grados al sur-oeste. Estas sedimentitas moradas pasan transicionalmente y en relación pseudocordante a las devónicas? No se encontraron niveles fosilíferos. Espesor 5 a 14 metros.

Las limolitas moradas portadoras de bancos ferruginosos conforman lentes de hasta 80 cm de longitud.

Se efectuaron análisis de la composición de los niveles ferruginosos dando los siguientes valores medios en una muestra:

Hierro total: 48 %      SiO<sub>2</sub>: 11,9 %

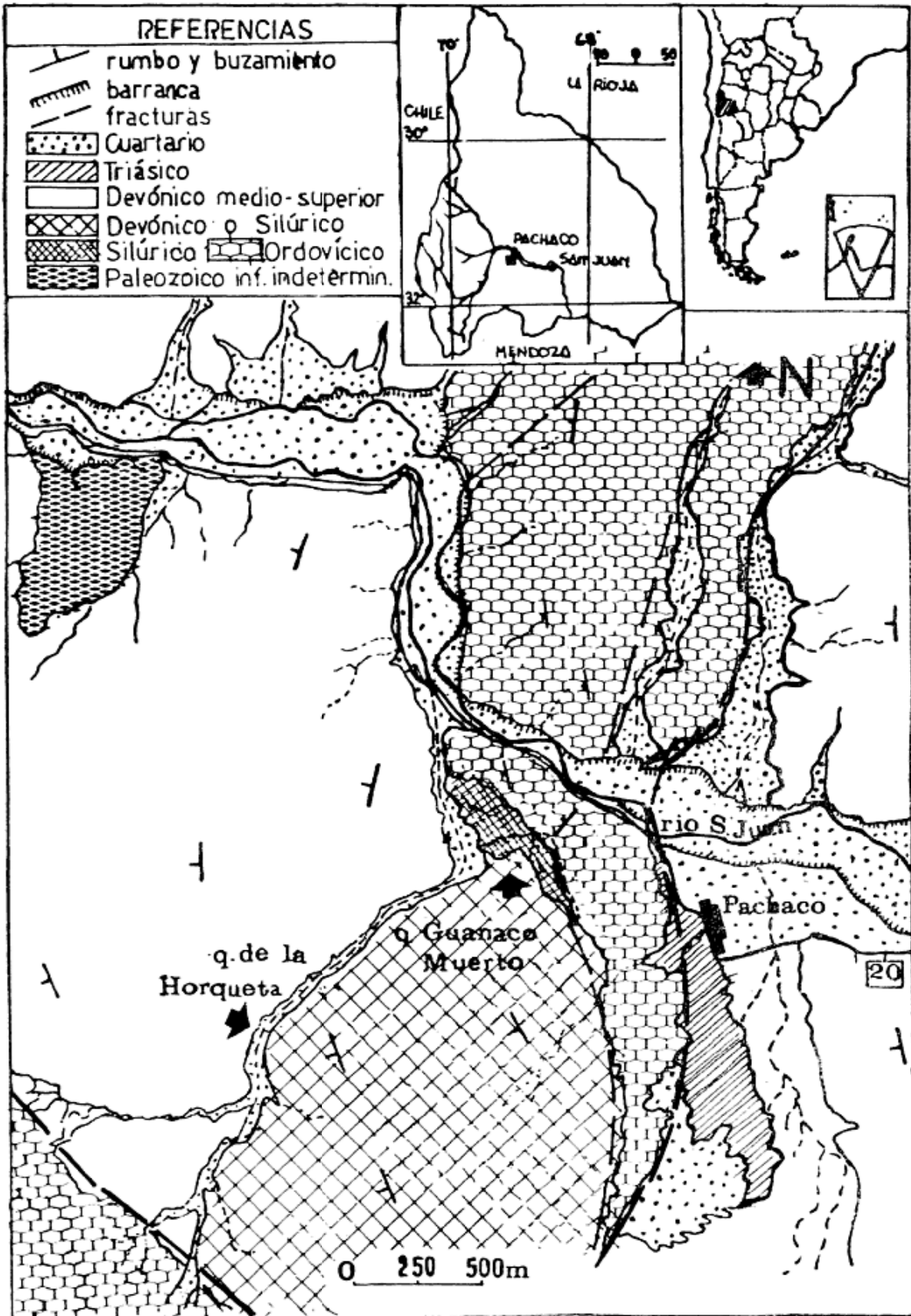
El espectrograma de rayos X indicó la presencia de Ca, Mn, Ti y Cr además del

hierro. Estos resultados permiten inferir el interés de efectuar prospecciones en otras áreas de afloramientos silúricos de la Precordillera a fin de determinar la posible existencia magnitud y extensión de los depósitos ferruginosos y sus posibilidades geoeconómicas. Los sedimentos silúricos son relativamente reducidos.

Las sedimentitas silúricas yacen sobre las calizas de la Formación San Juan. El contacto entre ambas formaciones es neto y la discordancia angular observada en la zona es muy reducida: de 3 a 4 grados, a diferencia de otras áreas de la Precordillera oriental y occidental en que diversos autores han señalado una relación discordante más pronunciada. La búsqueda de fósiles ha sido infructuosa, no pudiendo fijar directamente su posición cronológica. Esta sección se homologa entonces, por correlación litológica con la sección descrita por Heim (1952) en la cuesta del Tambolar, kilómetro 74 de la ruta nacional n° 20. El contacto entre esta Formación y las sedimentitas sobreyacentes es aparentemente concordante. A criterio de Baldi y Cuerva (1971) la Formación Tambolar "en el sentido dado por Padula *et al.* (1967) constituye una variación lateral de facies de la parte superior de la Formación Los Espejos, que junto con la Formación La Chilca infrayacente constituyen los clásicos afloramientos del Silúrico del área Jáchal-Tucunuco. La edad de la Formación Los Espejos en sus niveles medios y superior ha quedado establecida en el Ludlowiano inferior (Cuerva, 1969). Sin embargo las características litológicas, el grado de tectonización y los componentes minerales de las sedimentitas silúricas verdes y moradas del área estudiada se asemejen más a las areniscas inferiores de la Formación La Chilca, ubicadas inmediatamente por encima del conglomerado basal descriptas por Espisúa (1967) en el perfil del río Las Chacritas. En este trabajo se supone que la Formación Tambolar correspondería a términos de la Formación La Chilca o bien a la parte basal de la Formación Los Espejos.

Por encima de la Formación Tambolar se suceden sedimentitas en posición normal y el relevamiento de detalle muestra que no existe contacto por falla como postula con dudas González Bonorino (1975). De ello surge que "las lutitas pizarrosas" de dicho autor sobreyacen en contacto normal a la Formación Tambolar





y no se las puede ubicar por ende en el Ordovícico, siendo más factibles atribuirles una edad silúrica o posterior. De acuerdo a interpretaciones dadas anteriormente corresponderían al Devónico y más posiblemente a la Formación Punta Negra; ésto se ve corroborado a su vez, porque encima de las mencionadas lutitas, yacen grauvacas evidentemente pertenecientes a la Formación Punta Negra por la presencia de detrito vegetal de plantas vasculares.

### Ambiente depositacional

Las características litológicas unidas a la presencia de oolitas hematíticas sin perturbaciones en la estratificación, con marcas de vermes, permiten interpretar que se depositaron en ambiente subaéreo litoral de aguas carentes de corrientes, perturbadoras y bajo condiciones predominantemente reductoras de sedimentación.

### Ambiente depositacional de las oolitas presentes en la Formación Tambolar:

Según Strakhov (1967), en Bossi y Viramonte (1975), el proceso de formación de las oolitas hematíticas resumido es el siguiente: "hidróxidos de hierro transportados desde un continente sometido a un clima tropical o subtropical húmedo con fuerte meteorización química, son precipitados en sectores próximos a la costa y en ambiente reductor, luego removidos y redepositados a veces como oolitas en ambiente algo más profundo y oxidante donde sufrieron la hematización que conformó los horizontes ferríferos hoy existentes". Dadas las características similares que este autor describe para las oolitas en general, se propone, a nivel de hipótesis, como ambiente depositacional el arriba enunciado.

### Devónico:

#### Miembro basal de la Formación Punta Negra?

Comprende un conjunto de sedimentitas que tienen como base las rocas moradas ferruginosas, y como techo a la Formación

Punta Negra. Constituyen lomadas redondeadas de colores grises verdosos con brillo micáceo y cubiertas por amplios conos de derrubio. En el área considerada de acuerdo a sus características litológicas se ha dividido en dos secciones:

a. — *Sección Inferior*: limolitas finas de color gris verdoso claro pulverulentas de aspecto filítico con dendritas de óxidos de manganeso y pigmentos limoníticos. En la zona de contacto con la lutita morada infrayacente se presentan plegadas y muy trituradas con fracturación astillosa, pequeñas fallas y venillas de calcita. El estado de fracturación borra las características de estratificación. Su rumbo es norte-sur y buzan 29° al oeste. No se encontraron fósiles. Espesor 40 metros. Estas limonitas pasan en forma gradual a la sección superior.

b. — *Sección Superior*: lutitas de color gris acero, fisiles, que alternan con bancos de areniscas finas micáceas pardas por alteración superficial y grises verdosas a la fractura fresca, en bancos de 10 a 20 cm de espesor. Esta disposición rítmica se acrecienta en dirección meridional y occidental. No se han encontrado niveles fosilíferos. Espesor 80 metros.

El contacto con la Formación suprayacente no puede observarse en la zona por estar cubierto por un amplio cono de derrubios. Sin embargo se advierten: un cambio en la coloración general de tonos grises verdosos a los pardos oscuros y verdes parduscos de la Formación Punta Negra, junto a un progresivo incremento de areniscas finas hasta llegar a dominar al ascender la columna estratigráfica. Por lo que se concluye que el pasaje entre esta unidad y el Devónico medio-superior parece ser transicional, tal como ocurre en otras áreas de la Precordillera.

Este conjunto sedimentario no ha podido datarse por no haberse encontrado fósiles en el mismo. Por sus características litológicas muestra algunas similitudes con la Formación Punta Negra, si bien las psamitas son más finas y hay mayor proporción de fracción lutítica. Esto coincide con lo expuesto por Baldis (1973) en su estudio sobre las Variaciones de facies de Punta Negra. Por esta razón se correlacionan estos terrenos con la parte basal de esta formación.

## Devónico medio-superior:

### Formación Punta Negra

Los depósitos de esta Formación corresponden a la agrupación litológica conocida como "grauvacas del río San Juan" a la que Braccini (1950) denominó "Complejo de Punta Negra". Estas sedimentitas conforman un espeso conjunto que sin techo visible afloran en la vertiente occidental de la quebrada de la Horqueta y hacia el norte del río San Juan. La Formación comprende una sucesión de grauvacas con participación planar bien desarrollada en bancos de 0,40 a 1,10 m de espesor que alterna por una rápida transición granulométrica con lutitas grises oscuras físis en láminas de 0,10 a 0,15 m de potencia. Las grauvacas están compuestas por cuarzo, muscovita, feldspatos, epidoto y fragmentos líticos. La estratificación rítmica es una característica de esta secuencia. El conjunto está afectado por intenso plegamiento, diaclasamiento y fracturación. Los calcos de flujo, ondulitas, crestas y surcos longitudinales son frecuentes. También se observaron otras estructuras mecánicas que no fueron identificadas. Se encontraron gran cantidad de detrito vegetal y huellas de vermes. Espesor 500 metros. Por sus características litológicas y sedimentológicas esta unidad se interpreta como una variación facial con respecto al Punta Negra típico, según Baldís (1973).

*Ambiente depositacional:* González Bonorino (1975) ha demostrado el origen marino de la Formación Punta Negra, descartándose las suposiciones sobre una génesis continental, depositada en una cuenca intracontinental durante el Devónico medio y superior por corrientes de turbidez de alta densidad. En el área de estudio, la Formación presenta cambios litológicos manifestados en una progresiva disminución del porcentaje psamítico por hallarse en posición distal dentro del cuerpo sedimentario de tipo cono submarino detrítico propuesto por González Bonorino (1975).

### Cuartario

Los depósitos de edad cuartaria completan la fisonomía del relieve actual. Corresponden a materiales clásticos de distinto origen que conforman: depósitos

terrazados de las quebradas de la Horqueta y del Guanaco Muerto, en disposición de tipo torrencial, irregularmente consolidados y estratificados, de fracción gruesa proveniente de terrenos paleozoicos. En parte las superficies de las terrazas están erosionadas y sobre ellas se apoyan en discordancia erosiva materiales del aluvión actual; conos de derrubios de gran desarrollo y el aluvión actual constituido por fragmentos angulosos de calizas, gravas, rodados y arena. El origen de estos depósitos cuartarios puede ser aluvial o coluvial y se disponen sobre los faldeos de la sierra, sobre las quebradas y los cauces de los ríos. Están asociados a un clima árido.

### Estructura y estilo tectónico

El área de estudio se encuadra dentro de un estilo precordillerano típico caracterizado por fallas inversas de rumbo interpretadas como corrimientos de bajo ángulo en profundidad (Baldís y Chebli, 1969), y pliegues asimétricos norte-sur buzantes al oeste.

Predominan los bloques sobrecorridos de calizas ordovícicas y lutitas silúricas. La caliza se presenta fuertemente contorsionada con anticlinales, sinclinales y estructuras homoclinales, principalmente en las cercanías de los planos de falla. Las estructuras plegadas que se insinuaron con la fase Tacónica fueron reactivadas principalmente por las fases neoterciarias de los movimientos andinos de carácter compresional y dirección de esfuerzos oeste-este.

### Conclusiones

- a) En el perfil estudiado se ha podido determinar la localidad más occidental sobre el río San Juan, en que se observa la relación estratigráfica normal de las calizas de la Formación San Juan y los sedimentos sobreyacentes, asimilables, a su vez, a la Formación Tambolar (Silúrico).
- b) Queda así mismo descartada en este lugar la presencia de sedimentitas clásticas homologables a la Formación Alcaparrosa (Ordovícico superior).
- c) Por las características de las oolitas estudiadas se propone la analogía con las oolitas presentes en los terrenos silúricos de Zapla y Unchime, y de la cuesta del Tambolar.



## Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., R. F. Durand y R. Díaz Taddei, 1977. *Nautiloideos Ordovícicos de la Precordillera Argentina. Fauna de Huaco. Prov. de San Juan*. Acta Lilloana; V XIII (8): 219-244. Tucumán.
- Baldis, B. y A. Cuerda, 1971. *Silúrico y Devónico de la Rep. Argentina*. Ameghiniana 8 (2): 128-164. Buenos Aires.
- Baldis, B., 1973. *Variaciones de Facies de la Formación Punta Negra Devónico de la Precordillera sanjuanina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 30 (1). Buenos Aires.
- Baldis, B. y G. A. Chebli, 1969. *Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina*, Jorn. Geol. Arg. T. I. 47-65, Buenos Aires.
- Bossi, G. y G. Viramonte, 1975. *Contribución al conocimiento de la Petrología de los yacimientos feríferos sedimentarios de Zapla y Unchimét, provincias de Jujuy y Salta. Argentina*. 2° Congreso Iberoamericano Geol. Económica. Buenos Aires (5).
- Braccacini, O., 1950. *Observaciones estratigráficas en la Precordillera sanjuanina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 5 (1): 5-14.
- Cuerda, A. J., 1969. *Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan*, Ameghiniana 6 (3): 223-235. Buenos Aires.
- 1972. *Estudio biofacial comparado entre las faunas eopaleozoicas bonaerenses y del oeste argentino*. Anales de la Soc. Cien. Arg. 194 (111-4): 181-198. Buenos Aires.
- Cuerda, A. J. y G. Furque, 1975. *Nuevos datos sobre la Paleobiografía de la Formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera*. Actas Iº Cong. Arg. Paleont. y Bioestr. 1: 49-57. Tucumán.
- Espisúa, E., 1968. *El Paleozoico inferior del río Las Chacritas, Dpto. Jáchal. Prov. San Juan. Con especial referencia al Silúrico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (4): 297-311. Buenos Aires.
- Furque, G. y A. Cuerda, 1979. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. En Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba.
- González Bonorino, G., 1975. *Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (3): 223-246. Buenos Aires.
- Heim, A., 1952. *Estudios tectónicos de la Precordillera de San Juan los ríos San Juan, Jáchal y Huaco*, Asoc. Geol. Arg., Rev. VII (1): 11-70.
- Mozetic, A., 1970. *El Silúrico y Devónico entre Tambolar e isla del Sauce. Dpto. Ullun Zonda, prov. San Juan*. Tesis lic. UBA. Inédito.
- Quarleri, P., 1950. *Estratigrafía y Tectónica de la región de Pachaco. río San Juan, Prov. San Juan*. Tesis doctoral, inédita, Univ. Bs. As.
- Serpagli, E., 1974. *Lower ordovician conodonts from Precordillera Argentina*. Boll della Soc. Paleont. Italiana XIII. 1 y 2. Módena. Italia.

Recibido: Junio 13 de 1979.  
Febrero de 1980.

MATILDE BERESI  
Consejo Nac. Inves. Científicas y Técnicas.  
Universidad Nacional de San Juan  
Av. Libertador San Martín 1109 Oeste  
5400 San Juan.

## EL CAMBRICO EN LA QUEBRADA DE ZONDA, PROVINCIA DE SAN JUAN

OSVALDO BORDONARO

### Resumen

Se ha estudiado una secuencia de sedimentitas calcáreas referidas al Cámbrico, aflorantes en el extremo sudoccidental de la quebrada de Zonda en la sierra Chica de Zonda, precordillera de San Juan.

Se ha medido una sección de 700 m de espesor pertenecientes a la Formación Caliza La Laja, en la cual, de la determinación petrográfica macroscópica se ha establecido una subdivisión en tres miembros. También se han diferenciado las potentes masas dolomíticas sobrepuestas hacia el este, designando a dicho conjunto como Formación Zonda. Ambas Formaciones se agrupan con el nombre de Grupo Marquesado.

Simultáneamente se efectuó una recolección sistemática de fósiles, en su mayoría de trilobites, que permitió detectar 30 niveles fosilíferos principales. Acorde a la distribución vertical de los mismos, se ha podido establecer las ya conocidas zonas de *Bathyriscus-Elrathina* y de *Glossopleura* y la aparición de las nuevas biozonas de *Albertella* y de *Antagmus-Onchocephalus*.

### Objetivos y antecedentes

El conocimiento del Cámbrico de la precordillera de San Juan, se halla directamente vinculado a los afloramientos expuestos en las sierras Chica de Zonda y de Villicum, sin embargo, pese a la abundante bibliografía sobre el tema, no se conoce el detalle de la secuencia litoestratigráfica y la correcta posición de los niveles fosilíferos hallados.

Ese ha sido precisamente el objetivo del presente trabajo, el cual se centra principalmente en la localidad clásica de la quebrada de Zonda, que se halla a 21 km al oeste de la ciudad de San Juan, siguiendo la ruta nacional n° 20. Realizándose sobre el flanco occidental de la sierra Chica de Zonda un perfil de rumbo aproximado E-O, que abarca desde la quebrada de Juan Pobre hasta las últimas estribaciones occidentales de la sierra (figuras 1 y 2).

Los depósitos del cámbrico de San Juan fueron descubiertos por Stelzner quien colectó fósiles provenientes de las quebradas

### Abstract

A Cambrian limestone sequence is studied. The outcrops are found in the southwestern end of Zonda canyon, sierra Chica de Zonda, in the San Juan precordillera.

The 700 m thickness measured corresponds to Caliza La Laja formation from field characteristic, a three member subdivision was established. Also distinguished were the thick overlying dolomite beds, denominated here Zonda formation. Both formations are here joined under the name of Marquesado Group.

At the same time, a systematic fossil collection was made (mainly trilobites), and the 30 main fossiliferous levels were determined. According to their vertical distribution, the following biozones were determined: the already known *Bathyriscus-Elrathina* and *Glossopleura* Zones and the newly discovered *Albertella* and *Antagmus-Onchocephalus* Zones.

de La Laja y Juan Pobre en la sierra Chica de Zonda (véase Stelzner, 1923-24). Estas faunas fueron estudiadas por Kayser (1923) quien consideró a las mismas de edad infrasilurianas, correspondiendo el término "siluriano" de entonces a los actuales Ordovícico y Silúrico.

Recién en 1943, Harrington y Leanza, al revisar las colecciones determinadas por Kayser (*op. cit.*) y estudiar nuevos restos colectados en la quebrada de Juan Pobre, determinaron que pertenecían al Cámbrico medio, siendo ésta la primer mención de fósiles cámbricos no sólo para la República Argentina sino también para América del Sur.

Posteriormente Poulsen (1958) determina una nueva especie para el Cámbrico medio de la quebrada de Juan Pobre y actualiza el contenido faunístico, estableciendo la Zona de *Glossopleura*, y proporcionando de esta manera la primera zonación bioestratigráfica de correlación mundial.

Borrello (1962), describe la Formación Caliza La Laja, integrada por las sedimen-

titas del Cámbrico medio, que se distribuyen en gran parte del flanco occidental de la sierra Chica de Zonda.

Se debe a Borrello (1963), el hallazgo del Cámbrico inferior en el flanco sudoccidental de la sierra de Villicum, con el descubrimiento de *Fremontella inopinata*, estableciendo por primera vez en el país la presencia de la Zona de *Olenellus*, de amplia dispersión en el hemisferio boreal. Este autor denominó Formación Villicum al conjunto sedimentario portador de esta fauna.

Entre las biozonas del Cámbrico medio de San Juan, Borrello (1965) detectó la presencia de la zona de *Bathyriscus-Elrathina* considerada de menor edad que la de *Glossopleura*.

El mismo autor en 1964 descubre un nivel con *Fremontella* en la sierra Chica de Zonda.

En el sector septentrional de la sierra de Villicum, Borrello (1965) menciona la presencia del género *Kootenia*, el cual pertenece a la zona de *Glossopleura*. También en el flanco occidental de la sierra Chica de Zonda, encuentra restos pertenecientes a este género por debajo de los niveles correspondientes a la zona de *Glossopleura*. En la provincia de Mendoza en cambio, *Kootenia* acompaña en su distribución al género *Glossopleura*, lo cual llevó a Borrello (1965) a llamar a este binomio como zona de *Glossopleura-Kootenia* tal como sucede en la región de Caborca, México.

Borrello (1967) menciona la presencia de restos del género *Elrathina* dentro del mesocámbrico de la sierra Chica de Zonda y lo identifica en la zona de *Bathyriscus-Elrathina*.

### Estratigrafía

Ya se ha mencionado que Borrello estableció una delimitación formacional para los terrenos de edad cámbrica presentes en la sierra Chica de Zonda, denominándolos Caliza La Laja y dando una distribución geográfica en el flanco occidental de la sierra, limitada al norte por el valle del río San Juan y al sur por la quebrada de la Laja, al este por el meridiano correspondiente a la quebrada de Juan Pobre y al oeste por el cauce del río seco del Divisadero. Dicho autor estableció como sección tipo la correspondiente a la quebrada de Zonda, entre la hostería y el kilómetro 21

de la ruta nacional n° 20, lugar que se encuentra dentro de la zona de estudio del presente trabajo.

Hasta el presente el espesor y secuencia de esta unidad era sólo estimativa, pero con este trabajo se ha comprobado que las sedimentitas cámbricas se hallan en sucesión continua y concordante y están compuestas por carbonatitas cuya litología varía entre calizas dolomíticas, calizas, calizas arcillosas, calizas margosas y margas. En este trabajo, además se propone para toda la secuencia comprendida dentro de esta Formación una subdivisión en tres miembros basada principalmente en observaciones y descripciones de campo, como también en variedades litológicas megascópicamente diferenciables dentro de los mismos. Además se ha tenido en cuenta para esta subdivisión las afinidades litológicas y faunísticas que caracterizan y definen a cada miembro. Estos se diferencian topográficamente entre sí y sus afloramientos se pueden localizar fácilmente en campaña además de poseer una extensión geográfica de índole cartable. Se establece a continuación la terminología adoptada para los tres miembros, que será, de arriba hacia abajo:

1. — Miembro de calizas oolíticas.
2. — Miembro de calizas negras.
3. — Miembro calcáreo margoso inferior.

Borrello estableció la presencia de un conjunto de carbonatitas dolomíticas sin nombre formacional, sobrepuestas a la Formación Caliza La Laja. Las mismas pueden diferenciarse en su composición litológica como en sus rasgos morfológicos erosivos y como unidad fácilmente separable de la infrayacente, mapeable a escala 1:25.000 o mayor y cuyas relaciones con la unidad mencionada son de concordancia.

Todo ello induce a crear un término formacional para definir dicha unidad y a su vez uno de grupo para aunarlas a ambas, ya que pertenecen evidentemente a un mismo ciclo deposicional, quedando la columna estratigráfica de la zona en estudio integrada de la siguiente manera:

Grupo Marquesado (nom. nov.)	{	Formación Zonda (nom. nov.).
		Formación Caliza La Laja (Borrello, 1962)

Cabe destacar que el presente estudio no apunta a un análisis sedimentológico de las







calizas Cámbricas. Es por ello que no se ha hecho un estudio de secciones delgadas, ya que el mismo escapa a los fines de este trabajo. Es así que se ha adoptado un criterio de descripción macroscópica en cuanto a la litología, texturas, coloración, granulometría visualizable, compacidad, bandeamiento y todos los caracteres que hacen a la clasificación litológica de tipo megascópico, adoptando al respecto la establecida por Pottijohn (1963) y Vatan (1967). Sin embargo como uno de los fines de este estudio es establecer parámetros paleoecológicos de las faunas presentes, acorde con la bibliografía existente sobre facies carbonatadas (Irwin 1965, Krumbein y Sloss 1969, Selley 1976, etc.) se ha decidido efectuar análisis representativos de los tipos de rocas carbonáticas macroscópicamente diferenciables, para establecer el residual clástico de las mismas. Como es sabido en ambiente de plataforma con depositación de carbonatos, la proporción de elementos clásticos es índice directo de la turbulencia del medio ambiente y por ende del aumento o disminución de organismos sésiles, bentónicos.

Como finalidad principal tanto en la definición de las unidades y subunidades litoestratigráficas, como en la variabilidad litológica y biológica de detalle, los datos

obtenidos, tanto de mediciones de campo, clasificación petrográfica, porcentaje de residuo clástico y distribución de especies, se ha sintetizado en un perfil columnar comparativo (figura 3) al cual se refirá en el resto del trabajo.

A continuación se definen las unidades y subunidades establecidas generalizando las características representativas de las mismas.

Grupo Marquesado (nom. nov.)

Se propone el nombre de Grupo Marquesado para aunar a las Formaciones Zonda (nom. nov.) y Caliza La Laja (Borrello 1962) en su sección tipo. Se considera suficientemente justificado este agrupamiento ya que ambas Formaciones conforman un ciclo sedimentario concordante, de edad probablemente cámbrica en su tramo inferior y posiblemente cámbrica a ordovícica inferior en el superior y que aparentan un ciclo continuo de deposición variable únicamente en las condiciones particulares de la cuenca sedimentaria.

Se adopta el nombre de Marquesado por ser esta la localidad geográfica del poblado más importante y cercana a la zona de estudio y se establece como perfil tipo a

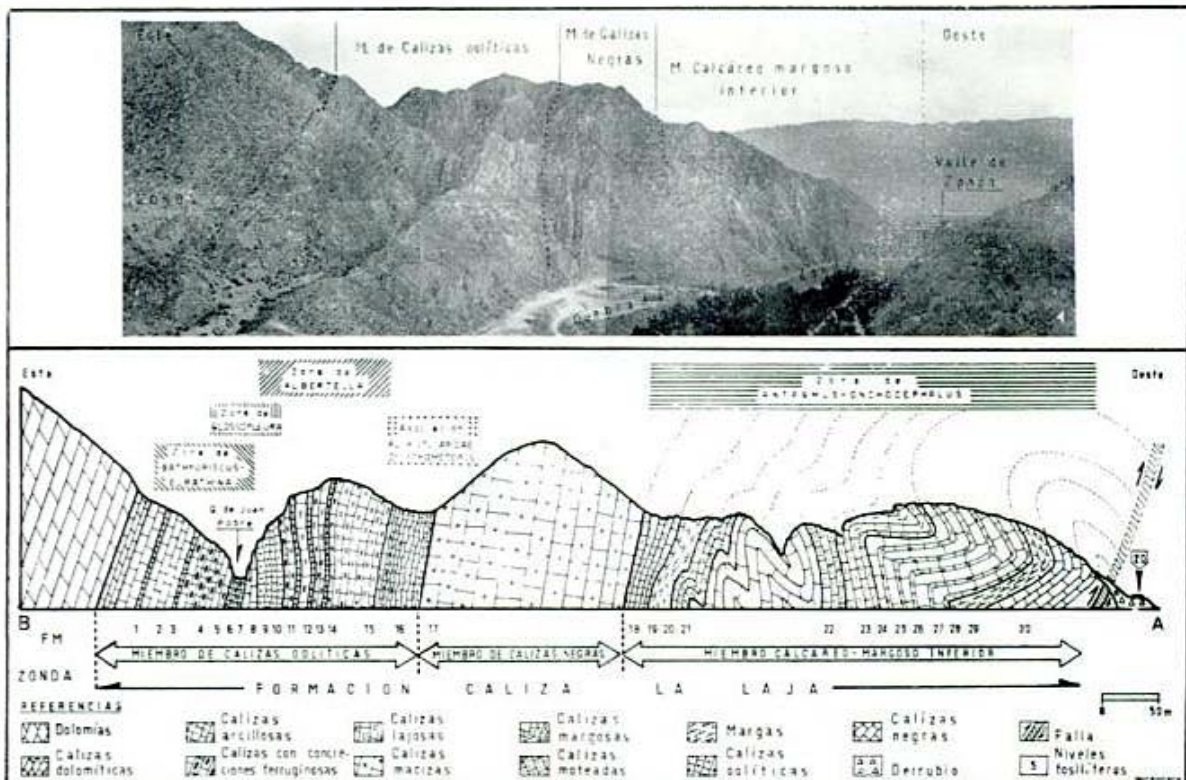


Fig. 2. — Perfil del flanco sudoccidental de la quebrada de Zonda y foto panorámica correspondiente.

la sección transversal de la sierra Chica de Zonda a la altura de la quebrada homónima. Hasta el momento se establece tentativamente la distribución del Grupo Marcado a gran parte de las sierras Chica de Zonda y Villicum, principalmente en sus flancos orientales y zonas centrales.

#### Formación Caliza La Laja (Borello, 1962)

Se propone para esta unidad la subdivisión en tres miembros que se definen a continuación de abajo hacia arriba:

##### 1) *Miembro calcáreo margoso inferior:*

Tiene como característica principal la presencia de calizas arcillosas, calizas margosas y margas, de colores amarillos, blanquecinos, pardos claro, castaños y verdosos, con elevado contenido de residuos clásticos. El conjunto presenta en general una coloración ligeramente amarillenta a blanquecina y topográficamente forma una zona muy erosionada surcada por abruptas quebradas y con un relieve muy irregular y escarpado (figura 2).

Está afectada por un fuerte tectonismo reflejado en un intenso plegamiento disarmonico, no obstante eso, se ha intentado seguir la secuencia estratigráfica normal, estimándose que la interpretación dada está sujeta a posibles correcciones, dada la complejidad tectónica y lo inaccesibles de sus afloramientos.

Posee una particular fauna de braquiópodos quitinosos fosfáticos y de trilobites muy abundantes y variables verticalmente, como de moluscos y espículas de esponjas y la presencia muy frecuente de pistas de organismos bentónicos.

La base se desconoce por estar truncada por la fractura regional que eleva la sierra Chica de Zonda en su flanco occidental.

##### 2) *Miembro de calizas negras:*

Está formado por un conjunto homogéneo de calizas de tonalidades negras, masivamente estratificadas, muy compactas y competentes, que se puede identificar perfectamente en el campo y seguir a través de varios kilómetros.

En su tramo basal la estratificación es en bancos delgados, los cuales se van engrosando en forma sucesiva hacia su techo hasta adquirir la potente estratificación que lo caracteriza.

Debido a su competencia forma un relieve prominente que resalta del resto, acentuada esta característica por la coloración oscura que presenta.

Su contenido paleontológico es muy escaso o casi nulo y está restringido a su tramo basal y cuspidal. De los análisis efectuados surge la presencia de un abundante contenido de materia orgánica.

##### 3) *Miembro de calizas oolíticas:*

Constituido por un conjunto de sedimentos calcáreas en las cuales la característica principal es la aparición de calizas oolíticas de tonalidad gris oscura a negra. Estas comienzan a intercalarse en forma cada vez más frecuentes en calizas negras lajosas hasta constituir un potente conjunto oolítico perfectamente diferenciable.

Los niveles oolíticos contienen una abundantísima fauna de trilobites y braquiópodos entre los cuales hay ciertas asociaciones que son privativas de este tipo de litología.

Los restos fósiles se presentan rotos y muy fragmentados. Contiene residuo clástico relativamente escaso y en los niveles oolíticos no hay indicios de materia orgánica.

A continuación se dará la descripción detallada con la totalidad de la columna estudiada y sus respectivos miembros integrantes.

#### *Techo:* Formación Zonda

#### Formación Caliza La Laja:

##### 1) *Miembro de calizas oolíticas*

- a) Caliza amarillenta finamente estratificada en bancos de 5 a 10 cm de espesor con intercalaciones arcillosas muy delgadas. Progresivamente hacia la base cambia la coloración tornándose grisácea, y su estratificación más potente. Estratificación bioturbada por pistas de organismos reptadores. 4m
- b) Caliza dolomítica gris oscura. Presenta un bandeo irregular discontinuo grisáceo y negruzco, de caliza y caliza dolomítica respectivamente, predominando la primera sobre la segunda. El bandeo es en partes estrangulado e interrumpido dejando pequeñas lentes de caliza dolomítica en la caliza. 5 m
- c) Caliza de color negro, fétida, con pequeñas lentes o zonas de coloración más clara de caliza de trazo discon-



- tinuo e indefinido. En superficie alterada éstas son gris negruzco. En su parte superior está bien estratificada, con estratos de 50 cm de potencia. En su tramo medio aparecen intercalaciones delgadas de material calcáreo arcilloso amarillo claro. La estratificación disminuye de espesor entre 10 y 20 centímetros 28 m
- d) Caliza negra oolítica, finamente estratificada. Contiene restos fósiles muy fragmentados de trilobites, los cuales se lo ubica en el nivel fosilífero N° 1. 3 m
- e) Caliza negra a gris oscura con bandas más claras similar a c) pero menos abundante, con frecuentes intercalaciones arcillosas amarillentas, tomando en conjunto un aspecto bandeado gris y amarillo claro. Estratificación delgada en bancos de 10 a 20 cm. Presenta intenso diaclasamiento y fracturación. Hacia la base se encuentran dos niveles fosilíferos con restos de trilobites, el N° 2 y 3. 24 m
- f) Caliza negra oolítica, interrumpida por pequeñas lentes de caliza negra sin oolitas de 2 a 3 cm de potencia, otorgándole un aspecto bandeado fino. 4m
- g) Caliza gris oscura en fractura fresca, pero en superficie alterada amarillo claro grisáceo, con láminas arcillosas pardo amarillenta cada vez más frecuentes hacia la base. Posee intenso diaclasamiento que enmascara la estratificación original, siendo comunes las diaclasas rellenas con calcita. Hacia la base de caliza en corte fresco se hace gris claro paulatinamente y la coloración general amarilla grisácea se intensifica. Abundan las concreciones ferruginosas cuyos diámetros no son mayores de dos centímetros. En su parte basal se encuentran dos niveles fosilíferos muy ricos en trilobites, el N° 4 con *Eteraspis* sp. y *Alokistocare elongatum*. 39 m
- h) Caliza margosa amarillo ocre con elevado contenido de residuo clástico. Presenta un bandeo intenso de niveles arcillosos amarillos siguiendo la estratificación, los que ocupan el 80 % de la roca, intercalado con caliza de color gris claro de poco espesor. Tiene un diaclasamiento y fracturación tan intenso que ha borrado completamente la estratificación original dándole un aspecto granular y fibroso. 13 m
- i) Litología similar a g) pero con menor contenido clástico y abundantes restos de trilobites y braquiópodos que se localizan dentro de los bancos fosilíferos N° 6 y 7, entre los que se hallan *Eteraspis* sp., *Alokistocare* sp. y *Billingsella*. 14 m
- j) Caliza negra con oolitas cuyas dimensiones oscilan entre 0,5 y 1 mm de diámetro, dispuestas en bandas de 1 a 2 cm de potencia, alternando con láminas amarillentas y/o bancos de caliza negra sin oolitas. En algunos sectores las capas oolíticas son más potentes (20 cm). Se encuentran abundantes restos fosilíferos de trilobites y braquiópodos dispersos en toda esta sección, muy rotos, fragmentados y retransportados, que se agrupan dentro de los bancos fosilíferos N° 8, 9, 10, 11, 12, con los géneros *Albertella*, *Blainiopsis*, *Eteraspis* y *Billingsella*. 20 m
- k) Caliza negra en corte fresco y gris claro a blanquecino en superficies meteorizadas, compactas, con intercalaciones esporádicas de niveles oolíticos que oscilan entre 1 y 2 m de potencia. Estratificación bien definida en bancos de 1 a 2 m de espesor, fragmentadas en grandes lajas. 82 m
- l) Caliza arcillosa amarillo verdoso a amarillo pardusco, intercalada con bancos más potentes de 20 cm de caliza gris oscura más compacta. Muy diaclasada, fracturada y corrugada, con intenso replegamiento de corta longitud de onda y sin orientación definida de sus planos axiales. En los niveles más competentes se hallan restos fósiles de trilobites muy bien conservados, localizados dentro del nivel fosilífero N° 16, entre los cuales se han identificado dos géneros en estudio dentro de la familia *Alokistocaridae*. 42 m
- Total miembro de calizas oolíticas . . 278 m
- 2) Miembro de calizas negras
- a) Caliza negra maciza, compacta, con escaso residuo clástico. Hacia el techo la estratificación tiene potencias de 1 a 2 m, con cierto grado de diaclasa-

miento. En este tramo se encuentran restos fósiles bien preservados de trilobites, localizados en el nivel N° 17, identificado como pertenecientes al género *Dolichometopus*.

En la parte media la estratificación se hace más potente oscilando cada estrato entre 2 y 3 m de espesor, disminuyendo su diaclasamiento.

En el tramo basal los estratos tienen una potencia entre 0,20 y 1 metro.

Total miembro de calizas negras . . . 175 m

### 3) Miembro calcáreo margoso inferior

a) Caliza negra a gris oscura con láminas arcillosas amarillas. En superficie meteorizada es de coloración pardo amarillenta con estratificación de 0,20 a 1 m de potencia. Se localizan pequeños replegamientos, fracturamientos y diaclasas rellenas con calcita. Contiene dispersos restos de braquiópodos inarticulados quitinoso-fosfáticos, agrupados en el banco fosilífero N° 18. 25 m

b) Marga amarilla verdosa con tonalidades amarilla pardusca en partes, englobada pequeños lentes de caliza grisáceo castaña. Estratificación fina y replegamiento intenso. Contiene restos de braquiópodos y trilobites en el nivel fosilífero N° 19. Hacia la base se intercalan unos bancos de caliza gris oscuro en corte fresco y gris pardusca en superficie meteorizada. Contiene dispersos una abundante fauna de trilobites que se incluye en el banco fosilífero N° 20, determinados como: *Onchocephalus*, *Syspacephalus*, y braquiópodos de tipo orbiculoideos. 20 m

c) Caliza arcillosa gris oscura en corte fresco pero con tonalidades blanquecinas amarillentas en superficie alterada, contiene intercalaciones arcillosas bioturbadas por pistas de organismos bentónicos. Se detectó un nivel fosilífero N° 21 10 m

d) Caliza negra maciza y compacta. En muestra meteorizada tiene aspecto granular. Estratificada en bancos de 20 a 50 cm de potencia. 35 m

e) Caliza arcillosa gris clara amarillenta con escasos relictos o cuerpos lentiformes pequeños de caliza negra que le otorga un aspecto moteado.

Contiene muchos restos fósiles diseminados y mal preservado. Estratificación delgada de 2 a 5 cm de potencia, completamente diaclasada desgranándose fácilmente.

Se pueden localizar en forma dispersa en las partes calcáreas oscuras restos de trilobites pertenecientes a un posible género nuevo de *Antagminae*, que se ubica en el banco fosilífero N° 22. 30 m

f) Caliza negra estratificada en bancos finos de 2 a 10 cm de potencia, con intercalaciones muy delgadas de caliza arcillosa amarillenta a pardoamarillenta. Las partes expuestas a la meteorización adoptan una coloración amarilla suave. Las intercalaciones finamente estratificadas le confieren una partición lajosa.

Contiene abundantes restos fósiles dispersos en las delgadas lajas, identificados dentro de los niveles N° 23 entre los cuales se hallan: *Chancelloria sp.*, *Hyolithes sp.* y *Saltarella sp.* 30 m

g) Caliza gris negruzca, bien compactada, con estratificación de 1 a 2 m de espesor, intercaladas con niveles calcáreos arcillosos amarillo claro de 5 a 10 cm de espesor. En los bancos gruesos se hallan restos fósiles mal preservados que constituyen verdaderas coquinas. Estos niveles fosilíferos llevan los N° 24, 25, 26, 27, 28.

Hacia la base desaparecen los bancos gruesos oscuros, que se hacen más delgados con 10 cm de potencia promedio y son más frecuentes los niveles calcáreos arcillosos. Se encuentran más fracturados y diaclasados y conservan la textura lajosa. 40 m

h) Marga de color verde claro a verde grisáceo, con cuerpos lentiformes aislados de caliza negra y compacta. La roca es untuosa al tacto y debido a su fina estratificación adopta un aspecto escamoso. Dada la alta plasticidad del sedimento, se halla deformado, observándose pequeños replegamientos.

En los lentes de caliza que engloba la marga se encuentran aglomeraciones coquinoideas de restos fósiles de trilobites, que se ubican en el nivel N° 29. 15 m

i) Caliza negra compacta y maciza, estratificada en bancos de 20 a 50 cm de

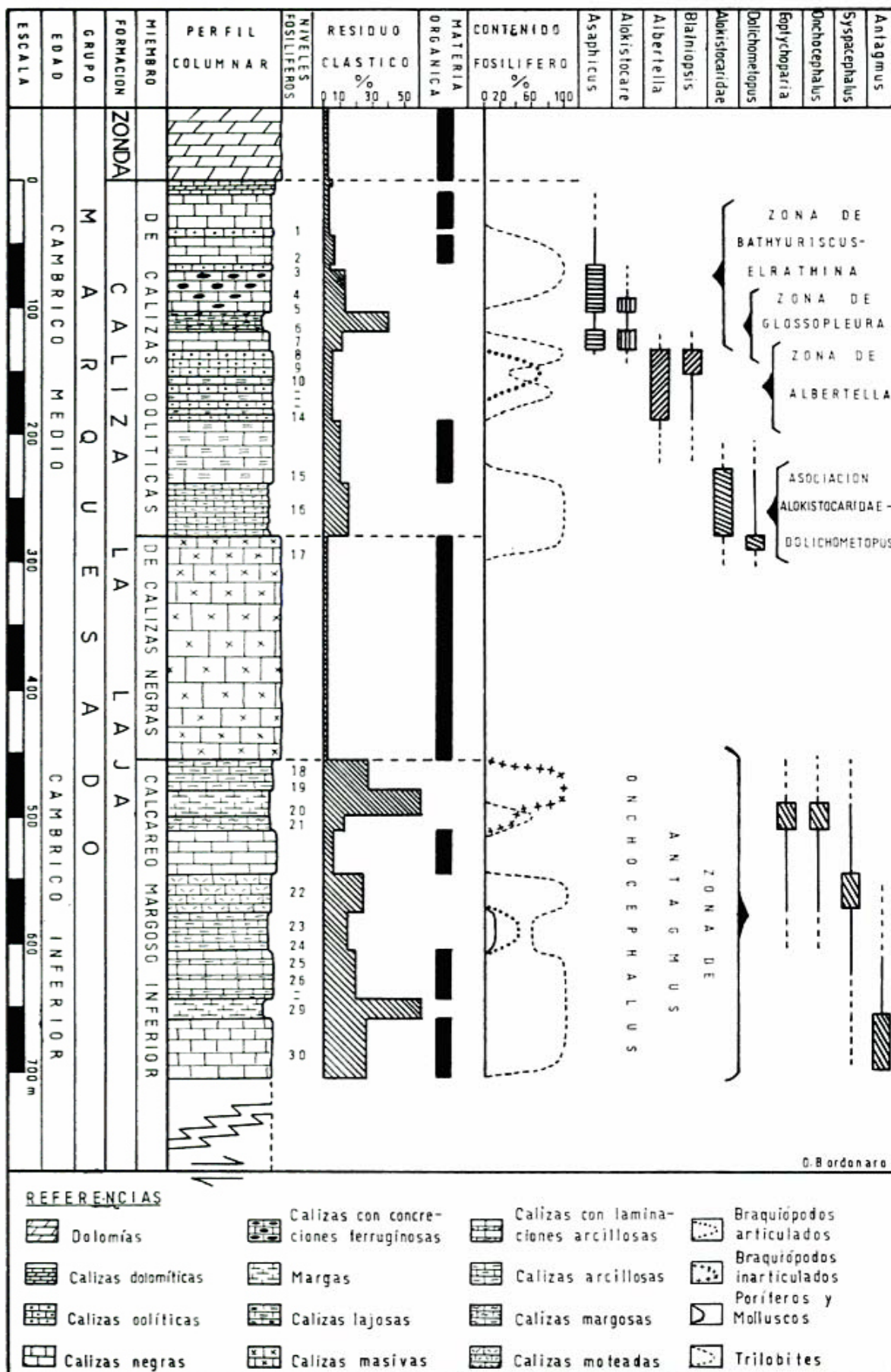


Fig. 3. — Cuadro estratigráfico con perfil columnar comparativo.



potencia, muy diaclasadas y con frecuentes rellenos de calcita.

En el banco fosilífero N° 30 se hallan restos de *Antagmus sp.* 42 m

Cubierto por derrubio.

Tot. miemb. calcáreo margoso inf. . . 247 m

Base: Oculta

Tot. med. Form. Caliza La Laja . . . 700 m

Formación Zonda (nom. nov.)

*Antecedentes:* Borrello menciona como techo de la Formación Caliza La Laja un conjunto calcáreo dolomítico y le atribuye una edad no mayor que la del Cámbrico.

*Area de distribución:* Zona central y oriental de las sierras Chica y Zonda y Villicum.

*Descripción litológica:* Se caracteriza por el predominio de dolomías y dolomías calcáreas y en menor grado de calizas dolomíticas, con tonalidades gris claro a gris amarillento. Son frecuentes pequeñas laminaciones de caliza blanquecina en los niveles dolomíticos, dando un aspecto característico bandeado muy fino.

La coloración general en superficie meteorizada es blanquecina, aunque es común observar zonas ligeramente amarillentas y otras grises oscuras que se intercalan en forma de grandes bandas.

*Bioestratigrafía:* No se han hallado en el área estudiada ningún indicio de actividad orgánica ni restos fósiles. No obstante ello, no se descarta la posibilidad de que futuros hallazgos permitan sacar conclusiones sobre su carácter bioestratigráfico.

Con respecto a su edad se puede inferir, según sus relaciones con las Formaciones infra y suprayacentes, que oscila entre el Cámbrico superior y el Ordovícico inferior.

*Relaciones estructurales:* Su base está constituida por la Formación Caliza La Laja que se halla en concordancia y su límite estratigráfico es transicional y se ha establecido arbitrariamente en el contacto entre los primeros niveles dolomíticos que aparecen en la secuencia con una caliza amarillenta con intercalaciones arcillosas que es característica del conjunto infrayacente.

El techo en la zona de estudio no se halla presente, pero en localidades más australes lo integran las calizas de la Formación San Juan que se hallan aparentemente en concordancia.

*Sección tipo:* Se establecen dos secciones de importancia, la correspondiente a la margen sur de la quebrada de Zonda desde los primeros afloramientos en las estribaciones

orientales de la sierra Chica de Zonda hasta las inmediaciones de la quebrada de Juan Pobre, y la que corresponde al extremo sur de la sierra de Villicum.

*Disposición tectónica:* Conformada por una estructura de tipo monoclinal buzante hacia el este, aparentemente sin ningún tipo de perturbación tectónica mayor.

*Rasgos geomorfológicos:* Esta formación constituye la mayor parte de la sierra Chica de Zonda y forma las partes más elevadas de ésta debido a su mayor competencia.

*Derivatio nominis:* Se le asigna este nombre por hallarse distribuida en la mayor parte de la sierra Chica de Zonda, además de ser la quebrada homónima la principal localidad tipo para su descripción.

## Conclusiones

La secuencia sedimentaria descrita puede caracterizarse como perteneciente a un ciclo de sedimentación continua.

Existe una variación litológica muy amplia que abarca desde las dolomías y calizas con un elevado contenido de carbonatos (97,90 % y 98,25 % respectivamente) hasta las calizas arcillosas y margas con elevado contenido de residuo clástico (42,05 % y 62,10 % respectivamente).

Es común observar cómo, previo a la aparición de un conjunto litológico bien definido, comienzan a sucederse características discontinuas que anticipan la depositación de dicho conjunto.

En la mayoría de los casos las variaciones litológicas se producen en forma transicional, si bien donde ocurren cambios bruscos verticales se observa concordancia.

Un rasgo casi constante para toda la sección estudiada son las laminaciones calcáreas arcillosas que se intercalan en mayor o menor grado en la mayoría de las variedades litológicas macroscópicamente diferenciables.

Todas estas características sedimentológicas confirman el carácter continuo en la sedimentación de toda la secuencia descrita.

## Fósiles, edad y correlación

Ya se ha manifestado al principio de este trabajo que una de las principales finalidades ha sido la búsqueda de bancos fosilíferos y estudio de su contenido para ampliar



las posibilidades de zonación del Cámbrico de la comarca.

Se remite al capítulo de introducción para la descripción del conocimiento de la fauna anterior a esta contribución.

Dentro de la zona la totalidad de los elementos paleontológicos se han preservado en litología de tipo calcáreo o margoso. Siendo las rocas portadoras generalmente muy compactas, el hallazgo de formas es más frecuente y posible en las superficies expuestas a meteorización. En tanto se ha visto que existe una diferencia de resistencia al desgaste, favorable a los restos organógenos. En general todos se preservan con composiciones carbonáticas y existe escasa o nula silicificación de los caparzones o conchillas.

Los trilobites principalmente se presentan con sus caparzones originales con tonos negros o gris negruzcos que contrastan con la coloración más clara de la roca portadora.

Siendo la superficie de meteorización la más apta para coleccionar restos, los mismos se encuentran sujetos a la posibilidad de un ataque superficial meteórico con el consiguiente desgaste y pérdida de detalles. Dada la carencia de referencias con respecto a cantidad y disposición columnar de la distribución faunística, y sumado el interés de poseer la mayor información estratigráfica temporal basada en fósiles, es que se adoptó el método de "barrido sistemático" para la recolección en toda la sección. El método consiste en examinar la totalidad de los bancos aflorantes y coleccionar todo tipo de formas, sin discriminación taxonómica, de calidad de preservación o de número de ejemplares. La selección se efectúa a posteriori en gabinete, y el método posee la ventaja de obtener muestras representativas de la totalidad de la fauna incluyendo la posibilidad de un recuento de individuos para establecer parámetros bioestadísticos.

Posteriormente a la determinación taxonómica la distribución vertical por tipo de forma se ha volcado en el cuadro de distribución general y allí se pueden comparar los mismos con respecto a la variación litológica (figura 3).

Hasta el momento salvo los hallazgos saltauarios de Borrello que no fueron ubicados con precisión estratigráfica, solo había sido establecido con seguridad en la quebrada de Zonda, dos bancos de contenido fosilífero determinado, ambos ubicados en la quebrada de Juan Pobre. Dentro del perfil general y columnar, se ubican en los niveles fosilíferos N° 5 y 6.

Mediante la metodología de búsqueda explicada, en un total de 700 m de desarrollo columnar estudiado, se hallaron 30 bancos fosilíferos principales, debiendo manifestarse que el número de los mismos podría ser mayor si se hubieran encontrado elementos determinables en algunos de ellos, ya que es frecuente en todo el desarrollo de las carbonatitas la presencia de detritos de valvas y caparzones.

Para el estudio se ha seleccionado el subfilo trilobitomorfa, en tanto que el mismo es el de mayor practicidad para la determinación de edad en el Cámbrico, además de constituir el 80 % a 90 % de las formas coleccionadas.

Se ha comprobado que existe una marcada variabilidad de tipos y se pudo establecer, en el total de la columna, la presencia de por lo menos 40 formas diferentes de trilobites. La magnitud de variación de la fauna hallada obligó a seleccionar parte de ella para un ordenamiento taxonómico. Es así que se eligieron diez géneros característicos entre los cuales dos corresponden a géneros ya descriptos y ocho son nuevos para esta localidad.

Entre las formas conocidas que fueron halladas se pueden mencionar:

*Asaphicus* (= *Eteraspis*) *orbignyana* (Kayser)

*Asaphicus* (= *Eteraspis*) *prosorysa* Harrington y

Leanza

*Alokistocare elongatum* Poulsen

Para el estudio sistemático de los restantes elementos, el mismo se efectuó hasta nivel genérico y cuyas especies se hallan actualmente en estudio.

Los tipos estudiados se hallan depositados en la Cátedra de Paleontología de la Universidad Nacional de San Juan.

### Fauna acompañante

Entre las formas que acompañan a los trilobites es frecuente encontrar braquiópodos articulados e inarticulados asociados en los mismos bancos fosilíferos. Los braquiópodos articulados aparecen en cantidades porcentuales menores con respecto a los trilobites, mientras que los inarticulados predominan sobre éstos y son característicos de los niveles litológicos con elevado contenido en residuo clástico. Se puede reconocer al género *Billingsella* vinculado al Miembro de calizas oolíticas, de edad cámbrica media. Mientras que en el Miembro calcáreo margoso inferior se han reconocido braquiópodo-

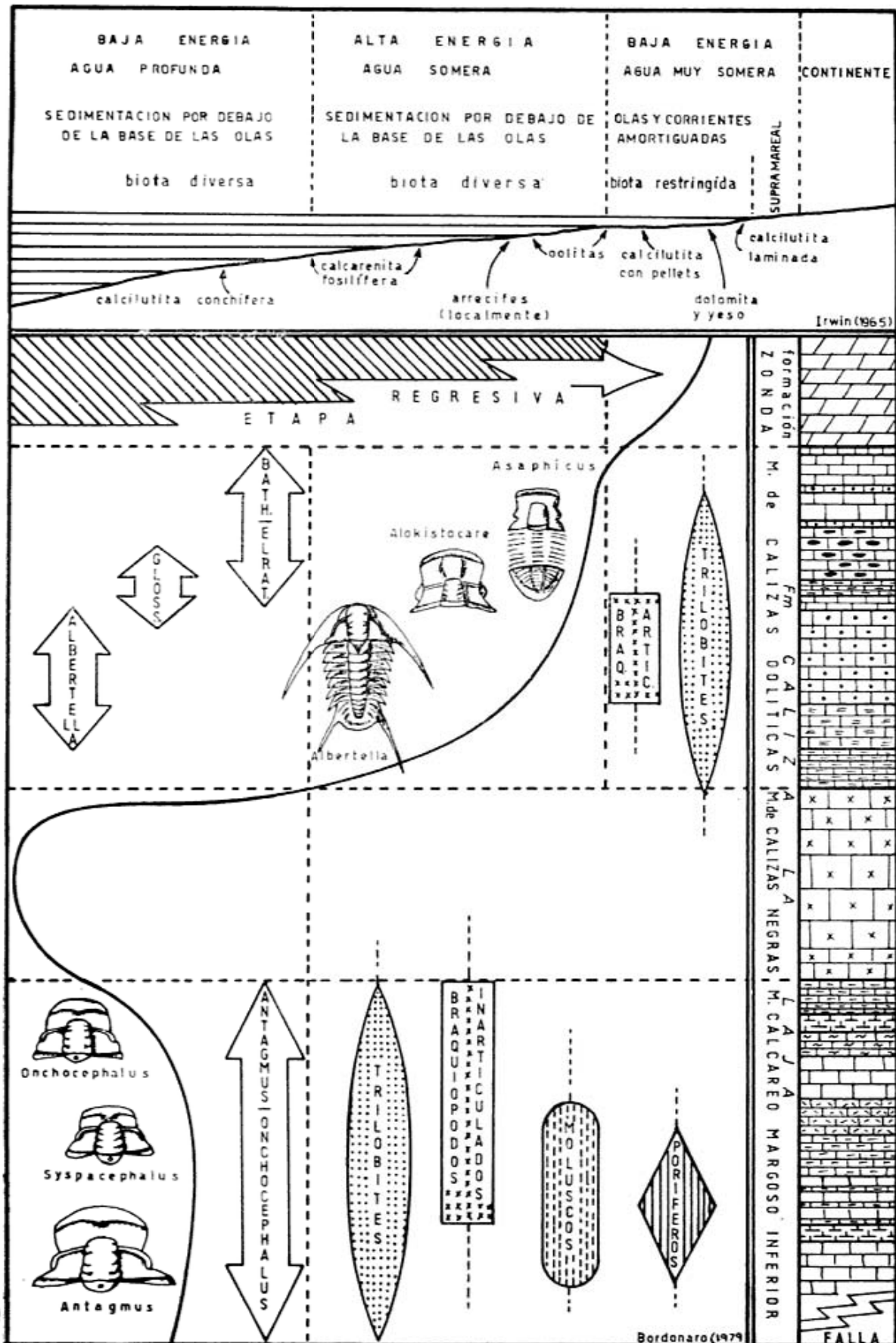


Fig. 4. — Reconstrucción del ambiente de deposición de las sedimentitas Cámbricas.

dos inarticulados de composición quitinoso-fosfática de los tipos linguloideos y orbiculoideos.

En los niveles basales de la secuencia es común encontrar una abundante fauna de moluscos afines a los géneros *Hyalites* y *Saltarella* frecuentes en el Cámbrico de México. También se detectaron en estos mismos niveles espículas de esponjas silíceas similares al género *Chancelloria*, mencionadas para el Cámbrico de América del Norte.

### Zonación bioestratigráfica

Acorde con la fauna de trilobites, en la cual se basa la bioestratigrafía del Cámbrico, se ha observado una estrecha vinculación con las faunas de América del Norte, tanto de las Apalachianas de Estados Unidos como las de Caborca en México, razón por la cual se presta para hacer correlaciones con aquellas. A pesar de eso, en nuestras formas se hallan algunas con características propias que, con una profundización del estudio actual, se podría llegar a establecer zonas o subzonas locales para esta región precordillerana.

El acercamiento efectuado a algunos tipos genéricos permite establecer la presencia de algunos que son marcadores de zonas en el hemisferio norte.

Todas las formas aparecidas han sido volcadas con sus rangos de aparición y posibles extensiones de las mismas en el cuadro estratigráfico adjunto (figura 3). De la comparación de éste con el de biozonas americanas, surge la presencia en la secuencia estratigráfica de Zonda, de las siguientes biozonas, en sentido vertical descendente:

- Zona de *Bathyriscus-Elrathina*
- Zona de *Glossopleura*
- Zona de *Albertella*
- Zona de *Antagmus-Onchocephalus*

Como puede observarse, se confirma de esta manera la presencia de la Zona de *Bathyriscus-Elrathina* y la Zona de *Glossopleura* establecidas por Borrello (op. cit.) y Poulsen (op. cit.) respectivamente, y se establece la hasta ahora dudosa zona de *Albertella* mencionada para la provincia de Mendoza por Borrello (1965), además de la aparición de la nueva Zona de *Antagmus-Onchocephalus* por primera vez no sólo para el Cámbrico de la precordillera, sino también de América del Sur.

Con respecto a las zonas determinadas se debe destacar lo siguiente:

**Zona de *Bathyriscus-Elrathina*.** Se establece por la presencia de los géneros clásicos descritos por Poulsen (1958), de los cuales se han hallado *Asaphicus* (= *Eteraspis*) y *Ehmania* y que fuera establecida por Borrello (op. cit.) para esta localidad.

Se ha podido observar una transición entre las formas de esta zona y las de las zonas infrayacentes de *Glossopleura* y *Albertella* en los niveles correspondientes a la quebrada de Juan Pobre y adyacencias. A medida que asciende la secuencia se diferencia de los dos inferiores con el predominio, en los tramos superiores, de los elementos característicos mencionados.

En el tramo cuspidal del perfil se han detectado restos, actualmente en estudio, que permitirán definir el límite superior de esta zona o la posibilidad de determinar una zona nueva entre esta última y el potente paquete dolomítico suprayacente.

**Zona de *Glossopleura*.** Se han hallado los elementos clásicos y característicos para esta zona, entre los cuales se menciona el género *Alokistocare* descrito por Poulsen (1958) que le permitió establecerla.

Hasta el presente no se han hallado asociados restos que puedan atribuirse al género *Kootenia*, razón por la cual no es posible aplicar el binomio *Glossopleura-Kootenia* para esta localidad, tal como sucede en Caborca, México, y que fuera aplicada por Borrello (op. cit.) para el Cámbrico medio de Mendoza y algunas localidades de las sierras Chica de Zonda y Villicum.

Se ha detectado una transición de ésta, tanto con la suprayacente como con la de *Albertella*.

**Zona de *Albertella*.** La presencia de esta zona, con características similares en cuanto a los elementos presentes en la de México, se detecta por un conjunto de *Zacanthoideos*, representantes indudable de la misma, afines con el género *Albertella* y probables géneros nuevos vinculados morfológicamente a éste cuyos rangos de aparición van siempre asociados.

En México se le asigna una edad Cámbrica media inferior y mantiene una transición con la de *Glossopleura*, tal como sucede en Zonda.

Se ha podido establecer una neta vinculación litológica con los elementos que aparecen en ésta, ya que siempre se los encuentra asociados a las calizas oolíticas.

*Zona de Antagmus-Onchocephalus.* La presencia de esta zona correspondiente al Cámbrico inferior, se cita por primera vez para América del Sur y está ampliamente representada por la aparición de varias formas referidas a los géneros *Antagmus*, *Onchocephalus*, *Syspacephalus*, *Eoptychoparia* y posibles géneros nuevos.

La presencia de éstos géneros caracteriza los tiempos de transición entre el Cámbrico inferior y el Cámbrico medio.

La Zona de *Antagmus-Onchocephalus* establecida por Lochman (1947), se corresponde con la Zona de *Syspacephalus* de Howell (1944) para los Estados Unidos y determina la parte más alta del Cámbrico inferior. En el Cámbrico de México, se la considera como una subzona, según Lochman (1954), y pertenece a la parte superior de la zona de *Olenellus*, distribuida esta última en todo el Cámbrico inferior.

En la comarca de estudio aparecen en los niveles inferiores de la secuencia, una asociación de trilobites, actualmente en estudio, que pueden ser atribuidos por el momento al orden Redlichiiida merced a los cuales se puede inferir una probable asociación similar a la del Cámbrico mexicano.

No han sido hallados en el área, restos que puedan ser asignables al género *Fremontella* (Borrello 1963), razón por la cual el autor considera que éste se halla ubicado en niveles estratigráficamente inferiores a los descritos en el presente trabajo.

Con la aparición de esta zona se puede establecer con seguridad una secuencia continua desde el Cámbrico inferior hasta el Cámbrico medio para la precordillera de San Juan y referirla a una sección litoestratigráfica de control.

#### *Asociación Alokistocaridae-Dolichometopus*

Entre los elementos paleontológicos recogidos en campaña surge además una asociación de trilobites intermedia y característica entre la Zona de *Albertella* y la de *Antagmus-Onchocephalus* representada por la presencia de:

*Dolichometopus* sp.

Alokistocaridae nov. gen. A

Alokistocaridae nov. gen. B

Ellipsocephallidae? nov. gen.

Esta asociación hasta el momento no puede ser identificada con ninguna zona del hemisferio boreal y tiene como característica principal una mezcla de géneros de edad

Cámbrico medio y Cámbrico inferior y otros ubicados en dicho límite. Con la profundización y extensión del estudio actual se podría llegar a establecer una zona local para esta región.

#### **Ambiente de depositación y paleoecología**

La secuencia litológica estudiada responde en líneas generales a una etapa regresiva de un ciclo de sedimentación carbonatada depositada en ambiente de plataforma de un mar epicontinental y zonas costeras.

Haciendo la reconstrucción del ambiente de depositación de las sedimentitas calcáreas durante el período Cámbrico, se puede apreciar una notable similitud con los esquemas teóricos propuestos por Irwin (1965) y Selley (1976) referidos a la sedimentación carbonatada de plataforma basada en el estudio de los carbonatos del Paleozoico superior de la cuenca Williston, América del Norte.

Se definen en ellos tres facies sedimentarias que pasan lateralmente unas a otras desde el centro de la cuenca hasta su borde (figura 4). Las facies más proximal, de baja energía, depositada en un medio marino restringido, separado del mar abierto por barras, consta principalmente de dolomías y anhidritas. En la facies intermedia, de alta energía, influida por la acción de mareas, con barras y arrecifes, predominan las calcarenitas fosilíferas y las oolitas. La facies más distal, de baja energía, con sedimentación marina profunda, está compuesta por calizas arcillosas margas.

En el área de estudio se pueden establecer las siguientes condiciones ambientales, basadas en el esquema anterior: El miembro calcáreo margoso inferior contiene calizas arcillosas y margas, finamente estratificada y con frecuentes laminaciones arcillosas. Este tipo de sedimentación responde a un ambiente de baja energía de aguas algo profundas, por debajo del tren de olas y alejado de las corrientes del fondo. La fauna es abundante, de tipo bentónica y bien conservada, formada por trilobites, braquiópodos articulados e inarticulados, poríferos y moluscos.

El miembro de calizas negras, con escaso contenido arcilloso, estratificación maciza, escasos restos fósiles pero abundante materia orgánica, responde a una posible subsidencia del mar con sedimentación de ambiente reductor.



El miembro de calizas oolíticas, con predominio de oolitas y una fauna de trilobites y braquiópodos muy abundante y cuyos restos se hallan fragmentados y retransportados, con estratificación bioturbada por organismos bentónicos. Estas condiciones indican sedimentación de alta energía, con posibles barras o bancos migratorios, sometida a la acción del oleaje. La ausencia de materia orgánica indica un ambiente altamente oxidante.

La Formación Zonda consta principalmente de dolomías y dolomías calcáreas, hasta ahora estériles en restos fósiles. Estas características pertenecen a un medio marino confinado muy somero, aislado del mar abierto, con condiciones de hipersalinidad que permiten la precipitación de la dolomita y restringe la actividad orgánica, con poca circulación de corrientes limitadas únicamente a la marea alta.

El conjunto descripto indica una etapa regresiva dentro de este ciclo deposicional y se encuadra en el esquema ideal propuesto por Coogan (1967, 1972) sobre depósitos carbonatados de plataforma.

Con todas las variantes lógicas consecuentes de condiciones particulares de la cuenca de depositación, la secuencia de Zonda es un posible ejemplo de depositación antigua de carbonatos en ambientes costeros y de plataforma.

## Estructuras

En líneas generales la sección estudiada presenta una estructura monoclinall buzante hacia el este, con excepción del miembro basal que tiene complicaciones tectónicas de tipo plegante.

El Miembro calcáreo margoso inferior ha sufrido un intenso plegamiento que se supone causado por efecto de su vecindad al frente de falla que eleva la sierra Chica de Zonda en su flanco occidental. Esta falla, de tipo inverso y de alto ángulo, de rumbo general norte-sur, se manifiesta por el frente de escarpa que presenta la sierra, con una magnitud de rechazo topográfico de aproximadamente 300 metros.

Los niveles inferiores de este miembro están muy diaclasados y fracturados, y presentan un plegamiento de tipo disarmónico de segundo orden, formado por una serie de anticlinales y sinclinales volcados, muy apretados, con vergencia oriental, cuyos planos axiales tienen un rumbo general de N 35°O

y N 60°O y buzante entre 30° y 45° al norte y noroeste. Los ejes de estos pliegues tienen rumbos promedios de N 60°E y buzamientos promedios de 40° al noreste. Sus dimensiones oscilan entre 20 y 50 m de longitud de onda (figura 2).

El conjunto de pliegues tiende a un anticlinorio que se interpreta como complicación del núcleo de un anticlinal mayor formado por arrastre contra el plano de falla (figura N° 2). Reconstruyendo geométricamente el plegamiento se observa como de pliegues de flujo en el núcleo, se pasa gradualmente a pliegues simétricos al alejarse de él.

El Miembro de calizas negras no posee gran perturbación tectónica manteniendo una disposición monoclinall con rumbos uniformes de N20°E y buzamientos casi constantes de 76° al este-sureste. En los planos de estratificación hay evidencias de desplazamiento interestratal, manifestado por ranuras paralelas en forma de estrías.

El miembro de calizas oolíticas mantiene los estratos en posición subvertical, normalmente buzantes hacia el este, sin embargo, por un suave alabeo pueden estar inclusive rebatidos levemente hasta buzarse con ángulos de 80° al oeste. Localmente se presentan pliegues menores por arrastre entre el conjunto de capas o por incompetencia entre distintos grupos de estratos.

Respecto a la Formación Zonda, forma un potente paquete con disposición monoclinall, aparentemente sin perturbación estructural mayor.

Sintetizando, este tramo de la sierra Chica de Zonda puede interpretarse como una estructura de tipo monoclinall con su flanco occidental complicado por plegamientos disarmónicos de los términos inferiores, generados por el ascenso a manera de bloque del conjunto serrano, mediante una fractura regional en el flanco occidental, que produjo evidentes efectos disturbadores de arrastre.

## Conclusiones finales

El análisis del perfil de la quebrada de Zonda ha permitido arribar a las siguientes conclusiones finales, que se estima aportan nuevos datos al conocimiento del Cámbrico de la República Argentina.

- 1) La sección medida de 700 m de espesor es el primer perfil litológico de detalle descripto para las sedimentitas

calcáreas de la Formación Caliza La Laja y permite establecer para esta sección estratigráfica una secuencia de rocas carbonatadas depositadas en un ambiente marino costero y de plataforma proximal con características netamente regresivas.

- 2) Se establece que la secuencia estratigráfica es continua entre el Cámbrico inferior y el Cámbrico medio, basada en una continua sucesión evolutiva de la fauna presente computada en 30 niveles fosilíferos distribuidos en toda la sección.
- 3) Los elementos paleontológicos, especialmente trilobites, han permitido establecer la presencia de una nueva zona bioestratigráfica del Cámbrico inferior y confirmar otra del Cámbrico medio, y de esta manera completar parcialmente la columna estratigráfica

conocida en la sierra Chica de Zonda. Se adicionan así las biozonas de *Antagmus-Onchocephalus* y *Albertella* infrayacentes a las ya conocidas de *Glosopleura* y *Bathyriscus-Elrathina*.

- 4) La fauna coleccionada al ser estudiada en detalle, se estima que aportará aproximadamente 40 especies y 10 géneros nuevos de trilobites.
- 5) Es indudable la continuidad de la provincia pacífica de trilobites cámbrica, a través del arco apalachiano andino, durante gran parte del período.

### Agradecimientos

Se agradece al doctor Bruno A. Baldis por el asesoramiento y apoyo brindado y a los Licenciados Enrique Uliarte y Alejandro Vacca por la valiosa colaboración ofrecida.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Borrello, A. V., 1962. *Caliza La Laja (Cámbrico medio de San Juan)*. Notas Com. Inv. Cientif. Bs. As. (2): 3-8, La Plata.
- 1963. *Fremontella inopinata n. sp. del Cámbrico de Argentina*. Ameghiniana. III (2): 51-55, Buenos Aires.
- 1967. *El género Elrathina en el Cámbrico de San Juan*. I Reun. Conn. Soc. Pal. Arg. Buenos Aires.
- Borrello, A. V. y R. D. Pernas, 1965. *Sobre la presencia del género Kootenia en el Cámbrico de San Juan*. Act. II Jorn. Geol. Arg. I 57-62, Buenos Aires.
- Coogan, A. H., 1967-1972. *Recent and ancient carbonate cyclic sequence*. En *Cyclic sedimentation in the permian basin*. West Texas. Geol. Soc. :5-16.
- Harrington, H. J. y A. Leanza, 1943. *Las faunas del Cámbrico medio de San Juan*. Rev. Mus La Plata. II (11): 207-223, La Plata.
- Howell, B. F., J. Bridge, C. F. Deiss, I. Edwards, C. Lochmann, G. O. Raasch y C. E. Resser, 1944. *Correlation of the Cambrian formations of North America*. Geol. Soc. Amer. Bull. 55: 993-1003.
- Irwin, M. L., 1965. *General Theory of epeiric clear water sedimentation*. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull. (49): 445-459.
- Kayser, A., 1923. *Fósiles primordiales e infrasilurianos de la República Argentina*. Act. Acad. Nac. Ciencias. VIII, entr. 1-2: 297-332, Córdoba.
- Krumbein, N. C. y L. L. Sloss, 1969. *Estratigrafía y Sedimentación*. Ed. Uteha.
- Lochman, C., 1954. *Geología y paleontología de la región de Caborca, norponiente de Sonora, Parte I - Paleontología y estratigrafía del Cámbrico de Caborca*. Univ. Nac. Autón. México, Instit. Geol. (58): 99-219.
- Lochman, C., 1947. *Analysys and revision of eleven lower Cambrian trilobites genera*. Jour. Pal. (21): 59-71.
- Pettijohn, F. J., 1963. *Rocas sedimentarias*. Ed. EUDEBA, Buenos Aires.
- Poulsen, V., 1958. *Contributions to the Middle Cambrian paleontology and stratigraphy of Argentina*. Mus. Miner. Geol. Copenhagen. Com. Pal. (103): 1-22, Copenhagen.
- Poulsen, Chr., 1960. *Fossils from the late Middle Cambrian Bolaspidella zone of Mendoza, Argentina*. Mus. Miner. Geol. Univ. Copenhagen. Com. Pal. (113): 1-42, Copenhagen.
- Selley, R. G., 1976. *Medios sedimentarios antiguos*. Ed. Hib., Madrid.
- Stelzner, A., 1923-1924. *Contribuciones a la geología de la República Argentina*. Act. Acad. Nac. Cienc. (1-2): 228, Córdoba.
- Vatan, J. M., 1967. *Manuel de sedimentologie*. Ed. Technic., Paris.

Entregado: 28 junio 1979.

OSVALDO BORDONARO

Consejo Nacional de Invest. Cient. y Técnicas,  
Universidad de San Juan  
5400 San Juan.

## EL GENERO *COLCHIDITES* DJANELIDZE, 1926 Y LA POSICION ESTRATIGRAFICA DEL GENERO *HATCHERICERAS* STANTON, 1901 EN LA ESTANCIA TUCU- TUCU, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

GRACIELA BLASCO, FRANCISCO E. NULLO y JUAN PLOSKIEWICZ

### Resumen

Se da a conocer por primera vez una asociación ammonitifera compuesta por *Hatchericeras santacrucense*; *?Emericiceras sp.*; *Colchidites aff. C. colchicus*; *Sanmartinoceras patagonicum* y *Tropaeum aff. T. bowerbanki* Sow. La misma se ubica en el norte de la estancia Tucu-Tucu, unos 60 km al oeste del paraje Tamel Aike, en la cordillera patagónica de Santa Cruz.

Al mismo tiempo se describen las características litológicas y edad de las entidades que contienen dicha asociación, haciéndose especial referencia al límite entre las Formaciones Río Mayer y Río Belgrano, correlacionándolos con los afloramientos conocidos en comarcas aledañas.

El conjunto faunístico se compara con otras asociaciones comunes de Sudáfrica, Colombia, Rusia, Bulgaria y suroeste de Francia; todas ellas características del Barremiano superior. La importancia del hallazgo reside en que esta es la primera mención en un mismo perfil, en el cual los niveles portadores de *Hatchericeras* se disponen por debajo de los niveles con *Sanmartinoceras*. Asimismo el género *Colchidites* no había sido citado anteriormente para la Argentina.

Sobre la base de la asociación faunística presente en el perfil descrito se asigna una edad barremiana superior para el pasaje entre las Formaciones Río Mayer y Río Belgrano; este hecho hasta la fecha era incierto dadas las características endémicas de algunos elementos clásicos presentes en la Cuenca Austral.

### Introducción

Con motivo del levantamiento geológico regular de la Carta Geológico-Económica a escala 1:200.000 que lleva acabo el Servicio Geológico Nacional, se tuvo la oportunidad de visitar diferentes localidades de la cordillera patagónica austral donde afloran depósitos marinos correspondientes al Cretácico inferior. Al mismo tiempo este trabajo forma parte de un estudio integral de la Cuenca Austral.

En esta oportunidad se descubrió una nueva localidad fosilífera, portadora de una asociación ammonitifera en excelente estado

### Abstract

This paper introduces for the first time, an ammonitiferous assemblage composed by *Hatchericeras santacrucense*; *?Emericiceras sp.*, *Colchidites aff. C. colchicus*; *Sanmartinoceras patagonicum* y *Tropaeum aff. T. bowerbanki* Sow. It was collected near the Tucu Tucu area, around 60 kms to the west from Tamel Aike in Santa Cruz province (Cordillera Austral).

At the same time the features and age of the units which contains the fossil association are described; special reference are pointed to the Río Mayer formation and Río Belgrano formation boundary and its correlation with another outcrops in surrounding areas.

The faunistic group is compared with other common assemblages of South Africa, Colombia, Soviet Union, Bulgaria and West France; all of them are characteristics of Upper Barremian.

This is the first report in which the levels with *Hatchericeras* are disposed below of those that contains *Sanmartinoceras*.

Identically *Colchidites* was not previously mentioned for Argentina.

Based on the faunistic association, the boundary between Río Mayer formation and Río Belgrano formation is assigned to the Upper Barremian time. The age of the presumptively endemic characteristic fauna present in the Austral Basin, was doubtly pointed until today. In this report, based on this fossiliferous assemblage, a new age for this limit is established.

de conservación; el conjunto faunístico está contenido en lutitas oscuras y areniscas que afloran en un cañadón sin nombre, tributario del arroyo Tucu-Tucu, en la vertiente meridional de la loma Pelada o cerro Sinvergüenza, esta última denominación es la que se conoce en la zona (véase fig. 1).

La presente contribución tiene por objeto el de hacer conocer las relaciones estratigráficas de la sucesión portadora de una fauna con *Sanmartinoceras* y de describir un conjunto de ammonites entre los que se encuentran algunos no mencionados ante-

riormente para estas latitudes, que constituyen una asociación faunística clásica y de distribución mundial.

La cordillera patagónica austral presenta condiciones que favorecen el estudio de las acumulaciones mesozoicas, debido a su disposición estructural y las posibilidades de acceso.

Estos depósitos han sido reconocidos y estudiados en comarcas aledañas por diferentes autores entre los que merece destacarse Hatcher (1897). Este autor reconoció al conjunto litológico integrado por rocas pelíticas oscuras, con notable fisilidad que contienen parte de la asociación faunística aquí descrita, la que denominó "Mayer River Beds". La localidad tipo de esta unidad se encuentra a unos pocos kilómetros al oeste de la que nos ocupa, en la alta cuenca del río Mayer. Las observaciones realizadas por Hatcher (1903) se extendieron hasta la loma Pelada ("Bald Mountain"), coincidente con la aquí tratada.

Numerosos investigadores fueron los que dedicaron su atención a la estratigrafía de la Cuenca Austral, enfatizando las observaciones referidas a los afloramientos del Cretácico marino, aún cuando siempre fueron hechas en comarcas vecinas, tanto al norte como al sur del arroyo Tucú-Tucú. Los trabajos más conocidos se deben a Hatcher (1897, 1903); Stolley (1912); Halle (1913); Bonarelli y Nágera (1921); Frenquelli (1935); Piatnitzky (1938); etc.

Recientemente Riccardi (1971) propuso formalizar la denominación empleada por Hatcher (1897) para adecuarla a la nomenclatura hoy aceptada, utilizando la de Formación Río Mayer.

El perfil reconocido se encuentra ubicado en un cañadón innominado, que drena el faldeo sur de la loma Pelada a unos 3.200 m al norte de la estancia Tucú-Tucú; hasta allí se llega por la ruta nacional n° 40, partiendo desde el paraje Tamel Aike.

### Sinopsis geológica

Los depósitos marinos de la Formación Río Mayer, son parte integrante de un potente conjunto sedimentario que representa al ciclo de acumulación mesozoica, desarrollado sobre un basamento de rocas paleozoicas más o menos metamorfizadas. Este basamento se conoce como Formación Bahía La Lancha o Formación Río Lácteo, según sea menor o mayor su grado de metamorfismo. Por lo general se acepta la primera

denominación para las exposiciones que se ubican al sur de la sierra de Sangra (Riccardi, 1971; Nullo *et al.*, 1979) mientras que hacia el norte se utiliza la segunda denominación propuesta por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938). Estas rocas aumentan su metamorfismo al mismo tiempo que aumenta la inyección de cuarzo hidrotermal, como lo observaron Ploszkiewicz (1978) y Ramos (1979 a).

En marcada discordancia angular y sobre la entidad mencionada se dispone una unidad compuesta por una sección inferior epiclástica, constituida por conglomerados y areniscas que se denominan Formación Arroyo de la Mina (Riccardi, 1971; Flores, en Leanza 1972) y una superior o Complejo El Quemado (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.*, 1938) enmendado por Riccardi (1971). Estas rocas constituyen el extremo occidental de la loma Pelada y se hallan bien expuestas en las inmediaciones de la estancia La Ensenada.

Sobre el Complejo El Quemado se apoya la Formación Río Mayer, su relación de contacto no es visible en esta localidad pero en comarcas aledañas se interpone entre ambas unidades la Formación Springhill (Riccardi, 1971; Nullo *et al.*, 1979; Blasco *et al.*, 1979). La Formación Río Mayer pasa transicionalmente a depósitos arenosos integrados por areniscas verdosas de grano mediano a fino bien estratificadas con abundantes fósiles marinos. En los términos más altos aparecen restos vegetales evidenciando una facies de continentalización progresiva. Estas rocas fueron observadas por primera vez por Hatcher (1900) quien las denominó "Belgrano Beds", en comarcas vecinas al sudoeste del lago Pueyrredón donde alcanzan su mayor expresión. Recientemente Ramos (1979) denominó a este conjunto Formación Río Belgrano.

Este intervalo de la columna estratigráfica en el entorno al límite entre las Formaciones Río Mayer y Río Belgrano es el que atañe a este trabajo y por ello estas formaciones serán tratadas en párrafos posteriores en forma más extensa.

La Formación Kachaike (Feruglio, 1938) se dispone por encima de la Formación Río Belgrano y está compuesta por un potente espesor de areniscas tobáceas, tufitas y niveles conglomerádicos, el conjunto se destaca por su color amarillento. Completan este marco geológico los depósitos del Cuartario inferior, glaciales y glaciifluviales que rodean esta loma.



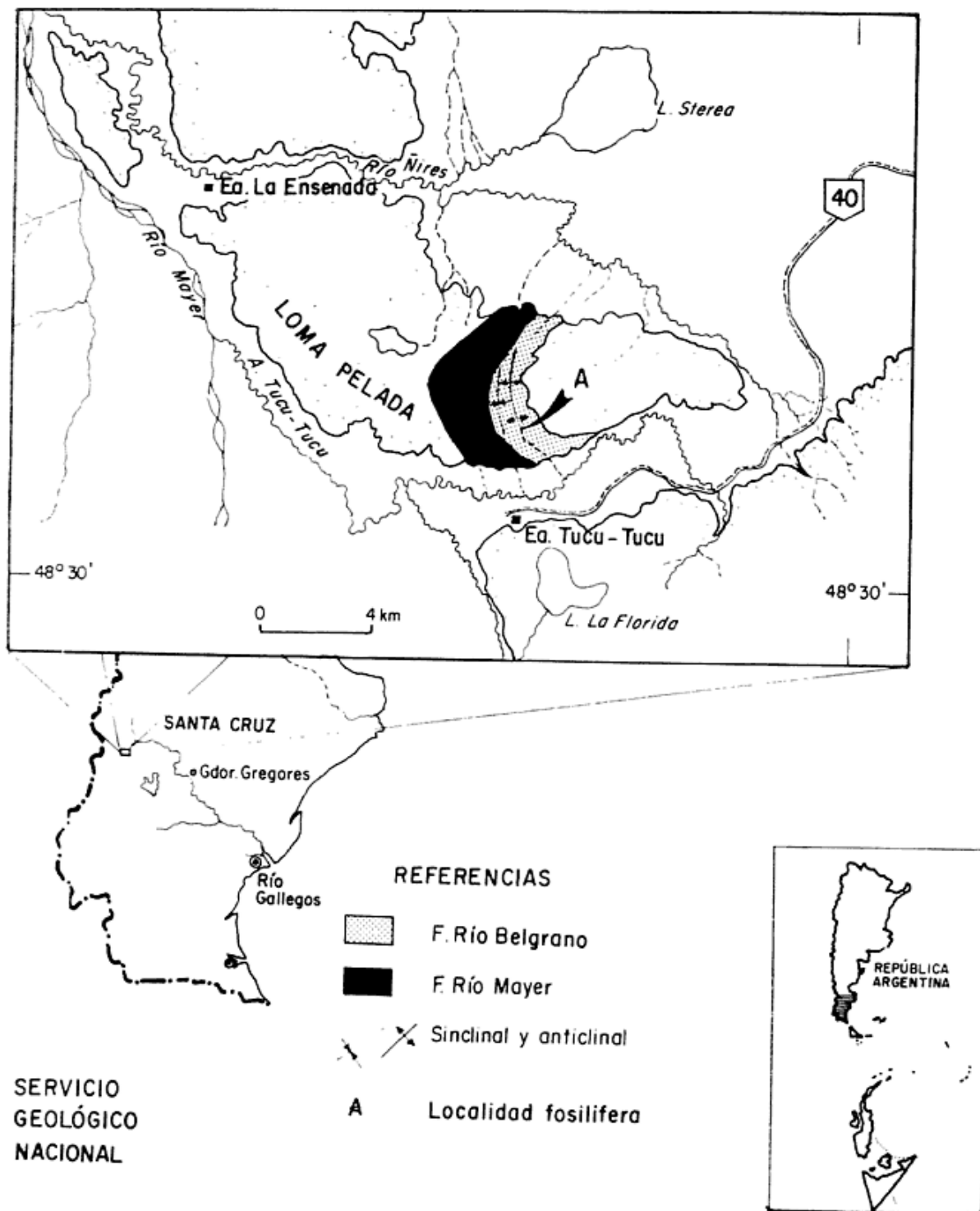


Figura 1.

### Descripción del perfil

La sección, que no abarca a la Formación Río Mayer en su totalidad, pues tan sólo representa sus términos superiores, está compuesta por unos 35 m de lutitas finamente laminadas, de color negro, duras y astillosas, pero a veces deleznales por meteorización,

presentan marcada fetidez. Ocasionalmente contienen niveles concrecionales, compuestos por calizas negras subsféricas y pequeñas, cuyo núcleo contiene agregados cristalinos de sulfuros metálicos autógenos.

En la sección media inferior considerada, se aprecian concreciones de hasta 60 cm de diámetro, que contienen ejemplares bien

conservados o fragmentarios de *Hatcherice- ras*. Hacia arriba se continúan las lutitas dispuestas en bancos homogéneos, en las que a partir del señalado nivel ammonitífero se colectaron algunos fragmentos de este género, en general escasos.

Hacia la parte media superior del paquete de lutitas, se presentan intercalados bancos de areniscas finas, lajosas, de color castaño claro, con un espesor aproximado de 0,5 m. Unos pocos centímetros por encima del segundo nivel de areniscas, las lutitas presentan concreciones calcáreas de 5 a 10 cm de diámetro, rojizas por alteración, que contienen ejemplares muy bien conservados de *Colchidites*, *Sanmartinoceras* y ? *Emericiceras*. A partir de allí y hacia arriba, los siguientes metros del perfil, son de granometría cada vez más gruesa, con la participación de niveles arenosos más conspicuos. El comienzo de este banco está marcado por la presencia de un nivel de areniscas de 2 m de potencia, de grano mediano y color castaño claro. Luego antes de convertirse totalmente en sedimentos arenosos, la sección alterna gradualmente con lutitas y lutitas arenosas.

En esta secuencia, de unos seis metros de espesor, se coleccionó *Tropaeum aff. T. bowerbanki* y fragmentos de madera con perforaciones de vermes.

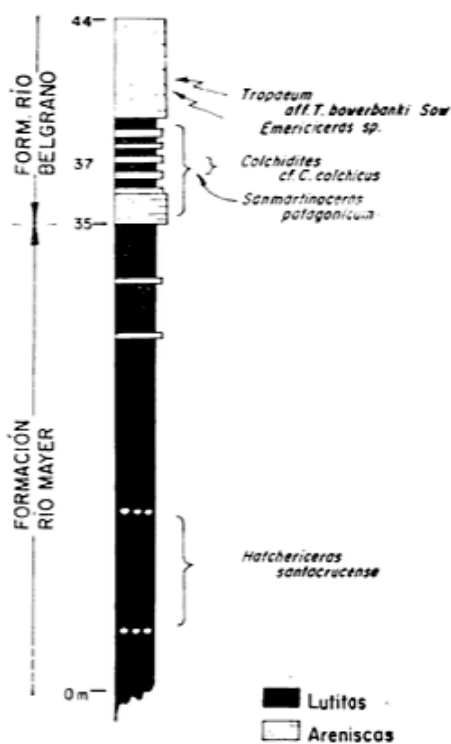


Figura 2.

La sección arenosa superior remata en areniscas de color castaño verdoso a gris verdosa en donde se hallaron fósiles; se encuentra coronada por un banco de conglomerado oligomítico, integrado por clastos bien redondeados de hasta 1 y 2 cm de diámetro, cuya composición principal es cuarzo lechoso de color blanco; su espesor oscila alrededor del metro.

### Correlaciones y ambiente de sedimentación

El perfil tal como ha sido considerado, está integrado por dos unidades superpuestas sin que medien entre ellas evidencias geométricas de discordancia, la inferior es la Formación Río Mayer y la superior la Formación Río Belgrano. Sus características distintivas se mantienen tanto al sur como al norte de esta localidad.

Con respecto a la correlación de esta secuencia sedimentaria con otros perfiles característicos de áreas cercanas, la Formación Río Mayer se puede continuar hacia el sur sin inconvenientes debido a las observaciones de Ploszkiewicz (1978); Ramos (1979 a); Nullo (1979) y Nullo *et al.* (1979). Hacia el norte se puede también identificar, con características similares a las aquí descritas contando con los trabajos de Ploszkiewicz (*op. cit.*) y Ramos (1979).

La Formación Río Belgrano se ha continuado litológicamente desde el área del lago Pueyrredón hasta el Tucú-Tucú, debido a los reconocimientos de campo de Ploszkiewicz (1978) y Ramos (1979).

Si se tiene en cuenta la ubicación del género *Sanmartinoceras patagonicum* Bon. en este perfil y la posible presencia del mismo género, debido al hallazgo de Bonarelli y Nágera (1921) en las areniscas basales de la Formación Kachaike (Riccardi, 1971) ambas unidades litológicas serían equivalentes en edad, quedando por lo tanto una posible equivalencia con respecto al techo de la Formación Río Mayer, entre ambas localidades.

En lo que concierne a la Formación Río Belgrano, estos afloramientos representarían su posición más austral.

Si se tiene en cuenta la posición en el perfil de las faunas coleccionadas (véase perfil, fig. 2) se puede observar que el nivel portador de los *Hatchericeras* corresponde a

una facies de lutitas negras, mientras que hacia el norte, en el cerro Belgrano, este género se conoce de los niveles arenosos superpuestos a la Formación Río Mayer (Favre, 1908, págs. 642-643; Feruglio, 1949; Ramos, 1979). Este hecho fue observado también por los autores.

La sección inferior, en lo que concierne al ambiente de sedimentación, evidencia condiciones de energía baja, un medio altamente reductor, representado por el alto tenor de materia orgánica no oxidada, mayor al 5 % y asimismo por la presencia de pirita diseminada en los niveles lutíticos o en forma de nidos dentro de concreciones.

Estas características identifican a una cuenca de sedimentación marina en condiciones restringidas, zonas no muy alejadas de la costa y consecuentemente una moderada profundidad. Observaciones de carácter regional nos indican que la línea de costa se hallaría a unos pocos kilómetros hacia el noreste, en los alrededores del río Belgrano. Estas facies arenosas de mayor energía que caracterizan a la Formación Río Belgrano son portadoras del género *Hatchericeras* y por lo tanto posiblemente sincrónicas con las facies de lutitas del Tucu-Tucu.

Los términos superiores del perfil representan una alternancia progresiva de facies de mayor energía, con otras de grano más fino y más uniformes, como las que prevalecen en ambientes de marea. Sin embargo no se han observado evidencias paleontológicas que ayuden a caracterizar ambientes costeros, como sería la presencia de pelecípodos, braquiopodos, etc.

Si se tiene en cuenta que la litología nos indica un ambiente de mayor energía puede considerarse que las condiciones ambientales representadas en la fracción clástica superior, se pudieron haber desarrollado a expensas de un mayor aporte clástico del área continental, depositando los sedimentos en aguas algo más profundas que las de tipo costanero, provocando un desequilibrio en el área de la costa. Si este hecho es el que aconteció, la sedimentación caracterizaría un episodio inicial de ascenso y reactivación del basamento, ubicado al oeste de la comarca, y concomitantemente se iría produciendo la paulatina continentalización en comarcas orientales. Este hecho estaría asociado al episodio inicial de la Orogenia Andica (Dalziel y Cortés, 1972).

Clase **CEPHALOPODA** Zittel, 1884

Orden **AMMONOIDEA** Zittel, 1884

Suborden **ANCYLOCERATINA** Wiedmann, 1966

Superfamilia **ANCYLOCERATACEA** Meek, 1876

Familia **ANCYLOCERATIDAE** Meek, 1876

Subfamilia **HETEROCERATINAE** Spath, 1922

Género *Colchidites* Djanelidze, 1926

*Especie tipo: Colchidites colchicus* Djanelidze, 1926 (pág. 265, Plat I, fig. 1).

*Diagnosis:* (de H. C. Klinger, 1976, pág. 15). Dos a ocho vueltas helicoidales iniciales en contacto, rodeadas por una o dos o más vueltas en planoespiral, terminando algunas especies en una parte recta con gancho terminal.

*Colchidites* aff. *C. colchicus* Djanelidze, 1926

Lám. I. Figs. 1, 2, 7; 3-5; 8

*Descripción:* Ammonites de conchilla mediana, con una porción juvenil con giro coniespiral y una porción adulta con giro planoespiral. Las vueltas de las dos porciones están en contacto entre sí. El ángulo formado por el plano espiral y el plano coniespiral o helicoidal varía entre 20° y 35°. El ángulo espiral o apical de la porción helicoidal es de 50° a 60°.

Las cuatro vueltas helicoidales están en contacto entre sí; en ellas las costillas se bifurcan o trifurcan adoralmente y, aproximadamente, a 1/4 de su recorrido. Las 22 ó 23 costillas de cada vuelta poseen trazo aproximadamente rursirradiado y forma aguda. La sección de estas vueltas es subredondeada a subcircular, con la región adapical achatada o cóncava en el contacto con la vuelta anterior. La vuelta en que se produce la variación en el estilo de giro, posee costillas bifurcadas y hasta trifurcadas en el ombligo. El callo umbilical posee relieve sobresaliente sobre el comienzo de la primera vuelta planoespiral y es en esta región solamente donde, en un ejemplar y por desgaste ventral, se puede observar que el sifón sigue la complicada coyuntura de las vueltas, marcando la posición del vientre.

La porción planoespiral consta de más de 1.5 vueltas. Las 18 a 20 costillas de la primera vuelta de este tramo son agudas, algo rursirradiadas, más sobresalientes hacia el lado externo del flanco. Las que son primarias adoralmente pueden ser intercalares adapicalmente y viceversa; son continuas en el vientre y su recorrido en él tiene ciertas variaciones. Las de la primera vuelta plano-



espiral poseen un borde definido (el posterior) y uno engrosado (el anterior) lo que da aspecto de leve curva ventral hacia adelante; al final de esta vuelta y comienzo de la otra, es común que crucen algo oblicuamente el vientre. La sección de las vueltas planoespirales a nivel de las costillas tiene contorno subcuadrado a subcircular, con los lados convexos, el vientre chato y el dorso cóncavo. La vuelta más externa posee una desviación del plano espiral hacia el callo umbilical y allí la sección es más alta que ancha.

El sentido de giro de las vueltas no es único. Entre 21 ejemplares se han contado quince levógiros y seis dextrógiros. La cantidad de costillas en la primera vuelta planoespiral es aproximadamente 18 en algunos ejemplares y 21 en otro grupo. Las diferencias en el estilo de la ornamentación no son conspicuas. Las variaciones son (exceptuando el sentido de giro) graduales. El tamaño de los individuos es bastante homogéneo.

Dimensiones (en mm)	15443	15444	15445	15460	15461	15462
Altura ombligo de la porción plano espiral (adapical)	11	16	18	16	20	16
Ancho mayor ombligo de la porción plano espiral (adapical)	12	12	13	17	20	14
Diámetro de la conchilla	42	40	40	42	—	—
Altura última vuelta	16	15	17	16	18	17
Ancho mayor última vuelta	15	15	17	—	—	—

**Observaciones:** Klinger (1976) reseña las características de los tres grupos de especies más sobresalientes del género *Colchidites*: formas pertenecientes al grupo *C. colchicus* Djanélidzé, 1926, con cuatro a siete vueltas en la parte helicoidal y una a dos en la plano espiral; formas pertenecientes al grupo *C. shahoriensis* Djanélidzé, 1926, con dos a tres vueltas en el estado helicoidal y una o más vueltas en el plano espiral y las formas del grupo *C. intermedius* Djanélidzé, 1926, con un estado helicoidal de cinco a ocho vueltas y uno plano espiral que no excede una vuelta. El hecho de poseer cuatro vueltas en la sección inicial helicoidal y una a dos en la plano espiral, acerca a estas formas al grupo de especies afines a *C. colchi-*

*cus* Djanélidzé, 1926. En este material no se ha encontrado la última parte desenroscada del adulto, pero se presume que algunos fragmentos podrían llegar a constituirlos.

En América el único reporte anterior del género es de Royo y Gómez (1954) como *Heteroceras (Santandericeras) apolinarii* Royo y Gómez del Barremiano de Colombia. Wright (en Arkell et. al., 1957) ubica a esta especie en *Colchidites*. Etayo Serna (1967) propone la nueva combinación *Colchidites (colchidites) apolinarii*. En *C. (colchidites) apolinarii* (Royo y Gómez) las costillas son más suaves que en nuestra especie y las vueltas helicoidales son solo tres.

Esta especie es muy afín con *Colchidites* sp. A Klinger (1976, lám. I, figs. 6-7 y lám. III, fig. 1) del Barremiano superior de las cercanías del río Pongolo, noroeste de Natal, República de Sudáfrica, en donde se asocia a *Sanmartinoceras* y *Aconeceras* (Klinger, op. cit., pág. 118). Con respecto al ambiente según Kakabadzé (1971) los

grupos de *C. colchicus* y *C. intermedius* frecuentan las zonas poco profundas, costaneras.

**Localidad:** estancia Tucú-Tucú, Formación Río Belgrano.

**Repositorio:** SGNP., 1443/45; 15460/62.

Subfamilia **CRIOCERATITINAE** Wright, 1925

Género ?*Emericeras* Sarkar, 1954

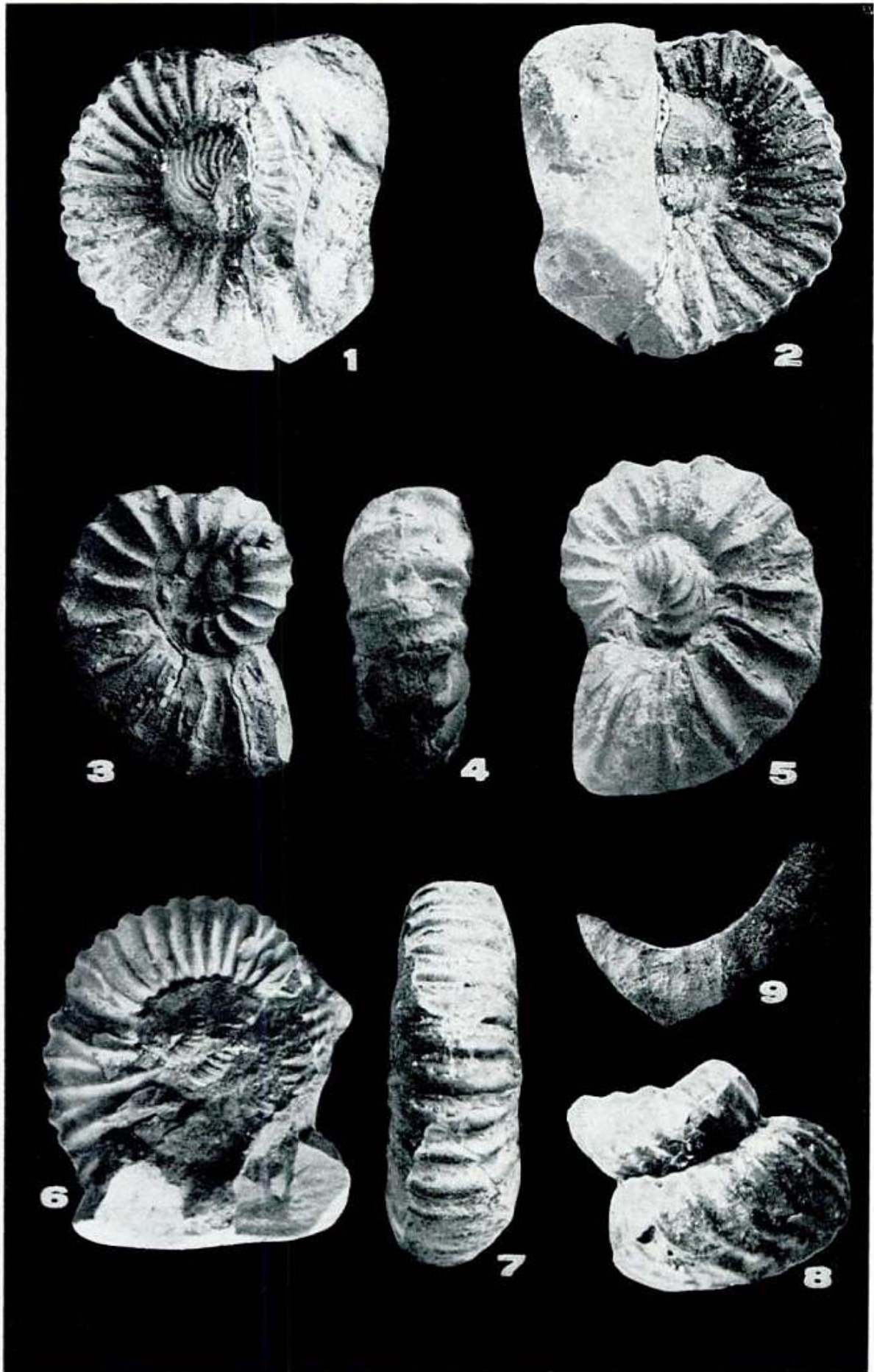
?*Emericeras* sp.

Lám. II, fig. 8

**Material:** un ejemplar fragmentario.

**Descripción:** Ammonite pequeño, arqueado en espiral abierto en un solo plano. Costillas anulares, no tuberculadas, finas; otras, intercaladas cada tres o cuatro de las ante-

LAMINA I. — 1-2 y 7. *Colchidites* aff. *C. colchicus*, SGNP 15444: individuo levógiro, 1 - Vista lateral planoespiral callo umbilical (x 1), 2 - Vista lateral planoespiral, apical del helicoide (x 1), 7 - Vista ventral planoespiral (x 1), 3-5. *Colchidites* aff. *C. colchicus*, SGNP: individuo levógiro x 1), 3 - Vista apical, 4 - Vista ventral plano espiral, 5 - Vista lateral y callo umbilical, 6. - *Colchidites* aff. *C. colchicus*, SGNP 15445: Vista apical de la porción helicoidal y lateral de la planoespiral (x 1), 8. *Colchidites* aff. *C. colchicus*, SGNP 15446: vista lateral de la tercera y cuarta vuelta helicoidal (x 6.5), 9. ?*Emericeras* sp., SGNP 15442: Vista lateral (x 1).



LAMINA I

riores, más gruesas, trituberculadas. La posición de los tubérculos es lateroumbilical, medio lateral y laterodorsal. Al atravesar el dorso las costillas adquieren igual importancia, no diferenciándose en finas y gruesas. La sección de la vuelta es subcircular, poco más alta que ancha y con el dorso algo más achatado que el vientre.

*Dimensiones* (en mm): Ancho mayor vuelta, 11; altura mayor vuelta 12.

*Observaciones:* Este amonite pertenece al grupo de *Crioceras emeric*i Leveillé, elegido como especie tipo de *Emericiceras* Sarkar, 1954. Esta forma fue colocada en sinonimia con *Crioceratites* Lev. por Wright (1957). El grupo *emiceric*i es abundante en el Barremiano superior de Zululandia (Klinger, 1976, pág. 3; Kennedy y Klinger, 1975, pág. 274).

*Localidad:* Tucu-Tucu, Formación Río Belgrano.

*Repositorio:* SGNP 15442.

Subfamilia **ANCYLOCERATINAE** Meek, 1876

Género *Tropaeum* Sowerby, 1837

*Tropaeum* *laff. T. bowerbanki* Sowerby

Lám. 1. Figs. 1-3

*Material:* siete fragmentos de vuelta (ninguno de cámara habitación).

*Descripción:* El fragmento más juvenil que se posee (SGNP 15441 a) tiene una longitud, medida a lo largo del vientre, de 150 mm. Su forma es la de un arco espiralado. La altura de la vuelta menor del fragmento es de 25 mm y el ancho mayor correspondiente es de 20 mm y se sitúa en el dorso. La forma de la sección transversal, que corresponde a estas medidas es subrectangular, con flancos casi paralelos, planos, dorso plano y vientre convexo. La altura de la sección mayor del fragmento es de 41 mm y su ancho mayor de 32 mm. El dorso es plano-convexo, los flancos convergentes, planos y el vientre convexo y angosto. La ornamentación consiste en costillas radiales, finas, continuas en el vientre y en el dorso (al ser menor el arco dorsal que el ventral, las costillas aparecen más juntas) donde describen un suave arco hacia adelante. En la porción más joven de este fragmento el diseño de la convexidad de la superficie ventral, es algo irregular, presentando suaves abultamientos y concavidades. Esta característica desaparece a una altura de vuelta de 35 milímetros.

El fragmento más próximo al anterior (SGNP 15441 b) mide 120 mm de longitud ventral. La cara menor posee una altura de 42 mm y un ancho mayor de 41. La cara mayor posee una altura de 51 mm y un ancho mayor de 51. La forma de la sección de la vuelta de este fragmento es homogénea, subcircular, de dorso plano-convexo, flancos convexos y suavemente convergentes hacia el vientre, que es convexo. El mayor ancho se sitúa en la parte inferior de los flancos, previo al dorso. La ornamentación es similar al fragmento anterior.

En fragmentos de mayores dimensiones, aún septados (el mayor posee una altura de vuelta de 70 mm y un ancho de 76 mm) el dorso se torna más convexo, conservándose la posición del ancho mayor de la sección transversal y las características de la ornamentación.

De los distintos ejemplares fragmentarios se puede inferir que el tipo de enroscamiento de esta forma es espiralado, sin contacto entre vueltas, con un incremento en el radio de giro y en el crecimiento (marcadamente rápido) similar al de la conchilla de *Tropaeum bowerbanki* Sow. (Casey, 1959, pág. 28, fig. 7 A-B).

*Observaciones:* El material fosilífero de los ancylocerátidos de gran tamaño que hacen su aparición en el Cretácico de la Cuenca Austral ha sido tratado a partir de Favre (1908) por numerosos especialistas. Los ejemplares de Favre (1908) procedían de comarcas no muy alejadas del Tucu-Tucu, algunos del lago "Charabuco" (por Chacabuco) bahía del lago San Martín, en su brazo sur, otros fueron hallados en el río Caracoles. Esta localidad fue interpretada por Feruglio (1949, pág. 174) como sinónimo de río de los Fósiles.

De la comparación entre estas formas y la que aquí nos ocupa, surge rápidamente que a distintos tamaños tanto "*Crioceras*" *sarasini* Favre como "*Crioceras*" *deecke*i Favre poseen, para cualquier tamaño, costulación más gruesa y menos densa. Con los ejemplares de *C. deecke*i y *C. sarasini* son coincidentes los que Riccardi (1968) describió, procedentes del este del río de los Fósiles.

*C. deecke*i fue tomada como especie tipo de *Peltocrioceras* por Spath (1924) y a ello se ajusta Riccardi (1968) incluyendo también en *Peltocrioceras* Spath a "*Crioceras sarasini* Favre. De sus disquisiciones sistemáticas Riccardi concluye la edad aptiana inferior de los niveles portadores.



Leanza (1963, 1970) siguiendo a Casey (1960) considera que los *C. deecke* Favre y *C. sarasini* Favre, pertenecen al género *Tropaeum* Sow.

Llama nuestra atención que, aparentemente, no es entre ese material, geográficamente cercano, en donde hallamos los grandes ancyloceratidos afines, sino entre el que procede de la Antártida (Waitabit Cliff) y que fue descrito por Thomson (1974, pág. 16, lám. II, figs. k,m). Este autor considera la posibilidad de asignar a *Tropaeum* sus ejemplares, también fragmentarios y halla muchas similitudes con *Tropaeum bowerbanki* Sow. especialmente con la variedad *densistriata* Casey (1960, pág. 30, Lám. VI, fig. 1) y con *Tropaeum drewi* Casey (1960, pág. 35-36, Fig. tex. 10, Lám. VIII, fig. 1).

*Tropaeum bowerbanki* Sow. en el Lower Greensand, pertenece al Aptiano inferior y constituye la zona que se superpone a la de "*Deshayesites deshayesi*". *Tropaeum drewi* Casey, se presenta en la parte superior de la zona de "bowerbanki". El rápido incremento en el tamaño de vuelta de *T. bowerbanki*, no es ajeno a nuestros ejemplares.

Por presentarse estos ejemplares en niveles superpuestos a los del Barremiano superior en el Tucu-Tucu y por su similitud con la fauna Antártica coetánea y por sus afinidades con *T. bowerbanki* Sow. y con *T. drewi* Casey se asignan aquí al Aptiano inferior.

**Material:** Un ejemplar fragmentario.

**Localidad:** Tucu-Tucu, Formación Río Belgrano.

**Repositorio:** SGNP. 15441.

Suborden **AMMONITINA** Zittel, 1889  
Superfamilia **HAPLOCERATACEAE** Zittel, 1884  
Familia **OPPELIIDAE** Bonarelli, 1894  
Subfamilia **ACONECERATINAE** Spath, 1923  
Género **Sanmartinoceras** Bonarelli, 1921

**Especie tipo:** *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli (en Bonarelli y Nágera, 1921).

*Oppelia (Adolphia)* sp. (Stol.), 1912, Lám. I, fig. 2 (con *Ancyloceras patagonicum* (Stol.) Lago San Martín.

*Sanmartinoceras patagonicum* Bon., 1921, (en Bonarelli y Nágera, 1921) Lám. V, fig. 7.

*Sanmartinoceras patagonicum* Bon. 1921. Piatnizky, 1938, pág. 80, lám. IV, figs. 18-19. Arroyo de la Mina, lago San Martín y sobre Capas con "*Crioceras deecke*" en la orilla occidental del lago Cardiel.

*Sanmartinoceras cf. patagonicum* Bon, 1921. Wilckens, O; 1947, pág. 28, pla. 3; fig. 6, Georgias del sud.

*Sanmartinoceras patagonicum* Bon. 1921. Howarth, M. K., 1958 pág. 4-5, pla. I, fig. 6-10, Lat. 71°32', long. 65°5" W (Central part of Waitabit Cliff, Alexander land).

*Sanmartinoceras patagonicum* Bon. 1921, Leanza, A. F., 1970, pág. 216, fig. texto XIV (1-3), Lago San Martín.

*Sanmartinoceras patagonicum* Bon. 1921; Thompson, 1974, p. 24-25; Pl. IVb-f y h; fig. 7a. Alexander Land. (Antártida Argentina).

**Sanmartinoceras patagonicum** Bon. 1921

Lám. III. Figs. 1-9

**Diagnosis:** (de Bonarelli y Nágera, 1921, pág. 27) "... se distingue de los típicos Aconéceras por presentar una ornamentación, en la mitad lateral exterior del último anfracto, en los individuos adultos en forma de bases poco encorvadas y retroversas".

**Material:** 19 ejemplares completos y/o fragmentarios.

**Descripción:** Conchillas dimórficas involutas, con tendencia oxicónica, quilla alta denticulada; costulación falcoide a falcada, con surco espiral en la quebradura del arco costular evidenciada en las microconchas.

Primera y segunda vueltas, lisas; a partir de la tercera vuelta comienzan a evidenciarse las costillas suaves falcoides, más gruesas en el lado externo del flanco y como finas estrias en el interior. En las microconchas, a partir de la tercera vuelta se insinúa el surco espiral, que concuerda con la quebradura faltar de las costillas. El surco se acentúa en la última vuelta donde las costillas son fuertemente falcadas y, a partir de la abertura, en las microconchas, de la posición del surco se continúan largas aurículas laterales que tienen extremo externo en forma de gota. En las aurículas, las costillas, convertidas apenas en líneas de crecimiento, son fuertemente angulosas. La quilla, alta y evidentemente crenulada a partir de la tercera vuelta, posee finas estrias oblicuo-longitudinales ("*strigations*") y se continúa en las microconchas, siguiendo el giro a partir de la abertura, en un largo rostro.

El sifón es muy externo y fino y aparece apenas recubierto por la quilla. Por cada septo pueden contarse aproximadamente 2 a 3 costillas en el exterior de la conchilla. El recubrimiento aumenta con la edad de cada individuo; mientras que constituye un 70 % el de la tercera vuelta sobre la segunda, es del orden del 100 % el de la última sobre la anterior. En un individuo de cuatro vueltas el diámetro del ombligo con respecto al de la conchilla es de 0.6—0.8 %.

El diámetro más común en las microconchas presumiblemente completas, varía entre 4 y 6 cm. Individuos considerados grandes, posiblemente macroconchas, por los coleccionistas del Tucu-Tucu, oscilan alrededor de los 10 cm, pero de ellos no se conserva abertura.

Dimensiones (en mm)	15454	15450	15451	15452	15448	15442
Diámetro de la conchilla	90	88	75	32	51	60
Altura última vuelta	50	45	42	16	22	32
Ancho mayor de la vuelta	22	28	10	7	—	—
Diámetro umbilical	7	9	7	4	6	4

**Observaciones:** Las características genéricas correspondientes a *Sanmartinoceras* Bon. 1921, reseñadas por Casey (1961, pág. 130) corresponden aparentemente (al tener en cuenta las características de aurículas y rostro en la abertura) a microconchas. Lo mismo puede decirse de la diagnosis que se consigna en el Treatise on Inv. Paleont. (part L, Mollusca 4, pág. 286).

Kennedy y Klinger (1979, pág. 93) puntualizan este hecho, observando también, que a la presencia de aurículas y rostro corresponde la existencia, en *Sanmartinoceras patagonicum* de Antártida, del surco espiral con diferentes grados de desarrollo a iguales diámetro. Ello según los autores, podría ser utilizado para diferenciar formas masculinas inmaduras de formas femeninas, a igual diámetro.

En los ejemplares del Tucu-Tucu, donde el tamaño y la conservación lo permite (aproximadamente entre 23 y 30 mm de

altura) el surco espiral puede observarse más o menos profundo, tanto en individuos pequeños, con conservación de aurículas y rostro como en individuos grandes, en donde lamentablemente la abertura no se ha conservado. Una característica que sí parece indudablemente ligada a la presencia de aurículas, es el mayor ángulo de falcamiento, más y más agudo hacia la abertura, lo cual puede producir la apariencia de mayor profundidad del surco espiral. Este surco, que en las microconchas da lugar directamente a la posición de las aurículas, parece borrarse en las formas que continúan desarrollándose hasta mayor diámetro.

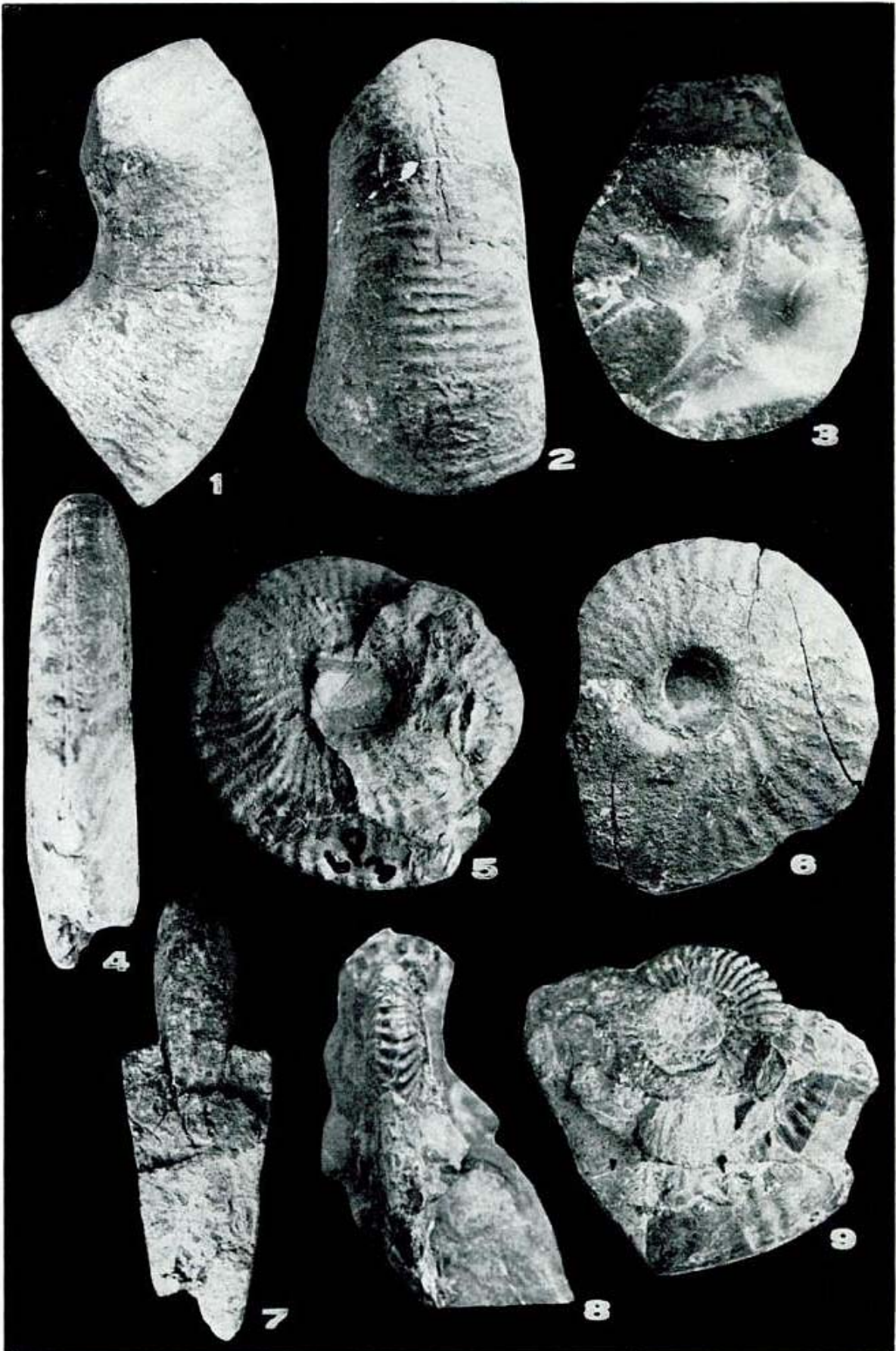
El *Sanmartinoceras patagonicum* figurado por Leanza (1971, pág. 216, fig. IIV 1-3) no parece ser la representación más acorde de esta especie, si la comparamos con las

ilustraciones originales de Bonarelli (op. cit.); sí en cambio parecen pertenecer a *S. patagonicum* las figuras C y D (fig. de texto 5) de Kennedy y Klinger (1979) que representan ejemplares de Alexander Land.

La ilustración de Leanza (op. cit.) pareciera ser la ejemplificación de la opinión del autor de que la ausencia o presencia de quilla es motivada simplemente por el peor o mejor grado de conservación de los ejemplares, lo cual acercaría entre sí a los subgéneros *S. (Sinzovia)* Sazonova y (*S. Sanmartinoceras*) Bonarelli. Diferentes autores concuerdan con situar a *Sinzonia*, que solo porta en el vientre una suave carena, como una forma intermedia entre *Theganoceras* Witehouse y *Sanmartinoceras s. st.* (Casey, 1961, pág. 133-134).

Muchos autores han observado ya como la especie más cercana a *S. patagonicum* Bon. 1921 a *S. groenlandicum* Rosenkrantz, aún cuando el ombligo de *S. pata-*

LAMINA II. — 1-3. *Tropaeum* aff. *T. bowerbanki* Sow. SGNP 15441: 1 - Vista lateral (x 1/2), 2 - Vista ventral (x 1/2); 3 - Sección transversal de la vuelta (x 1); 4-7. *Hatchericeras santacrucense*, SGNP 15440: 4 - Vista ventral (x 1), 5-6 Vista lateral (x 3/4), 7 - Vista apertural (x 1/2); 8-9. *Hatchericeras santacrucense*, SGNP 15439: Vistas lateral y ventral (x 1/2) de vueltas juveniles.



LAMINA II



*gonicum* pareciera más pequeño y sus aurículas algo más finas. De *S. olenae* (Tenison Woods) y de *S. fortinale* (Hudleston) se diferencia en que los flancos de estas formas son más paralelos. D. *S. africanum* Kennedy y Klinger se distingue por que la sección de la vuelta de este último es más ancha.

Además de estar presente en Antártida y Cuenca Austral, *S. (Sanmartinoceras)* Bonarelli, ha sido citado para el este de Groenlandia y sur de Australia. A los estratos portadores se les ha asignado edad aptiana superior.

Los autores que han efectuado sus trabajos sobre *Sanmartinoceras patagonicum* Bon. de Cuenca Austral concuerdan en más o en menos, en datar a los niveles de ocurrencia (en Argentina) como del Aptiano superior. Sin embargo, Thomson, M. M., (1974) debido a correlaciones entre localidades "H" y "R" en la isla de Alejandro (Antártida) se inclina por la edad aptiana inferior. Su mejor colección de esta forma corresponde a su localidad "T", de más difícil correlación con las secciones vecinas. En un delicado examen de las diferentes especies de *S. (Sanmartinoceras)* y de las opiniones de diversos autores Thomson (op. cit.), llega a la conclusión que los mejores indicios conocidos sobre la edad del género *S. (Sanmartinoceras)* son los proporcionados por el hecho de que el único ejemplar sobre el cual basó Rosenkrantz (1934) la descripción de *S. groenlandicum*, fue hallado en un bloque en el lecho de un arroyo cerca del cual e *in situ* se hallaron deshayesitidos considerados inicialmente propios del Aptiano superior y, actualmente, del Aptiano inferior. Este tema fue anteriormente tratado con más detalle por Waterhouse y Riccardi (1970).

Trabajo ampliamente informativo es el de Klinger y Kennedy (1975) sobre las faunas del Zululand y Natal. Ellos no dudan en caracterizar dos niveles del Barremiano superior como sigue. *Barremiano I*: similares de *Emericeras*, y "*Acrioceras*", *Heteroceras*, *Aconeceras* juveniles, grandes

cámaras habitación del tipo de *Sanmartinoceras*, *Phylloceras*, *Eulytoceras* y *Colchidites*. Barremiano II: *Colchidites*, *Aconoceratidos* juveniles, ocasionales *Sanmartinoceras*, *Phylloceras*, fragmentos del tipo crioceeratido y ancyloceratidos indeterminables. Klinger (1976) trata en especial a los heteromorfos contenidos en las faunas anteriormente mencionadas y los sigue considerando del Barremiano.

*Localidad*: Tucú-Tucú, Formación Río Belgrano.

*Repositorio*: SGNP 15447 a 15454.

Superfamilia **PERISPHINCTACEA** Steimann, 1890

Familia **BERRIASSELLIDAE** Spath, 1922

Subfamilia **NEOCOMITINAE** Spath, 1924

Género **Hatchericeras** Stanton, 1901

*Especie tipo*: *Hatchericeras patagonense* Stanton, 1901; pág. 38-39, Pl. VIII, fig. 1-2; Pl. IX, fig. 1.

*Hatchericeras santacruzense* Leanza, 1970

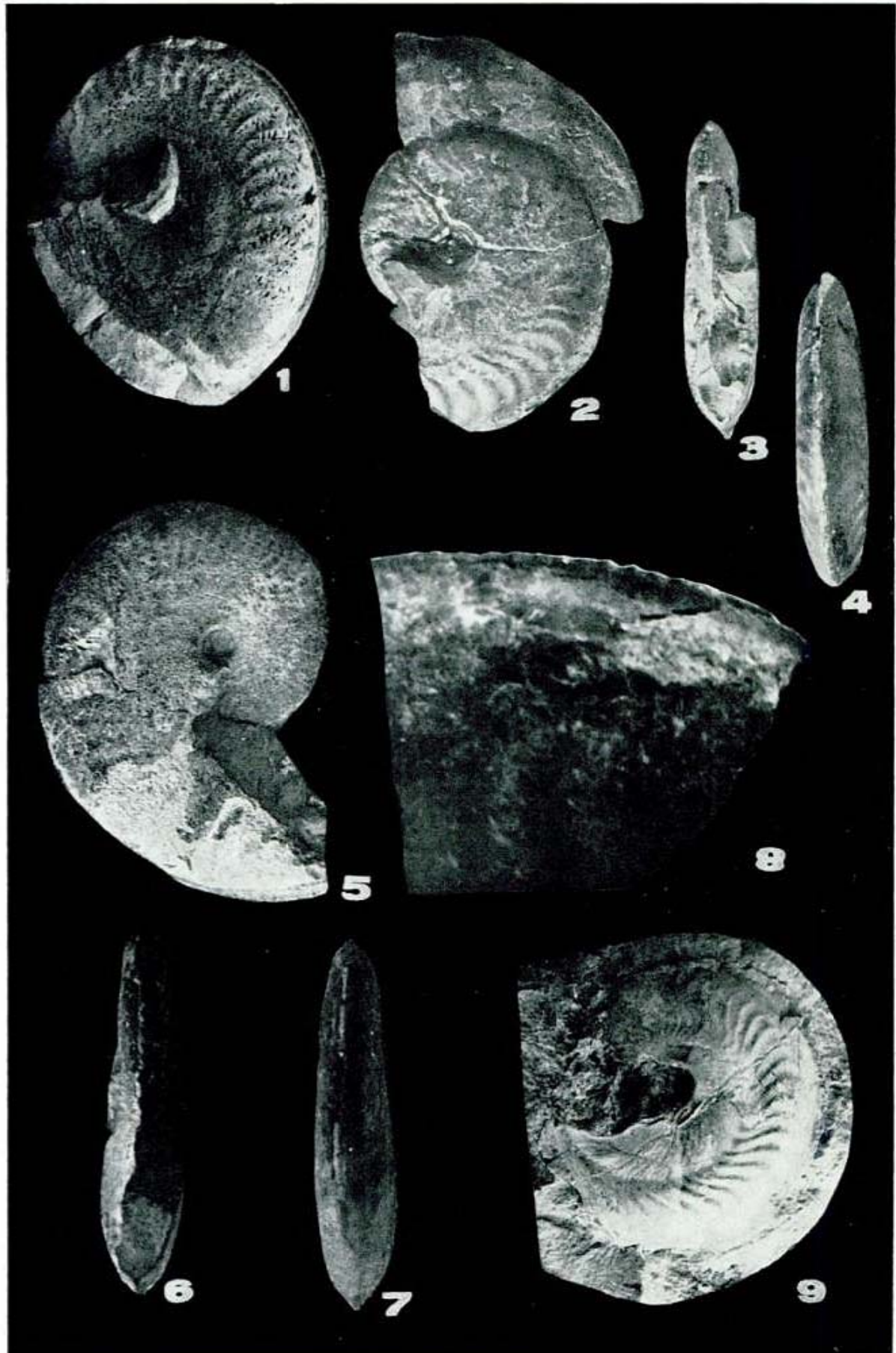
Lám. I. Figs. 4-6; 7-9

*Material*: Seis ejemplares, dos de ellos casi completos.

*Descripción*: Conchilla involuta, achata; vientre algo convexo, lados muy suavemente convexos, costulación sigmoide más marcada en individuos juveniles; adulto casi liso.

La sección transversal de la vuelta, más de tres veces más alta que el ancho ventral, posee forma trapezoidal alargada, con vientre convexo en el lado menor. El mayor ancho se presenta hacia el ombligo. Los ángulos ventrolaterales son redondeados y la pendiente umbilical redondeada y fuerte. En los individuos de 40 mm (a 26 costillas por vuelta) de diámetro, la costulación está bien marcada; las costillas parten de 2 a 3 del borde umbilical; poseen recorrido sigmoide en los flancos y arqueado prosoverso en el vientre. El perfil transversal de las costillas es redondeado-achatado, su ancho es mayor hacia la zona ventrolateral y ventral. En in-

LAMINA III. — 1 - *Sanmartinoceras patagonicum*, SGNP 15449: 1 - Vista lateral (x 0.9), 2-4. - *Sanmartinoceras patagonicum*, SGNP 15452: 2 - Vista lateral (x 0.7), Vista apertural (x 0.07), 4 - Vista ventral (x 0.07); 5-7. - *Sanmartinoceras patagonicum*, SGNP 15447: 5 - Vista lateral (x 1.25); 6. - Vista apertural (x 1.25), 7. - Vista ventral (x 1.25). 2. - *Sanmartinoceras patagonicum*, SGNP 15454: Detalle de la carena (x 1). 9. - *Sanmartinoceras patagonicum*, SGNP 15448: Vista lateral (x 0.7).



LAMINA III

dividuos de más de 60 mm de diámetro (a 36 costillas por vuelta) la conchilla es casi lisa en el entorno del ombligo y las costillas están marcadas desde el cuarto interno del flanco hacia la periferia; en el ángulo ventrolateral son más fuertes y hacia el medio del vientre se suavizan. Donde la conchilla se conserva el corte transversal es menos suave y están muy marcadas las líneas de crecimiento. A partir de los 120 mm de diámetro, la costulación más suave, aún existe, comenzando a hacerse evidentes las construcciones cada 6 ó 7 costillas. A los 200 mm la conchilla ostenta una costulación casi imperceptible y aún pueden verse las construcciones.

Dimensiones (en mm)	15440	15439	15439 b
Diám. de la conchilla	110	100	200
Altura última vuelta	55	50	100
Ancho mayor vuelta	25	24	48
Diám. umbilical	15	20	—
Ancho vientre	14	19	45

**Observaciones:** *Hatchericeras santacruce* Leanza, 1970 fue creado sobre la base de ejemplares procedentes del río Belgrano, Horizonte H 10; Formación Lago San Martín y tiene grandes afinidades con *Hatchericeras argentinense* Stanton que fue luego elegido como especie tipo de *Pseudohatchericeras* Leanza, 1970 (pág. 244, Lám. XXXIX, fig. 1-3). Los autores de este trabajo no creen suficiente, hasta el presente, una leve diferencia en la densidad de la costulación, para justificar un nuevo subgénero. Sería posible, por otra parte, que la mejor conservación de la conchilla del *Hatchericeras argentinense* elegido por Leanza (op. cit.) le dé un aspecto algo diferente a la costulación o que se trate sólo de una pequeña variación que tiene perfecta cabida dentro del género.

Nuestros ejemplares pueden asimilarse ya a una de esas formas ya a la otra, siendo más afines a *Hatchericeras santacruce* Leanza, que a *Hatchericeras argentinense* Stanton, 1901 (Pl. IX, fig. 2-5).

En el treatise on Inv. Paleont. (L) Mollusca (4), el género *Hatchericeras* Stanton (1901) aparece como un miembro más de la subfamilia Neocomitinae Spath, 1924. Leanza (1970, págs. 233-235) analizando con sentido ontogénico las características morfológicas del género, concluye que no hay motivos suficientes para incluir a *Hatchericeras* Stanton entre los Neocomitinae y concomitantemente lo ubica en la Subfamilia Gas-

troplitinae Wright, plantea la estrecha relación entre *Gastroplites* y *Hatchericeras*. Posteriormente Kennedy y Klinger (1978, pág. 59) al relacionar a su nuevo género *Alopecoceras* con la subfamilia Gastroplitinae lo comparan con *Hatchericeras* y siguiendo a Leanza (1970) consideran a *Hatchericeras* un Gastroplitido del Albiano temprano.

Aún cuando morfológicamente el género *Hatchericeras* presenta ciertas afinidades en el curso de su desarrollo ontogénico con los miembros de la subfamilia Gastroplitinae Wright, 1952, parece algo aventurado asignarlo a esa subfamilia dada su posición estratigráfica pre Aptiana.

Las procedencias de las distintas especies de *Hatchericeras* de Cuenca Austral serán citadas a continuación. Stanton (1901): *H. patagonense* Stanton, "desembocadura del cañón del río Tarde, cuatro millas al este del lago Pueyrredón. "Ammonite (Belgrano Beds)". *H. argentinense* Stanton, idem anterior y "10 millas al este del lago Pueyrredón" misma Formación. *H. ?tardense* Stanton: idem *H. patagonense*.

Favre (1908, pág. 631, taf. XXXV, figs. 3-4 fig. tex. 5) funda otra especie, *Hatchericeras stantoniense* Favre, sobre material procedente de cerro Belgrano, de donde también se reporta *H. cf. pueyrydonense* Stanton.

Leanza (1970) cita *H. patagonense* Stanton del lago Pueyrredón, Formación Lago San Martín y lago Posadas, Formación Lago San Martín; *H. santacruce* Leanza de lago Pueyrredón Formación Lago San Martín; *H. semilaeve* Leanza, río Belgrano, Formación Lago San Martín; *H. hatcheri* Leanza, idem anterior; *Pseudohatchericeras argentinense* (Stanton) idem anterior.

Stanton (1901) asigna la fauna de *Hatchericeras* al Cretácico inferior a medio; Favre (1908) al Barremiano superior; Leanza (1970) por la posible relación filogenética con los *Hoplitidae*, de la que ya se habló en párrafos anteriores, los considera Albianos.

Entre las referencias de Bonarelli y Nágera (1921) solo encontramos la mención de que las capas portadoras de *Hatchericeras* en las "Belgrano Beds" no tienen relación con las capas "albianas" del cerro de la Meseta, esperando que la resolución del problema refleje "diferencia de edad o de facies".

Piatnizky (1938) cita *Hatchericeras tardense* Stanton debajo de *Beudanticeras southerlandi* en areniscas conglomerádicas con



estratificación entrecruzada en el cerro mesa, lote 2 de estancia Querol.

La posición de *Hatchericeras* en el Tucú-Tucú no define suficientemente su posición estratigráfica. Dos de los autores (J. P. y F. N.) han reconocido que, en las inmediaciones, *Hatchericeras* se presenta por encima de las capas que contienen *Belemnopsis* y *Favrella*. La edad de las capas con *Belemnopsis* y *Favrella* ha sido ampliamente tratada y reseñada por Riccardi en varios trabajos (1970, 1971 y 1977; Riccardi et al. 1971). Complementando las observaciones de distintos autores Riccardi (1977) llegó a la conclusión de que la edad probada para *Belemnopsis patagoniensis* es Berriasiana y que se extendería al Hauteriviano-Barremiano.

Siendo *Belemnopsis patagoniensis* afín a *Belemnopsis madagascariensis* Besaire y a *Belemnopsis africanus* Tate, pensamos que su límite superior no excedería el Hauteriviano, quizá inferior.

La cota superior de la edad de *Hatchericeras santacrucense* está fijada por la presencia de *Colchidites cf. colchicus*. Habién-

## Edad y Conclusiones

Para poder ubicar a esta asociación amonitifera en la escala estratigráfica y teniendo presente que, anteriormente, las alusiones al Barremiano en Cuenca Austral no contaban con un apoyo paleontológico confiable, nos ha parecido necesario caracterizar sumariamente a este piso con referencia a los sitios en donde tiene buen desarrollo y está mejor conocido. A partir de la síntesis de Busnardo (1965 b) y sumando datos provistos por Etayo Serna (1968) Kennedy y Klinger (1975, 1978 y 1979) y Klinger (1976) podemos llegar a caracterizar las exposiciones más conocidas del Barremiano. Este término fue introducido por Coquand en 1862 y abarcaba originalmente al Hauteriviano superior y al Barremiano actual. A partir de Busnardo (1965 a) parece haberse logrado un acuerdo final y la base del Barremiano se sitúa sobre la zona de *Pseudothurmannia angulicostata*. El techo del Barremiano se sitúa debajo de los primeros *deshayesitidos* o *cheloniceratidos* (Véase Cuadro I).

CUADRO I

	FRANCIA Busnardo (1965)	Wright (1957)	RUSIA Druzhchiz (1963)	COLOMBIA Burgi (1956)	SUDAFRICA Klinger (1976) Kennedy y Klinger (1975)	ARGENTINA Este trabajo
APTIANO inferior	<i>Deshayesites deshayesi</i>	<i>Deshayesites deshayesi</i>			<i>Tropaeum</i> <i>Acyllocoeras</i> <i>Prochelonicerat</i>	<i>Tropaeum</i> aff. <i>T. bosebanki</i> Sow.
BARREMIANO superior	<i>Silesites seranonis</i>	<i>Costidiscus recticostatus</i>  <i>Heterocoeras astierianum</i>	<i>Colchidites</i> <i>Heterocoeras astieri</i>	<i>Heterocoeras astieri</i>  ( <i>Colchidites</i> ) <sup>a</sup>	<i>Colchidites</i> <i>C. emerici</i> <i>Sanmartinocoeras</i> <i>Acmeocoeras</i> <i>Rhylocoeras serna</i> <i>Dilytocoeras</i>	<i>Sanmartinocoeras</i> <i>Acmeocoeras</i> <i>patagon. Stol.</i> <i>Sanmartinocoeras</i> <i>Colchidites</i> <i>Colchidites</i> <i>Emericoeras</i>
BARREMIANO inferior	<i>Nicklesia pulchella</i>	<i>Oriocoerites emerici</i>	<i>Emericoeras emerici</i>	<i>Pulchellia</i>  y <i>Heinzia</i>  <i>Nicklesia</i>		<i>Hatchericoeras</i>
HAUTERIVIANO superior	<i>Pseudothurmannia angulicostata</i>	<i>Pseudothurmannia angulicostata</i>	<i>Pseudothurmannia angulicostata</i>			

<sup>a</sup> Asignado con dudas al Barremiano superior por Burgi (1956)

dose asignado estos niveles al tope del Barremiano, *H. santacrucense* queda comprendido entre el Hauteriviano inferior y el Barremiano superior, debiendo tenerse en cuenta que, en metros de espesor, aparece generalmente más alejado de *Belemnopsis* y *Favrella* que de *Colchidites*.

**Localidad:** Tucú-Tucú; Formación Río Mayer.

**Repositorio:** SGNP: 15440 - 15439.

Si bien parece clara una relación entre los términos portadores de *Colchidites* y *Sanmartinocoeras* (Véase Cuadro I) en el Tucú-Tucú, con los términos aparentemente sincrónicos caracterizados especialmente por el Barremiano superior de Daguestán, Georgia, Crimea, Bulgaria, suroeste de Francia, Colombia y Zululandia (Klinger, 1976) no es posible olvidar que, hasta el momento (Casey, 1961; Waterhouse y Riccardi, 1970;

Thomson, 1974) la "longevidad máxima probable" de *Sanmartinoceras*, según el concepto de Dubourdiou (1965), alcanza al Aptiano inferior, sin duda, y quizá al Aptiano superior. Parecería, de esta manera estar representado en el perfil el pasaje de Barremiano superior a Aptiano en la continuidad de *Sanmartinoceras* luego de la desaparición de *Colchidites* (aún cuando en la Antártida Argentina sigue ligado a formas del Barremiano superior).

La presencia de Aptiano inferior, aun sin representantes de mayor ajuste cronológico, queda demostrado por la forma asimilable al *Tropaeum* (?) sp de Thomson (1974) recogida en la localidad "V" de Alexander Land y comparada con el índice de la zona de *bowerbanki* del Aptiano inferior.

En cuanto al ejemplar fragmentario que hemos clasificado como *?Emericiceras* sp, podemos decir que es una forma muy común, de gran distribución areal dentro del Barremiano inferior y superior, se encuentra además en Alexander Land asociado a *Sanmartinoceras patagonicum*.

No parece tan sencillo ubicar a *Hatchericeras* Stanton como a las formas anteriores. Este ammonite se presenta en los términos fosilíferos inferiores del perfil del Tucu-Tucu y, a despecho de sus similitudes morfológicas aparentes con *Gastrolites* (según Leanza, 1970) y hasta con los Deshayesitidae, no dudamos en reafirmar que su posición queda restringida por *Favrella* Douv. por debajo y por *Colchidites* Dján. por encima. Desde el punto de vista morfológico no debe olvidarse que *Hatchericeras* presenta constricciones en sus vueltas adultas por lo cual se acercaría en algo a los Desmoceratacea.

El tipo de problemática paleontológica que acarrearán fósiles con características de *Hatchericeras* trae aparejado cierto lógico escepticismo por parte de los estratígrafos, pues con el hallazgo de tales formas no ven

satisfechas inmediatamente sus expectativas cronoestratigráficas. Volviendo a Dubourdiou (1965) podemos dar como "longevidad máxima probable" para este género desde el Valanginiano-Hauteriviano hasta el Barremiano superior, sin pensar por ello que cuando se encuentre la perfecta relación que lo liga a "*Crioceras*" *sarasini* Favre y "*Crioceras*" *deecki*, no pueda quizá acotarse mejor.

En la zonación propuesta por Leanza (1970, pág. 258) para Patagonia Austral y repetida en 1972 (pág. 694) se hace necesario reformar, al menos, la edad y la posición relativa de *Hatchericeras* y *Sanmartinoceras* así también como posiblemente la de "*Ancycloceras*" *patagonicum* Stol. asociado aparentemente a *Sanmartinoceras* (Stoley, 1912, lám. I, fig. 2).

De acuerdo al contenido faunístico y a su asociación con el cuerpo litológico detallado anteriormente en el perfil, se puede asegurar que el límite demarcado en el Tucu-Tucu, por el cambio litológico que señala la separación de dos unidades superpuestas y diferenciables (Formaciones Río Mayer-Río Belgrano) está ubicado cronológicamente en términos del Barremiano superior. Mientras que aquí, las areniscas continúan hasta por lo menos, el Aptiano inferior, hacia el norte, la Formación Río Belgrano (Ramos, 1979) es portadora del género *Hatchericeras* siendo en esa comarca su edad equivalente a la edad de los niveles lutíticos del Tucu-Tucu, pre barremiana superior.

### Agradecimientos

Los autores dejan expresado su reconocimiento al Servicio Geológico Nacional, quien brindó los medios para llevar a cabo el trabajo de campo. También se agradece especialmente al Dr. A. C. Riccardi por la lectura crítica del manuscrito y sus sugerencias.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Bonarelli, G. y J. J. Nágera, 1921. *Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín*. Dir. Min. Geol., Bol. 27, Buenos Aires.
- Burgl, H., 1956. *Catálogo de las Amonitas de Colombia, Part. I, Pulchelliidae*. Serv. Geol. Nal., Bol. 7 (1): 1-119, lám. 28, Bogotá.
- Busnardo, R., 1965 a. *Le Stratotype du Barrémien, I Lithologie et macrofaune*. Coll. Cret. Inf. (1963) Bur. Rech. Geol. Minier., Mém. 34: 101-116, París.
- 1965 b. *Rapport sur l'étage Barremien*. Coll. Cret. Inf. (1963). Bur. Rech. Geol. Minier., Mém. 34: 161-169, París.
- Casey, R., 1960-61. *A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand (Part. I a III)*. Palaeont. Soc. London, Mon. 113-115, Londres.

- Coquand, H., 1862. *Sur la convenance d'établir dans le Groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le néocomien proprement dit (couches à *Toxaster complanatus* et à *Ostrea couloni*) et le néocomien supérieur (étage Urgonien de D'Orbigny)*. Soc. Geol. Fr., Bull. 19: 1-535, Paris.
- Dalziel, I. W. y R. Cortes, 1972. *Tectonic style of the Southernmost Andes and the Antartandes*. 24th Int. Geol. Cong., 3: 316-327, Toronto.
- Djanelidzé, A., 1926. *Mélanges géologiques et paléontologiques*. Univ. Tiflis, Bul. 6: 259-263, Geogie.
- Druzhchitz, V. V., 1963. *Stratigraphic position of the Colchidites beds. Colchidites securiformis Zone*. Dokl. Akad. Nauk. URSS, 147: 115-117, Leningrado.
- Dubourdieu, G., 1965. *Sur l'utilisation des fossiles à des fins stratigraphiques*. Coll. Cret. Inf. (1963). Bur. Geol. Miner. Mem. 34: 433-435, Paris.
- Etayo Serna, F., 1968. *Apuntaciones acerca de algunas amonitas interesantes del Hauteriviano y del Barremiano de la región de Villa De Leiva, Boyacá, Colombia*. Univ. Ind. Santander, Bol. Geol., 24: 51-70, 7 láms., 1 fig.
- Favre, F., 1908. *Die Ammoniten der unteren Kreide Patagonien*. N. Jb. Miner. Geol. Palaeont., Beil. B., 25: 601-647, Stuttgart.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Dir. Gral. Yac. Petrol. Fisc., I, Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., E. Feruglio y Yussen de Campana, 1938. *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica*. Bol. Inf. Petrol., 15 (171): 31-95, Buenos Aires.
- Frenquelli, J., 1935. *Ptilophyllum hislopi (Oldham) en las "Mayer River Beds" del lago San Martín*. Notas Mus. La Plata, I, Geol. I, :71-83, La Plata.
- Halle, T. G., 1913. *Some Mesozoic Plant Bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their Floras*. K. svenska Vetensk. Akad. Handl., 51 (3): 1-58.
- Hatcher, J. B., 1897. *Geology of Southern Patagonia*. Am. Jour. Sc., 4 (4): 327-354, New Haven.
- 1900. *Sedimentary rocks of southern Patagonia*. Am. Journ. Sc. 9 (4): 85-108, New Haven.
- 1903. *Reports of the Princeton Expeditions to Patagonia, 1896-1899. I. Narrative of the expedition, Geography of Southern Patagonia*. Princeton N. J., Stuttgart.
- Howart, M. K., 1958. *Upper Jurassic and Cretaceous Ammonite Faunas of Alexander Land and Graham Land*. Falk. Isl. Dept. Surv., Sc. Rep. 21; 1-16, 5 láms., Birmingham.
- Kakabadzé, M., 1971. *(Colchidites und Ihre stratigraphische Reichweite)*. Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk. Gruz., URSS, NS, (26): 1-118, 68 figs., 2 láms.
- Kennedy, W. J. y H. C. Klinger, 1975. *Cretaceous Faunas from Zululand and Natal, South Africa. Introduction, Stratigraphy*. Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), 25 (4): 263-315, 1 lám. 12 figs., Londres.
- Kennedy, W. Y. y H. C. Klinger, 1978. *Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. A new genus and species of Gastroplitinae from the Mzinene Formation (Albian)*. Ann. South African Mus., 77 (4): 57-69, Cape Town.
- 1979. *Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite superfamily Haploceratacea Zittel, 1884*. Ann. South Afri. Mus., 77 (6): 85-121, Cape Town.
- Klinger, H. C., 1976. *Cretaceous heteromorph Ammonites from Zululand*. Dep. Min. Rep. Sudáfrica, Mem. 69.
- Leanza, A. F., 1963. *Patagoniceras gen. nov. (Binneyitidae) y otros amonites del Cretácico superior de Chile Meridional, con notas acerca de su posición estratigráfica*. Acad. Nac. Ciencias Córdoba, Bol. 43, entr. 2º, 3º y 4º, Córdoba.
- 1970. *Amonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes, con notas acerca de su posición estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (2): 197-260, 43 figs., Buenos Aires.
- 1972. *Andes Patagónicas Australes*. En Geología Reg. Arg., A. F. Leanza (Ed. Dir.), Acad. Nac. Ciencias Córdoba, :689-706, Córdoba.
- Nulló, F. E., C. A. Proserpio y V. A. Ramos, 1979. *Geología de la vertiente Oriental del Hielo Continental Patagónico*. Séptimo Cong. Geol. Arg., T. I: 455-471, Neuquén.
- Piatnitzky, A., 1938. *Observaciones Geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia)*. Bol. Inf. Petrol., 165: 45-85, Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J. V., 1978. *Descripción Geológica de la Hoja 54 a-b, Río Mayer, provincia de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac., Inf. Inéd., Buenos Aires.
- Ramos, V., 1979. *Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina*. II Cong. Geol. Chileno.
- 1979 a. *Descripción Geológica de la Hoja 55 b, Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac., Inf. Inéd.
- Riccardi, A. C., 1968. *Estratigrafía de la región oriental de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz*. Tesis inéd., Univ. Nac. La Plata, Fac. Ciencias Nat. y Mus.
- 1970. *"Favrella" R. Douville, 1909 (Ammonitina, Cretácico inferior): edad y distribución*. Rev. Asoc. Paleont. Arg., Amghiniana, 7 (2): 119-138, Buenos Aires.
- 1971. *Estratigrafía en el oriente de bahía de la Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus La Plata, Sec. Geol., 7 (61): 245-318, La Plata.
- 1977. *Berriasian invertebrate Fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia*. N. Jb. Geol. Palaeont., Abh. 155 (2): 216-252, Stuttgart.

- Riccardi, A. C., G. E. G. Westermann y R. Levy, 1971. *The Lower Cretaceous Ammonitina Olcostephanus, Leopoldia and Favrella from West Central Argentina*. Paleont., Band 136, Abt. A.
- Royo y Gómez, J., 1945. *Fósiles del Barremiense Colombiano*. Serv. Geol. Nac., Comp. Est. Geol. Colombia, 6: 455-495, 5 figs., 6 láms., Bogotá.
- Sarkar, S. S., 1954. *Sur un genre nouveau d'Ammonites déroulées*. C. R. Somm., Soc. Geol. Fr., Paris.
- Sazonova, I. G., 1958. *Lower Cretaceous Deposits of the Central Regions of the Russian Platform* (en O. V. Flerovoi: Mesozoic and Tertiary deposits of the Central Regions of the Russian Platform) Vses. Nauchno-Issled. Geol. Razved. Neft. Inst. Moscou: 31-136.
- Spath, L. F., 1922. *On Cretaceous Ammonoidea from Angola collected by Prof. J. W. Gregori*. D. Sc. FRS. Trans. Roy Soc. Edinburgh, 53: 91-160.
- 1923-24. *A Monograph of the Ammonoidea of the Gault*. Palaeont. Soc. London, Mon., 787, 72 láms., Londres.
- 1924. *On the Ammonites of the Speeton Clay and the subdivision of the Neocomian*. Geol. Mag. 61 (2): 73-89.
- Stanton, T. W., 1901. *The Marine Cretaceous Invertebrate. Patagonian Expedition I*. Princeton Univ., :43, 10 láms.
- Stolley, E., 1912. *Über einige Cephalopoden aus der unteren Kreide Patagoniens*. Ark. Zool., 7, 13-18, 2 láms., Estocolmo.
- Thomson, M. R. A., 1974. *Ammonites Faunas of the Lower Cretaceous of South-Eastern Alexander Island*. Brit. Antar. Surv., Sc. Rep. 80: 1-44, 5 láms., 8 figs.
- Waterhouse, J. B. y A. C. Riccardi, 1970. *The Lower Cretaceous Bivalve Maccoyella in Patagonia and its Paleogeographic significance for Continental Drift*. Rev. Asoc. Paleont. Arg., Ameghiniana, 7 (3): 281-296, Buenos Aires.
- Wilckens, C. O., 1947. *Palaontologische und Geologische Ergebnisse der Reise von Kohl-Larsen (1928-1929) nach Süd Georgien*. Abh. Senckenb. Naturf. Ges., 474, :66, 9 láms., 1 fig.
- Witherhouse, F. W., 1926. *The Cretaceous Ammonoidea of Eastern Australia*. Mem. Queensl. Mus., 8 (3): 195-242, 17 láms., Queensland.
- Wright, A. C., 1957. En *Treatise of Invertebrate Paleontology*. Moore ed. Part. L. Mollusca IV, Univ. Kansas.

Entregado: 4 julio de 1979.

GRACIELA BLASCO  
FRANCISCO E. NULLO  
JUAN V. PLOSKIEWICZ  
Servicio Geológico Nacional  
Santa Fe 1548 - 2º Piso  
1060 Buenos Aires



## NEOVENERICOR N. GEN. (BIVALVIA) SU PRESENCIA EN EL MIEMBRO MONTE LEON (FORMACION PATAGONIA)

ELSA ROSSI DE GARCIA y REGINA LEVY  
Geología - MARIO R. FRANCHI

### Resumen

En este trabajo, se revisa la posición sistemática de los individuos considerados en nuestro país hasta el momento, como *Venericardia* (*Venericor*) y cuya edad ha sido atribuida, por largo tiempo al Eoceno.

La revisión de sus charnelas, ha mostrado diferencias morfológicas con los del subgénero *Venericor*, por lo cual se ubican en un nuevo género: *Neovenericor*. El biocron de este género, cuya mayor distribución se encuentra en el Miembro Monte León (Fm. Patagonia), se considera Oligoceno superior (Chattiano). La misma edad tienen los foraminíferos, seláceos y cetáceos asociados.

Se incluye una breve descripción estratigráfica de la región costera de Chubut, entre el río Chubut y Bahía Camarones y el área de Pico Salamanca.

### Introducción

Después de haber observado numerosos ejemplares, procedentes de diversas Hojas Geológicas, levantadas por los profesionales del Servicio Geológico Nacional, y durante los estudios realizados por los autores, en localidades de la costa atlántica de la provincia del Chubut (fig. 1), se ha tenido oportunidad de reconsiderar el tema de la edad y distribución del subgénero *Venericor*, llegando a la conclusión de que se imponía una revisión de los ejemplares que se asignaban a dicho género.

Durante la realización de los trabajos de campo, se revisaron con especial atención, los perfiles levantados por Camacho y Fernández (1956), y se levantaron otros perfiles intermedios, coleccionando también la megafauna asociada con el fin de tener un panorama más completo de la bioestratigrafía de esa comarca.

Aún cuando este trabajo va destinado al mejor conocimiento de un género en particular, es destacable que la megafauna de la Formación Patagonia, en especial la del Miembro Monte León, tiene un carácter constante de asociación faunística. Esta está integrada por numerosas especies de bivalvos,

### Abstract

The systematic position of the specimens assigned to *Venericardia* (*Venericor*) in Argentina is considered in this report. The age of these has been considered for long time as Eocene.

The revision of the hinge of those specimens, shows morphological differences about the holotype of subgenus *Venericor*. It is assignate to a new genus: *Neovenericor* of Chattian age (Upper Oligocene). This genus has wide distribution in Monte León Member (Patagonia Formation).

The Upper Oligocene age is given too by associated foraminifers, selaceous and cetaceous.

A stratigraphic synopsis of the region is included in this paper. This area is located in Atlantic coast of Chubut province (Río Chubut, Bahía Camarones and Pico Salamanca).

gastropodos, equinodermos y braquiópodos, que serán objeto de una revisión posterior.

Se incluye además, una reseña geológica de un sector de la región costera de Chubut, con el objeto de ilustrar acerca de la estratigrafía de la misma. Dicha reseña constituye principalmente, un resumen de los trabajos de Franchi (1976 y 1977).

Las principales localidades fosilíferas en este sector de la costa patagónica, están incluidos en el mapa geológico de la figura 1, y son de norte a sur: Ea. Isla Escondida, Cañadón Dos Pozos, Ea. La Perla y Pico Salamanca.

### Estratigrafía

#### UBICACIÓN DEL ÁREA

Se reseña la constitución geológica de la región costera de Chubut comprendida al norte por el río homónimo, al sur por la bahía Camarones y al este por la meseta de Montemayor, y del Pico Salamanca.

Las rocas aflorantes son, en la primer zona, vulcanitas ácidas del Jurásico, piro-

clastitas eocenas y sedimentitas del Terciario superior y Cuartario.

En el Pico Salamanca aparecen rocas sedimentarias paleocenas, piroclásticas eocenas y sedimentarias del Oligoceno.

#### Jurásico

De esta edad se hallan ignimbritas riolíticas, riolitas y tobas riolíticas. Las rocas más abundantes son las primeras. Son de color violáceo y rojizo y se disponen en cuerpos de forma tabular, observándose en algunos casos un bandeado dado por folias de tonalidad morada. Asociadas a estas rocas se hallan tobas riolíticas, de colores pardo amarillento, gris verdoso, rosado y rojizo. Las riolitas constituyen casi siempre los cerros más elevados. Son de color rojizo y violáceo claro.

El espesor aflorante es de 250 m. Las rocas están en general, muy diaclasadas y fracturadas en dos sistemas dominantes, uno noroeste-sureste y el restante de rumbo nor-este-suroeste. No se observaron plegamientos.

En la literatura geológica Franchi *et al.* (1975) incluyen estas rocas en la Formación Marifil mientras que Camacho (1979) la denomina Formación Chon Aike.

#### Paleoceno

De las dos áreas consideradas afloran rocas de esta edad sólo en el Pico Salamanca, donde fue estudiada por Andreis *et al.* (1975) quienes las asignan a la Formación Río Chico. Está constituida por psamitas y pelitas alternantes, de colores amarillentos, verdosos y rosados.

Los estratos están dispuestos en posición horizontal y la potencia es de 130 m.

La depositación se efectuó en un ambiente fluvial.

#### Eoceno-Oligoceno

Durante el lapso consignado se depositan en la región tobas riolíticas blanquecinas y rojizas y brechas tobáceas rojizas, predominando ampliamente las primeras. En la zona de Camarones, Bahía Vera y Punta Clara, en la parte superior de los afloramientos, suelen aparecer bancos de alunita.

En el Pico Salamanca estas rocas están apoyadas sobre la Formación Río Chico en discordancia erosiva (Andreis *et al.*, *op. cit.*). Cuando se apoyan directamente sobre la Formación Marifil, la relación es de discordancia erosiva y, a veces, angular.

El espesor llega a 60 m en el Pico Salamanca. Hacia el norte disminuye a 20 m. Son depósitos de origen continental. Franchi *et al.* (*op. cit.*) las designan como pertenecientes al Grupo Sarmiento.

#### Oligoceno-Mioceno

De esta edad afloran en la región areniscas, tobas y arcilitas, entre las que se intercalan lentes de biolinitas. Raramente se observan conglomerados. De acuerdo con Riggi (1979) se asignan al Miembro Monte León de la Formación Patagonia. Esta unidad se apoya sobre distintas Formaciones, reafirmando el carácter transgresivo del mar que la originó. Con las Formaciones Marifil y Río Chico la relación es siempre de discordancia erosiva (con Marifil a veces se asienta en discordancia angular). Cuando sobreyace al Grupo Sarmiento, lo hace en discordancia erosiva aunque comúnmente esta relación es de difícil observación por lo que se apunta más abajo.

La base de la Formación en ocasiones es una arenisca de grano mediano a grueso. Raras veces aparecen conglomerados con clastos de las entidades infrayacentes. También puede comenzar con tobas que si son estériles y se presentan en asomos aislados, es difícil precisar si se está en presencia de esta unidad o del Grupo Sarmiento.

El resto de la Formación lo constituyen estratos horizontales de forma tabular, más o menos continuos, de areniscas de grano fino, amarillentas, tobas finas de color blanco, areniscas tobáceas blanco-amarillentas y, en menor proporción, arcilitas verde oliva. Los estratos de areniscas y tobas pueden alcanzar hasta 10 m de potencia, mientras que las arcilitas llegan a 3 m. Las biolinitas pueden hallarse en cualquier posición en la secuencia, son de color pardo amarillento y su espesor no supera los 50 cm. En la parte superior de la Formación hay intercalaciones de areniscas gris azuladas, con estratificación diagonal, que forman estratos tabulares de hasta 10 m de espesor, o bien lentes de algunas decenas de metros de largo. Estas areniscas aumentan en proporción hacia el techo.

El espesor es de 200 m y su posición es horizontal.

El ambiente de sedimentación fue marino de escasa profundidad. La Formación se depositó en una comarca de relieve más o menos llano, sobre rocas generalmente friables, lo que determina la ausencia de psefi-

tas en su base. Sin embargo, los aislados casos en que la entidad se inicia con conglomerados y areniscas gruesas, indican variaciones locales de mayor energía. La parte superior mostraría probables oscilaciones en el nivel del mar, con alternancia de sedimentación marina y subaérea.

#### Plioceno-Mioceno

En la parte superior del Pico Salamanca se halla una sucesión de areniscas grises y amarillentas y conglomerados a los que Ruso (1953) designó como integrante de la Formación Santa Cruz. Las areniscas se caracterizan por las numerosas estructuras entrecruzadas. Esta unidad está depositada sobre la Formación Patagonia y al oeste del Pico Salamanca está cubierta por Rodados Patagónicos.

En la zona de Monte Triste, Franchi (1977) denominó Formación Isla Escondida a un conjunto de areniscas grises y gris azuladas con laminación y estratificación diagonal, como rocas predominantes, y en menor proporción, limolitas y tobas. Sobre yace a la Formación Patagonia mediando entre ambas una discordancia erosiva.

El espesor es de 30 m y las características de la estructura interna de los sedimentos permiten deducir que los mismos se forman en ambiente continental.

#### Pleistoceno

Durante el Cuartario inferior se depositaron en la parte superior de la meseta de Montemayor conglomerados con matriz arenosa y cemento calcáreo, conocidos como Rodados Patagónicos. El color de las rocas es castaño claro. Los clastos son, preferentemente, de vulcanitas, mesosilíceas y ácidas.

Se asienta sobre la entidad anteriormente descrita en discordancia erosiva y su espesor es de 10 m.

#### Pleistoceno-Holoceno

Se agrupan aquí los depósitos sedimentarios de talud y los aluviales.

#### Antecedentes paleontológicos

Desde que Gardner y Bowles (1939), describieran numerosas especies del subgénero *Venericor*, procedentes de la costa del Golfo de EE.UU., e incluyeran en esa monografía una nueva especie procedente de Punta Malaspina (Chubut, Argentina), esto ha sido

tomado por algunos autores como un indicador seguro de estratos de edad eocena en nuestro país.

No obstante ello, por otra parte, las sedimentitas marinas terciarias aflorantes en gran parte de la Patagonia, han sido objeto de especial atención desde hace algunos años, en cuanto a su contenido litológico (di Paola y Marchese, 1975; Andreis *et al.*, 1975; Riggi, 1978 y 1979 a y b), microfaunístico (Bertels, 1970, 1975 y 1977; Malumián y Masiuk, 1970 y 1971), de vertebrados (Marshall y Pascual, 1977) y edades radimétricas (Marshall, Pascual, Curtis y Drake, 1976).

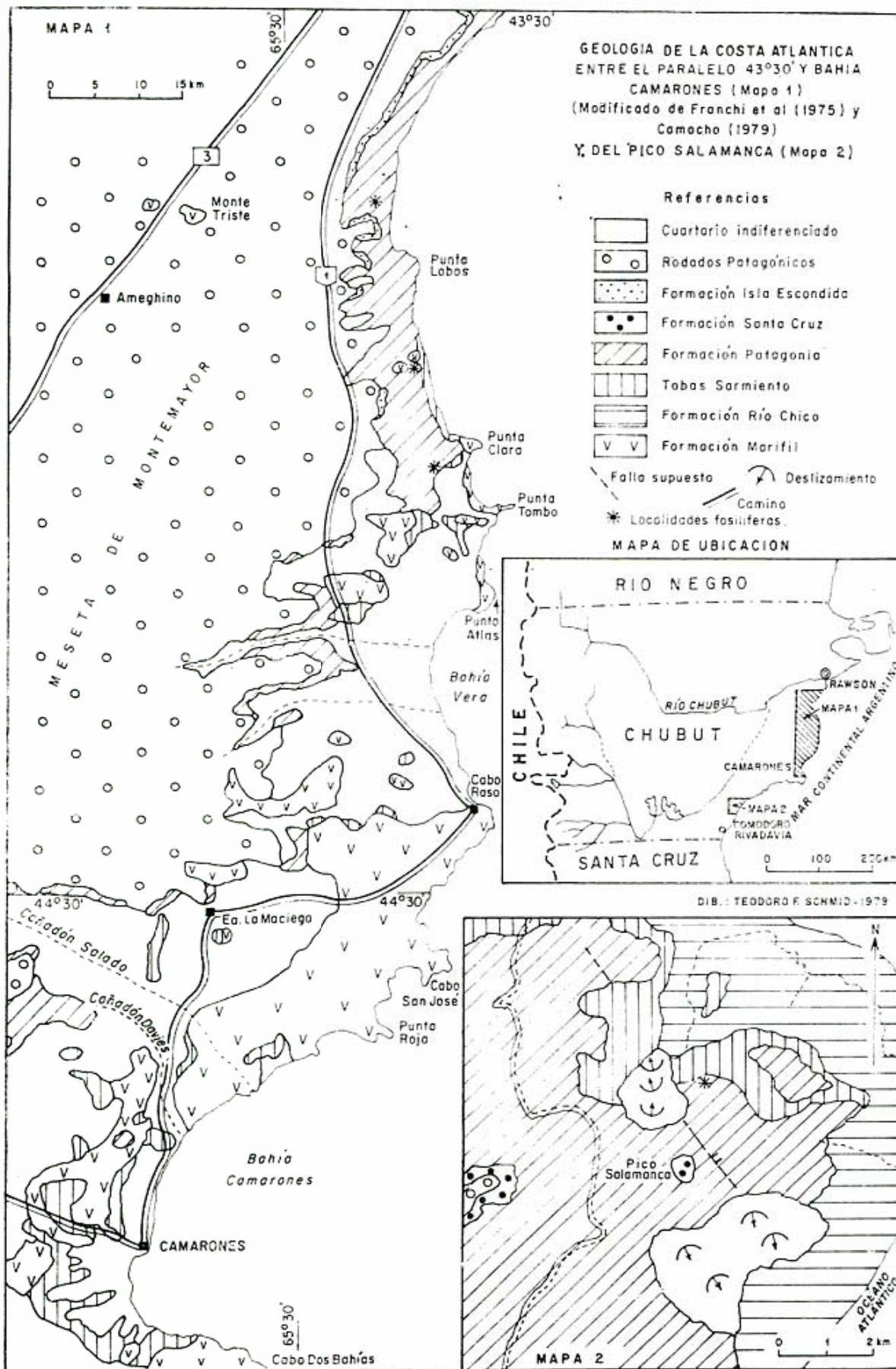
Los datos obtenidos de los estudios micropaleontológicos, producen sin embargo ciertas modificaciones a las edades ya establecidas. Es conocido que la megafauna de la Formación Patagonia, se mantiene casi constantemente con el mismo carácter de asociación faunística, salvo excepciones de las condiciones paleoecológicas que favorecieron el desarrollo de algunos géneros en particular.

Después de haber observado cientos de ejemplares procedentes de diversas Hojas Geológicas levantadas por los profesionales del Servicio Geológico Nacional y durante los estudios realizados en localidades de la costa atlántica de la provincia de Chubut (fig. 1) las autoras han tenido oportunidad de reconsiderar el tema de la edad y distribución del subgénero *Venericor*, llegando a la conclusión de que se imponía una revisión de los ejemplares que se asignaban a dicho subgénero. A raíz de esta revisión, surge la proposición de un nuevo género: *Neovenericor* el cual es descrito y discutido a lo largo de este trabajo.

Stewart, en 1930, revisando el grupo de *Venericardia* distinguió con un nuevo subgénero, al que denominó *Venericor*, tomando como especie tipo a *Venericardia planicosta* Lamarck, a todas las especies de *Venericardia* con costillas planas. No describió la charnela, y además hizo una serie de diferenciaciones basándose en una antigua clasificación de Harris (1919). En el mismo trabajo creó al subgénero *Leuroactis*.

Gardner y Bowles, en 1939, estudiaron una enorme cantidad de ejemplares procedentes de la provincia faunística del Golfo de EE.UU. Estos autores, basándose en un subgenotipo de *Venericardia planicosta*, interpretaron la charnela de *Venericardia* (*Venericor*) como sigue: en la valva derecha,





3 dientes cardinales y en la valva izquierda, 2 dientes cardinales.

Feruglio (1954), con ejemplares del "Suprapatagoniense" de la estancia Abassolo, alrededores de Comodoro Rivadavia, llegó a la conclusión de que Gardner y Bowles habían interpretado mal la charnela de *Venericardia* (*Venericor*) *austroplata*, especie de los mencionados autores, y asignó los ejemplares de Patagonia al género *Megacardita*.

Camacho (en Camacho y Fernández, 1956), describe ejemplares de *V. (Venericor) austroplata* Gardner y Bowles, procedentes de Pico Salamanca. En ese trabajo Camacho diferencia *Venericor* de *Megacardita*, porque *Venericor* posee 3 dientes cardinales en la valva derecha en lugar de 2 que tiene *Megacardita* (pág. 43).

Chavan (1969, pág. 554) acepta como un subgénero de *Venericardia* a *Venericor* Stewart, 1930 con un biocrón Paleoceno-Eoceno, y describe a la charnela de la valva derecha con un diente cardinal 3b y a la valva izquierda con un diente cardinal 2 subtrigonal, un 4b curvado y delgado, un AII tuberculiforme bastante distintivo y un PII superficial en la valva izquierda.

La descripción de la subfamilia proporcionada por Chavan es la siguiente:

Familia **CARDITIDAE** Fleming, 1828

Subfamilia **Venericardinae** Chavan, 1969

**Diagnosis:** Contorno subtrapezoidal a triangular redondeado, umbones fuertemente prosogiros, con lúnula penetrante. Charnela con 3a laminar, otros laterales curvados, laterales aproximados casi obsoletos.

**Edad:** Cretácico superior (Senoniano), Paleoceno-Reciente (Chavan, pág. 554).

**Discusión de la Subfamilia:** Chavan al crear en 1969, la Subfamilia *Venericardinae* agrupó a los géneros que la integran por el carácter de la charnela, por la forma de la valva y por la forma de las costillas. Los géneros son:

*Venericardia*, con 4 subgéneros: *Venericardia s. str.*, *Leuroactis*, *Pacificor* y *Venericor*, *Trapezicardita* y *Megacardita*. Para la discusión que nos ocupa nos interesan especialmente el subgénero *Venericor* y el género *Megacardita*. La subfamilia *Venericardinae* posee charnela heterodonta la cual se divide según los autores en: Charnela lucinoide y cirenoide.

La charnela lucinoide es la que poseen los integrantes de la subfamilia *Venericardinae* y está definida como una charnela de dientes diferenciables unos de otros, casi siempre de contextura grande y fuerte, en un número de tres como máximo, situados debajo del umbón (dientes cardinales). Estos dientes son cortos y divergentes en la parte inferior de la placa cardinal. Anterior y posteriormente a ésta existen dientes laterales, alargados y laminares, en una posición paralela al borde de la placa cardinal. El número máximo de estos dientes es de 4, salvo el caso de *Pauliella* y otros que constituyen excepciones. Estos dientes se forman siempre a expensas de láminas primitivas más o menos largas, subparalelas al borde cardinal al que se superponen; las cifras de las fórmulas dentarias (Bernard, 1895) no indican el número de dientes sino el rango de la lámina primitiva a la cual ellos pertenecen. Si la lámina primitiva queda simple, lleva un número romano impar para la valva derecha y par para la valva izquierda. En los heterodonta, en el principio de su desarrollo muestran en el costado anterior, la aparición de tres láminas primitivas, una en la V.I (II), comprendida entre dos de la V.D. (I y III). Cuando aparecen nuevas láminas se forman siempre dorsalmente, la última lámina que aparece es la IV (excepción de 7 en *Pauliella* y más de 7 en *Gratelouphia*). En la mayoría de los heterodonta, las láminas primitivas no quedan simples, por lo menos en la región anterior, sino que por un fenómeno de "plegamiento" se segmentan en varios "troncos" que se desarrollan en dientes cardinales y laterales. Para una conchilla desarrollada, los dientes laterales son designados con las letras A y P (anterior y posterior) y son acompañadas por números romanos que indican de qué lámina primitiva provienen. Los dientes cardinales son representados por cifras árabes que corresponden a las láminas primitivas de donde provienen y su situación con respecto al ligamento y están seguidas por las letras a (anterior) y b (posterior). Por ejemplo, 3b indica un diente cardinal de la valva derecha, proveniente del segmento posterior de la lámina primitiva III.

La fórmula dentaria para pelecípodos con charnela lucinoidea es:

AI	AIII	3a	3b	PI	PIII
AII		2	4b	PII	PIV

La Subfamilia *Venericardinae* Chavan, 1969, posee el tipo de charnela lucinoide, con un "3a laminar, otros cardinales curvados", laterales aproximados u obsoletos. A continuación se proporcionan las fórmulas dentarias interpretadas según las diagnósisis de su autor (Part N, pág. 554).

*Venericardia* (*Venericardia*): 3a 3b, AII, 2 y 4b  
V. (*Venericor*): 3a, AII, 2, 4b y PII

*Megacardita*: 3a 3b, AII, 2 y 4b

El género que aparece representado en los sedimentos de Patagonia, los que han sido denominados *Venericor* por algunos autores o *Megacardita* por otros, posee la siguiente fórmula dentaria:

3a, 3b;            2 y 4b

Gardner y Bowles (1939) describen la charnela del subgénero (*Venericor*) Stewart: "A short thin laminar anterior cardinal, a heavy, somewhat scimitar-shaped medial cardinal, and a laminar posterior cardinal produced along the inner margin of the nymph in the right valve; a short anterior and produced posterior cardinal, both of them moderately heavy and separated by a deep and obliquely produced ligament pit, in the left valve" (pág. 168).

Lo que se ve claramente en los ejemplares de Chubut es que en la valva derecha, existen 3a y 3b ya que el supuesto diente cardinal posterior derecho carece de foseta que lo contenga en la valva izquierda; es decir que los autores norteamericanos mal deben haber podido asignar los ejemplares de Punta Malaspina al subgénero *Venericor* (*op. cit.*, pág. 188). Es conveniente aclarar que ellos puntualizaron que los dientes resultaron muy dañados al separar las valvas. Por lo tanto lo que se ha interpretado como un tercer diente cardinal es la ninfa, que en los individuos de nuestro país, la poseen en relación acorde a su tamaño o sea robusta y gruesa.

En el desarrollo de las charnelas heterodontas aparecen tres láminas primitivas; II en la V.I. y I y III en la derecha. De la lámina II proviene el diente 2 en la V.I. y de la I y III provienen respectivamente los dientes 3a y 3b de la V.D.; por lo tanto, la fórmula dentaria dada por Gardner y Bowles (*op. cit.*), no correspondería a una charnela lucinoide sino a una del tipo cirenoide, que presenta dicha fórmula 3a 1 3b 2 y 4b

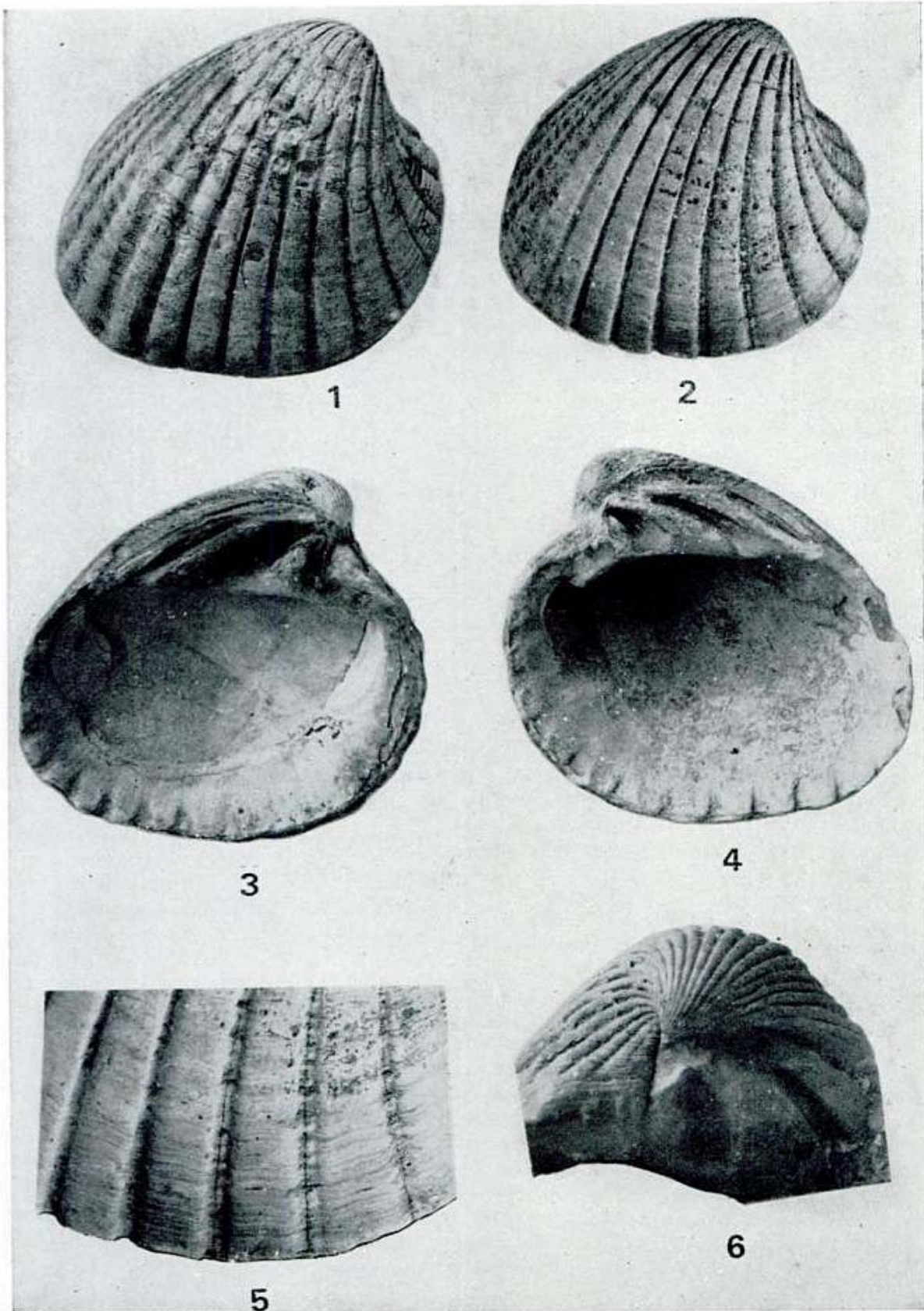
donde 1 representa un diente "cardinal medio" que aparece en las charnelas cirenoides, por el solo hecho de que proviene de la lámina primitiva que queda simple y no se divide (Manigault, 1969).

Stewart (1930, pág. 153) no describió la charnela que caracteriza al Subgénero, de manera que la interpretación de Gardner y Bowles, basada en un subgenotipo de Grignon, Cuenca de Paris, de donde Lamarck describiera por primera vez a *Venericardia planicosta*, es la que fue tomada a partir de 1939 como válida para el subgénero *Venericor*.

Stewart ponderó especialmente la forma de las costillas sobre la base de la diagnósisis de Lamarck que dice: "Testa crassissima, costis planis". Según nuestras observaciones, en *Venericor*, en las etapas juveniles, las costillas son angulares, y gradualmente se vuelven chatas, con espacios intercostales angostos. Las costillas poseen como carácter conspicuo, una gradual obsolescencia en la región anterior de las valvas, haciéndose notables las líneas de crecimiento.

Feruglio (1954) reubica a los ejemplares descritos por Gardner y Bowles (1939) en el subgénero *Megacardita*, elevado por Chavan a género en 1969. Transcribimos su descripción: "Dente anteriore de la valva destra 3a situato direttamente sotto l'umbone, corto; largo, quasi verticale e confuso col margine lunulare; dente cardinale 3b triangolare, obliquo, allungato e alquanto incurvato nella parte superiore, molto sporgente, con la facce laterali segnate da finissime striae transversali. Nella valva sinistra, il dente anteriore situato sotto l'umbone, obliquamente allungato, alyo e ben distinto dal margine lunure, da cui e separato mediante una profonda fosetta acutamente triangolare, que accoglie il dente 3a; il dente posteriore e lungo, obliquamente incurvato, sriato sulle sue facce interne, separato dall' anteriore mediante una fosetta pel dente 3b molto grande, obliquamente incurvata e divisa della ninfa a mezzo di un solco profundo. Ninfa legamentare lunga, obliqua, ricurva, alquanto divergente dal dente mediano 3b, dal quale e separata mediante una fossetta molto profonda, a pareti laterali striate transversalmente. Il margine interno de la ninfa e rialzato in una grossa lamella" (Feruglio, 1954, págs. 31-32).





Lám. I. — 1 y 2 b: *Neovenericor abasolensis* (Camacho) vistas externas de valva derecha. Nótese que las costillas no presentan obsolescencia, en su parte anterior. 3: interior de valva izquierda y 4: interior de valva derecha. 5: detalle de la región anterior de la valva. 6: detalle de la región umbonal para apreciar la sección de las costillas.

**Descripción del nuevo género propuesto**Familia **CARDITIDAE** Fleming, 1828Subfamilia **Venericardiinae** Chavan, 1969Género *Neovenericor* nov. gen.

Lám. I, figs. 1-6

*Especie tipo: Venericardia (Venericor) abasolensis* Camacho, 1956. Ea. Abasolo (Comodoro Rivadavia) Chubut.

*Diagnosis:* Conchilla grande, con costillas radiales redondeadas en la etapa juvenil, tendiendo a aplanarse en los adultos. Charnela típica de la subfamilia, con 3a, 3b en la V.D. y 2 y 4b en la V.I., ninfas ligamentarias muy replegadas.

*Especies asignadas: Venericardia (Venericor) austroplata* Gardner y Bowles; *V. (V.) wichmanni* Camacho.

*Edad:* Oligoceno superior.

*Distribución:* Formación Patagonia; Miembro Monte León.

**Neovenericor abasolensis (Camacho)**

1956. *Venericardia (Venericor) abasolensis* Camacho, *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XI, pág. 44, lám. I; fig. 1 y lám. II, fig. I.

*Descripción:* Valvas grandes, gruesas, de contorno transversal elíptico, muy inequilaterales. Placa charnelar fuerte y gruesa. Valva derecha con dos dientes cardinales: 3a grueso casi vertical, 3b muy grueso, más largo que alto, oblicuo, de forma subtriangular, subparalelo a la ninfa. Ninfas ligamentarias gruesas y replegadas siguiendo el contorno dorsal. Valva izquierda con dos dientes cardinales: 2a grueso subtriangular y 4b, grueso alargado siguiendo paralelamente a la ninfa replegada. No se observan dientes laterales en ninguna de las dos valvas. Ornamentación de costillas radiales regulares. La ornamentación juvenil es de costillas planas, las cuales siguen con este carácter en la etapa adulta. El número es de 18 a 20, separadas por espacios intercostales que equivalen aproximadamente a la mitad del ancho de la costilla. En algunos individuos sin embargo, el espacio intercostal puede llegar a ser más estrecho. En la región anterior de las valvas no posee obsolescencia de la costulación. Línea paleal entera, impresión del músculo aductor anterior rectangular, de bordes redondeados, del músculo aductor posterior subcuadrangular

y más grande que el anterior. En el borde anterior y en el interior de las valvas, se distinguen las marcas de las costillas fuertemente impresas. Escudete alargado y estrecho, lúnula no definida.

*Dimensiones (en cm)*

Alto	Ancho	Espesor
10,55	10,39	—
10,70	10,23	—
10,55	10,23	—
9,46	8,8	5,00
10,60	10,64	8,00
12,20	12,50	—
9,15	8,75	—
12,00	13,50	—
11,00	12,50	8,00
12,00	12,50	6,40
10,00	12,50	—
11,60	13,50	7,00
11,50	13,00	—

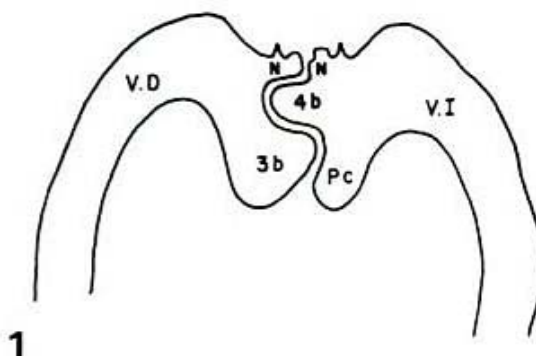
*Repositorio:* S.G.N.N. 15.488.

**Conclusiones**

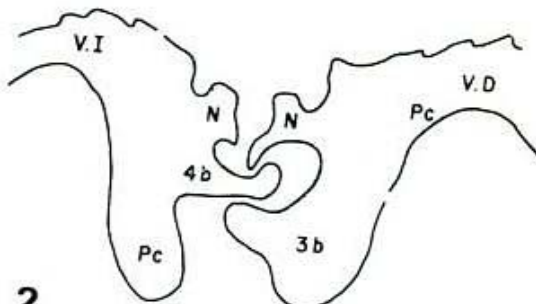
Los individuos de Argentina, asignados al subgénero *Venericor* por Camacho (en Camacho y Fernández, 1956) han sido tomados por este autor, como indicadores de una segura edad eocena en estratos de la Formación Patagonia (Camacho, 1967 y 1974). Camacho, siguiendo a Gardner y Bowles, los clasificó como *Venericardia (Venericor)* por la presencia en la valva derecha, de 3 dientes cardinales (*op. cit.*, pág. 43). En el mencionado trabajo creó una especie nueva *V. (Venericor) abasolensis*, sin discutir las diferencias con *V. (V.) austroplata* Gardner y Bowles; además, tomando el ejemplar figurado por Feruglio (1954) creó otra nueva especie: *wichmanni*, sin descripción ni comparación alguna.

A partir del estudio de numeroso material, hemos llegado a la conclusión de que la charnela de los ejemplares atribuidos por Camacho al subgénero *Venericor*, ha sido erróneamente interpretada. En efecto, siguiendo la evolución de las charnelas, y teniendo en cuenta el agrupamiento de las charnelas heterodontas ya que la Subfamilia *Venericardiinae* pertenece al Grupo Lucinoide, hemos creído de fundamental importancia la investigación de un tercer diente cardinal en la valva derecha, tal como lo describió Camacho, para *Venericardia (Venericor) abasolensis*. Para ello, las autoras efectuaron, en ejemplares cerrados con ambas valvas, atribuibles a *V. (V.)*

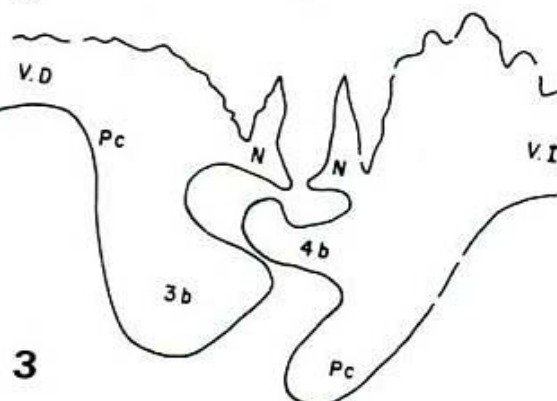




1



2



3

Lám. II. — *Neovenericor austroplata* (Gardner y Bowles). Corte transversal a las ninfas, 1/3 por detrás de los umbones. 2: *Neovenericor austroplata* (Gardner y Bowles). Corte transversal a las ninfas, 1/2 detrás de los umbones. 3: *Neovenericor austroplata* (Gardner y Bowles). Corte transversal a las ninfas, 1/2 detrás de los umbones. V.D: Valva derecha. V.I: Valva izquierda. Pc: Placa charnelar. N: Ninfas. 3bs Diente cardinal V.D. 4b: Diente cardinal V.I.

*abasolensis* Camacho y a *V. (V.) austroplata* Gardner y Bowles, cortes transversales al plano de unión de las valvas (ver lám. II), preferentemente en la mitad posterior de las valvas. De esta manera, se han podido comprobar repliegues de la ninfa ligamentaria en las dos valvas. Estos se deben muy probablemente, al tamaño que alcanzaron estos individuos, dimensiones bastante grandes para los bivalvos (exceptuando los Ostreidae y otros grupos), y el ligamento externo necesitaba tener un buen apoyo en la parte calcárea, en el momento de abrir las valvas.

Este carácter de las ninfas ha inducido

a Camacho a interpretar un tercer diente cardinal, pero, tal como ya lo observara correctamente Feruglio, en realidad sólo posee dos dientes cardinales en la valva derecha, ya que en la valva izquierda no existe ninguna foseta para alojar el supuesto tercer diente cardinal.

Como los dientes cardinales son grandes y prominentes, al lado de cada uno de ellos la cavidad correspondiente es profunda. Por ello el hueco al lado del diente 4b en la V.I. de "*Venericor*" *abasolensis*, figurada por Camacho y que hizo suponer un tercer diente cardinal en la V.D. es en realidad



la pared del diente y asimismo la cavidad donde se ajusta el repliegue de la ninfa ligamentaria de la valva derecha.

Los individuos de Patagonia, pueden diferenciarse de *Megacardita*, por la posición menos inclinada de los dientes cardinales respecto del borde dorsal y por la ausencia de un AII en la valva izquierda. De *Venericor*, podemos distinguirlo por la ausencia de un tercer diente cardinal en la valva derecha, la ausencia de un diente tuberculiforme en la valva izquierda y también porque en esa misma valva, no presenta laterales AII y PII (según Chavan, 1969, pág. 556). En los ejemplares de Patagonia, la valva derecha posee, como se indicó más arriba, solamente dos dientes cardinales: 3a y 3b y en la valva izquierda 2 y 4b, no poseyendo dientes laterales en ninguna de las valvas.

Respecto de la costulación, podemos indicar que en *Venericor* las costillas juveniles son angulares, volviéndose planas en los individuos adultos, además de presentar una abolescencia de costulación en la región anterior de las valvas; mientras en los individuos de *Neovenericor* no se observa este carácter en la costulación. En *Megacardita*, las costillas juveniles son redondeadas, continuando con esta característica en los adultos. Las especies de Patagonia poseen costillas juveniles planas, continuando con el mismo carácter en los adultos.

Analizados todos estos elementos, podemos concluir que estamos en presencia de un nuevo género, cuyas características son intermedias entre *Venericardia* (*Venericor*) Stewart y *Megacardita* Sacco, al cual denominamos *Neovenericor* nov. gen. cuyo biocrón es Oligoceno.

En América del Sur se han citado especies de *Venericardia* (*Venericor*) para el Terciario inferior de Perú. La fauna contiene numerosos individuos identificados por Olsson (1928) como variedades de *Venericardia planicosta* Lamarck, actualmente especie tipo del subgénero *Venericor* Stewart, 1930. Si bien las descripciones de Olsson son muy completas en cuanto a la costulación, en cambio adolecen de descripción charnelar. Lamentablemente no hay figuras del interior de las valvas, por lo cual no podemos comparar las charnelas. Es remarcable el pequeño tamaño de las especies peruanas, con excepción de *Venericardia samanensis* Olsson.

## Edad y correlación

En la localidad tipo de la Formación San Julián, Bertels (1970 y 1975) encontró, en el miembro inferior de dicha formación los foraminíferos planctónicos *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina ciperensis*, *Globorotalia opima* y *Globigerina angulifuturalis*. A la primera de ellas, dicha autora (1970) la ubica como perteneciente a la Formación San Julián y la misma autora (1975) la ubica en el miembro inferior de la Formación San Julián, o sea Miembro Gran Bajo (Bertels, 1977). Las restantes formas están limitadas a la Formación Monte León (Bertels, 1970). La autora citada, propone tentativamente la presencia de tres zonas bioestratigráficas y las correlaciona con las establecidas por Banner y Blow (1965) y Berggren (1969 a y b) para el piso Chattiano de Europa.

Estas zonas, también son correlacionables con los pisos marinos de Nueva Zelanda, desde el techo del piso Whaingaroan, piso Dunroonian, hasta el techo del Waitakian.

Malumián y Masiuk (1971 a) estudiando la perforación S.C. 1 de Cuenca Austral, y la Perforación Puerto Belgrano 23 (Malumián, 1969) registraron la presencia de un foraminífero bentónico del género *Cribrorotalia* Hornibrook, 1968.

En Nueva Zelanda dicho género muestra cierta evolución en sus especies, hecho que permite su utilización como fósil característico de determinados pisos a partir del Eoceno (Malumián y Masiuk, 1971, pág. 214).

En la perforación P.B. 23 la especie *Cribrorotalia hornibrooki* forma *typica* se registró asociada con *Globigerina wachitensis ciperensis* Bolli y *Globorotalia opima* Bolli, esta última marca la zona P 21 de Blow y Berggren, que indica Oligoceno superior (Chattiano).

Recientemente, Bertels (1977) estudiando la asociación de foraminíferos bentónicos de las localidades tipo de la Formación Patagonia, encontró varias especies de *Cribrorotalia*, entre ellas *C. hornibrooki* forma *typica*, *C. planoconvexa* y otras especies nuevas, que indican Oligoceno para los estratos de la Formación San Julián. De esto se deduce que el piso juliano es Oligoceno (Chattiano), y por lo tanto la Formación Monte León es más joven.

Camacho (1956, pág. 42) opina que: "La presencia del grupo planicosta, en la base de los sedimentos patagónicos es, a nues-

tro juicio, el argumento de mayor valor que se ha esgrimido hasta el presente para fechar la transgresión patagónica”.

“Constituye un grupo de distribución mundial cuya evolución se ha desarrollado exclusivamente durante el Eoceno...”.

Stewart (1930, pág. 151) también afirma que: “This group seems to have been confined to the Eocene and is here named Venericor”.

Años más tarde, Chavan (1969, pág. 556) le asigna a *V. (Venericor)* un rango que va del Paleoceno al Eoceno. Por otra parte Camacho (1974, pág. 47) refiriéndose a la Formación San Julián dice: “Las localidades fosilíferas principales han proporcionado 105 especies de invertebrados más foraminíferos y vertebrados (dientes de selaceos), pero que no hemos tenido en consideración en nuestra valoración”. En párrafos posteriores el mismo autor (*op. cit.*, pág. 47) acota: “Géneros característicos de la Formación San Julián son: *Iheringiella*, *Neoinoceramus* y *Parinomya*. Los dos primeros son exclusivos de la región austral y el tercero se halla restringido a la India y Perú; en este último país se encuentra en las Formaciones Paríñas y Restin las que, por sus microfósiles, son del Eoceno inferior”.

Camacho (*op. cit.*, pág. 48) le asigna edad a la Formación San Julián; “. . . la posición estratigráfica de estos depósitos debajo de los “Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*”, a los cuales ubicamos en el Eoceno superior, indicarían la posibilidad de que la Formación San Julián pueda corresponder más precisamente, al Eoceno inferior y quizá, también al medio”.

El autor ya citado (*op. cit.*, pág. 47) acota que: “las características suturales del único cefalópodo de esta Formación, *Aturia caroli ameghinoi* Ih; concuerdan con las de otras formas eocenas sudamericanas. . .”.

La familia *Aturiidae* Chapman, 1857 (Kummel, 1964) tiene un biocrón que va del Paleoceno al Mioceno. Y el género *Aturia* Brown, 1838 (*op. cit.*, pág. 457) tiene un biocrón que respeta el de la familia: Paleoceno-Mioceno.

Miller (1947, pág. 7) indica con interrogante el biocrón asignado a *Aturia caroli ameghinoi* que dice ser del Eoceno? El mismo autor (*op. cit.*, pág. 11) al referirse a Argentina y Chile dice: “These are *Aturia caroli ameghinoi* (Ihering) of southern Argentina, *A. felschi* Ihering of south-central Chile, and *A. bruggeni* Iher-

ing of the Chilean portion of Tierra del Fuego. Only one or two representatives of study any of the specimens, it is clear from the published illustrations and descriptions of them that all are referable to the Genus *Aturia*, and it seems likely that all are Early Tertiary (probably Eocene) in age”.

Camacho (*op. cit.*, pág. 47) al referirse a *Iheringiella* expresa que: “Es un *Monophorasteridae* íntimamente vinculado con *Monophoraster* y en Antártida Oriental se halló un trozo de ambulacro de un representante de esta familia, asociado con una microflora eocena”.

La familia *Monophorasteridae* está, por ahora restringida a América del Sur, y es exclusiva del Mioceno, teniendo todos sus géneros dicha edad (W. Durham, 1966).

Respecto al género *Parinomya* (actualmente es un subgénero de *Carolia* Olsson, 1928), sería interesante conocer la localidad de su hallazgo, pues no ha sido citado para el “patagónico”, ni encontrado en él, según se infiere de las listas de fósiles dadas por Feruglio para esta Formación (Feruglio, 1949, págs. 250 a 265).

Como bien acota Camacho (*op. cit.*, pág. 47): “Se halla restringido a la India y el Perú”.

El género *Neoinoceramus* no puede ser considerado fósil guía del Juliano, ya que su hallazgo ha sido mencionado solamente 2 veces en la literatura siempre restringida al Golfo de San Jorge y una mención de su hallazgo en Chile: Formación Agua Fresca; Cecioni *et al.*, 1974, lo menciona para el Paleoceno.

Por otra parte, el género *Neoinoceramus* se halla colocado con dudas dentro de la Familia *Inoceramidae* por la falta de un completo conocimiento de su charnela, y además figura con una edad: ?Oligoceno (Ihering, 1902).

En los primeros párrafos de este capítulo se habla de Bertels (1970) que encuentra en la Formación tipo de Monte León los foraminíferos: *Globigerina ciperoensis*, *Globorotalia opima* y *Globigerina angulissuturalis*, dichas formas indican la zona, universalmente reconocida, propuesta por Banner y Blow (1965) y Blow y Berggren (1969) P 21 que corresponden, junto con la zona P 20 al Chattiano de los pisos Europeos y al techo del piso Whaingaroan hasta el Waitakian de Nueva Zelanda, estamos por lo tanto, ante una edad de Oligoceno superior para la Formación Monte León.

Es entre la Formación San Julián (Cama-

cho, 1974) y la Formación Monte León, que dicho autor ubica los "Estratos con *monophoraster* y *Venericor*", dichos "estratos", según las observaciones en el campo, estos se ubicarían sobre lo que es "Formación San Julián" por lo tanto la edad asignada a estos es Chattiano, o sea Oligoceno superior.

Camacho (1974, pág. 49) cita que: "Posiblemente pertenezcan a los «Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*» diversos afloramientos distribuidos por una extensa área de la Provincia de Chubut y sur de la de Río Negro, entre el meridiano 69° y la costa atlántica. Uno de ellos, el único descrito hasta el presente, es el de Arroyo Verde (García, E. R., 1959)". García, E. R. y Levy, R. (1977) redescubren la fauna de Arroyo Verde y le atribuyen una edad de Eoceno medio, para dicha fauna basándose en la presencia del género *Campanile* "...asegura una edad Eocena y que el grupo del *C. giganteum*, al cual pertenece el *C. benecki* representa una edad Luteciana, restringido en la cuenca de París por el *Nummulites laevigatus* en la base del Luteciano y por el *N. variolarius* en el Auversiano inferior...". Por otra parte Riggi (1979) establece que existen marcadas diferencias petrográficas entre ambos depósitos.

Dada la ausencia del llamado "Venericor" y del *Monophoraster*, en los yacimientos de Arroyo Verde, mal pueden ser correlacionados con las llamadas "Capas con *Monophoraster* y *Venericor*".

Si comparamos la megafauna de la Formación Arroyo Verde con la de la Formación Patagonia, veremos que no tienen elementos comunes, salvo una aparente similitud de *T. pseudohauthali* con la *T. hauthali* de Patagonia, y además la presencia de *Campanile* aff. *benecki*, asegura la edad Luteciana. Este gastrópodo nunca se halló en Patagonia en estratos de edad Oligoceno superior.

Es muy importante destacar aquí que, según observaciones personales en el terreno, no se trata de un único nivel el portador de *Neovenericor* sino que se repite varias veces, por ejemplo en Pico Salamanca, o en otros afloramientos del Miembro Monte León, pero siempre asociados con la restante fauna típica de Formación Patagonia, como también sucede en Isla Escondida, Ea. La Perla, etc.

Ya Hatcher (1900) había supuesto una

edad similar para la Formación Patagonia, no solamente para los afloramientos de la costa atlántica, sino para los de la cordillera patagónica, en la suposición de que era solamente un cambio de facies o tal vez profundidad de cuenca, el hecho de hallar o no determinadas especies comunes.

Según Camacho (*op. cit.*, pág. 51) menciona: "Otro fósil guía del Paleoceno-Eoceno es *Cubitostrea*, representado en este caso por *Ostrea (Cubitostrea) frenguelli* Feruglio, semejante a *Ostrea (Cubitostrea) ameghinoi* Ih...". Al parecer el género *Cubitostrea* ha sido hallado también en el Oligoceno de Europa (Treatise Mollusca 6 - N pág. 1142) y en Argentina en capas señalados para la "Formación Roca" de la localidad tipo, de edad Daniano.

En el miembro Monte León, es en realidad donde se desarrolla extensamente la fauna del llamado "Venericor". Dicho Miembro está descrito para la localidad tipo Gran Bajo de San Julián. Camacho (*op. cit.*, pág. 52) los correlaciona: "Al norte de esta última región, entre Camarones y Trelew, especialmente en el valle inferior del río Chubut, existen sedimentitas con faunas de cetáceos y pingüinos similares a las de la Formación Monte León y con la cual se correlacionarían". Para los aspectos litoestratigráficos remitimos al lector a los trabajos de Riggi (1978 y 1979) donde se analiza extensamente este tema.

Bertels (1970) como ya se observó en párrafos anteriores se basa en el estudio de foraminíferos planctónicos para darle edad Chattiano a su Formación Monte León.

También los estudios basados en dientes de seláceos hallados en el miembro Monte León (Astra, Chubut) por Cione (1978), proporcionaron idéntica edad, por la presencia de *Lamna* e *Isurus*. Por otra parte, estos ejemplares indican aguas de temperatura por lo menos templada cálida.

Por todo lo expuesto, el nuevo género *Neovenericor* nov. gen. posee edad Oligoceno superior.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al Servicio Geológico Nacional por haber permitido la realización del trabajo de campo. Al doctor Francisco Nullo por la lectura crítica del manuscrito y las fotografías del material.

**Lista de trabajos citados en el texto**

- Andreis, R. R., M. M. Mazzoni y L. A. Spalletti, 1975. *Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia de Chubut, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (1): 85-103.
- Banner, F. T. y W. H. Blow, 1965. *Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene*. Nature, 208, págs. 1164-1166.
- Bertels, A., 1970. *Sobre el "Piso Patagónico" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (Rep. Arg.)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 495-501.
- 1975. *Bioestratigrafía del Paleogeno en la República Argentina*. Rev. Esp. Microp., Vol. VII, Nº 3, págs. 429-450.
- 1977. *Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo, provincia de Santa Cruz, República Argentina*. Ameghiniana, XIV (1-4): 233-293.
- Berggren, W. A. y van J. A. Couvering, 1974. *The late Neogene*. Paleo., Vol. 16 (1-2): 1-216.
- Camacho, H. H., 1967. *Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (4): 253-279.
- 1974. *Bioestratigrafía de las Formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. An. Acad. Cs. Ex. Fis. y Nat., 26: 39-57.
- 1979. *Descripción geológica de la Hoja 47 h-48 g, Bahía Camarones*. Serv. Geol. Nac. Bol. Nº 153, Buenos Aires.
- Camacho, H. H. y J. A. Fernández, 1956. *La Transgresión Patagónica en la costa Atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del Río Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XI (1): 23-41.
- Cecione, G., von G. Goetsche y J. Alvarez, 1974. *Anticlinales Prat y Canelos, Seno Otway, Magallanes*. Fac. Cs. Fis. y Nat. Dpto. Gral. Un. Chile, 42: 1-18.
- Cione, A. L., 1978. *Aportes paleoictiológicos al conocimiento de la evolución de las paleotemperaturas en el área austral de América del Sur durante el Cenozoico*. Ameghiniana, XV (1-2): 183-208.
- Chavan, A., 1969. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part. N., pág. 554, Univ. Kansas Press.
- di Paola, E. y H. Marchese, 1973. *Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián - desembocadura del río Santa Cruz) Provincia de Santa Cruz - Argentina*. 5to. Congreso Geológico, Actas III: 207-222.
- Durham, W., 1966. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part U. Univ. Kansas Press.
- Franc, A., 1960. *En Traité de Zoologie*. Tº V, 1eme fasc. Mason E., Paris.
- Franchi, M. R., 1976. *Descripción geológica de la Hoja 46 g, Cabo Raso*. Serv. Geol. Nac., Inf. inéd., Buenos Aires.
- 1977. *Descripción geológica de la Hoja 45 g, Monte Triste*. Serv. Geol. Nac., Inf. inéd., Buenos Aires.
- Franchi, M. R., M. J. F. Haller, O. R. Lapido, R. F. N. Page y A. Pesce, 1975. *Geología de la región nororiental de la provincia del Chubut, República Argentina*. IIº Cong. Ib. Amer. de Geol. Econ. IV: 125-139, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1954. *Alcune nuove Forme di Brachiopodi e Molluschi del Terziario e Cretáceo Superiore della Patagonia*. Public. Inst. Geol. Univ. Torino, fasc. II.
- Gardner, S. y E. Bowles, 1939. *The Venericardia planicosta group in the Gulf Province*. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 189 -F-, Washington.
- Malumián, N., 1970. *Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires (Argentina)*. Ameghiniana, 7 (2): 173-204.
- Malumián, N. y V. Masiuk, 1971. *El género Cribrorotalia Hornbrck, 1961 (Familia Elphüdae) en la Argentina*. Rev. Española Microp. 3 (3): 293-300.
- Manigault, P. 169 *Traité de Zoologie*, V. Pierre Grassé.
- Marshall, L., R. Pascual, G. Curtis y R. Drake, 1976. *South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia Science*. 195: 1325-1328.
- Marshall, L. y R. Pascual, 1977. *Nuevos marsupiales cacoolestidae del "Piso Notohipidense" (SW de Santa Cruz, Patagonia) de Ameghino, sus aportaciones a la cronología y evolución de las comunidades de Mamíferos Sudamericanos*. Museo Mun. Cs. Nat. M. del Plata, 2 (4): 91-122.
- Miller, A. C., 1947. *Tertiary nautilus of the Americas*. Geol. Soc. Am. Mem. 23.
- Riggi, J. C., 1978. *La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2): 158-171.
- 1979a. *Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 1-11.
- 1979b. *Nomenclatura, categoría litoestratigráfica y correlación de la Formación Patagonia en la Costa Atlántica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (3): 243-248.
- Russo, A., 1953. *Levantamiento geológico al N de Pico Salamanca entre el mar y La Pampa del Castillo, Salamanca y Malaspina; escala 1:100.000*. YPF. Inf. inéd., J 165.
- Sacco, 1899. *I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria*. Parte XXVII. 441 figure, Torino.
- Stewart, R. B., 1930. *Gabbs California Cretaceous and Tertiary Type lamellibranches*. Acad. Nat. Sci. Philadelphia Spec. Publ. 5: 150.
- Recibido: Julio 17, 1979.
- ELSA ROSSI DE GARCIA Servicio Geológico Nacional,  
REGINA LEVY Av. Santa Fe 1548 - 2º  
MARIO FRANCHI 1060 Buenos Aires.