

EN EL VIGESIMO QUINTO ANIVERSARIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Por CARLOS D. STORNI

En ocasión de cumplirse el vigésimo aniversario de la Asociación, se incluyó como nota inicial del tomo XX Nº 1, la "Declaración de Principios" que dio a conocer la orientación y móviles que guiaban a los fundadores de la Asociación Geológica Argentina y esa expresión ética de aquel grupo de jóvenes geólogos y de los que hoy son ya centenares, sigue y seguirá siendo la norma orientadora de la actuación de los integrantes de la entidad.

Llegamos ahora al vigésimo quinto aniversario, manteniendo aquellos principios que han fortalecido y prestigiado la Institución, dispuestos siempre a prestar decidido concurso a la obra de engrandecimiento nacional mediante el continuado trabajo, la investigación científica y la invariable contribución para difundir con amplitud el avance de la ciencia geológica argentina en general. Es que los nobles propósitos, como fueron y son los que nos animan, son siempre las causas determinantes de obras de proyecciones, de grandes beneficios y de resultados positivos.

Los que el 30 de junio de 1945 fundaron la Asociación, Horacio J. Harrington, Cristian S. Petersen, Armando F. Leanza, Osvaldo I. Bracaccini, Félix González Bonorino, Carlos D. Storni y Victorio Angelelli, constituyeron la Comisión Organizadora Provisional y su labor eficiente durante un año, consistió en la adopción de disposiciones conducentes a acelerar la aparición del primer número de la Revista, iniciar y acrecentar la inscripción de asociados y obtener el apoyo de entidades estatales y privadas, proyectar el Estatuto social y gestionar, a continuación, la obtención de algunas facilidades que permitieron su normal funcionamiento.

La Comisión Organizadora fue constituida de la siguiente manera:

<i>Presidente:</i>	Horacio J. Harrington
<i>Vicepresidente:</i>	Carlos D. Storni
<i>Secretario:</i>	Cristian S. Petersen
<i>Tesorero:</i>	Félix González Bonorino
<i>Vocales:</i>	Osvaldo I. Bracaccini Armando F. Leanza Victorio Angelelli

This One



PRYH-AZZ-WU6C

Durante el año de actuación de esa Comisión, la labor desarrollada fue eficiente, pues además de lo que se ha mencionado con respecto a la Revista y el Estatuto, su preocupación por incrementar la inscripción de asociados activos y adherentes que alcanzaron a 72 de los primeros y 132 de los segundos, se designaron miembros honorarios, correspondientes y protectores.

La aparición y difusión de la Revista alcanzó marcada trascendencia desde el primer momento, provocando comentarios favorables de los diarios metropolitanos, al propio tiempo que prestigiosas instituciones nacionales estatales y privadas se interesaban por recibirla y establecer canje; asimismo las opiniones generalmente expresadas por intelectuales que revisaron los artículos aparecidos, fueron muy favorables sobre el valor de trabajos incluidos.

Cabe mencionar también como demostración de la intensa preocupación de la Comisión Organizadora, su interés por desarrollar un amplio programa de *Reuniones de Comunicaciones* las que se iniciaron a mediados de junio de 1946, durante dos días en las que participaron los doctores Harrington, Braccini, Petersen, Dessanti, De Ferrariis, Lambert y Leanza. Esas reuniones se efectuaron con asistencia de numerosa concurrencia.

Con los resultados positivos de una labor continuada, se llega al final del primer año de existencia de la entidad, preparada para realizar la primera Asamblea General Ordinaria que consagraría la primera Comisión Directiva para regir sus destinos, mediante la elección de sus miembros.

Se estima oportuno mencionar algunos conceptos expresados por el presidente de aquella Comisión Organizadora, al leer la Memoria del primer ejercicio en ocasión de realizarse la sesión de esa primera Asamblea General Ordinaria.

« De acuerdo con las prescripciones del Estatuto provisional que nos ha regido durante este primer ejercicio de la existencia de nuestra Sociedad, nos proponemos dar cuenta de las distintas cuestiones que se relacionan con la organización de la misma ... ».

« *Cómo nació la Sociedad Geológica Argentina.* Desde mucho tiempo atrás existía en nuestro ambiente el propósito de crear la asociación que agrupara a todos los geólogos del país, para que estimulando la colaboración, estrecháramos vínculos científicos y personales. Con tal finalidad, unos pocos de nosotros, siete solamente, nos reunimos el día 30 de junio de 1945 y resolvimos crear la Sociedad; decidimos en esa oportunidad, constituirnos en Comisión Directiva Organizadora, expresar en una declaración de principios, que dimos a conocer, los propósitos y la finalidad de la Sociedad, entre los cuales figuraba como el principal el de publicar la Revista de la Sociedad Geológica Argentina, que sería el órgano oficial de la entidad. Estas y otras cosas más nos propusimos realizar y tengo la seguridad que por la unidad con que hemos actuado, la sinceridad en nuestros sentimientos y la diligencia puesta por mis colegas de Comisión, se ha logrado salvar muchas dificultades, propias de toda organización naciente y ello nos permite afirmar que la Sociedad Geológica Argentina, tiene ya vida propia y próspera, por que ha recibido el apoyo de todos vosotros, apoyo que lo creemos decidido, leal, sincero y sobre todo, animado por el puro sentimiento de bien común ».

« Es de vuestro conocimiento cómo se halla constituida la Comisión Organizadora, en cuanto a los cargos que ocupamos cada uno de nosotros; la

asignación de dichos cargos, ha sido una expresión unánime de nuestra voluntad colectiva y cada uno ha cumplido con las funciones que le fueron señaladas». *Acta de la Primera Asamblea General Ordinaria, 28 de Junio de 1946.*

Consta en esa acta que la elección de la Comisión Directiva fue un acto lleno de entusiasmo y si bien numerosos miembros activos fueron postulados para integrarla, triunfó y se consagró la nómina que incluía los nombres de los siete fundadores de la Sociedad Geológica Argentina. Los cargos fueron ocupados en su orden, en la misma forma que lo fue en la Comisión Organizadora.

Bien estará que se mencione en esta ocasión un hecho que precedió al acto eleccionario. El doctor Lambert solicitó la palabra, para dar lectura antes de la elección a algunas expresiones redactadas al efecto y concedida que le fue la autorización, se expresó de la siguiente manera:

“Si bien no es costumbre que un miembro de una Sociedad de carácter exclusivamente científico fundamente el voto que ha de emitir, con motivo de la elección de su Comisión Directiva, creo que por tratarse de la primera Comisión Directiva, mis colegas no encontrarán del todo fuera de lugar que una vez desee expresar una opinión que aunque exclusivamente personal, a lo mejor refleja el pensamiento subconsciente de muchos, si no la totalidad de nosotros”.

“La Sociedad Geológica cumple su primer año de vida activa y en este grato aniversario corresponde elegir la primera Comisión Directiva que ha de suceder a la Comisión Organizadora. Al efecto me permito solicitar a todos mis colegas tengan a bien reconocer el valor de la tarea cumplida por esta Comisión Organizadora durante la primera infancia de la Sociedad.

“Hemos recibido dos números de una Revista cuya presentación esmerada puede satisfacer a los más exigentes; hemos asistido a dos Reuniones de Comunicaciones que se han desarrollado en un ambiente de agradable cordialidad y sincero respeto, como corresponde a una reunión de verdaderos geólogos, los cuales, es sabido, si bien no están siempre de acuerdo en cuanto a interpretaciones, no dejan de respetarse y estimarse mutuamente al presentar objeciones que habían podido escapar al examen autocrítico del autor que somete sus observaciones o deducciones al recto y sereno juicio de sus colegas.

“Todo esto lo debemos a la Comisión Organizadora. Esta a mi juicio, no ha terminado con sus deberes. Debe seguir velando por la todavía frágil criatura que es nuestra Sociedad y debe guiarla aún en sus primeros pasos.

Por lo tanto, pido a los miembros de la Comisión Organizadora acepten, a pesar de las numerosas dificultades que han de surgir, sobre todo en el orden financiero, acepten, digo, la misión que estoy persuadido, hemos de confiarle para orientar a la Sociedad durante el segundo período que se inicia.

“En cuanto a la Sociedad se refiere, formulo mis más sinceros y fervientes votos para que ella no sea una Sociedad más, sino la Sociedad Geológica Argentina, deseando que sus futuros miembros, los del año 2045, al festejar su centenario y revivir totalmente esta primera Asamblea, sean benévolos al recordar quizá, pero por cierto cariñosamente, los errores que hayamos podido cometer en nuestras observaciones e interpretaciones geológicas.”

El presidente agradeció las palabras del doctor Lambert, esperando que las mismas no influyeran en el ánimo de los presentes en el acto eleccionario.

Los resultados de la elección confirmaron como se ha indicado, a los nombres de los componentes de la Comisión Organizadora, para integrar la primera Comisión Directiva.

La Renuncia del Presidente de la Comisión Directiva. — El 3 de julio de 1946, realizaba su primera sesión la Comisión Directiva elegida en Asamblea; la reunión se efectuaba con la presidencia del vicepresidente, quien después de declarar abierta la sesión, dio lectura a una carta que le dirigiera el 28 de junio anterior, el doctor Horacio J. Harrington, con la que formulaba renuncia indeclinable al cargo de Presidente de la C. D., en virtud de su próximo viaje al extranjero por varios meses y asimismo por sus múltiples ocupaciones que le impedirían atender a las obligaciones que representa la presidencia de la Sociedad.

Al momento de desconcierto entre los miembros de la Comisión Directiva que provocó la lectura de la renuncia del presidente, siguió el de la reflexión serena y entendiendo que nada podía esperarse que modificara tal decisión, se resolvió por unanimidad su aceptación, como una reafirmación del propósito de continuar sosteniendo los principios y acción que con aquel presidente se habían desarrollado.

Decidióse asimismo completar la Comisión Directiva, momentánea y parcialmente desintegrada, a cuyo efecto se resolvió invitar a incorporarse a la misma al doctor Carmelo I. De Ferrariis, por haber sido el candidato que obtuvo el mayor número de votos después de los siete miembros que resultaron elegidos en la Asamblea General Ordinaria.

Así definitivamente organizada la Comisión, prosiguió su labor constructiva y los sucesivos actos producidos, la obtención de la Personería Jurídica, la renovación bianual de las autoridades y la normal aparición de la Revista, contribuyeron a consolidar el prestigio inicial de la Institución.

Todo parece confirmar, que cuantos intervinieron como miembros de las sucesivas Comisiones Directivas en su conducción, cuidaron confirmar la noble preocupación de realizar en la entidad la obra tesonera que ha colocado a la Asociación Geológica Argentina en el cuadro de las instituciones argentinas de bien público y de cultura, científica, que ostenta méritos y prestigio.

Quiénes presidieron la Asociación. — Del 30 de junio de 1945 al 28 de junio de 1946, Horacio J. Harrington; del 3 de julio de 1946 al 15 de septiembre de 1950, Carlos D. Storni; del 16 de septiembre de 1950 al 15 de septiembre de 1952 Horacio J. Harrington; del 16 de septiembre de 1952 a 16 de septiembre de 1954, Félix González Bonorino; del 16 de septiembre de 1954 al 16 de septiembre de 1956, Armando F. Leanza; del 16 de septiembre de 1956 al 5 de julio de 1957, Raúl N. Dessanti que renunció en esa fecha y completa período hasta el 10 de diciembre de 1958, Cristian S. Petersen; del 10 de diciembre de 1958 a 28 de abril de 1961, Tomás Suero; de mayo 20 de 1961 al 15 de septiembre de 1963 Horacio H. Camacho; del 15 de septiembre de 1963 en adelante, Carlos D. Storni, quien deberá completar período el 15 de septiembre de 1971.

Cabe señalar aquí la alteración de los períodos de renovación de la Comisión Directiva. Constituida ésta por primera vez en año par, la renovación bianual debía producirse en tales años; pero fue alterada en 1961, debido a que al terminar el período 1958-15 de mayo-1960, no se cumplió la prescripción de la renovación bianual, pues de acuerdo con el art. 26 del Estatuto, debió efectuarse a más tardar el 15 de septiembre de 1960 y tuvo efecto diez

meses después de terminado el ejercicio que concluyó el 15 de mayo de este último año indicado.

LA REVISTA. *Trabajos publicados, Comentarios, Homenajes.* — En los veinticuatro volúmenes que integran la edición de la Revista, a los que se agregan los números 1 y 2 del tomo XXV en proceso de publicación, han aparecido trescientos sesenta y cinco trabajos de investigación científica original, en el ambiente geológico argentino y uno que otro artículo relacionado con el de otros países. Por su importancia desde el punto de vista informativo, indicaremos que los Comentarios Bibliográficos alcanzan en este ya largo período de la publicación social, a treinta y seis, relativos a obras de prestigiosos autores, argentinos y extranjeros y los más han sido redactados por profesores universitarios o miembros activos de la entidad, de señalada actuación profesional. Podría pensarse que el número de los Comentarios Bibliográficos no es muy elevado; ello obedece a que solamente en los últimos años resolvióse incluir esta sección, asignándole el valor informativo que realmente tiene.

Desde los primeros números de la Revista, se han incluido en sus páginas, notas de homenajes a la memoria de argentinos ilustres, paleontólogos y profesores de nuestras universidades o del extranjero que contribuyeron con sus investigaciones al progreso de la geología y especialmente del territorio nacional, incluyéndose además los que correspondieron a colegas fallecidos. En varias ocasiones se realizaron Reuniones de Comunicaciones para desarrollar temas geológicos de nuestro país, dedicados a la memoria de ilustres colegas argentinos y extranjeros.

Todo ello se encuentra en la Revista de la Asociación Geológica que cumple sus Bodas de Plata plétórica de energía y con un acervo de material científico original, donde no existen transcripciones que llenen páginas carentes de valor, pues, cuando se las incorpora son para confirmar las tesis que se sostienen y como es natural, opiniones de grandes maestros; pero siempre serán limitadas a lo estrictamente indispensable.

También como justo reconocimiento, cuadra aquí hacer mención a la colaboración que siempre recibió la entidad, de parte de la Imprenta Coni donde se edita la Revista desde el primer número y que redobla siempre su obra editorial para acentuar las características que desde el comienzo contribuyó a imprimirle.

Los primeros benefactores: La Comisión Organizadora, en sus primeras sesiones procuró obtener la ayuda material de entidades estatales y privadas y personas que desde el momento inicial auspiciaran a la organización. Por la ayuda recibida del General de Brigada Manuel N. Savio, Director de Fabricaciones Militares y del Teniente Coronel Alfredo Y. Ytzaugarat, Director de Yacimientos Petrolíferos Fiscales que acordaron sumas anuales, las Instituciones mencionadas fueron designadas Miembros Benefactores, posteriormente incluidas en la nómina de Miembros Protectores. En esa misma ocasión, el doctor Juan Keidel hizo llegar a la Comisión Organizadora una importante suma de dinero en donación para ayudar a la organización naciente. Todo ello provocó el reconocimiento de las autoridades de la Sociedad Geológica que interpretó y valoró la acción de protección.

Otras instituciones que figuran en la lista anual que se publica en la Revista, integran la lista de los Miembros Protectores, por que anualmente y con renovados aumentos, aportan sus contribuciones para afianzar a nuestra entidad y así no podemos silenciar la muy loable contribución anual que como

subsidio acuerda el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas para facilitar la impresión de la Revista, lo que ha estimulado a las Comisiones Directivas que se han sucedido desde 1959.

A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, ha de incluir un día en la categoría de sus benefactores; le ha ofrecido un recinto en el cual la Asociación ha desarrollado durante años sus actividades, disfrutando de tranquilidad y utilizando no pocos servicios que facilitaron su acción. Ahora que a corto plazo quizás deba dejar este ambiente de alta cultura, para trasladarse al local que le pertenece en la *Casa de los Geólogos*, se anticipa en esta ocasión a expresar a sus autoridades el profundo agradecimiento por los beneficios recibidos, concedidos con tanta generosidad.

Con fe y confianza. — La Asociación Geológica Argentina, con sus nobles propósitos de superación y animada por la fe y la confianza que estimuló a los fundadores y por la obra ya cumplida y la que ha de desarrollarse, espera de su respetable acción científica en el campo de la investigación geológica, los dignos resultados que afiancen su obra.

LAS SIERRAS AUSTRALES
DE BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA :
CADENA AULACOGENICA

Por HORACIO J. HARRINGTON

RESUMEN

Desde hace tiempo se sabe que existen cadenas plegadas que no pueden considerarse como derivadas de geosinclinales. En este trabajo se analizan el origen y las características de tales cadenas extrageosinclinales y se aplican sus resultados a las Sierras Australes. Después de indagar los conceptos de "cadenas intracontinentales", "plegamiento de fondo" y "cadenas intracratónicas", se hace notar que este último ha perdido su significado geotectónico preciso. Se examinan luego las nociones de "aulacogeno" y de "zonas plegadas intracratónicas derivadas de aulacogenos" proponiéndose, para estas últimas, el nombre de "cadenas plegadas aulacogénicas". Se mencionan las características esenciales y distintivas de los aulacogenos y de las cadenas aulacogénicas, así como sus semejanzas y diferencias con los surcos y cadenas geosinclinales. Las cadenas aulacogénicas pueden hallarse hoy arrasadas, o "rejuvenecidas" por levantamientos epiorogénicos tardíos. Para precisar más claramente el concepto de "cadenas plegadas aulacogénicas" se reseñan las características fundamentales de varias de ellas: el Timan, la región de Pechora y la fosa del Gran Donbass de Rusia, las cadenas de Ougarta de Argelia, la zona de Benue-Abakaliki de Nigeria y las Montañas del Cabo de Sud Africa.

Con estas ideas *in mente* se analizan los rasgos básicos sedimentarios, paleogeográficos, tectónicos y orogénicos de las Sierras Australes, así como sus dimensiones y su posición intracratónica correspondiente a una geosutura, señalándose que todo induce a pensar que se trata de una cadena plegada aulacogénica y no de una cadena miogeosinclinal, como algunas veces ha sido considerada.

ABSTRACT

It has long been known that there are folded ranges that cannot be regarded as derived from geosynclines. In this paper an analysis is made of the origin and characteristics of such extrageosynclinal ranges, and the results of the analysis are applied to the Southern Hills of Buenos Aires. After inquiring into the concepts of "intracontinental ranges", "basement folding", and "intracratonic ranges", it is brought to attention that the last one no longer has an accurate geotectonic meaning. The concepts of "aulacogene" and of "folded aulacogenic ranges" is proposed for the latter. The essential and distinctive characteristics of aulacogenes and of aulacogenic ranges are mentioned, as well as their similarities and differences with geosynclinal furrows and ranges. The aulacogenic ranges may be razed at present, or "rejuvenated" by late epiorogenic uplifts. To clarify the concept of "folded aulacogenic ranges", a succinct description is given of the basic characteristics of some of them: the Timan, the Pechora region, and the Great Donbass trough of Russia, the Ougarta ranges of Algeria, the Benue-Abakaliki zone of Nigeria, and the Cape Mountains of South Africa.

With these ideas in mind, the basic sedimentary, paleogeographic, tectonic, and orogenic features of the Southern Hills are analyzed, as well as their size and location which corresponds to a geosuture. The results of the analysis leads to regard the hills as a folded aulacogenic range, and not as a miogeosynclinal range as they have been considered at times.

INTRODUCCION

Las Sierras Australes de Buenos Aires fueron consideradas por Du Troit (1937) como parte de su hipotético "Geosinclinal de Samfrau", en una época en la cual comenzaba a forjarse el concepto moderno de geosinclinal. Inútil sería, pues, buscar en el pensamiento de Du Troit, esencialmente paleogeográfico, ni siquiera un vislumbre de las ideas modernas al respecto que comenzaron a perfilarse a principios de la década del 50 con los trabajos de Peyve y Sinitzyn (1950), Kay (1951) y Khain (1951), por citar unos pocos, basados todos ellos en los estudios fundamentales de Stille (1913-1940).

Quizá fue Suero (1957) el primer geólogo quien, aplicando los conceptos modernos, señaló que las Sierras Australes (pág. 15) "podrían considerarse como un verdadero miogeosinclinal, de acuerdo a (sic) la nomenclatura de Stille". Esta idea, expresada también por Belousov (1963), ha sido sostenida y desarrollada por Borrello (1962 b, 1964, 1965, 1969).

No es éste el lugar para un ensayo sobre tectónica teórica, ni es mi propósito discutir las modernas ideas sobre geosinclinales y, en particular, el concepto de Aubouin (1965) del par "couple") eu-miogeosinclinal. Sólo quiero subrayar que si, en verdad, las Sierras Australes constituyen una montaña geosinclinal son tan sólo una cadena miogeosinclinal "aislada", puesto que en la región no existe ni el más leve rastro de una cadena eugeosinclinal anterior, contemporánea o posterior a ella. Es dable concluir, por lo tanto, o que la idea de Aubouin del par eu-miogeosinclinal no es universalmente aplicable, o que las Sierras Australes no constituyen una cadena miogeosinclinal.

Afortunadamente no es necesario analizar el problema que plantea esta disyuntiva puesto que numerosos factores, por completo ajenos al mismo, indican

que las Sierras Australes no son una cadena miogeosinclinal sino, por el contrario, una "zona plegada intracratónica derivada de un aulacogeno" en el sentido de Khain y Muratov (1968).

CADENAS INTRACONTINENTALES, PLEGAMIENTO DE FONDO Y CADENAS INTRACRATONICAS

La existencia de montañas intracontinentales fue ya puesta de manifiesto por Argand (1922), pero en relación con los pliegues de fondo ("plis de fond"). Como su fecunda idea de plegamiento de fondo ha tenido, y sigue teniendo, importancia considerable en geotectónica, quizá fuera conveniente transcribir aquí la definición original de Argand (1922, pág. 216): "*Un pli de fond est un pli de moyen ou de gran rayon, incité dans un vieux bâti plissé, arasé et plus ou moins figé, indépendamment de tout rejeu individuel notable des anciens plis: il se constitue ainsi, dans ce vieux fond même, une intumescence récente, ordinairement plus longue que large, à laquelle la couverture discordante, quand elle existe, se conforme dans les grands traits. Les vieux plis et les vieux batholites, englobés en nombre variable et parfois assez grand dans le coeur d'un pli de fond, y ont un comportement solidaire et passif. Un pli de fond peut embrasser la largeur de plusieurs plis anciens et imposer sa forme à un complexe quelconque de vieilles structures; les plis anciens peuvent le traverser obliquement, normalement, ou lui être parallèles, ou décrire dans son intérieur les sinuosités les plus variées: se sont de vieilles choses inertes dans un ordre nouveaux. Quand il y a plusieurs plis de fond rapprochés, les traces des vieux plis peuvent passer de l'un à l'autre et il n'y a, au surplus, aucune relation nécessaire entre les sens du déversement d'un pli*

de fond et celui des vieux plis morts qui en occupent le coeur".

La idea de Argand está bien manifiesta en esta frase (1922, p. 234): "La estructura hercínica en la cual los pliegues de fondo alpinos han modelado el Tien Shan conoció, en su juventud, al menos dos paroxismos, uno de edad dinantiana inferior y el otro de edad post-dinantiana". Bueno es señalar que, en el concepto de Argand, tanto los Pirineos como el Tien Shan, el Altai, las cadenas baikálicas, el Kunlun y el Gran Khingan, son montañas de plegamiento de fondo intracontinentales.

La definición de "cadenas intracratónicas" se debe a Glangeaud (1957), quien expresó (p. 203): "*Un bloc sialique, avec ou sans couverture sédimentaire, devenu rigide est un craton (Stille, 1936): les chaînes et déformations à l'intérieur de ce bloc sont dites intracratoniques. Ici, l'action du socle sialique rigide est nettement dominante. Exemples: Pyrénées, Jura, chaînes saxoniennes, ibériques; graben, horst, avant-fosses, etc.*"

Esta definición, unida a la posición topológica de las cadenas intracratónicas ("chaînes intracratoniques") en el interior de un cratón, ilustrada en la figura 1 de Glangeaud, parecería atinada, pese a que los ejemplos de los Pirineos y del Jura suenan un poco extraños. Pero en la explicación del mapa de su figura 8, Glangeaud distinguió: "1) fosos (*grabens*) intracratónicos: grabens oligocenos; de oeste a este: Limagne, Bresse, Rhin. 2) cadenas intracratónicas: Jura; cadenas pirenaico-provenzales; cadenas ibéricas y 3) surcos intracratónicos: prefosa y surcos molásicos miocenos comprendiendo, de este a oeste, la sineclisa de Rusia meridional, la prefosa pre carpática, las cuencas miocenas austro-alemanas, la fosa molásica suiza; el graben oligo-mioceno de Cerdeña; la fosa voconciense de edad mesozoica". Es en la p. 218 de su trabajo, donde Glangeaud habla de las "fases

post-paroxismales" de sus cadenas bimarginales ("chaînes biliminales"), donde hallamos la explicación de este extraño concepto de "cadenas o deformaciones intracratónicas". Glangeaud consideró que, luego del "paroxismo" oligoceno que originó la estructura alpina, los grandes hundimientos pontiano-pliocenos que produjeron las depresiones (y el relleno concomitante) de las cuencas del Po y de Viena, por ejemplo, "entran en el marco muy general de movimientos verticales intracratónicos" porque "para esta categoría de movimientos de edad pontiano-pliocena, la cadena alpina desempeñó el papel de un neocratón", o en otras palabras, estaba "cratonizada". Es de suponer que la misma idea reza para los movimientos miocenos, resultado de "reajustes isostáticos", que originaron el surco molásico suizo, el surco precarpático y demás. La cadena alpina estaba ya "cratonizada..." Ha de ser a todas luces evidente que, con semejante idea de lo que constituye un cratón, por más "neo" que fuere, cualquier cadena es intracratónica... incluso los Alpes, interpuestos entre las masas "cratonizadas" de África y Europa. Glangeaud no hizo más que bastardear, a cualquier escala, los conceptos muy útiles de "cadenas" y "surcos intracratónicos", hasta convertirlos en algo informe, completamente desprovistos de significado geotectónico, ya que en ellos cabe cualquier cosa; sin apartarnos de los Alpes y sus zonas colindantes: la fosa jurásico-cretácica voconciense, el horst pre-oligoceno de los Pirineos, los grabens oligocenos del Rhin y de la Bresse, la fosa miocena molásica de Suiza, la cuenta pontiano-pliocena del Po y hasta las cuencas plio-pleistocenas de Molise y del Brádano.

Basten dos ejemplos para demostrar lo dicho: los Pirineos y el Jura. Los Pirineos fueron, en su época, una verdadera cadena geosinclinal hercínica. Los antiguos pliegues, "muertos" en la

expresión de Argand, fueron afectados *in toto* por plegamiento de fondo muy posterior, alpídico, sin que tal plegamiento de gran radio de curvatura tuviera relación alguna con la estructura “antigua” o “muerta”. Los Pirineos actuales, que en conjunto forman un gran horst delimitado por fallas inversas, constituyen, al decir de Jacob (1930, p. 404) “una cadena de fondo, como lo ha sugerido Emile Argand, y exclusivamente una cadena de fondo, donde todo está regido por los movimientos del zócalo”. Las investigaciones de Casteras (1933, 1934, 1964) han demostrado que el mismo plegamiento de fondo alpídico pre-oligoceno que originó la zona axial de los Pirineos actuales, produjo el “plegamiento inducido” (“*plissement de revêtement*”, Casteras, 1933) de su cubierta mesozoico-terciaria, especialmente en la zona subpirenáica que bordea la faja axial paleozoica hacia la cuenca de Aquitania y en la zona vasca-surpirenáica-aragonesa-serrana que la bordea hacia la cuenca del Ebro. Los Pirineos, pues, si bien constituyen una montaña de plegamiento de fondo, de ninguna manera pueden considerarse como una cadena intracratónica, puesto que si es verdad que su zona axial paleozoica estaba ya “fosilizada” y “muerta” al tiempo de producirse el plegamiento de fondo alpídico, las zonas colindantes estaban cualquier cosa menos “cratonizadas”.

Considerar al Jura como cadena intracratónica es algo más que aventurado. El Jura se caracteriza por sus fascas de pliegues superficiales (“*plissement de couverture*” de Argand, 1922) y su tectónica de despegadura (“*Abscherung*” de Buxtorf, 1907; “*décollement*” de Haug, 1907) que afecta a sedimentitas triásicas a terciarias, hoy definitivamente comprobada por la cabalgadura del Jura sobre los depósitos oligocenos del graben de la Bresse (Michel et al., 1953). Desde los tiempos

de Buxtorf se estima que el plegamiento, ante todo tortoniano, se debió al empuje de los Alpes transmitido a través de la zona molásica, pero es la posición periférica del Jura con respecto a la cadena alpina lo que abre un interrogante sobre su verdadero significado geotectónico. Khain y Muratov (1968) lo consideraron como una “zona plegada perigeosinclinal”, pero Bogdanoff (1964, p. 359) pregunta, muy atinadamente: “¿El Jura pertenece a la región geosinclinal alpina o representa la zona de desarrollo de la cubierta plegada de la plataforma epipaleozoica?” Sea cualquiera la alternativa que escojamos, no se alcanza a comprender como puede considerarse al Jura como cadena intracratónica, por más “intracontinental” que sea.

Por las razones apuntadas, ya no es posible hablar de “surcos” o “cadenas intracratónicas”, puesto que, a manos de Glangeaud, los términos han dejado de tener significado preciso en geotectónica. De allí el haber optado por “aulacogeno”.

AULACOGENOS Y CADENAS PLEGADAS AULACOGENICAS

El término “aulacogeno” (del griego *aulakos*; surco) fue propuesto por Schatsky (1940) y ha sido utilizado por algunos autores soviéticos aunque, al decir de Bogdanoff (1964, p. 359) no ha sido unánimemente aceptado. Me basaré aquí en las ideas modernas sobre el particular, expresadas por Khain y Muratov (1968). Según estos autores (p. 12) “hay muchas zonas plegadas intracratónicas relacionadas con estructuras peculiares, depresiones similares a grabens, que fueron llamadas aulacogenos por N. Schatsky. Los aulacogenos tienen muchos rasgos en común con las depresiones geosinclinales: 1) estructura lineal, 2) enmarcamiento por fallas profundas, 3) adelgazamiento de la cor-

teza en la parte axial, 4) acumulación de espesa serie sedimentaria (hasta 8-10 km y aún más), 5) actividad magmática, 6) plegamiento. Al mismo tiempo existen considerables diferencias entre aulacogenos y surcos geosinclinales, tales como: 1) ancho comparativamente pequeño (no más de 100-150 km), 2) estructura interior más simple (menos complicada por levantamientos internos), 3) período relativamente corto de subsidencia intensa, que es mucho más breve que el del promedio del ciclo geosinclinal, 4) ausencia de formaciones típicas geosinclinales (pizarras, grauvascas, flysch), 5) magmatismo efusivo cratónico, 6) ausencia de batolitos graníticos, 7) plegamiento intermedio de intensidad moderada, 8) ausencia de sobreescurrecimientos o cabalgaduras más o menos importantes y, en particular, de "nappes".

Los aulacogenos pueden hundirse y elevarse alternativamente, con máxima amplitud en la zona axial, pero la amplitud del levantamiento es siempre menor que la del hundimiento. A menudo los aulacogenos dan origen a zonas plegadas intracratónicas. Tales son la depresión de Dnepr-Donetz, la zona de Kujawy-Pomorze de Polonia, la zona celtibera de España, la zona de Ougar-ta del Sahara argelino, etc. La longitud (muchos centenares de kilómetros, a veces más de 1000 km) y el ancho (muchas decenas de kilómetros, a veces más de 100 km) de estas zonas estructurales, las hacen bien conmensurables con anticlinorios y aun con meganticlinorios de áreas plegadas orogénicas geosinclinales, pero la intensidad del plegamiento y su expresión morfológica son menos pronunciadas".

Es muy probable que los aulacogenos coincidan con geosuturas en el sentido de Cloos (1937, 1948), es decir zonas limítrofes entre bloques cratónicos individuales, caracterizadas por constituir fajas de intensa deformación.

Los aulacogenos, como los geosincli-

nales, pasan por diversas etapas evolutivas, pero la evolución aulacogénica es siempre mucho más sencilla que la geosinclinal.

En los aulacogenos "simples", la historia comienza con una etapa de subsidencia y de relleno concomitante, durante la cual se acumulan, en el surco en proceso de hundimiento, sedimentos marinos que pueden variar desde depósitos de aguas profundas hasta litorales, alternando estos últimos con depósitos continentales o seguidos por ellos. En estos aulacogenos la historia termina con una fase tecto-orogénica, que pliega y eleva los sedimentos sobre el nivel del mar, con lo cual el aulacogeno deja de serlo para convertirse en una "cadena plegada aulacogénica".

En los aulacogenos "compuestos" puede haber dos o más etapas de subsidencia y de levantamiento antes de producirse, luego de la última etapa de hundimiento y relleno, la fase final tecto-orogénica. En ellos, por lo general, al comenzar cada nueva etapa de subsidencia, el eje de máximo hundimiento se desplaza hacia uno de los bordes del aulacogeno, migrando siempre en el mismo sentido. Luego de la fase tecto-orogénica, los aulacogenos "compuestos", como los "simples", dejan de serlo para convertirse en "cadenas plegadas aulacogénicas".

Es de señalar que el plegamiento de los sedimentos aulacogénicos no es "plegamiento de fondo" sino "plegamiento ordinario de cadenas nuevas" en el sentido de Argand (1922) y que la intensidad de tal plegamiento puede variar entre límites muy amplios aunque sin llegar a originar, ni aún en los casos más extremos, sobreescurreimientos o cabalgaduras ("nappes de charriage", Lugeon, 1902), características del plegamiento de cadenas geosinclinales.

Existen en la actualidad numerosas "cadenas plegadas aulacogénicas" simples o compuestas, de edades muy diversas, arrasadas hoy día, o "rejuvene-

cidas” por levantamientos epiorogénicos tardíos completamente desligados de la fase tecto-orogénica que originó el “plegamiento nuevo” de sus sedimentos y su elevación inicial. Baste mencionar unos pocos ejemplos para clarar mejor el concepto: el Timan, la región de Pechora y la fosa del Gran Donbass de Rusia, las Cadenas de Ougarta de Argelia, la faja de Benue-Abakaliki de Nigeria y las Montañas del Cabo de Sud Africa.

El Timan, y su continuación noroeste en la península de Kanin, constituye una faja de rumbo sureste a noroeste de unos 1200 km de largo y 160 de ancho máximo, interpuesta entre la sineclisa de Pechora al nordeste y la plataforma rusa al suroeste. Está formado por un gran espesor de carbonatitas y rocas clásticas del Proterozoico Superior (Rifeano medio a superior), afectadas por intensos plegamientos baikálicos. Sobre ellas descansan, en marcada discordancia angular, sedimentitas mesodevónicas a permo-carbónicas, suavemente plegadas por movimientos hercínicos. Como veremos más adelante, la cubierta paleozoica del Timan representa la zona de acumulación a lo largo del borde externo del umbral suroeste del aulacogeno de Pechora.

El relieve actual del Timan es muy suave y las rocas precámbricas y paleozoicas afloran, de trecho en trecho, en lomadas que apenas si se elevan 150 a 250 m por sobre el nivel de la tundra Bolshezemelskaya que se extiende hacia el nordeste. El Timan es, pues, una “cadena plegada aulacogénica” de edad baikálica (asíntica), que se hallaba ya arrasada en tiempos mesodevónicos. Su relieve actual se debe a un muy leve levantamiento epiorogénico ocurrido en el Terciario Superior. Bueno es señalar que Schatsky y Bogdanoff (1964, fig. 2) consideraron al Timan como un aulacogeno, pero que Bogdanoff (1964, p. 29), con mayor cautela, sólo indicó la posibilidad de que el Timan constitu-

yera “un profundo surco intraplatafórmico (“aulacogeno” de Schatsky)”.

La zona anticlinal de Pechora y su continuación austral en la cuenta del alto Pechora hasta la latitud de MamyI, ya fue considerada por Tszyu (1967) como un aulacogeno. Consiste en una faja de rumbo arqueado, meridional en su mitad austral y sursureste a nornoroeste en su mitad septentrional, de unos 800 km de largo y 80 de ancho máximo, interpuesta entre la depresión de Denisovo en el nordeste y el umbral de Pechora en el suroeste, que la separa del Timan.

En este largo y angosto surco, ajustado en su mitad sur al rumbo urálico y en su mitad norte al timánico, se acumularon sobre un zócalo de rocas plegadas rifeanas, más de 3500 m de carbonatitas y sedimentos clásticos marinos devónicos, con algunas intercalaciones de tobas y coladas basálticas submarinas de edad frasniana inferior, seguidas por un considerable espesor de sedimentitas carbónicas, predominantemente clásticas y marinas. El ciclo sedimentario devónico-carbónico comenzó en el Eifeliano superior, pero durante la etapa inicial la acumulación estuvo confinada al angosto aulacogeno mismo. Sólo durante el Givetiano medio una delgada capa de sedimentos alcanzó a depositarse sobre la parte norte del umbral de Pechora, pero desde el Frasniano inferior (Domanik) la acumulación rebalsó el límite suroeste del aulacogeno alcanzando no sólo el umbral de Pechora sino hasta la zona axial del Timan.

Los sedimentos devónico-carbónicos fueron moderadamente plegados por movimientos hercínicos pre-artinskianos, con lo cual el aulacogeno dejó de serlo para convertirse en una “cadena plegada aulacogénica”. Actualmente la región, cubierta por un delgado manto de sedimentos mesozoico-terciarios, prácticamente carece de relieve y la vieja “cadena aulacogénica” hercínica

está hoy arrasada y enmascarada por depósitos modernos.

Similar en el caso de la Fosa del Gran Donbass, ubicada entre el escudo de Ucrania en el sur y la anticlinal de Voronej en el norte (Novikova, 1964, p. 59), que también fuera ya considerada como un aulacogeno por Schatsky y Bogdanoff (1964, fig. 2). Esta compleja fosa, cuyo extremo oriental forma la cuenca del Donetz, tiene unos 1400 km de largo en sentido este a oeste y 200 de ancho máximo. En ella se depositó, sobre un zócalo de rocas rifeanas plegadas, un gran espesor de sedimentos marinos devónicos y carbónicos, que sobrepasan los 10.000 m. El ciclo sedimentario comenzó en el Devónico Medio y continuó, sin interrupciones notables, hasta el Permo-Carbónico; pero con diferencias faciológicas apreciables en diversos lugares. Así, en la parte oeste y central de la fosa del Donbass propia, se produjeron erupciones submarinas de basaltos durante el Frasniano inferior, así como también efusiones de tobas ortofirreas e intrusiones de diques traquian-desíticos, mientras que en la parte central y este de la fosa, espesas acumulaciones de sal de edad frasniana superior dieron origen, más tarde, a domos y estructuras salinas complejas. Más al este aún, en el extremo oriental de la Fosa del Gran Donbass que constituye hoy la llamada cuenca del Donetz, situada al norte de la plataforma de Escitia, la sucesión carbónica consiste en más de 8.000 m de areniscas y lutitas con abundantes restos de plantas y mantos de carbón, alternando con calizas portadoras de fósiles marinos.

La sucesión devónico-carbónica fue plegada por movimientos hercínicos moderadamente intensos, con lo cual el aulacogeno del Gran Donbass dejó de serlo, para convertirse en una "cadena plegada aulacogénica". Hoy se encuentra por completo arrasada y prácticamente exenta de relieve, cubierta, en especial en su parte norte, por un del-

gado manto de sedimentos mesozoico-terciarios.

Las Cadenas de Ougarta del Sahara argelino (Menchicoff, 1933; 1964, p. 347) tienen, en cambio, relieve manifiesto. Estas cadenas, formadas por dos fascas de pliegues subparalelos, los de Daoura al suroeste y los de Saoura al nordeste, separados por el Erg er Raoui, tienen unos 600 km de largo y 180 de ancho, corriendo de noroeste a sureste casi en ángulo recto con respecto a la dirección del Anti-Atlas. Están interpuestas entre las sineclisas de Tindouf y de Reggane al suroeste y la de Timmimoun al nordeste. La faja ocupada actualmente por estas cadenas fue, en un principio, un verdadero aulacogeno, tal como ya lo apuntaron Khain y Muratov (1968). En él se depositó un espesor muy considerable de estratos paleozoicos, descansando sobre riolitas precámbrica de la llamada "Serie de Ouarzazate". El ciclo sedimentario comenzó con depósitos continentales cámbricos, formados por areniscas de grano grueso desprovistas de fósiles, que pasan insensiblemente hacia arriba a areniscas marinas ordovícicas portadoras de trilobites. Sobre estas "Areniscas de Ougarta", que sobrepasan los 1000 m de espesor, sigue concordantemente una potente sucesión de lutitas graptolitíferas silúricas, con intercalaciones de calizas fosilíferas. A partir del Devónico, el eje del aulacogeno parece haberse desplazado ligeramente hacia el nordeste (Saoura), donde se acumularon grandes espesores de capas con cefalópodos, cerrándose el ciclo sedimentario con el depósito de un potente grupo de calizas y lutitas carbónicas.

Todo el conjunto de sedimentitas paleozoicas fue afectado por plegamiento de intensidad moderada, correspondiente a la Fase Westfálica del Ciclo Hercínico, y el aulacogeno se convirtió en una "cadena aulacogénica", caracterizada por amplios pliegues de rumbo sur-este a noroeste que se abren en aba-

nico antes de unirse a los pliegues del flanco meridional del Anti-Atlas. El modesto relieve actual de las Cadenas de Ougarta, semiahogado por las arenas del erg que las rodea, es producto de un levantamiento epiorogénico tardío de fecha terciaria superior.

La depresión del río Benue de Nigeria, y su continuación "en échelon" hacia el suroeste en el anticlinorio de Abakaliki (Short y Stäuble, 1967), constituye un típico aulacogeno de vida muy efímera. De acuerdo con Cratchley y Jones (1965), relevamientos gravimétricos indicarían que la depresión del Benue se originó como un valle hendido ("rift valley"); pero a mi entender puede ser interpretada, con mejor fundamento, como un aulacogeno desarrollado sobre el borde oriental de la ancha y compleja geosutura entre el cratón del Congo-Cameroun-Ennedi y el del Africa Occidental, que se extiende desde el sur de Nigeria hasta Al Haruj al Aswad de Libia, a través de la depresión del Chad.

La faja cretácica plegada de Benue-Abakaliki corre con rumbo nordeste a suroeste, desde el alto río Benue hasta Awgu al sur de Enugu, donde desaparece hundiéndose bajo capas neocretácicas exentas de plegamiento y bajo el formidable espesor de los depósitos terciarios del delta del Niger. No sabemos, pues, su verdadera longitud; pero la faja expuesta tiene unos 500 km de largo y 80 a 100 de ancho. Se interpone entre las rocas precámbricas jóvenes, en parte granitizadas, del macizo de Adamaoua del Cameroun en el sureste y el de la meseta de Jos de Nigeria en el noroeste.

Este notable aulacogeno tuvo una vida breve: comenzó a hundirse y a recibir sedimentos en el Aptiano superior y terminó su carrera en el Santoniano, con el plegamiento y levantamiento sobre el nivel del mar de las capas cretácicas. En muchos lugares el contacto entre las rocas precámbricas y los depó-

sitos cretácicos es bien visible. El ciclo sedimentario se inició con la acumulación de escaso espesor de areniscas arkósicas gruesas, con laminación entrecruzada y sin fósiles, sin duda continentales y de edad probablemente aptiana superior, seguidas por 2000 m de areniscas de grano fino y areniscas arcillosas fosilíferas marinas, de edad albiana a cenomaniana (Formación Río Asu) (Simpson, 1955; Reyment, 1955; Short y Stäuble, 1967). Sobre ellas sigue un gran espesor de lutitas margosas negras con intercalaciones lenticulares de calizas (Lutita Eze Aku, Simpson, 1955) que han brindado abundantes restos de *Inoceramus* y de amonites de edad turo-niana a coniaciana (Reyment, 1955; Barber, 1957). La Lutita Eze Aku pasa lateralmente a areniscas arcillosas y calcáreas (Arenisca Amaseri, Simpson, 1955) y está cubierta, concordantemente, por la Lutita Awgu-Ndeaboh (Simpson, 1955), que alcanza más de 1000 m de espesor y consiste en lutitas azules con intercalaciones de calizas, que han brindado numerosos amonites de edad coniaciana a santoniana.

El ciclo sedimentario terminó en el Santoniano, con una fase tecto-orogénica que convirtió al aulacogeno en "cadena plegada aulacogénica" y la elevó sobre el nivel del mar. A la fase tectónica se deben los amplios pliegues del Benue, de rumbo nordeste a suroeste, y el plegamiento mucho más intenso del anticlinorio de Abakaliki, inyectado por numerosos y pequeños cuerpos ígneos básicos. El levantamiento orogénico se hizo sentir con mayor intensidad al sureste del Benue, disminuyendo hacia el anticlinorio de Abakaliki.

La edad de esta fase tecto-orogénica, que corresponde a los "Movimientos Intra-Senonianos" de Groeber o "Subhercínicos" de Stille, está bien documentada, puesto que poco al este de Awgu, a lo largo de la escarpa de Enugu, la Lutita Awgu-Ndeaboh, plegada, yace en discordancia angular bajo los sedimen-

tos campaniano-maestrichtianos de la Lutita Nkporo (Tattam, 1944; Simpson, 1955), por completo exentos de plegamiento. El escasísimo relieve actual de la vieja "cadena aulacogénica" se debe a leves e intermitentes ascensos epiorogénicos terciarios.

Por último, pese a que las Montañas del Cabo han sido consideradas como geosinclinales por diversos autores sudafricanos, a mi juicio pocas dudas pueden haber acerca de que, en verdad, constituyen una "cadena plegada aulacogénica compuesta". Este hecho, manifiesto ya en los trabajos de de Villiers (1944) y Du Toit (1954), se hace incontrovertible al leer la excelente síntesis de Haughton (1969, p. 487-495) basada en modernos trabajos, muchos de ellos aún no publicados, de geólogos sudafricanos. Pese a ser el caso tan palpable, Haughton sigue refiriéndose al "Geosinclinal del Cabo", más por razón de costumbre que por otra causa.

A continuación mencionaré sólo los puntos esenciales que me llevan a considerar a las Montañas del Cabo de Sud Africa como "cadena plegada aulacogénica compuesta".

Las Montañas del Cabo se extienden desde la desembocadura del río Kowie en el este, donde parecen surgir del Océano Indico, hasta la sintaxis de Ceres entre el Langebergen y el Cedarbergen en el oeste. Consisten en un haz de anticlinorios de rumbo general este a oeste, levemente curvos hacia el norte que, en conjunto, forman una faja intensamente plegada, algo cóncava hacia el sur, de unos 700 km de largo y 140 de ancho máximo. Al norte de la sintaxis de Ceres, las montañas se prolongan en el Cedarbergen, de rumbo prácticamente sur a norte, hasta Vanrhynsdorp, formando una faja de unos 250 km de largo y 120 de ancho; pero aquí la estructura es muy distinta, caracterizada por plegamiento suave que se ajusta al rumbo esencialmente meridional de los

pliegues pre-Nama de la región occidental del Cabo.

Las Montañas del Cabo están constituidas, ante todo, por sedimentitas devónicas a misisípicas del llamado "Sistema del Cabo" (Formaciones Table Mountain, Bokkeveld y Witteberg). En la región occidental, y especialmente en su parte suroeste, afloran, además, metasedimentitas precámbricas del Sistema de Malmerbury, así como los "Granitos del Cabo" que las intrusan. En las montañas plegadas australes, tales rocas asoman en algunos anticlinorios; pero en la parte norte de las mismas, las sedimentitas pensilvánicas a triásicas del llamado "Sistema del Karroo" (Formaciones Dwyka, Ecca y Beaufort) aparecen en una larga y angosta faja, afectadas por el plegamiento.

A fines del Silúrico "una penellanura se había originado sobre la mitad austral del Cabo, desde Vanrhynsdorp hasta Natal. Esta superficie tenía inclinación sur, hacia un surco que corría en dirección este a oeste, ubicado apenas más allá de los límites del continente actual. Tal como lo demuestran los rodados de la Formación Table Mountain y la textura cada vez más gruesa de los tres miembros del Sistema de Cabo cuando se los sigue de sur a norte, el área norte fue la fuente de la mayor parte de los sedimentos que formaron las rocas del Cabo" (Du Toit, 1954, p. 559). Es de hacer notar, sin embargo, que Haughton (1969, p. 338) señaló que la presencia de capas glaciales en la Formación Table Mountain del oeste y suroeste del Cabo, indica que una tierra emergida existía al oeste de la costa actual. Como tales capas glaciales continúan hacia el este, por la faja plegada austral, hasta Gamkapoort, el paso de Zwartberg y Toverwaterpoort, es más que probable que también existía una "tierra emergida" al sur de la costa actual. Esta "tierra emergida" constituía un macizo precámbrico, hoy hundido bajo el nivel del mar al oeste del

Cabo y en el banco de Agulhas y, muy probablemente, ya en gran parte "oceanizado".

En el surco interpuesto entre el viejo escudo de Swazi (Hurley y Rand, 1969) en el norte y nordeste y el entonces "macizo emergido" en el oeste y sur, se depositaron los sedimentos del Sistema del Cabo, eminentemente terrígenos, caracterizados por frecuente laminación entrecruzada, megafósiles y alternancia de capas marinas y continentales en la parte alta de la Formación Bokkeveld que, en la Formación Witteberg, pasan a lacustrinas de aguas salobres. El conjunto sedimentario del Sistema del Cabo indica acumulación bajo condiciones de plataforma estable ("stable shelf") en ambiente marino nerítico proximal a litoral-lacustrino. No existen rocas efusivas o intrusivas contemporáneas de ninguna naturaleza, ni sedimentos pelágicos en la base de la sucesión, ni depósitos con sedimentación gradada, ni flysch de ninguna categoría en la parte alta del grupo. Los sedimentos del Sistema del Cabo, por consiguiente, no muestra ninguno de los rasgos propios de los depósitos geosinclinales.

El ciclo sedimentario del Sistema del Cabo terminó con una fase de movimientos post-Witteberg (de Villiers, 1944). Estos movimientos, de edad misisípica superior o pensilvánica inferior, elevaron las rocas del Sistema del Cabo sobre el nivel del mar. En el occidente (Cedarbergen) el levantamiento fue acompañado por ladeo¹ hacia el este o estsureste, controlado por las estructuras pre-Nama, pero, en apariencia, sin que se produjera plegamiento notable. Ello explica la disposición transgresiva de las diamictitas de Dwyka que se apoyan en leve discordancia regional sobre las Formaciones Witteberg, Bokkeveld y Table Mountain, y finalmente sobre rocas precámbricas, a

¹ "Ladeo" se utiliza en este trabajo como equivalente del inglés "tilt" o "tilting".

lo largo de los 200 km que median entre Tulpfontein sobre el río Doring en el sur y el Bokkeveldbergen en el norte (Du Toit, 1954, mapa geológico; Haughton, 1969, mapa geológico).

En la faja austral del Cabo, el ladeo fue esencialmente hacia el norte. De acuerdo con Haughton (1969, p. 488) el plegamiento se habría iniciado aquí en tiempos pre-Dwyka, puesto que "en una localidad dentro de la faja, una tilita (*presumiblemente* de edad Dwyka) descansa *aparentemente* sin plegamiento sobre estratos Witteberg plegados" (mis itálicas). Esta aseveración, que ni siquiera designa la localidad aludida y entraña conjeturas sin fundamento sólido, no es suficiente para demostrar que, en verdad, las capas del Sistema del Cabo fueron plegadas antes de la acumulación de la Formación Dwyka. No debe olvidarse, a este respecto, que las diamictitas de Dwyka descansan, todo a lo largo de la faja norte de la zona plegada austral, sobre la Formación Witteberg. Si las rocas del Sistema del Cabo fueron afectadas por plegamiento pre-Dwyka, tal plegamiento fue muy suave hasta prácticamente imperceptible.

El levantamiento sobre el nivel del mar del Sistema del Cabo a lo largo del actual borde austral del continente africano trajo, como consecuencia, la migración hacia el norte del nuevo surco de hundimiento que se originó en el Pensilvánico Superior, donde se depositó el mayor espesor de las sedimentitas pensilvánicas a triásicas del Sistema del Karroo. Según se echa de ver en el mapa isopáquico de la Lutita Superior de Dwyka-Formación Ecca (Haughton, 1969, fig. 35), el eje del surco y la faja de máxima acumulación corrían de oeste a este, a unos 100 km al norte de la costa actual del continente. A lo largo de esta zona axial, el espesor de la Formación Dwyka alcanza un máximo de 750 m y el de la Lutita Superior de Dwyka-Formación Ecca a más de 3000

m, adelgazándose todas las formaciones, de manera rápida, hacia el Gran Karroo en el norte.

La facies de la Formación Dwyka en la faja plegada austral es típicamente glaciomarina, en contraposición a la glacio-continental (verdaderas tilitas) del norte de Sud Africa. Los gruesos bancos de diamictitas alternan con lutitas y lodolitas marinas de facies nerítica proximal a sublitoral. Si es cierto que muchos de los clastos de las diamictitas provienen de la erosión de rocas expuestas en el norte de Sud Africa, es innegable que muchos de ellos proceden de las rocas del Sistema del Cabo, entonces emergidas al sur del surco deposicional (Haughton, 1969, p. 489).

La espesa Formación Ecce de la zona plegada austral, consiste en areniscas, a menudo feldespáticas y con frecuente laminación entrecruzada y ondulitas, alternando con lutitas y lodolitas. Según Haughton (1969, p. 361) las sedimentitas indican deposición en aguas marinas cada vez más someras, procediendo el material de la erosión de una tierra emergida situada al sur. Estudios sedimentológicos, incluyendo litológicos, variaciones de facies, laminación entrecruzada y ondulitas, sugieren que corrientes paralelas a la costa transportaban, hacia el este, el material proveniente de la zona fuente de sedimentos ubicada al sur.

La Formación Ecce pasa gradualmente hacia arriba al miembro inferior de la Formación Beaufort que, en contados lugares, está afectado por el plegamiento de la faja austral de las Montañas del Cabo. La espesa Formación Beaufort inferior, con sus areniscas verdes y azuladas alternando e interdigitándose con limolitas, lutitas y lodolitas purpúreas, es ya francamente continental y, más al norte, contiene abundantes restos de reptiles terrestres.

Es indudable, pues, que el ciclo sedimentario del Sistema del Karroo no fue precedido por efusiones de ninguna ín-

dole, ni por acumulación de depósitos pelágicos. Los sedimentos, eminentemente terrígenos que van desde nerítico proximales a francamente continentales, se acumularon *pari passu* con el hundimiento del surco que los recibió. Por otra parte, tampoco se halla aquí flysch, ni depósitos con sedimentación gradada, ni intrusiones de ninguna naturaleza. Por lo tanto, la sucesión del Sistema del Karroo no puede considerarse como representando una "facies geosinclinal".

Las sedimentitas de los Sistemas del Cabo y del Karroo fueron afectadas por una fase tecto-orogénica que las plegó intensamente y las elevó sobre el nivel del mar interesando, en algunos anticlinorios, a las rocas precámbricas del Sistema de Malmesbury y a los Granitos del Cabo. Los movimientos comenzaron en el Triásico Medio, inmediatamente antes de acumularse las Capas Molteno de la Formación Stormberg (de Villiers, 1944) y fueron de corta duración, puesto que al producirse las grandes efusiones basálticas retiano-liásicas de Draakensberg, las sedimentitas plegadas habían sido profundamente erosionadas y la faja austral del Cabo casi peneplanizada. Pocas dudas parecerían haber a este respecto, ya que Haughton y Rogers (1924) y Haughton (1928) describieron de dos distritos al sur del Suurburg, uno de ellos entre Slagboom y Mimosa y el otro entre Eerenkroonspoor y Rhenoster Hoek, un "grupo volcánico" de 150 a 200 m de espesor, formado por brechas, conglomerados, arenicas y lutitas con espesas intercalaciones de lavas basálticas que consideraron como extensión austral de las lavas retiano-liásicas de Stormberg. En Slagboom este "grupo volcánico" se apoya sobre la Formación Dwyka y está recubierto por el Conglomerado Enon, con el cual comienza la sucesión neocomiana de Uitenhage, mientras que en Drie Kuilen, entre Eerenkroonspoor y Rhenoster Hoek, el "grupo volcánico" des-

cansa sobre la Formación Bokkeveld y está cubierto, en leve discordancia, por la Formación Uitenhage.

Importante es destacar que el plegamiento de los Sistemas del Cabo y del Karroo fue producto de una sola fase tectónica triásica, seguida por una fase de levantamiento orogénico. El relieve actual de las Montañas del Cabo se debe a una fase epiorogénica tardía, que consistió en levantamientos intermitentes que comenzaron en el Mioceno.

De esta breve reseña se desprende que las Montañas del Cabo mal pueden ser consideradas como una "cadena miogeosinclinal". Su historia y sus rasgos esenciales, sedimentarios, paleogeográficos, tectónicos y orogénicos, indican, por el contrario, que se trata en verdad de una "cadena plegada aulacogénica compuesta".

RASGOS BASICOS DE LAS SIERRAS AUSTRALES

Con estas ideas *in mente*, podemos entrar a describir las características esenciales de las Sierras Australes y a analizar su significado.

DIMENSIONES

Las Sierras Australes constituyen una cadena de plegamiento de dimensiones modestas: 130 km de longitud, siguiendo su rumbo sinuoso desde Puán en el oestenoeste hasta el cerro de las Piedras en el sureste, y 60 km de ancho máximo. Si tuviéramos en cuenta el pequeño y aislado Morro de Dorrego, último asomo austral del Grupo Curamallal, la longitud sería de 180 km. Indicios geofísicos inducen a pensar que las rocas paleozoicas plegadas de las sierras, ocultas hoy en el subsuelo, podrían continuar aun más hacia el sureste, extendiéndose mar afuera entre la desembocadura del río Sauce Grande y el Balneario-Oriente, por más de 50 km bajo

la plataforma continental bonaerense. De ser ello así las sierras alcanzarían, entre su parte expuesta y su porción oculta, unos 300 km de largo. Aun admitiendo tal prolongación austral es obvio que distan mucho de alcanzar las grandes dimensiones de las montañas geosinclinales y que, en ese respecto, se asemejan a las cadenas aulacogénicas.

POSICIÓN

Las sierras aparecen hoy como una montaña constituida por rocas paleozoicas, aislada entre sedimentos plio-pleistocenos. Sin embargo, afloramientos dispersos al oeste y suroeste de las mismas, así como el resultado de perforaciones, señalan que esta región está constituida por rocas ígneas y volcánicas, en parte metamorfizadas, anteriores a las sedimentitas eopaleozoicas de las sierras. La zona que se extiende al oeste de las actuales elevaciones es, por lo tanto, cratónica en el sentido de Stille (1936) y corresponde a la extremidad austral del Macizo de las Sierras Pampeanas, hundida bajo sedimentos modernos.

La constitución del subsuelo profundo al este y nordeste de las sierras es aún desconocida. En una diminuta cantera abierta cerca de De la Garma, unos 80 km al nordeste del flanco oriental de la sierra de Pillahuinco, aparecen areniscas arcillosas verde oscuro, algo silicificadas, aparentemente exentas de plegamiento, mientras que en un pozo perforado en 1943 cerca de Laprida, a unos 75 km al nordeste del pie oriental de las Sierras Australes, se halló a 170 m de profundidad b. b. p. una arenisca silicificada grisáceo clara, recubierta por sedimentos pliocenos rojizos. Si estas areniscas silicificadas corresponden a la Formación Tunas o a formaciones más jóvenes, es difícil de precisar; pero ni ellas ni ninguna de las sedimentitas expuestas en las Sierras Australes aparecen, más hacia el nordeste, en las Sie-

rras Septentrionales de Buenos Aires. Allí el basamento cristalino está expuesto, cubierto en parte ya sea por rocas silúricas (?), muy distintas de las que integran el Grupo Curamalal, ya sea por rocas mesopensilvánicas (?), prácticamente exentas de plegamiento. Todo induce a pensar, pues, que la llamada "Tandilia" fue, desde tempranas épocas eopaleozoicas, una plataforma de carácter cratónico.

De lo dicho se desprende que el surco de hundimiento donde se acumularon los sedimentos paleozoicos de las Sierras Australes tuvo posición intracratónica. Su ubicación coincide con la geosutura entre el macizo cratónico de las Sierras Pampeanas y la plataforma pericratónica de las pampas bonaerenses y, por lo tanto, no cabe considerar a las montañas plegadas que allí se originaron como "cadena bimarginal" ("chaîne biliminaire") en el sentido de Glangeaud (1957), sino como verdadera "cadena aulacogénica."

LOS CICLOS SEDIMENTARIOS

Las rocas plegadas que constituyen las Sierras Australes fueron depositadas por la acción gradacional de tres ciclos sedimentarios, silúrico el primero, devónico el segundo y pensilvánico-pérmico el tercero. Durante el primer ciclo se acumularon las sedimentitas del Grupo Curamalal, durante el segundo las del Grupo Ventana y durante el tercero las del Grupo Pillahuinco (Harrington, 1947). Cabe destacar que ni durante el desarrollo de estos ciclos, ni antes de comenzados ni después de terminados, se produjeron intrusiones ígneas o efusiones volcánicas. Uno de los rasgos sobresalientes de las Sierras Australes es la ausencia absoluta de rocas ígneas o volcánicas, fuera de las que forman el basamento pre-silúrico.

Claro está que podría considerarse al Grupo Curamalal como ordovícico (Kilmurray, 1969) y al Grupo Ventana

como silúrico-devónico pero, para nuestros fines, la edad exacta de estos grupos es de poca monta. Pese a ello, la ausencia aparente de rocas pre-silúricas desde el Uruguay hasta la Sierra Grande de Río Negro, hace más plausible una edad silúrica para el Grupo Curamalal. En lo que respecta al Grupo Ventana, las formaciones inferiores caben muy bien en el Genidiano y, hasta quizá, en el Coblenciano más bajo (Siegeniense inferior), ya que la Formación Lolén es muy posiblemente de edad siegeniense alta a emsiense. Por último, en lo que atañe al Grupo Pillahuinco, su edad pensilvánica-pérmica parece, actualmente, la más aceptable. Las Formaciones Sauce Grande y Piedra Azul serían neopensilvánicas, en vista del contenido paleontológico de las Formaciones Passinho y Taió del sur del Brasil y, especialmente, en razón de dientes de *Loxomma* hallados en la Formación Palermo (De Loczy, 1964). La Formación Bonete, en cambio, correspondería al Pérmico Inferior y la de Tunas al Pérmico Medio a Superior, aunque bien podrían llegar hasta el Triásico (Suero, 1957).

EL CICLO SILÚRICO (GRUPO CURAMALAL)

El Grupo Curamalal comienza, entre el Abra de Pigüé y el cerro Pan de Azúcar, con la Formación Lola, que se apoya directamente sobre rocas graníticas y riolíticas hoy altamente dinamometamorfizadas (Harrington, 1947; Kilmurray, 1968, 1969). La edad de estas rocas del basamento es desconocida, pero posiblemente precámbrica.

La Formación Lola, que alcanza un espesor máximo de 100 m, consiste en conglomerados y areniscas de grano muy grueso. Los conglomerados constituyen poco más que la mitad inferior de la formación y están dispuestos en capas bien estratificadas, algunas de ellas con numerosísimos rodados y otras con escasos clastos dispersos en la ma-

triz, formada por una arenisca de grano muy grueso pasando a finamente conglomerádico con granos de cuarzo muy bien redondeados. El cemento es silíceo, sumamente tenaz. Los conglomerados se distribuyen en capas de uno a varios metros de espesor individual, entre las que se intercalan areniscas silicificadas de grano grueso, idénticas a las que forman la matriz pero exentas de clastos. Estas intercalaciones arenosas son, por lo común, mucho menos potentes que las capas de conglomerados y, con frecuencia, muestran laminación entrecruzada bien desarrollada, con capas frontales poco inclinadas, cortas y cóncavas, entre superiores y basales rectas y subparalelas.

El diámetro de los rodados de los conglomerados oscila entre pocos y 50 cm, con tamaño de máxima frecuencia entre 10 y 15 cm, especialmente en ciertos bancos donde se observa una notable selección mecánica. Allí donde no están excesivamente deformados los rodados son, en su gran mayoría, muy bien redondeados, acercándose a formas subelipsoidales y aun subesféricas, con superficies lisas. Están formados por diversos tipos de metacuarcitas, pizarras, cuarzo de vetas y riolitas, enumerados en su orden de abundancia. Los rodados de cuarcitas constituyen aproximadamente el 96 % del total, los de pizarras el 3 % y los de cuarzo de vetas el 1 %, formando los de riolitas un pequeño factor de corrección. Faltan por completo rodados de granitos.

Las capas más altas de los conglomerados se caracterizan por la dispersión de sus clastos. Por merma, reducción y pérdida final de los mismos, los conglomerados pasan hacia arriba a un grupo de areniscas de grano muy grueso, similares a las que forman su matriz. Estas areniscas constituyen los 40 m superiores de la Formación Lola y se disponen en capas de uno a dos metros de espesor individual, presentando estratificación en láminas delga-

das y a menudo entrecruzada, similar a la que se observa en las areniscas intercaladas entre los conglomerados.

De capital importancia, como echaremos de ver más adelante, es la ausencia de la Formación Lola en los cerros Chasicó, Colorado y Cortapié, situados entre 15 y 25 km al oeste de Tornquist. Allí sólo afloran ortocuarcitas de grano fino de la Formación Mascota que, en el cerro Colorado, descansan directamente sobre granito poco deformado.

Las psefitas basales de la Formación Lola tienen el carácter de un verdadero conglomerado basal, con el cual se inicia la transgresión silúrica. La ausencia de rodados de granitos en ellos puede explicarse admitiendo que la transgresión invadió una zona continental penplanizada, y que la región ocupada hoy por el borde occidental de las Sierras Australes consistía en una penellanura labrada en los granitos que aparecen actualmente como asomos aislados. Como la acción abrasiva del mar hacia abajo es prácticamente nula cuando su lecho es rocoso, macizo y plano, es fácil comprender la ausencia de rodados graníticos.

Las metacuarcitas y pizarras que aparecen hoy como rodados en los conglomerados, pudieron provenir ya del aporte directo de ríos durante el avance marino, ya de la destrucción y redeposición por el mar de un manto de acarreo que, parcial o totalmente, cubría la penellanura labrada en roca firme. Si aceptamos la primer hipótesis aceptamos de hecho que las metacuarcitas y pizarras afloraban muy cerca de la actual faja de afloramientos de los conglomerados Lola, puesto que estos contienen grandes rodados, subelipsoidales y hasta subesféricos que, aun luego de haber sido retrabajados por el mar, alcanzan hasta 50 cm de diámetro. Parece, por lo tanto, más lógico admitir que el material de los conglomerados proviene de la destrucción y redeposición de un depósito de acarreo preexistente

que cubría la penellanura. Da lo mismo suponer que este manto de acarreo constituyó una cubierta discontinua y poco potente, o una verdadera "llanura aluvial de nivel de base" debida a la acción fluvial distributiva anterior a la transgresión: en cualquiera de los dos casos las características del conglomerado basal dependen de la intensidad con que actuaron los procesos abrasivos, de la inclinación de la planicie aluvial y de la duración del período de abrasión en un lugar determinado, es decir de la velocidad del avance marino, pero es independiente del espesor primitivo del manto de acarreo.

Aboga en favor de esta última hipótesis el hecho de que, en el cerro Colorado al oeste de Tornquist, las ortocuarcitas de la Formación Mascota reposan directamente sobre granito, faltando allí tanto la Formación Lola como las metacuarcitas y pizarras pre-silúricas de las cuales se derivaron los rodados de los conglomerados basales. Podemos admitir, por consiguiente, que en verdad existió un manto de acarreo anterior a la transgresión, que el borde occidental del manto se hallaba pocos kilómetros al oeste de la faja de afloramientos actuales de la Formación Lola y que tal manto se extendía hacia el este, por debajo de las actuales sierras, formando una orla de ancho desconocido. Al avanzar la transgresión de este a oeste, al mismo tiempo que el fondo del surco se hundía lentamente, el mar sobrepasó el borde occidental del manto de acarreo y cesó, bruscamente, la acumulación del material retrabajado que originó los conglomerados basales de la Formación Lola. Los escasos y pequeños clastos de riolitas de los conglomerados, por lo común subangulosos, pueden explicarse suponiendo que pequeñas lomas constituidas por estas rocas sobresalían del nivel general de la penellanura y, aun quizá, del manto de acarreo y que, por consiguiente, el mar

en avance tuvo oportunidad de atacarlas.

Notemos que los conglomerados pasan hacia arriba a areniscas de grano muy grueso hasta conglomerádico, que a veces contienen rodados dispersos. La presencia de tales rodados es frecuente en los fondos marinos cercanos a la costa, de donde son alejados ocasionalmente por el tiro inferior del oleaje y por las corrientes de escarceo ("rip currents"). Estos rodados desaparecen más arriba en la sucesión estratigráfica y luego las areniscas de grano grueso de la parte alta de la Formación Lola pasan, concordantemente pero de modo brusco, a las areniscas de grano fino de la Formación Mascota con admirable laminación entrecruzada que indican, a las claras, deposición en ambiente nerítico proximal. Más arriba en la sucesión se intercalan escasas capas de areniscas algo más gruesas (Formación Trocadero) y, por último, en la parte más alta del conjunto (Formación Hinojo) aparecen, entre las areniscas dominantes, algunos sedimentos arenoso-arcillosos, actualmente muy sericíticos y con aspecto de filitas.

Esta sucesión indica, pues, una verdadera transgresión, ya que los sedimentos tienen franca tendencia a disminución en el tamaño del grano a medida que nos elevamos en la columna estratigráfica o, lo que es lo mismo en términos de transgresión, nos alejamos de la antigua costa. Pocas dudas pueden caber, por lo tanto, que el Grupo Curamalal representa la actividad gradacional de un ciclo transgresivo y que sus sedimentos fueron acumulados en ambiente sublitoral a nerítico proximal. Notemos, por último, que todo parece indicar que el mar avanzó de este a oeste, que la antigua fuente de origen de los sedimentos se hallaba al occidente de las sierras actuales y que la faja de máxima subsidencia del surco deposicional corría probablemente poco al es-

te de las altas sierras de Curamalal-Bravard y de la Ventana.

De lo apuntado se desprende claramente que el ciclo sedimentario silúrico coincidió con la subsidencia del surco deposicional y que la acumulación de sedimentos comenzó al mismo tiempo que tal subsidencia. No existe aquí, pues, un período preorogénico ("Vororogen") en el sentido de Krauss (1927) o "período generativo" en el sentido de Aubouin (1965). Tampoco hay el más leve indicio de un "período pre-flysch" o de "vacuidad" ("período de vacuité") en el sentido de Aubouin, caracterizado por la ausencia de materiales terrígenos y la deposición de materiales pelágicos, con acompañamiento de extrusiones ofiolíticas o sin ellas. Es a todas luces evidente que el "período de relleno" ("période de comblement") de Aubouin, fue concomitante con el de subsidencia del surco deposicional y que, durante el mismo, no se acumuló "flysch" de ninguna categoría o especie, sino sedimentos normales marinos que van desde sublitorales a nerítico proximales y tienen todas las características de depósitos acumulados en una plataforma estable ("stable shelf"). Es obvio, pues, que las sedimentitas del Grupo Curamalal no pueden considerarse, bajo ningún concepto, como "depósitos geosinclinales" típicos o atípicos.

Levantamiento y ladeo del Grupo Curamalal.

El ciclo sedimentario silúrico se cerró con el levantamiento sobre el nivel del mar y el ladeo del Grupo Curamalal, sin que plegamiento alguno afectara a los sedimentos. El hecho de que los conglomerados de la Formación Bravard, con la cual comienza el ciclo sedimentario devónico, contienen, como veremos más adelante, rodados provenientes de todas las formaciones del Grupo Curamalal, indica a las claras que una discordancia de erosión media entre el

grupo silúrico y el devónico. Por otra parte, la desaparición progresiva hacia el noroeste de las Formaciones Hinojo y Trocadero a lo largo del flanco suroeste del valle de las Grutas, señala que el ladeo del Grupo Curamalal fue hacia el este o este-sureste, es decir que todo el conjunto sufrió máxima elevación en el oeste y oeste-noroeste, inclinándose hacia el este o este-sureste con ángulo poco pronunciado.

Esta emergencia y ladeo sin plegamiento del Grupo Curamalal, poco dice en favor de considerar al conjunto serrano como geosinclinal. Tales emergencias intermitentes, en cambio, son frecuentes en los prismas sedimentarios de los aulacógenos.

EL CICLO DEVÓNICO (GRUPO VENTANA)

El Grupo Ventana comienza con la Formación Bravard, consistente en areniscas de grano muy grueso hasta conglomerádico que, especialmente en el cerro Hinojo, encierran algunas camadas de conglomerados verdaderos con rodados de 15 cm de diámetro y, ocasionalmente, hasta 30 cm. Entre los rodados es muy fácil reconocer areniscas conglomerádicas provenientes de la Formación Lola, las típicas areniscas color "flor de durazno" de la Formación Mascota y las areniscas lilas, violetas y verdes de la Formación Trocadero. Las areniscas de la Formación Hinojo, menos características, son difíciles de identificar en rodados pequeños, pero es muy probable que también se hallen representadas.

La presencia de estos rodados en los conglomerados inferiores del Grupo Ventana, demuestra que entre este grupo y el de Curamalal media una discordancia de erosión y que las rocas que integran el grupo más antiguo formaban parte de la superficie de denudación, al menos cuando se acumulaban los depósitos basales del grupo más moderno.

La Formación Bravard, que se apoya discordante y transgresivamente sobre las unidades más altas del Grupo Curamalal señala, pues, el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario.

La disposición discordante del Grupo Ventana sobre el de Curamalal es, a decir verdad, poco aparente. Ello se debe a la naturaleza de los movimientos que originaron la emergencia y ladeo del Grupo Curamalal, así como también a la disposición topográfica actual de la traza del plano de contacto entre ambos grupos. Cabe señalar que la disposición discordante del grupo superior, habría pasado inadvertida si las capas del inferior hubieran sido elevadas de tal manera que, al término del levantamiento, hubiesen quedado en posición subhorizontal. Si, por el contrario, al producirse la nueva transgresión las capas del Grupo Curamalal se inclinaban hacia la costa, es decir hacia el este o estesureste, con ángulo apenas mayor que 1 grado, la Formación Hinojo, con sus 100 a 150 metros de espesor, hubiera sido cortada enteramente por el plano de erosión a lo largo de una extensión lineal de 5 a 8 km medida normalmente al rumbo de la costa devónica. La disposición discordante, sin embargo, tampoco sería aparente aun en este caso, si la traza del plano de contacto actual fuera prácticamente paralela a la línea de la vieja costa devónica. Esto, precisamente, parece ocurrir en la zona comprendida entre el Abra del Chaco y la de Rivera, donde la traza del contacto, oculta hoy bajo el relleno moderno del valle longitudinal y su prolongación austral, es casi exactamente rectilínea. En cambio, en la parte noroeste del arco de las sierras de Curamalal-Bravard donde la traza del contacto, siempre oculta bajo el relleno del valle longitudinal, se desplaza varios kilómetros hacia el oeste, vemos desaparecer progresivamente las formaciones superiores del grupo más antiguo y la disposición dis-

cordante del Grupo Ventana es bien notoria.

De lo dicho se desprende que los movimientos que produjeron el ascenso del Grupo Curamalal, fueron un simple ladeo y que los sedimentos de este grupo no fueron plegados antes de la acumulación del Grupo Ventana. Si hubieran sido afectados por plegamiento con anterioridad a la acumulación de la Formación Bravard, la disposición discordante de ésta sería aparatosa.

Debemos, por lo tanto, admitir que al iniciarse la transgresión devónica, el Grupo Curamalal había sido levantado sobre el nivel del mar y ladeado hacia el este o estesureste. El nuevo surco de hundimiento devónico se hallaba, por consiguiente, desplazado más hacia el este o estesureste, corriendo con rumbo norte-sur a nornoreste-sursuroeste, mientras que la zona fuente de los sedimentos se hallaba, a juzgar por los rodados encerrados en los conglomerados de la Formación Bravard, al oeste u oestenoroeste de las sierras actuales.

Las areniscas de grano grueso de la Formación Bravard pasan, hacia arriba, a las areniscas de grano fino a muy fino de la Formación Napostá, muy a menudo estratificadas en capitas delgadas de pocos centímetros de espesor que, con frecuencia, muestran laminación entrecruzada muy regular, con capas frontales cóncavas, inclinadas entre 15° y 20°, interpuestas entre capas superiores y basales rectas y subparalelas. Sobre ellas siguen areniscas de la Formación Providencia, también de grano fino y a menudo con laminación entrecruzada, que contienen intercalaciones de esquistos arcillosos y de verdaderas filitas. Por último, el Grupo Ventana termina con la Formación Lolén, constituida por areniscas más o menos micáceas de grano mediano a fino, a menudo con laminación entrecruzada, entre las que se intercalan escasas lentes de conglomerados finos y bancos dispersos de pizarras grises hasta casi negras. Otra vez esta-

mos en presencia de una sucesión sedimentaria debida a la acción gradacional de una típica transgresión marina, con depósitos que van desde sublitorales a nerítico proximales, acumulados bajo condiciones de plataforma estable ("stable shelf"). Otra vez, no existe aquí "período generativo" ni "período pre-flysch" o "de vacuidad". Como en el caso de la sucesión silúrica, es obvio que el "período de relleno" fue concomitante con la subsidencia del fondo del surco deposicional y que, durante el mismo, no se depositó flysch de ninguna clase, como veremos más adelante en mayor detalle, sino solamente sedimentos marinos normales.

Es de señalar que las investigaciones de Reinoso (1968) sobre la Formación Providencia, parecerían contradecir el hecho de que la antigua costa devónica se hallaba al poniente de las sierras actuales y que corría con rumbo aproximadamente nornoreste a sursuroeste. Según Reinoso (1968, l. 295), "el estudio de la laminación cruzada de la Formación Providencia señala que en tiempos devónicos, el área continental se encontraba al norte y nordeste de los actuales afloramientos de esta formación" y que "la dirección de la línea de costa era aproximadamente de noroeste a sureste y que dicha línea se situaría hacia el nordeste de los actuales afloramientos", añadiendo que "por considerarse que las corrientes que determinaron el entrecruzamiento son perpendiculares a la línea de costa, se puede inferir que el área de procedencia estaba situada en el nordeste de la región".

En realidad, no hay razón valedera para considerar que las corrientes que originaron la laminación entrecruzada fueron perpendiculares a la línea de costa. Tanto o más probable es que tales corrientes hayan sido más o menos paralelas a la línea de costa ("longshore currents"), dirigidas de nornor-

este a sursuroeste. Los detenidos estudios de Bigarella *et al.* (1966) y de Salamuni y Bigarella (1967) sobre la laminación entrecruzada de las Formaciones Furnas y Serra Grande de las cuencas de Paraná y Paranaíba, respectivamente, han demostrado fehacientemente la existencia de dos direcciones principales de transporte de las áreas devónicas en aquellas cuencas brasileñas: una representa corrientes dirigidas normalmente desde las costas hacia el interior de las cuencas, mientras que la otra es referible a corrientes esencialmente paralelas a las antiguas costas. Caso similar podría darse en las cuidadosas medidas de Reinoso: la dirección nornoroeste a sursuroeste de las paleocorrientes determinadas en el Abra de Rivera, bien podrían representar la de una corriente dirigida desde la costa perpendicularmente hacia el interior de la cuenca, mientras que las demás podrían muy bien representar la dirección de paleocorrientes más o menos paralelas a la antigua costa. Es de hacer notar que el estudio de la laminación entrecruzada puede llevar a determinar la dirección general de las paleocorrientes que la originaron; pero no la relación de tales paleocorrientes con la dirección de la antigua línea de costa; para ello es menester saber, de antemano, la dirección general de esta última. Cabe señalar, por último, que la acumulación en ambiente nerítico proximal por la acción de corrientes subparalelas a la costa es harto frecuente. En la actualidad, por ejemplo, las arenas que se depositan en la plataforma continentad de la Provincia de Buenos Aires y del Uruguay, son acumuladas por la acción de la corriente de las Malvinas que fluye de suroeste o noroeste, más o menos paralelamente a la costa, y no por corrientes perpendiculares a ella, pese al evidente flujo en tal sentido del Río de la Plata.

Levantamiento y ladeo del Grupo Ventana.

El ciclo sedimentario devónico tocó a su fin con el levantamiento sobre el nivel del mar del Grupo Ventana y su suave ladeo hacia el estenoreste, que no fue acompañado por plegamiento alguno. De ello da fe el hecho de que la superficie de erosión sobre la cual se depositó la Formación Sauce Grande, con la cual se inicia el ciclo sedimentario pensilvánico-pérmico, corta unas pocas decenas de metros de la parte más alta de la Formación Lolén, a lo largo de los 25 km que median entre el arroyo San Bernardo en el sursureste y la Estancia Sar Ramón, en el nornoroeste.

La Formación Lolén y el concepto de flysch.

Flysch, del verbo alemán *fliessen* (fluir, deslizar, correr), es voz del dialecto suizo-alemán que significa "terreno o roca que se desliza". El término fue introducido en la literatura geológica por Struder (1827) y aplicado, originalmente, a una formación terciaria de los Alpes suizos occidentales, constituida por más de 3000 metros de lutitas y margas con numerosas intercalaciones de arenisca. Bien pronto el término pasó a denotar una facies litológica y fue aplicado a todas las formaciones similares de la cadena alpina. Luego se extendió su uso a sedimentos cretácicos y más antiguos y, al mismo tiempo, comenzó a distinguirse "variedades", tales como "flysch negro", "flysch arenoso", "wildflysch", etc.. Por último, sobre todo a manos de Krauss (1927), flysch cobró no sólo un sentido de facies litológica sino, ante todo, de facies orogénica y tal es, en la actualidad, el concepto de flysch entre los autores europeos. Hoy se admite que el flysch es el producto de sedimentación durante el período cataorogénico geosinclinal ("Tiefrogen" de Krauss) o de relleno ("pé-

riode de comblement" de Aubouin). Flysch, por lo tanto, es un concepto íntimamente ligado al de la evolución geosinclinal y, llevando las cosas al extremo, podríamos decir que en la mente de muchos geólogos europeos, sin geosinclinal no hay flysch y sin flysch no hay geosinclinal.

El típico flysch tiene, a la vez, características sedimentarias y paleogeográficas distintivas y no puede ser definido únicamente con base en sus rasgos sedimentarios. Sujkowski (1957) lo definió como la denominación faciología de "un depósito marino compuesto por innumerables alternancias de capas pelíticas y psamíticas netamente definidas" que, por lo común "llega a espesores de miles de pies y fue depositado en áreas geosinclinales".

Al decir de Aubouin (1965), de acuerdo con Bouma (1962), el flysch se caracteriza, desde el punto de vista sedimentario, por ser marino, terrígeno, alternante, rítmico y por poseer estructuras especiales. Fuera de ciertas "variedades" que contienen abundantes foraminíferos, como el "flysch numulítico", el típico flysch está prácticamente desprovisto de restos orgánicos y, en particular, de megafósiles. A más de ser eminentemente terrígeno y depositado en ambiente marino, el flysch clásico se distingue, ante todo, por su *alternancia* y *ritmicidad*. Alternancia regular de capas pelíticas y psamíticas, en la que puede predominar uno u otro tipo sedimentario o estar ambos igualmente representados. Ritmicidad, ya sea en ritmos de primer orden que afectan a los estratos individuales alternantes de lutitas y areniscas, ya de segundo orden en los cuales los ritmos de primer orden se disponen formando ciclotemas. Estas divisiones rítmicas imparten un carácter distintivo a las sucesiones de flysch. Además, con frecuencia los estratos se caracterizan por estructuras especiales, tales como marcas de corriente, sedimentación gradada, huellas helminto-

des o jeroglíficas, etc. Raramente las capas arenosas presentan laminación entrecruzada y, a este respecto, Bailey (1936) demostró que mientras que la laminación entrecruzada es característica del dominio nerítico, la sedimentación gradada lo es del dominio geosinclinal, ya que la mayor parte de los sedimentos psamíticos del flysch representan turbiditas.

Pero el flysch tiene también características paleogeográficas. No se deposita en cualquier parte, sino sólo en los surcos y dorsales geosinclinales como *facies orogénica*, constituyendo material terrígeno derivado de la erosión de una "cordillera" elevada durante el período cataorogénico hacia la parte trasera, o interior, de la zona de acumulación. Por otra parte, el flysch representa la fase final de la sedimentación geosinclinal y es inmediatamente pretectónico: constituye la sucesión sedimentaria tectonizada más joven, siendo todas las rocas posteriores a él posttectónicas y discordantes.

Luego de esta brevísimas reseña del concepto de flysch, cabe preguntarnos si la Formación Lolén, con la cual termina el ciclo sedimentario devónico, representa un verdadero flysch. Para ello conviene describir en sus rasgos esenciales, las características litológicas de esta formación y mencionar luego sus rasgos fundamentales, tanto paleogeográficos como tectónicos.

En la descripción que sigue (ver fig. 1) se ha distinguido 11 miembros sucesivos en la Formación Lolén, enumerados L 1 a L 11 en orden ascendente. Como tal distinción fue hecha en el terreno de manera un tanto expeditiva, hace ya años, sería prematuro dar nombres formales a estos miembros, puesto que un estudio detallado de la sucesión llevaría, sin duda, a una mejor definición de las unidades que la integran.

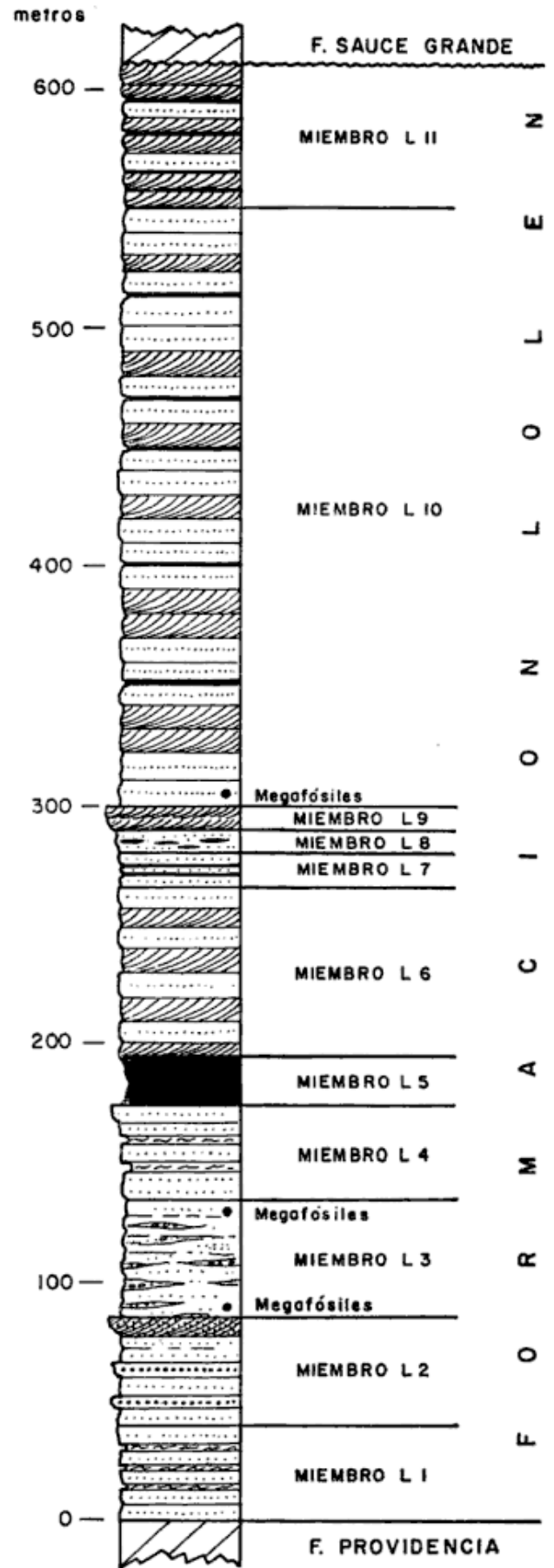


Fig. 1. — Perfil columnar de la Formación Lolén

Techo: Formación Sauce Grande (pensilvánica).

Leve discordancia de erosión.

Formación Lolén (devónica).

Espe-
sor
en metros

Miembro L 11. Areniscas gris verdoso, verde azulado, amarillentas y pardo rojizo claras de grano fino, levemente esquistosas y micáceas (a menudo con grandes hojuelas de mica dorada), estratificadas en bancos delgados, por lo común con laminación entrecruzada. En varios niveles llevan intercalaciones de pizarras oscuras, hasta de un metro de espesor individual 60

Miembro L 10. Areniscas verde oliva, gris verdoso, amarillento verdoso y amarillento claro de grano mediano a fino, esquistosas y micáceas, estratificadas en bancos bastante gruesos que, ocasionalmente, muestran laminación entrecruzada. Contienen varias intercalaciones espaciadas irregularmente de pizarras gris oscuras hasta casi negras, con clivaje muy pronunciado, formando bancos delgados que no alcanzan a un metro de espesor individual. En la base del miembro, las areniscas llevan restos mal conservados de braquiópodos, coleccionados por Keidel en las cercanías de la Estancia Las Vertientes 250

Miembro L 9. Areniscas de colores claros, grises, verdosos y verdoso amarillentos, de grano grueso a mediano, macizas, compactas, tenaces y silicificadas, a veces algo micáceas. La estratificación es bien visible presentando laminación entrecruzada muy regular, con capas frontales cortas y curvas 10

Miembro L 8. Areniscas verdosas de grano mediano a fino, esquistosas y micáceas, con numerosos "clay galls" y escasas lentes mayores de pizarras oscuras 10

Miembro L 7. Areniscas amarillento verdoso, grisáceo y pardusco, de grano mediano a fino, esquistosas y micáceas, a veces con grandes hojuelas de mica dorada. Contiene uno que otro banquito delgado de pizarras oscuras 15

Miembro L 6. Areniscas gris amarillentas a amarillo claro, de grano mediano a fino, algo esquistosas y micáceas, estratificadas en bancos de espesor moderado mostrando frecuentemente laminación entrecruza-

da. Carecen de intercalaciones pizarras 70

Miembro L 5. Pizarras gris oscuro hasta casi negras que se meteorizan con tonos verdoso amarillentos y pardo rojizos. En la base se intercalan bancos delgados de limolitas compactas, macizas, de color gris bandeado, muy contorsionadas y arrugadas en pliegues diminutos producto de flujo intraestratal ("intrastratal flowage") 20

Miembro L 4. Areniscas amarillento claro de grano fino, esquistosas y más o menos micáceas, estratificadas en bancos de espesor moderado. Contienen intercalaciones de esquistos filíticos verde amarillentos a verde grisáceo oscuro, a veces algo micáceos 40

Miembro L 3. Areniscas micáceas pardo amarillentas que comienzan con algunas camaditas de areniscas conglomerádicas, subgrauvacas gruesas y finos conglomerados que contienen rodaditos de cuarzo y algunos de ortocuarzitas grises. A veces se observan lentes de un metro o más de diámetro y pocos centímetros de espesor, constituidas por conglomerados más gruesos, intercalados entre las areniscas y subgrauvacas. En ellas los rodaditos suelen alcanzar hasta 5 cm de diámetro. Este miembro contiene, al menos, dos niveles fosilíferos. El más bajo, casi en su base, encierra escasos restos de braquiópodos indeterminables. El segundo, intercalado entre las areniscas y subgrauvacas conglomerádicas en la parte alta del miembro, tiene unos 60 cm de espesor. Consiste en un banco compacto de moldes internos de braquiópodos, enteros y fragmentarios, fuertemente deformados que no permiten una determinación específica segura. Entre ellos sólo se ha podido identificar, un tanto provisoriamente, *Cryptonella* sp. indet. cf. *C. baini* Sharpe, "*Spirifer*" sp. indet. y *Schellwienella* sp. indet. 50

Miembro L 2. Areniscas de grano mediano a fino, muy similares a las del miembro L 1, entre las que se intercalan tres bancos de ortocuarzitas muy tenaces y compactas, idénticas a las que constituyen las capas más altas de la Formación Providencia. El primero y más bajo de estos bancos está formado por una roca de color pardo amarillento claro, el segundo se destaca por su color rosado

	Espesor en metros
pálido y el tercero y más alto es de color blanco grisáceo. Estos bancos tienen reducido espesor individual, entre 4 y 5 m cada uno, pero en cambio tienen gran extensión regional y se los puede seguir desde el Abra del Chaco hasta la de Rivera. El banco más alto muestra laminación entrecruzada muy bien desarrollada, de tipo muy semejante al de las ortocuarcitas de la Formación Providencia	45
<i>Miembro L 1.</i> Areniscas pardo amarillento de grano mediano a fino, esquistosas y laminadas, a veces con abundante mica, estratificadas en bancos de espesor moderado. Entre ellas se intercalan tres bancos esquistosos, con aspecto de filitas de color verde oscuro y rojo purpúreo, similares en un todo a los intercalados entre las ortocuarcitas de la Formación Providencia	40
Total:	610

Concordancia

Piso: Formación Providencia (devónica).

De la descripción que antecede podemos concluir que la Formación Lolén no corresponde, desde el punto de vista sedimentario, a un verdadero flysch, ya que se aparta de él en la ausencia de alternancia regular de capas pelíticas y psamíticas, en la ausencia de ritmicidad, en la ausencia de estratificación gradada, en la frecuencia de laminación entrecruzada y en la presencia, al menos en tres niveles, de restos de megafósiles. Es evidente, pues, que los sedimentos de la Formación Lolén, casi exclusivamente arenosos, fueron acumulados en ambiente nerítico proximal bajo condiciones de plataforma estable, tal como muy atinadamente lo apuntara Borrello en 1962 a, al decir que los horizontes fosilíferos participan (p. 8) "de una sedimentación monotemática propia de una génesis de facies neríticas muy estables".

Desde el punto de vista paleogeográfico, nada hay que induzca a pensar que las sedimentitas de la Formación Lolén representan, como el verdadero

flysch, una *facies orogénica* ligada a la erosión de una "cordillera" elevada, durante la fase cataorogénica geosinclinal, hacia la parte trasera (o interior) de la zona de acumulación.

Desde el punto de vista tectónico, tampoco puede considerarse a la Formación Lolén como a un verdadero flysch. Lejos de ser la última sucesión sedimentaria pretectónica, no fue afectada por tectonismo alguno sino hasta el Mesozoico, luego de acumularse, sobre ella, el espeso Grupo Pillahuinco de edad pensilvánica-pérmica. Por lo tanto no señala, como un verdadero flysch, la fase final de sedimentación geosinclinal.

EL CICLO PENSILVÁNICO-PÉRMICO
(GRUPO PILLAHUINCO)

Comenzó este ciclo con la acumulación de la Formación Sauce Grande, consistente en diamictitas y conglomerados con intercalaciones espesas de ortocuarcitas. No he de entrar aquí a describir en detalle la sucesión estratigráfica ni el origen y ambiente acumulativo de los depósitos de esta formación: baste señalar que las diamictitas, en su gran mayoría, son de origen glacio-marino, que los conglomerados corresponden a depósitos sublitorales y que las ortocuarcitas, idénticas en un todo a las de la Formación Bonete, señalan ambiente nerítico proximal.

Pese a la gran laguna estratigráfica que media entre la Formación Lolén y la de Sauce Grande, sólo una leve discordancia regional separa a las dos unidades; pero bueno es recordar que sólo vemos actualmente el contacto casi rectilíneo entre las dos formaciones, paralelo a los ejes de plegamiento.

Difícil es, en verdad, imaginar donde se hallaba la costa durante la acumulación de los sedimentos de la Formación Sauce Grande y donde la zona fuente de los mismos. Desconocemos la procedencia de los clastos de las diamictitas, constituidos por las rocas más variadas. Po-

drían provenir tanto del Macizo de las Sierras Pampeanas, oculto hoy al oeste de las sierras, como de la plataforma de Tandilia, situada al este, y aun, de admitirse la deriva continental, de los macizos precámbricos de Sud Africa. Pese a ello, es posible que los sedimentos de la Formación Sauce Grande fueron depositados en un nuevo surco cuyo eje corría algo más hacia el este que el eje del máximo hundimiento del surco devónico.

La Formación Sauce Grande pasa hacia arriba, por transición gradual, a las lutitas y limolitas azul negruzco de la Formación Piedra Azul que, pese a su clivaje muy desarrollado, han brindado algunos restos de gastrópodos indeterminables. En la parte alta de esta formación, tal como se la observa en su localidad tipo sobre el arroyo Piedra Azul unos 7 km al este de la Estación Sierra de la Ventana, aparecen algunas capas de areniscas amarillas con laminación entrecruzada y sedimentos arcilloso-arenoso macizos, semejantes a lodolitas.

La Formación Bonete, que se sobrepone concordantemente a la de Piedra Azul, consiste, en la localidad tipo del cerro Bonete - arroyo Piedra Azul, en capas alternantes de dos clases básicas de sedimentitas: ortocuarcitas azuladas o verdes, a menudo con pequeñas y regulares motas blancas, y sedimentos arcillosos hasta arcilloso-arenosos, pasando localmente a verdaderas areniscas arcillosas. Las ortocuarcitas muestran, con frecuencia, laminación entrecruzada, mientras que los sedimentos más o menos arcillosos son macizos, del tipo de lodolitas. En la zona del cerro Bonete - arroyo Piedra Azul, 19 capas de ortocuarcitas alternan con 19 capas arcillo-arenosas, llegando la Formación Bonete a un espesor total de 400 m, medidos en varios perfiles taquimétricos de precisión. Algunas ortocuarcitas, especialmente en la mitad inferior de la sucesión, contienen moldes dispersos de

valvas sueltas o cerradas de *Eurydesma* y otros bivalvos. Varias de las capas arcillo-arenosas, especialmente en la parte inferior y media de la formación, contienen abundantes restos de braquiópodos y bivalvos, por lo común dispersos en un horizonte determinado. Sin embargo, en un nivel muy arenoso, los restos de bivalvos se presentan en confuso montón de valvas rotas, de unos 40 cm de espesor, que constituye un verdadero "banco de ostras" (si tal expresión puede usarse para una coquina constituida, ante todo, por restos de *Eurydesma*). Más arriba en la sucesión, estos bancos contienen restos de *Glossopteris* y *Gangamopteris*, asociados, al menos en un caso, a valvas sueltas de *Promytilus*. Parecería, pues, que las ortocuarcitas azuladas y verdosas representan sedimentos de barras litorales, acumulados en ambiente nerítico proximal, mientras que los sedimentos arcilloso-arenosos corresponden a depósitos de "lagunas costeras" en comunicación con el mar, o de cuencas someras interpuestas entre barras mar afuera. La sucesión es, por lo tanto, eminentemente terrígena y depositada en ambiente marino nerítico proximal a sublitoral.

La Formación Bonete pasa hacia arriba, por transición gradual y paulatina, a la Formación Tunas, con la cual remata toda la sucesión paleozoica de las Sierras Australes. Esta formación consiste en una alternancia irregular de diversos tipos litológicos, desde areniscas de grano grueso color pardo claro, hasta limolitas moradas con manchas verdes o verdes con manchas moradas, pasando por limolitas tenaces y macizas, con fractura concoidal, de color verde nilo. Según Suero (1957) esta unidad alcanza, en la sierra de Pilla-huínco, a unos 2000 m de espesor. Pese a que en ellas no se han hallado fósiles, excepto algunos escasos restos de *Glossopteris* en la parte baja de la sucesión, las características de las sedimentitas sugieren que corresponden a depósitos

marinos neríticos proximales a litorales y, muy probablemente, también a depósitos francamente continentales, posiblemente eólicos.

Hecho notable, que comprobé hace ya más de 20 años pero que nunca publiqué, es el adelgazamiento de sursureste a nornoroeste de las Formaciones Piedra Azul y Bonete, adelgazamiento que va unido a un bien marcado cambio faciológico y que se observa a lo largo de los 25 km que median entre la zona del cerro Bonete, en la sierra de Pillahuinco, y la del cerro Bombero Grande, cerca de la extremidad nornoroeste de la sierra de las Tunas. A lo largo de esa distancia, los 290 m de espesor de la Formación Piedra Azul, medidos con perfiles taquimétricos de precisión en la zona tipo, se han reducido a 220 m en el cerro Bombero Grande, también medidos con perfiles taquimétricos de precisión. Al mismo tiempo, las lutitas azul negruzcas de la localidad tipo han pasado lateralmente a rocas mucho más arenosas en la zona del cerro Bombero Grande donde, por otra parte, no existen las areniscas amarillas con laminación entrecruzada observadas en el arroyo Piedra Azul. En lo que respecta a la Formación Bonete, el adelgazamiento y cambio faciológico es aun más notable, puesto que los 400 m de espesor de esta unidad, medidos con perfiles taquimétricos en la zona tipo, se han reducido a tan sólo 190 m en el cerro Bombero Grande, también medidos con perfiles taquimétricos de precisión. Por otra parte, en esta última zona sólo se pueden reconocer cinco unidades litológicas sucesivas, en vez de las 38 distinguidas en la localidad tipo. La más baja consiste en 40 m de ortocuarcitas verdosas muy similares a las "clásicas" de aquella localidad. Siguen luego 65 m de areniscas micáceas de grano mediano, muy esquistasas, a las que se sobrepone 25 m de ortocuarcitas verdosas con motas blancas, muy semejantes a las basales. La sucesión continúa con 25 m de

areniscas arcillosas de grano fino, sumamente esquistasas, y termina con 35 m de areniscas amarillentas de grano mediano, compactadas y macizas, con algunas delgadas intercalaciones de areniscas feldespáticas en la parte alta.

Es prácticamente seguro que la Formación Sauce Grande también se adelgaza de sursureste a nornoroeste. Pese a la dificultad de medir con exactitud el espesor de esta formación, tal adelgazamiento es muy probable en vista de que la faja de sus afloramientos se enangosta muy notablemente de sursureste a nornoroeste. Entre la Estancia La Vigilancia y el arroyo Berruel, esta faja tiene 9 km de ancho; pero a la altura de la Estancia San Ramón, 20 km hacia el nornoroeste, se ha reducido a sólo 4 kilómetros. Doce kilómetros más hacia el nornoroeste, a la altura de la Estancia Sauce Corto, el afloramiento más septentrional de la Formación Sauce Grande, aislado entre sedimentos recientes, dista solamente 3 km de los asomos de la Formación Tunas. La zona interpuesta está enmascarada por depósitos modernos; pero en el subsuelo de la misma deben estar presentes no sólo la Formación Sauce Grande, sino las de Piedra Azul y Bonete. Aun admitiendo un adelgazamiento pronunciado de estas últimas hacia el nornoroeste y un aumento en la intensidad del plegamiento, la faja de afloramientos de la Formación Sauce Grande quedaría reducida a menos de 2 km de ancho, lo que sugiere que también esta formación debe adelgazarse considerablemente en la misma dirección.

Nada puede afirmarse, con certidumbre, respecto a un similar adelgazamiento hacia el nornoroeste de la Formación Tunas, ya que en ninguna parte el espesor expuesto de esta unidad corresponde al verdadero puesto que, a lo largo del borde nornoroeste y noreste de las sierras de las Tunas y de Pillahuinco, esta formación desaparece bajo la cubierta de sedimentos moder-

nos que rodea a las sierras. Pese a ello, el hecho de que los ejes de pliegues se hundan indefectiblemente hacia el sursureste, mientras que la faja de afloramientos se ensancha muy considerablemente en la misma dirección, haría sospechar que también esta unidad podría adelgazarse hacia el nornoroeste.

De lo dicho podría sospecharse que la costa de la nueva cuenca sedimentaria pensilvánico-pérmica se hallaba al norte de las actuales sierras y corría con rumbo aproximadamente este a oeste. Sin embargo, tal no parece ser el caso. No sería difícil demostrar, aunque ello entrañaría un considerable trabajo y la "restitución" de las diversas unidades litológicas de las Formaciones Piedra Azul y Bonete en los mapas detallados a escala 1:10.000 de la región del cerro Bombero Grande y, especialmente, de la del arroyo Piedra Azul, suprimiendo los efectos del plegamiento y de la topografía actual, que la vieja costa corría con rumbo norte-sur a nornoroestesursureste, y que el aumento del espesor de los sedimentos en sentido norte a sur, fue debido a la mayor subsidencia, en el mismo sentido, del fondo del surco deposicional.

Sea ello como fuere, lo que en estos momentos nos interesa, es poner de relieve que la Formación Tunas, con la cual remata toda la sucesión sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes, constituye cualquier cosa menos que un verdadero flysch.

LA FASE TECTÓNICA Y EL PLEGAMIENTO RESULTANTE

En un trabajo anterior (Harrington, 1947) se ha descrito, en sus rasgos esenciales, la estructura de plegamiento de las Sierras Australes. Suero (1957) añadió algunos detalles importantes sobre el plegamiento en la sierra de Pilahuínco.

No es esta la ocasión para describir

en detalle la compleja estructura de plegamiento de las Sierras Australes, ni el lugar para explayarse en consideraciones geodinámicas respecto a su probable origen. Lo importante es destacar aquí que el plegamiento de las sucesiones silúricas, devónicas y neopaleozoicas de las sierras, *fue producto de una sola fase tectónica*, tal como ya lo señalara en 1947 y Suero lo confirmara en 1957, puesto que no existen indicios de discordancias angulares propiamente dichas entre los distintos grupos paleozoicos, sino solamente de leves discordancias de erosión. Por otra parte es evidente que el plegamiento corresponde a un "plissement neuf" y no a un "plissement de fond" en el sentido de Argand (1922).

El perfil de la fig. 2 es una representación generalizada del plegamiento de las sierras, atendiendo sólo a sus rasgos más significativos. Dada la escala del mismo, no ha sido posible dibujar los pliegues de orden superior, hasta de séptimo y octavo, que afectan a las sucesiones eopaleozoicas de las sierras occidentales y que se atenúan hacia el nordeste desapareciendo gradualmente en la faja de afloramientos de la Formación Lolén. Sólo se ha intentado representar, de manera un tanto esquemática, los pliegues de segundo y tercer orden y, por tal motivo, el plegamiento de las sierras occidentales aparece, en el perfil, mucho menos intenso de lo que es en realidad. Además se han diseñado, también de manera esquemática, las trazas de los grandes pliegues de primer orden, no fácilmente distinguibles en el terreno.

Un rápido examen del perfil de la fig. 2 es suficiente para poner de manifiesto algunos rasgos particulares: 1) el hecho de que el basamento milonitizado está íntimamente ligado al plegamiento de la base del Grupo Curamalal, debido a acomodamientos y ajustes por movimientos diferenciales a lo largo de innumerables planos S paralelos al "clivaje

de plano axial” correspondiente a los grandes pliegues de primer orden, 2) la gran amplitud y longitud de onda de los pliegues de primer orden en el oeste-suroeste, y su rápido amortiguamiento hacia el este-nordeste, 3) la fuerte inclinación hacia el suroeste de los planos axiales de los pliegues de primer orden en la zona occidental que, hacia el este, se va haciendo menos pronunciada hasta que en el borde oriental del conjunto serrano, llega a tener actitud subvertical, 4) el descenso¹ de los grandes pliegues de primer orden de suroeste a nordeste a raíz del cual, al cruzarse la serranía en tal dirección, se encuentran rocas cada vez más jóvenes, desde precámbricas a pérmicas, 5) la gran intensidad del plegamiento de orden superior en el suroeste, su rápida amortiguación hacia el nordeste dentro de la faja de afloramientos de la Formación Sauce Grande y el nuevo, pero menor, incremento de la intensidad del plegamiento más hacia el nordeste, en la sierra de las Tunas, 6) el hecho de que a lo largo del pie occidental de la sierra de Curamalal, un considerable espesor de estratos ha sido removido por erosión. Así, en el portezuelo entre el cerro Pan de Azúcar y el cerro del Corral, por ejemplo, donde está expuesto el granito ultramilonitizado del basamento, varios kilómetros de sedimentos suprayacentes han sido removidos por erosión, ya que no es posible admitir que el plegamiento intensísimo de las ortocuarcitas del Grupo Curamalal se originó cerca de la superficie sin sobrecarga apreciable y 7) el hecho, muy

¹ “Descenso de pliegues” se usa aquí para denotar el descenso altitudinal de pliegues sucesivos en una dirección normal al rumbo del plegamiento. Un conjunto de pliegues de rumbo norte-sur, *desciende* hacia el este cuando las crestas de los sucesivos anticlinales o sinclinales que afectan a un mismo horizonte guía, se hallan cada vez a menor altura absoluta a medida que se atraviesa la sucesión de pliegues de oeste a este, o sea normalmente al rumbo de las líneas axiales.

llamativo, de que el relieve actual de las sierras no guarda relación alguna con la estructura interna de las mismas.

La edad de la fase tectónica que produjo la estructura de plegamiento de las Sierras Australes es, hasta la fecha, problema sin solución objetiva. Todo lo que podemos afirmar es que fue posterior a la Formación Tunas, pérmica hasta quizá triásica inferior (?), y anterior al Conglomerado Rojo, atribuido al Mioceno superior, que yace en marcada discordancia angular sobre rocas eopaleozoicas. Lamentablemente, dentro de estos amplios límites queda comprendido prácticamente todo el Mesozoico y el Paleogeno y numerosas fases diastróficas.

En la actualidad me inclino a pensar que los movimientos que originaron el plegamiento de las sierras ocurrieron durante el Triásico, posiblemente Medio a quizá Superior; pero es de hacer notar que ésta es una opinión puramente personal y subjetiva, basada en muy precarias generalizaciones. No importa cual sea la verdadera edad de la fase tectónica; es muy probable que al producirse los movimientos existía un considerable espesor de sedimentos triásicos, posiblemente continentales, sobre la Formación Tunas, pero es muy probable también que todo el prisma sedimentario se adelgazaba hacia el oeste, hasta desaparecer en tal dirección a una distancia indeterminada del pie occidental de las sierras actuales.

Razones teóricas de orden geodinámico, que no hace el caso discutir aquí, me llevan a suponer que el descenso de los grandes pliegues de primer orden, así como su amortiguamiento hacia el nordeste, es una característica primaria, originada durante la etapa final de la fase tectónica, puesto que es a todas luces evidente que estos grandes pliegues fueron los últimos en aparecer. A ellos está ligado no sólo el “clivaje de plano axial”, independiente de los pliegues de orden superior a los cuales cor-

ta oblicuamente, sino también los sistemas principales de diaclasas. De allí la aparente "incongruencia" que se advierte, a veces, entre diaclasas y pliegues de segundo y tercer orden.

Aceptado que el plegamiento fue debido a la acción de una sola fase tectónica, cabe preguntarnos si la erosión y remoción de un considerable espesor de sedimentitas, ante todo en las sierras occidentales, fue producto de una fase orogénica que sucedió inmediatamente a la tectónica y que aun pudo haber comenzado durante su etapa final, o fue producto de una fase epiorogénica tardía desligada por completo de la tectónica, o debida a una combinación de ambas.

Dado que el descenso de los pliegues de primer orden fue, con entera probabilidad, producto de la etapa final de la fase tectónica, es prácticamente seguro que la erosión y remoción de estratos se debió, ante todo y sobre todo, a un levantamiento orogénico que siguió inmediatamente a la fase tectónica y que tuvo carácter simplemente ascensional sin ladeo perceptible. De tal manera se explicaría que, de oeste a este, haya sido cada vez menor el prisma sedimentario removido por erosión y que, en el este del conjunto serrano, se hayan conservado hasta hoy día las sedimentitas más altas de toda la sucesión paleozoica.

Sea cual fuere la edad de la fase tectónica y de la orogénica que la sucedió, no existen actualmente en las sierras sedimentos equiparables a una molasa orogénica. No sabemos qué se hizo del material erodado de las Sierras Australes ancestrales que, sin duda, alcanzó por lo menos a varios miles de kilómetros cúbicos. Podríamos sospechar que, finalmente, fue a parar al surco táfrico de la cuenca del río Colorado que comenzó a hundirse en el Jurásico Superior, pero ésta no es más que una conjetura sin mayor fundamento. Lo cierto es que nada sabemos acerca de la histo-

ria de nuestra región durante el Mesozoico y el Paleogeno; pero es dable pensar que la vieja estructura arrasada se mantuvo a escasa altura sobre el nivel del mar durante un largo período y que sólo actuaron allí procesos erosivos de muy escasa a casi nula intensidad.

Pese a lo dicho, es innegable que una parte de las sedimentitas paleozoicas, mínima en comparación a la anterior, fue removida por erosión ligada a una fase epiorogénica tardía, que comenzó al iniciarse el Neogeno y que aun no ha terminado, y a la cual se debe el relieve actual de las sierras.

LA FASE EPIOROGÉNICA TARDÍA Y EL CONGLOMERADO ROJO

No he de extenderme aquí en consideraciones acerca de la morfología actual de las Sierras Australes, su relación con los movimientos ascensionales del Terciario Superior y el Conglomerado Rojo de las cadenas occidentales. Aunque mucho podría añadir a estos respectos, los problemas han sido tratados, en sus líneas esenciales, por Keidel (1916) y Harrington (1936).

Descartando el "nivel de cumbres", Keidel distinguió, en el flanco oriental de la sierra de la Ventana, tres ciclos de erosión bien diferenciados. A la actividad del primero se debería la "llanura de falda", muy destruida hoy y conservada como un escalón a unos 800 m de altura sobre el nivel del mar. El segundo ciclo habría originado la "llanura de piedemonte", mejor conservada, cuyos restos esparcidos en la faja de afloramientos de la Formación Loén, se hallan hoy entre 530 y 480 m de altura. A la actividad del tercer ciclo, aun no completado, se deberían al menos tres niveles de terrazas escalonadas que se observan por debajo de la "llanura de piedemonte" y en los valles laterales tributarios del río Sauce Grande. A más de estos niveles puede reconocerse aun otro, muy destruido en la

actualidad y al que podríamos llamar “llanura intermedia”, situado entre la “llanura de falda” y la de “piedemonte” a unos 650 m de altura sobre el nivel del mar.

Estos distintos niveles de erosión, que pueden reconocerse en otras partes de las sierras occidentales, se deben a ascensos intermitentes del bloque de las Sierras Australes durante una fase epiorogénica tardía que, con toda probabilidad, fue sincrónica con el “Segundo Movimiento Andino” de Groeber (1946). De la posición altitudinal que ocupan hoy los remanentes de los diversos niveles de erosión, se desprende que el bloque de las Sierras Australes ascendió, intermitentemente, como una sola unidad sin fracturarse en bloques menores, y que tal ascenso intermitente fue uniforme en todo el bloque sin que se produjeran alabeos o ladeos perceptibles. Durante estos movimientos ascensionales, la erosión removió considerables volúmenes de rocas paleozoicas, y la diferencia de altura que hoy se advierte entre las cumbres de las sierras occidentales y las vaguadas de los colectores mayores, que oscila entre 800 y 900 metros, se debe exclusivamente a ella.

El Conglomerado Rojo, conservado actualmente en retazos dispersos sobre la “llanura de piedemonte” y en los viejos valles entallados entre ella y la “llanura de falda” (y en los niveles equivalentes en otras partes de las sierras occidentales), consiste en un verdadero fanglomerado, depositado en conos de deyección durante un período de clima seco y caluroso que, por lo tanto, podemos asignar al Mioceno superior (Pontiano). Los movimientos ascensionales, posteriores a la “llanura de piedemonte”, produjeron un leve alabeo de la superficie sobre la cual se depositó el Conglomerado Rojo, perceptible sólo a lo largo de distancias considerables.

De lo dicho se desprende que no es posible considerar al Conglomerado Ro-

jo como a una molasa orogénica. *Molasse* (“molasa” en español) es voz del lenguaje popular de Saboya y de la Suiza francesa que se aplica a areniscas grisáceas homogéneas de grano fino, calcáreas, micáceas y poco cementadas, que constituyen una excelente piedra de construcción. El término fue introducido en la literatura geológica por de Saussure, a fines del siglo XVIII, para denotar una formación determinada pero, como el de *flysch*, pronto adquirió significado de facies litológica al mismo tiempo que comenzaba a distinguirse “variedades”, tales como “molasa arenosa”, “molasa calcárea”, “molasa conglomerádica”, etc. Actualmente el término, como el de *flysch*, denota ante todo una facies orogénica en la evolución geosinclinal: constituye la acumulación de detritos, producto de la rápida erosión de una montaña geosinclinal elevándose en su postrer fase orogénica (“Hochorogen” de Krauss o “período geosinclinal tardío” de Aubouin), depositados en prefosas o postfosas al pie de la misma, en ambiente mixto continental, lacustriño y marino litoral a sublitoral.

El Conglomerado Rojo, lejos de representar la facies orogénica terminal de una evolución geosinclinal, representa simples remanentes de conos de deyección de dimensiones modestas, acumulados durante un levantamiento epiorogénico tardío del bloque de montaña, muy posterior a la fase tecto-orogénica que plegó las sedimentitas y las elevó, por vez primera, sobre el nivel del mar probablemente durante el Triásico Medio.

CONCLUSIONES

El análisis de los rasgos básicos sedimentarios, paleogeográficos, tecto-orogénicos y epiorogénicos de las Sierras Australes, así como la consideración de sus modestas dimensiones y su posición correspondientes a una geosutura, me llevan a concluir que constituyen una

“cadena plegada aulacogénica compuesta”, de acuerdo con la definición de tales cadenas dada en páginas anteriores, basándome para ello en las ideas de Khain y Muratov (1968). No cabe considerarlas como “cadena miogeosinclinal” ya que carecen de todos los atributos distintivos de tales montañas y, en particular, de efusiones básicas y depósitos pelágicos del período pre-flysch, de flysch y de molasa, siendo evidente que los períodos de subsidencia de los surcos deposicionales fueron concomitantes con la acumulación de sedimentos, predominantemente marinos, que denotan condiciones de deposición bajo condiciones de plataforma estable (“stable shelf”).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Argand, E., 1922. *La tectonique de l'Asie*. XIII Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., Fasc. 1, p. 171-372, Liège.
- Aubouin, J., 1965. *Geosynclines*. Elsevier Publ. Co., p. 1-335, Amsterdam.
- Bailey, E. B., 1936. *Sedimentation in relation to tectonics*. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 47, p. 1713-1726.
- Barber, W., 1957. *Lower Turonian ammonites from north-eastern Nigeria*. Geol. Surv. Nigeria, Bull., v. 5, N° 26, p. 1-64, Kaduna.
- Belousov, V. V., 1963. *Sobre la tectónica de los Andes*. Soc. Moscú Est. Nat., Bol. Secc. Geol., v. 38, N° 2, Moscú (Traducción al español del Instituto Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, citado por Borrello, 1969).
- Bigarella, J. J. et al., 1966. *Estruturas e texturas de Formação Furnas e sua significação paleogeográfica*. Univ. Fed. Paraná, Bol. Geol., N° 18, p. 1-114, Curitiba.
- Bogdanoff, A., 1964. *The East-European Platform*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964, “Tectonics of Europe”, p. 26-29, Moscow.
- 1964. *Conclusion*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964. “Tectonics of Europe”, p. 359, Moscow.
- Bogdanoff, A., Mouratov, M. V. y Schatzky, N. S., editors, 1964. *Tectonics of Europe. Explanatory note to the International Tectonic Map of Europe, scale 1:2,500,000*. Intern. Geol. Congr., Subcom. Tect. Map World., Publish. House Nedra, p. 1-360, Moscow.
- Borrello, A. V., 1962 a. *Sobre los niveles fosilíferos del Devónico Inferior de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Com. Invest. Cient., v. 1, N° 4, p. 1-9, La Plata.
- 1962 b. *Caracteres geosinclinales de las Sierras Australes*. Lab. Ensay. Mat. Inv. Tecn., Simps. Geol. Prov. Buenos Aires, La Plata.
- 1964. *Los geosinclinales de la Provincia de Buenos Aires*. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, An., v. 12, N° 9, Buenos Aires.
- 1965. *Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis*. Com. Invest. Cient., An., v. 6, p. 65-93, La Plata.
- 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Direc. Nac. Geol. Min., An., v. 14, p. 1-188, Buenos Aires.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Publ. Co., p. 1-168, Amsterdam.
- Buxtorf, A., 1907. *Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels*. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. S., Bd. 21, p. 1-125.
- Casteras, M., 1933. *Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales*. Serv. Carte Géol. France, Bull., v. 37, N° 189, p. 1-524, Paris.
- 1934. *Sur la tectonique du versant nord des Pyrénées*. Acad. Sci., Compt. Rend., N° 198, p. 377, Paris.
- 1964. *Pyrénées*. En Bogdanoff A. et al., editors, 1964, “Tectonics of Europe”, p. 216-220, Moscow.
- Cloos, H., 1937. *Grosstektonik Hochafrikas und seiner Umgebung*. Geol. Rundsch., v. 28, p. 333-348.
- 1948. *Ground blocks of the continents and ocean bottoms*. Nature, v. 161, p. 71-72.
- Cratchley, R. C. y Jones, G. P., 1965. *An interpretation of the geology and gravity anomalies of the Benue Valley, Nigeria*. British Overseas Geol., Surv., Geophys. Paper N° 1, London.
- De Loczy, L., 1964. *Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonifera da Bacia do Paraná*. Div. Geol. Min., Bol. N° 214, p. 1-113, Rio de Janeiro.
- De Villiers, J., 1944. *A review of the Cape Orogeny*. Univ. Stellenbosch, Ann., v. 22, p. 184-208, Capetown.
- Du Toit, A. L., 1937. *Our wandering continents*. Hafner, p. 1-379, New York.
- 1964. *Geology of South Africa*. Oliver and Boyd, p. 1-611, Edinburgh.

- Glangeaud, L., 1957. *Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques*. Rev. Geogr. Phys. Dynam., (2), v. 1, fasc. 4, p. 201-221, París.
- Groeber, P., 1946. *Esbozo de un mapa estructural de América del Sur*. 2da. Reunión IPIMIGEO, Secc. Arg., p. 1-17, Buenos Aires.
- Harrington, H. J., 1936. *El Conglomerado Rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña*. Mus. La Plata, Obra Cincuentenario, v. 2, p. 145-184, La Plata.
- 1947. *Explicación de las Hojas geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Prov. de Buenos Aires*. Direc. Min. Geol., Bol. N° 61, p. 1-43, Buenos Aires.
- Hurley, P. M. y Rand, J. R., 1969. *Pre-Drift Continental Nuclei*. Science, v. 164, N° 3885, p. 1229.
- Haug, E., 1907. *Traité de géologie*. v. 1, p. 1-536, A. Colin, París.
- Haughton, S. H., 1928. *The geology of the country between Grahamstown and Port Elizabeth*. Geol. Soc. S. Africa, Pretoria.
- 1969. *Geological history of Southern Africa*. Geol. Soc. S. Africa, p. 1-531, Capetown.
- Haughton, S. H. y Rogers, A. W., 1924. *The volcanic rocks south of the Zuurberg*. Royal Soc. S. Africa, Trans., v. 11, p. 235 et seq., Capetown.
- Jacob, Ch., 1930. *Zone axiale, versant sur et versant nord des Pyrénées*. Centen. Soc. Géol. France, Livre jubilaire, v. 2, p. 389-410, París.
- Kay, M., 1951. *North American geosynclines*. Geol. Soc. Amer., Mem. N° 48, p. 1-143, New York.
- Keidel, J., 1916. *La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las Montañas del Cabo y los Andes*. Min. Agric., An., Secc. Geol., v. 9, N° 3, Buenos Aires.
- Khain, V. E., 1951. *Principaux types d'évolution géosynclinal*. Dokl. Akad. Nauk. SSSR, v. 81, N° 3, p. 453-456 (Traducción al francés del BRGM).
- Khain, V. E. y Muratov, M. V., 1968. *Geosynclinal Belts, Orogenic Belts, Folded Belts and their relation in time and space*. XXIII Intern. Geol. Congr., Proc. Sect. 3, p. 9-13, Prague.
- Kilmurray, J. O., 1968. *Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Mus. La Plata, Rev., v. 6, N° 45, p. 155-188, La Plata.
- 1969. *Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., v. 24, N° 3, p. 239-252, Buenos Aires.
- Krauss, E., 1927. *Der orogene Zyklus und seine Stadien*. Zentralbl. f. Mineral. Geol., Bd. 2, p. 210-233.
- Lugeon, M., 1902. *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Soc. Géol. France, Bull., ser. 4, v. 1 (1901), p. 723-823.
- Menchicoff, N., 1933. *La série primaire de la Sahoura et des Chaînes d'Ougarta*. Serv. Carte Géol. d'Algérie, Alger.
- 1964. *Les chaînes d'Ougarta*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964, "Tectonics of Europe", p. 347-348, Moscow.
- Michel, P., et al., 1953. *Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier*. Soc. Géol. France, Bull., v. 3, N° 6, p. 593-611, París.
- Novikova, A., 1964. *The Russian Plate*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964, "Tectonics of Europe", p. 54-69, Moscow.
- Peyve, A. V. y Sinitzyn, V. M., 1950. *Certains problèmes fondamentaux de la doctrine des géosynclinaux*. Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geol., v. 4, p. 28-52.
- Reinoso, M., 1968. *Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., v. 23, N° 4, p. 287-295, Buenos Aires.
- Reyment, R. A., 1955. *The Cretaceous Ammonoidea of southern Nigeria and the southern Cameroons*. Geol. Surv. Nigeria, Bull., v. 25, p. 1-112, Kaduna.
- Salamuni, R. y Bigarella, J. J., 1967. *Some paleogeographic features of the Brazilian Devonian*. Alberta Soc. Petrol. Geol., Internat. Symp. Devonian Syst., v. 2, p. 1313-1326, Calgary.
- Schatzky, N. S., 1940. *Sur les synclinaux de A. T. Pavlov*. Byul. Mosk. Obshchestva Ispytatelei Prirody, Otd. Geol., v. 18 (3-4), p. 5-94.
- Schatzky, N. S. y Bogdanoff, A., 1964. *Introduction*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964, "Tectonics of Europe", p. 5-25, Moscow.
- Short, K. C. y Stäuble, A. J., 1967. *Outline of the geology of the Niger delta*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., v. 51, N° 5, p. 761-779, Tulsa.

- Simpson, A., 1955. *The Nigerian Coalfield: The geology of parts of Onitsha, Owerri, and Benue Provinces*. Geol. Surv. Nigeria, Bull., N° 24, Kaduna.
- Stille, H., 1913. *Evolutionen und Revolutionen in der Erdgeschichte*. G. Borntraeger, p. 1-32, Berlin.
- 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. G. Borntraeger, p. 1-443, Berlin.
- 1936 a. *Tektonische Beziehung zwischen Nordamerika und Europa*. XVI Intern. Geol. Congr., Rept., p. 829-838 (Washington, 1933).
- 1936 b. *Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen Forschung*. 25 Jahr. Kaiser Wilhelm Ges., Bd. 2, p. 77-97.
- 1940. *Einführung in den Bau Amerikas*. G. Borntraeger, Berlin.
- Struder, B., 1827. *Geognostische Bemerkungen über einige Theile der nördlichen Alpenkette*. Zeitschr. f. Mineral., Jarg. 1927, N° 1, p. 1-52.
- Suero, T., 1957. *Geología de la Sierra de Pilla-huinco (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires)*. Lab. Ensay. Mat. Inv. Tecn., Ser. 2, N° 74, p. 1-31, La Plata.
- Sujkowski, Z. L., 1957. *Flysch sedimentation*. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 68, v. 5, p. 543-554.
- Tattam, C. M., 1944. *A review of Nigerian Stratigraphy*. Geol. Surv. Nigeria, Ann. Rept. 1943, p. 27-40, Kaduna.
- Tszyu, Z. I., 1967. *Devonian of the Timan-Pechora region*. Alberta Soc. Petrol. Geol., Internat. Symp. Devonian System, v. 1, p. 397-412, Calgary.

LA PROSPECCION GEOLOGICA-MINERA Y LA MINERIA ARGENTINA EN LOS ULTIMOS VEINTICINCO AÑOS

POR VICTORIO ANGELELLI

Con motivo del vigesimoquinto aniversario de la fundación de la Asociación Geológica Argentina —decisión que fue adoptada el 30 de junio de 1945 por un reducido grupo de jóvenes profesionales, entre los cuales se encontraba uno afecto a escudriñar las riquezas minerales—, estimo que la más cálida recordación, en mi caso, es la de presentar un panorama general de lo acontecido en esos cinco lustros que nos separa de esa magna fecha, acerca del estado y desarrollo del quehacer geológico-minero del país, a través de la realización de organismos estatales.

Por aquel entonces, la labor en el campo de la geología se proseguía con el empuje y entusiasmo de años anteriores. Destacados geólogos argentinos y extranjeros contribuían con sus investigaciones en el ámbito de la ciencia pura y aplicada. Se mantenía latente un espíritu de superación manifestado particularmente por un núcleo de jóvenes geólogos ávidos de conocimientos, que más tarde se destacan en las distintas ramas de las ciencias geológicas. Esta situación se reflejaba sin mayores matices, tanto en el marco de los organismos estatales, cuanto en el de los claustros universitarios.

Algo distinto era, en realidad, el "status" en que se hallaba el sector dedicado muy modestamente a las investigaciones y estudios relacionados con los recursos minerales y con la promoción de la minería. Su andar era lento; muy magros los recursos disponibles para el cumplimiento de tales tareas y muy escaso su personal. Los estudios se circuns-

cribían más bien a inspecciones, que al reconocimiento detallado de áreas mineralizadas, con miras a mantener al día, en lo posible, el inventario de nuestras minas y yacimientos. Todo el peso de esta labor lo soportaba la entonces Dirección de Minas y Geología. Exigua a nula era la contribución que en la materia podía esperarse de los organismos provinciales. Una excepción a la rutinaria labor de la nombrada institución, fue la exploración que en 1942 llevara a cabo en el yacimiento ferrífero de Zapla a requerimiento de la Dirección General de Fabricaciones Militares, repartición que, como se verá más adelante, asume con el tiempo un papel cada vez más preponderante en la prospección y exploración de nuestros recursos metalíferos.

Poca atención se prestaba a la enseñanza de la Geología Económica, materia que se dictaba en la Facultad de Ingeniería de San Juan de la que en 1944 egresaba su primer ingeniero de minas.

Muy esporádicas eran las publicaciones que se referían al campo de la mineralogía y, por supuesto, muy contado el personal dedicado a esta disciplina.

La minería seguía su curso, sin prisa y sin pausa, impuesto por nuestro mercado interno y, posibilidades de colocación de nuestros minerales en el exterior, en especial los críticos, en un todo de acuerdo con las características de nuestras acumulaciones minerales y condiciones de explotabilidad, no siempre satisfactorias debido a la capacidad de

los depósitos, ubicación de los mismos, etcétera.

De las explotaciones metalíferas de mayor significación, se destacaban en la provincia de Jujuy la del yacimiento plumbo-argento-cincífero de la sierra de Aguilar y la de las minas de estaño y de estaño y plata de Pirquitas y Pircas, respectivamente, y la del yacimiento de wolframita y scheelita de "Los Cóndores" (San Luis). A dichas faenas se sumaba, como una avanzada de nuestro desarrollo siderúrgico, la de Zapla (mina "9 de Octubre"), en Jujuy, con destino a Altos Hornos Zapla (Palpalá) y cuya primer colada de arrabio acaeció el 11 de octubre de 1945.

La industria minera en lo que concierne a los minerales metalíferos nunca alcanzó plano destacable. En 1968, según datos de la Estadística Minera de la Nación, el 1,3 % en volumen y el 2 % en valor de la producción minera, excluidos los combustibles, correspondió al renglón metalífero. Este es el que se ha de comentar y el que más nos debe por ahora preocupar, por cuanto él ha de influir, en ciertos aspectos, como respaldo al creciente desarrollo industrial de la Nación; las otras ramas, vale decir la que agrupa a los minerales no metalíferos, la de los combustibles en general y la de las rocas de aplicación, se encuentran mejor respaldadas por la existencia, en la mayoría de los casos, de grandes reservas, cuando no ilimitadas.

La minería nacional iniciada en la época de la Colonia con la búsqueda y beneficio de minerales portadores de plata y oro y con anterioridad si nos remontamos al laboreo principalmente de aluviones auríferos llevados a cabo por indígenas en la época de los Incas, registra una continuada serie de interrupciones y fracasos a través de todo su historial, como consecuencia no sólo de los yacimientos en sí, sino también de otros factores. En efecto, en muchos casos las concentraciones minerales no respon-

dieron en volumen y en ley a las esperanzas cifradas; en otros la paralización de los trabajos obedeció a una brusca caída en la cotización de los metales, a simples especulaciones financieras o a una mala dirección técnica y administrativa.

A juzgar por la información disponible, de toda nuestra vieja minería han surgido yacimientos que no revelan reservas de consideración, testimonio de ello son: los distritos auricupríferos de La Mejicana y Capillitas; los depósitos auríferos de Gualilán y los argentíferos de Paramillos de Uspallata, Famatina y Tontal, exponentes clásicos de la minería metalífera nacional.

Pero no toda actividad desplegada en el campo de la industria extractiva condujo a desaliento; por el contrario, se registraron casos de explotaciones medianas y aún pequeñas que beneficiaron con creces a los concesionarios de las respectivas propiedades mineras.

La minería siempre ha llamado la atención y grandes han sido las esperanzas puestas en ella como riqueza estática que sólo esperaba ser movilizada. Creencia en principio lógica, si se tiene en consideración la frecuencia y variedad de los minerales alumbrados y la magnitud de nuestras áreas montañosas.

También el gran Sanjuanino se vio envuelto en ella¹ y en 1860 en carta dirigida a Mitre le dice que las minas de San Juan constituían la fuente de riqueza más grande del país. Grande fue su entusiasmo para organizar la Compañía de Minas de San Juan, con un capital de 100.000 pesos fuertes para comprar minerales, fundir y amalgamar metales, iniciativa que recibió el apoyo oficial e incluso el particular del Presidente Mitre. Como administrador de la citada compañía figuraba el ing. F.

¹ « Sarmiento y la minería », por el ingeniero Augusto Landa, de la Junta de Historia de la provincia de San Juan.

Ignacio Rickard². Sarmiento no ve concluida su obra, pues en diciembre de 1863 es designado ministro plenipotenciario en los EE. UU.

Nuestra minería está jalonada como hitos que marcan su pasado por las ruinas de: Paramillos de Uspallata, distrito argentífero que data de 1683, en Mendoza; Gualilán, en San Juan, cuya mena aurífera se trataba en 1872 en la primera planta de bocartes del país; Hilario (San Juan), asiento de una fundición que beneficiaba minerales argentíferos de Tontal y otros depósitos, en 1865; la mina de plata y cobre "La Concordia" (Salta), explotada en 1905; de los establecimientos mineros y metalúrgicos de La Mejicana (La Rioja) y Capillitas (Catamarca), habilitados a fines de la primera década del 1900 y que dispusieron de cablecarril para el transporte de sus minerales; las primeras plantas de tratamiento de mineral por cianuración erigidos en los años 20, en Castaño Nuevo (oro) y en El Salado (plata), en San Juan; las instalaciones mineras llevadas a cabo en diversas minas de los distritos plumbíferos de Pumahuasi y La Pulpera, que se explotaron con intensidad hasta casi la tercera década de 1900, etc.

Un yacimiento activo ya en 1908 y que tras varias paralizaciones, se está trabajando actualmente aunque en pequeña escala es el wolfrámico de "Los Cóndores" (San Luis).

A partir de los años 30 se opera en Aguilar (Jujuy), nuestra mayor acumulación metalífera no-ferrosa; en 1937 se descubre el aluvión estannífero

² Fue quien, en su carácter de Inspector General de Minas de la Inspección General de Minas de la República, nos proporcionó el primer trabajo acerca del estado de nuestra minería en « Informe sobre distritos minerales, minas y establecimientos de la República Argentina en 1868-1869 », publicación oficial del Ministerio de Estado en el Departamento del Interior. Buenos Aires, 1869.

de Pirquitas y más tarde las vetas estanno-argentíferas de Pircas, en la nombrada provincia; en 1939 acontece el descubrimiento del mineral de Zapla, en la sierra homónima jujeña; en 1942 se realizan los primeros estudios superficiales del distrito Agua de Dionisio, de donde surge más tarde Farallón Negro (Catamarca).

Finalmente, para concluir con estas citas cronológicas vinculadas con la aparición de algunos de nuestros yacimientos metalíferos de mayor interés, sólo restaría mencionar: los de Sierra Grande, cuyo denuncia se remonta a 1945, y, entre los más recientes, los de uranio y cobre de Huemul-Agua Botada (Mendoza) reconocidos en 1952 y los de uranio de Cosquín (Córdoba) denunciado en 1956; de la cuenca de Tonco (Salta) descubiertos en 1957 y de la Sierra Pintada "Dr. Baulés", en Mendoza, hallazgo que tuvo lugar en 1968.

Un cuadro fiel de lo que aconteció en épocas pasadas y de lo que aún ocurre en la industria extractiva, lo señala Brackebusch¹ en un artículo escrito en 1893 para "Zeitschrift für Berg-Hütten un Salinen Wesen im Preussischen Staate" que dice en su encabezamiento: "La República Argentina es rica en recursos minerales a pesar de que ellos no han sido explotados en todos los tiempos como merecían ya sea a causa de las guerras siempre repetidas en las colonias españolas después de haber declarado su independencia, lo cual obstaculiza las labores pacíficas de los mineros o bien debido a fracasos temporarios, los que suceden siempre de vez en cuando en la industria minera; al entusiasmo inicial seguía un tiempo de desgano y adversión hacia toda empresa minera". Y más adelante: "En vez de trabajos serios y tranquilos sucedió precipitadas ambiciones por las ganan-

¹ « Las condiciones de la Minería Argentina », traducido por el Dr. E. Kittl. Bol. Acad. Nac. Cien., T. XLV, entrega 1ª-4ª, 1966.

cias rápidas y una fiera especulación; principió el tiempo de las estafas por fundiciones y las minas argentinas cayeron en un descrédito no merecido. De manera irracional se construyeron plantas metalúrgicas con todo lujo sin pensar si se iba a encontrar mineral y combustible y también agua para su mineral”.

El estado de la minería en 1945 en el renglón metalífero se circunscribía en lo principal a las explotaciones de menas de plomo, plata y cinc; de estaño y estaño y plata; de tungsteno y de hierro, totalizando una producción de unas 109.000 t, esto es el 0,95 % en volumen y el 1,8 % en valor de la producción minera total, excluyendo el renglón de los combustibles (petróleo, pirobitumen asfáltico, carbón y gas).

El rubro de los minerales no metalíferos ascendía entonces en volumen a 927.000 toneladas y el que comprende a las rocas de aplicación a 10.500.000. La relación entre estas tres ramas era de aproximadamente 1 : 9 : 110, proporción que en la actualidad es de 1 : 7 : 69.

En Boletines y Publicaciones la Dirección de Minas y Geología difundía sus múltiples actividades en el campo de la geología y en el quehacer geológico-minero; a los trabajos que salieron a luz sobre nuestros depósitos minerales, se sumó en 1941, siguiendo la trayectoria de las reseñas generales la de Hermitte sobre *“La Geología y minería argentina en 1914 (Tercer Censo Nacional de la República Argentina, 1914 y de Stappenbeck “Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina” (1918), la obra del Boletín 50 (“Los yacimientos y rocas de aplicación de la República Argentina. Su posición geológica y genética”), como un eslabón más que, excluyendo en este caso la actividad del petróleo, actualizaba el conocimiento que se tenía acerca de los principales recursos minerales de nuestro territorio.*

EVOLUCION DE LA INVESTIGACION GEOLOGICO-MINERA Y CENTROS DE ENSEÑANZA

Durante el transcurso de estos 25 años a la labor de la institución que le corresponde de hecho la investigación geológico-minera del país, esto es a la actual Dirección Nacional de Geología y Minería, se suma la del ya nombrado organismo militar y la perteneciente a la Comisión Nacional de Energía Atómica, a partir de 1952, en el ámbito de la prospección y exploración de yacimientos metalíferos. Además, cabe citar el aporte proporcionado por el Museo “Bernardino Rivadavia” y el de las universidades por estudios e investigaciones efectuados por personal docente de sus Facultades de Ciencias Naturales, en particular el del Instituto de Investigaciones Mineras de la Universidad de Cuyo, de San Juan, en cumplimiento de convenios celebrados con el ex-Instituto Nacional de Geología y Minería, hoy Dirección Nacional, entre los años 1952 y 1961.

La entonces Dirección de Minas y Geología en el lapso que nos ocupa, tras varios cambios de denominación, continuó desenvolviéndose en un medio caracterizado permanentemente por la estrechez de recursos, lo que motivó el continuo éxodo de profesionales que tanto costó al Estado preparar. Escuela de formación por excelencia en los distintos campos de la geología pura y aplicada, su labor en su verdadera dimensión se vio trabada por las causas expuestas. Su silenciosa actividad, sin embargo, se ve reflejada a través de las numerosas publicaciones y obras efectuadas en las diversas ramas de la geología que ponen de manifiesto la inquietud y el apego de sus profesionales por dicha institución madre. Sus planes se elaboraron siempre siguiendo una programática establecida, que se ajustaba a las necesidades del país; pero su quehacer debió limitarse a sus magros presupuestos. En los últimos años su si-

tuación ha mejorado en cuanto al refuerzo de su personal y a la provisión de instrumental y equipos de trabajos.

Entre los trabajos geológico-mineros de cierta envergadura practicados por esta institución cabe destacar los practicados en el yacimiento ferrífero de Sierra Grande, en una de sus etapas de exploración, como asimismo en el aurimanganífero de Farellón Negro. En el campo de la prospección regional se efectúa el reconocimiento del macizo norpatagónico y, por sobre todo, centraliza su actuación en la provincia de La Rioja, desde 1966, como parte del Plan Cordillera Norte, que extiende a las provincias de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero.

La Dirección General de Fabricaciones Militares concentró exclusivamente sus actividades, hasta hace poco tiempo, en lo que concierne a asegurar el abastecimiento de materias primas para sus establecimientos fabriles a través de estudios y exploraciones en yacimientos y a reunir la documentación de los recursos minerales del país con fines de movilización. El personal de la a la sazón División Minas y Geología, se dedicó con preferencia por espacio de 10 años a la revisión de yacimientos de cobre en todo el territorio, tratando de dar solución al "problema nacional del cobre"; consecuencia de esa actividad son los trabajos exploratorios que se llevaron a cabo en Capillitas; en la mina "Salamanca" (Mendoza), como así también en "Condorcanqui" (Chubut) y en las minas "Tío", "Tauro" y "Taururú" (Córdoba). Realizó el estudio de numerosas minas de cobre, entre ellas las del distrito La Mejicana, correspondiéndole, además, la exploración del cuerpo I de Puesto Viejo, en colaboración con la Dirección de Minas y Geología; la de la azufrera de la mina "Julia" (Salta); la de los depósitos de manganeso de "Cama Cortada" (Córdoba) y la del yacimiento de uranio "Soberanía" (Mendoza) y, finalmente, la de

la mina de níquel y uranio "San Santiago" (La Rioja), a solicitud de la ex-Dirección Nacional de la Energía Atómica. Entre otras tareas, contribuyó con el estudio de materia prima para la industria siderúrgica.

Su actuación en el ámbito de la geología económica adquiere mayor relevancia con el Plan Cordillerano (Mendoza y Neuquén) en colaboración con el Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas, con los resultados que son del dominio público y que se expondrán más adelante. Como consecuencia de este primer plan se ha creado una nueva programática en materia de prospección que, recurriéndose a los métodos más modernos, se proseguirá en el norte argentino.

A partir de 1952, la ex-Dirección Nacional de Energía Atómica prosigue los estudios iniciados en 1945 por Fabricaciones Militares con miras a establecer las perspectivas que ofrece el país en cuanto a la disponibilidad de minerales radiactivos. Lento en sus comienzos, sin mayor experiencia en la materia y sin instrumental adecuado, se fue desenvolviendo este nuevo campo de la geología minera que contó, obviamente, con el aporte de los particulares. Instituido el Decreto-Ley 2247/56, que legisla la minería del uranio, el organismo (actual Gerencia de Materias Primas) encargado de velar por su aplicación y por la prospección de nuestro territorio, acrecenta su personal profesional y técnico y dotado de mayores recursos da comienzo a un plan racional de prospección y exploración que conduce a un más rápido reconocimiento de amplias regiones del país. Se recurre a la prospección radiométrica aérea y también a la geoquímica y geofísica, en un todo de acuerdo a la utilización de los métodos e instrumental más modernos.

Resultados de su actuación, que no concluye con la prospección y exploración sino que se extiende, además, a la

explotación y tratamiento hidrometalúrgico de las menas, son los descubrimientos de los yacimientos de "Don Otto" y otros de las cuencas de Tonco y Amblayo (Salta); Los Adobes, en Chubut y "Dr. Baulies" (Mendoza), entre las concentraciones uraníferas de mayor relieve.

La Gerencia de Materias Primas, dentro de sus programas relacionados con la investigación de otros elementos que intervienen en la industria atómica, efectuó diversos estudios en yacimientos de minerales de litio en pegmatitas de las sierras centrales y de zircón y minerales asociados en materiales detríticos del litoral atlántico bonaerense.

También el Museo "Bernardino Rivadavia" aporta, de acuerdo con sus funciones específicas, a divulgar el conocimiento de nuestros recursos minerales a través de las obras "Recursos Minerales de la República Argentina" I - "Yacimientos Metalíferos" (Angelelli, 1950) y III - Combustibles Sólidos Minerales (Borrello, 1956).

A esta evidente actividad desplegada en el campo en cuestión, los claustros no permanecen indiferentes. Su acción se hace efectiva por medio de estudios mineralógicos, petrológicos y metalogénicos, ya sea como resultado de tesis doctorales, de investigación pura, o bien de un servicio requerido. En tal sentido debe señalarse muy particularmente la labor realizada por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Buenos Aires.

Y no menos importante ha sido la contribución del ya citado Instituto de Investigaciones Mineras de San Juan, en el estudio geológico-minero y también metalúrgico de diversos yacimientos de plomo, plata y cinc, cobre, hierro, tungsteno y otros, a requerimientos de entes oficiales y privados.

Dentro del orden nacional cabe mencionar, finalmente, la no menos meritoria labor desplegada por el Banco Industrial de la República Argentina, en

la investigación geológico-económica de nuestros yacimientos en general, como consecuencia de su política de fomento a la minería.

De las actividades desarrolladas por organismos provinciales, corresponde destacar la inquietud puesta ya de manifiesto en 1959 por la Dirección de Minería de San Juan, al propiciar el reconocimiento regional de una franja cordillerana de 90 km de largo por unos 8 de ancho, a la latitud 29° 25' (dpto. Iglesia), tarea que se encomienda a la empresa I.B.E.C. de los EE. UU. y que si bien no aportó resultados positivos en cuanto a la existencia de acumulaciones de cobre diseminado, puso de relieve la conveniencia de materializar un plan más vasto, cual fue el Plan Cordillerano Sanjuanino al que más tarde se le adicionó la prospección de las sierras de Valle Fertil y de la Huerta.

En las primeras reuniones y congresos mineros, que se celebraron en los años del 40, se argumentó con cierta insistencia que la carencia de profesionales y técnicos en la materia (geólogos, ingenieros de minas y técnicos mineros) representaba uno de los principales factores responsables del estancamiento de la minería nacional. Tesis ésta que no tiene validez desde hace algunos años, por cuanto el número de graduados excede al de la demanda. El desarrollo de la industria petrolera, la expansión de las tareas geológico-mineras en organismos estatales y privados, e incluso la intensificación de la investigación en los centros universitarios, absorben una buena proporción de los profesionales y técnicos nombrados.

El país cuenta con seis facultades nacionales donde se cursa el Doctorado de Ciencias Naturales, especialidad Geología, a saber: Buenos Aires, La Plata, Córdoba, Bahía Blanca, Tucumán y Salta, a las que se suma de fecha reciente la Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de San

Juan. El número total de los que egresan anualmente como geólogos es de alrededor de 50. La enseñanza que se imparte en lo atinente al campo de la mineralogía, yacimientos y otras materias afines a la geología económica, tiende al logro de una preparación básica teórico-práctica que satisfaga el mejor desempeño en las tareas de campaña y gabinete, que deberá cumplir el geólogo en su futura vida profesional. En lo que atañe a la enseñanza superior en el aspecto minero en sí, contamos con la Facultad de San Juan, donde se cursa la carrera de ingenieros de minas, con un egreso de 4-5 ingenieros por año.

En la enseñanza media existen suficientes centros de preparación que otorgan el título de técnico minero o técnico en minas. Las escuelas principales se encuentran en Jujuy, San Juan, Córdoba y Buenos Aires. Algo más de 30 se gradúan por año.

La cantidad de profesionales y técnicos activos a mediados de 1968 se estimó como sigue: 550 geólogos, de los cuales unos 420 pertenecen a las principales instituciones nacionales vinculadas con la geología y minería (Y.P.F., Dirección Nacional de Geología y Minería, C.N.E.A., D.G.F.M., etc.); 55 ingenieros de minas, de los 85 egresados desde la fundación de la facultad y alrededor de 130 técnicos mineros.

Excluido el campo de los combustibles, alrededor de 150 geólogos se hallan afectados a tareas geológico-mineras en el ámbito de reparticiones públicas, instituciones privadas y centros de enseñanza superior.

El país cuenta con un núcleo de geólogos economistas debidamente capacitado en la conducción de programas de prospección y exploración minera. El campo de la mineralogía está cubierto con diversos investigadores que desde hace algunos años se dedican a esta ciencia.

EVOLUCION DE LA INDUSTRIA EXTRACTIVA

En el período de los cinco lustros que nos ocupa, la minería metalífera, como asimismo la no metalífera y la que involucra los rocas de aplicación ha experimentado un sensible incremento particularmente en los últimos ocho años, como puede apreciarse en el gráfico de la figura 1.

En el renglón de los metalíferos, fluctuante ha sido la producción de los minerales exportables (berilo y concentrados de tungsteno, esencialmente); creciente la de concentrados de plomo y de cinc y también la de minerales de hierro y de manganeso (figs. 2 y 3).

Nuestra minería metalífera es muy modesta y se resume, haciendo excepción de Aguilar que va hacia un tratamiento de 2000 t/d de mineral bruto, a extracciones de poco volumen. Zapla movilizó un promedio de unas 450 t/d en 1968 y otro tanto Puesto Viejo. La planta hidrometalúrgica de Malargüe (Mendoza) tiene una capacidad diaria de tratamiento de 100 t, lo que significa una explotación de 110-120 t/d, incluyendo mineral de baja ley, del yacimiento Huemul-Agua Botada.

De un total de 190.000 t en 1945 pasó este renglón de los metalíferos a 441.388 toneladas en 1968, de las cuales 276.800 t pertenecen a mineral de hierro con un contenido en fino de 120.000 t.

Si nos atenemos a sus principales ítems, surge, analizando las estadísticas de los años 1945-1968, lo siguiente (figs. 2 y 3)

1º En cuanto a la producción de berilo, se observa un período de incremento a partir de 1951, con un pico de 1.990 t en 1954, para decaer luego continuamente hasta 1966 y repuntar en 1968 con 593 t. Nuestras pegmatitas, productoras además de minerales de litio y de columbio-tantalio, han proporcionado desde 1935 hasta 1968 unas 21.200 t de berilo. Nuestro potencial

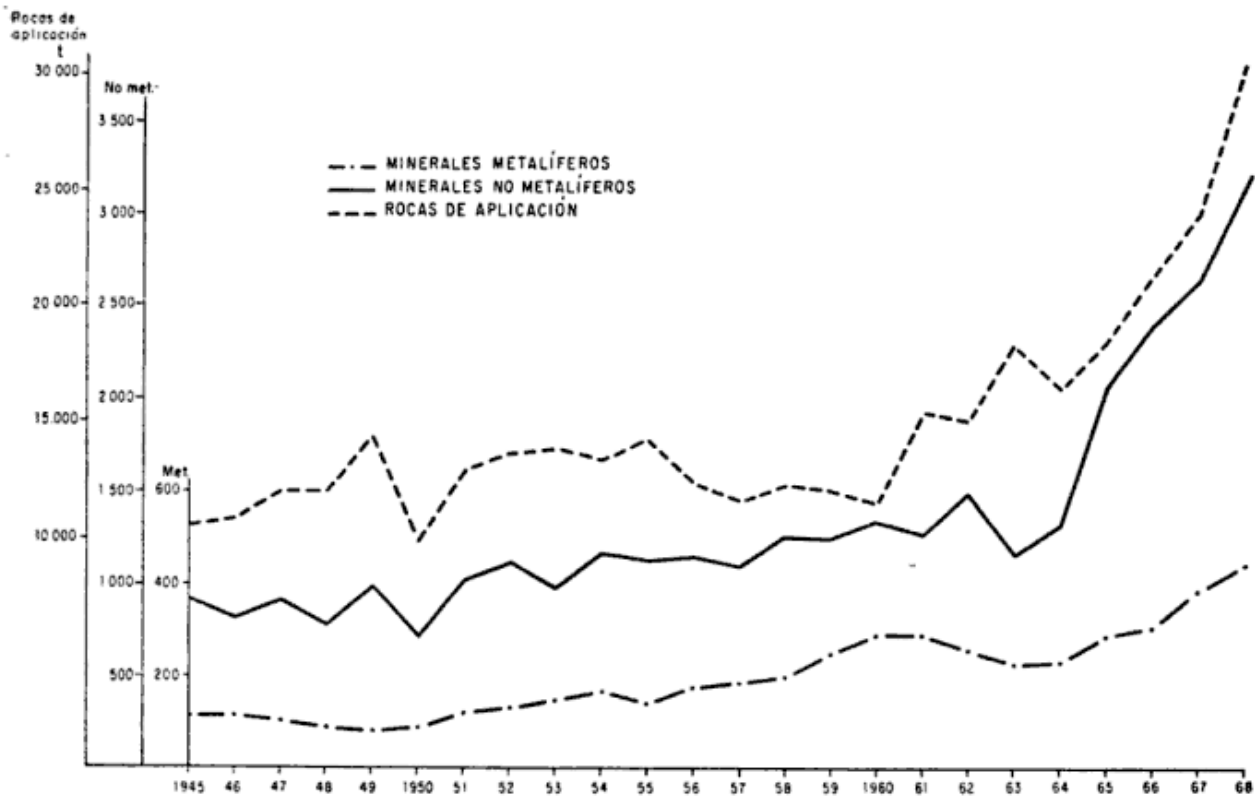


Fig. 1. — Producción minera nacional, excluidos combustibles. Período 1945-1968
(En miles de toneladas)

en este aluminio-silicato de berilo se ha estimado en 30.000 t.

2º El desarrollo de nuestra industria siderúrgica trajo aparejada la movilización de las concentraciones manganíferas, aun de aquellas de baja ley. Así, de

un aporte de 4.272 t en 1945 tras una caída de hasta 1.900 t en 1949, este ítem experimenta un repunte que lo lleva a un máximo de 48.453 t en 1960 para proseguir a un ritmo de 30.000 a 40.000 t anuales.

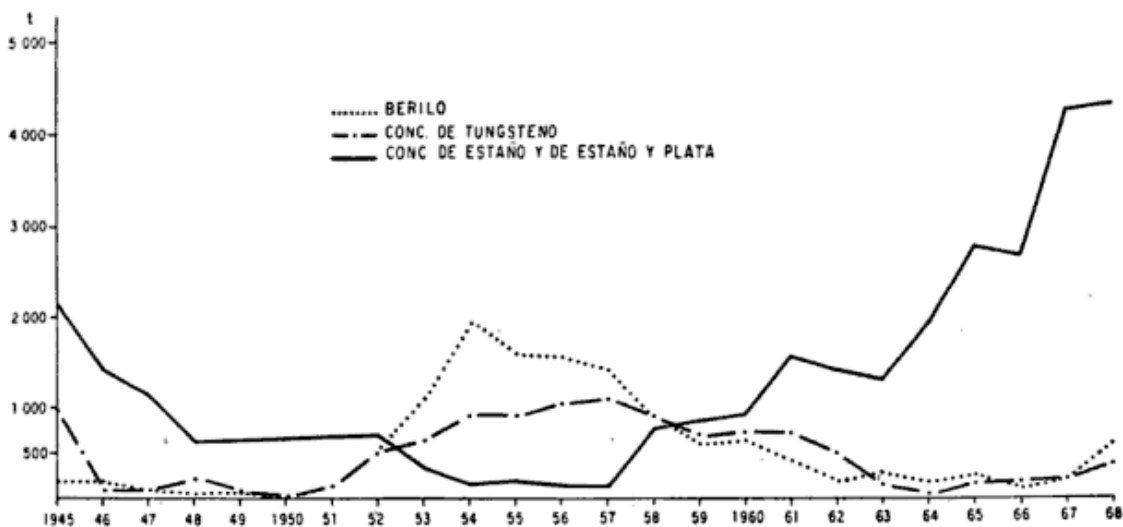


Fig. 2. — Producción nacional de berilo y de concentrados de tungsteno, estaño y de estaño y plata. Período 1945-1968

Por otra parte, cabe señalar, además, el crecimiento de la producción de la mena de Zapla y Puesto Viejo, como consecuencia de la expansión de Altos Hornos Zapla; de un mínimo de 37.000 a 39.000 t en 1947-49 a una cifra record en 1968 de 230.000 toneladas.

3º Entre otros minerales que hace a la industria siderúrgica, los de wolfra-

gándose su laboreo profundo. Actualmente se le está trabajando en niveles superiores, es encaja reducida.

4º La producción de concentrados de plomo y de cinc acusa un ritmo creciente; recibe un sensible aporte con la explotación de Castaño Viejo, en los años 1956-1965 y, en menor proporción, con la de los depósitos de la mina "Gon-

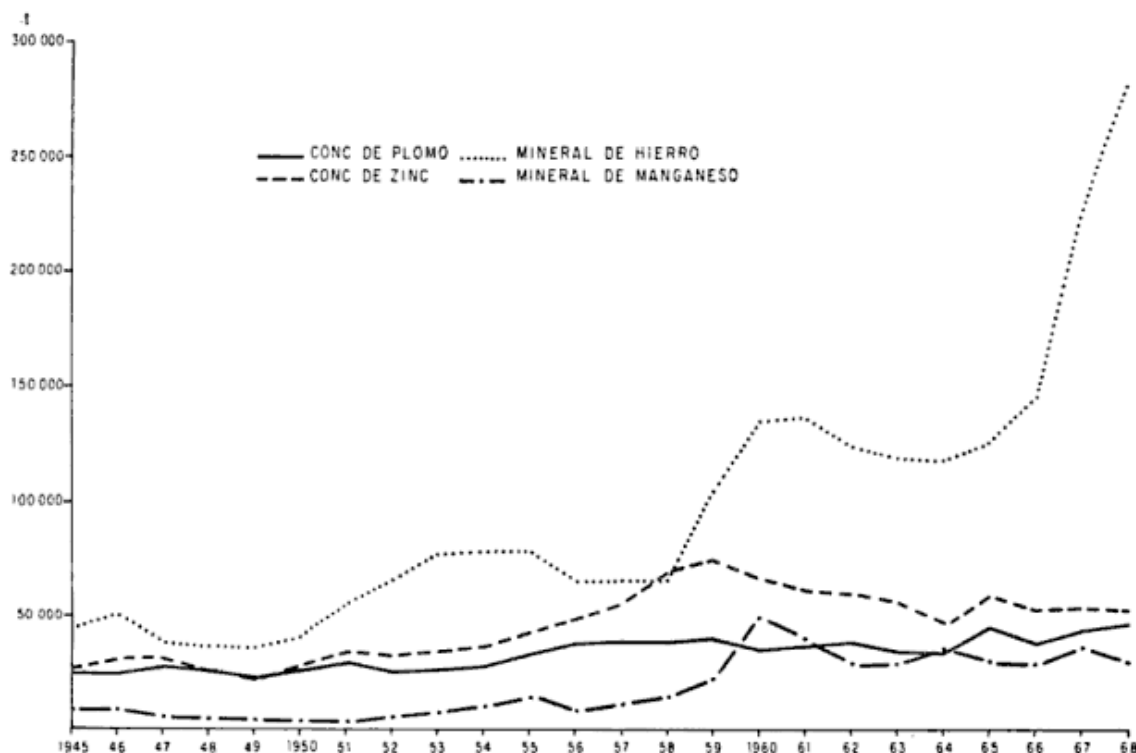


Fig. 3. — Producción nacional de mineral de hierro, de manganeso y de concentrados de plomo y zinc. Período 1945-1968

mio que alcanzan la cifra más alta de producción de 2.180 t en 1942 y de 966 en 1945, declinan en los seis años subsiguientes para experimentar un creciente aumento hasta 1961, como resultado de una medida de fomento, y una nueva disminución a partir del citado año. En el período 1936-68, el país ha producido, con destino en su casi totalidad al exterior, unas 24.000-t de concentrados y scheelita. Las reservas de nuestros yacimientos más destacados se han calculado en una 5.500 t WO_3 ; de ellas su mayor parte corresponden a la mina "Los Cóndores", cuyas modernas instalaciones se levantaron hace pocos años, ane-

zalito" (Río Negro). De un volumen de 23.000 y 26.550 t de concentrados de plomo y de cinc, respectivamente, se llega a cifras toques de 39.570 y 76.186. Respalda el desarrollo de esta rama de la industria extractiva el extraordinario yacimiento de la sierra de Aguilar que, desde 1934 hasta 1968 inclusive, ha proporcionado un total de 878.000 t de concentrados de plomo con 1.400 Ag g/t y 1.400.000 t de concentrado de cinc.

5º En lo que respecta a la explotación de los minerales de estaño y de estaño y plata de Pirquitas y Pircas, se registra una marcada declinación desde 1945 hasta 1957, para luego repuntar

gradualmente hasta el presente, llegando en 1968 a 4.340 t de concentrados con 19 % Sn y 1 kg Ag/t.

6º Un nuevo ítem se incorpora a la minería nacional a partir de 1953, el uranio. Iniciada su producción con 638 toneladas, ésta se incrementa, aunque no en forma gradual, hasta alcanzar cifras máximas de 21.757 y 29.604 t en los años 1964 y 1965. Desde 1953 hasta 1968, se ha registrado una producción total de 138.000 t de mineral con un contenido de U_3O_8 de 280 t, el que bajo forma de concentrados de alta ley ("yellow cake") se ha recuperado y se recupera en las plantas de Fábrica Córdoba, Malargüe y mina "Don Otto".

7º El laboreo por minerales exclusivamente de cobre no adquiere en su producción valor significativo alguno. La estadística registra, eso sí, una producción de cierto interés como un subproducto en el tratamiento de las menas plumbo-cincíferas y tungstífera de Castaño Viejo y "Los Cóndores", respectivamente, la que fue exportada en su totalidad.

8º La producción de oro, en escala muy modesta, tuvo sus exponentes en la explotación de las minas de Inca Huasi (Catamarca) y de Marayes (San Juan) y también de las del distrito El Oro (La Rioja) que luego de un largo período de inactividad reanuda los trabajos en 1959, paralizándose nuevamente en 1965, con lo cual la minería de este noble elemento queda relegada al insignificante aporte de los aluviones auríferos. Nuestra mayor reserva reconocida en oro y a la vez en manganeso, está contenida en el mineral de Farellón Negro - Alto de la Blenda, aun en vía de estudios.

Si se establece un balance entre la producción y la demanda de los minerales o elementos requeridos por el país, siempre dentro del grupo de los metalíferos, se desprende lo siguiente:

a) *Autoabastecimiento*: Se cubre en lo que concierne a la provisión de mi-

nerales de plomo, plata y cinc y hasta se suele registrar exportación de excedente. Los requerimientos de Altos Hornos Zapla se abastecen con las menas de las minas "9 de Octubre" y Puesto Viejo. La plata metálica obtenida de la fundición de minerales de plomo satisface ampliamente las necesidades internas, permitiendo la exportación del remanente de la producción. La demanda nacional en concentrados de wolframio se cubre en la medida en que éstos son industrializados en el país.

Respecto de los minerales uraníferos, el país cuenta con reservas económicas que aseguran ampliamente el consumo del reactor que se instala en Atucha, a lo largo de su vida útil.

b) *Exportación*: El volumen de minerales que se destina al exterior fue para los años 1967 y 1968 de 5.943 y 8.025 t, respectivamente, lo que representa aproximadamente 1,5 y 1,8 % del total registrado como producción metalífera. Corresponde a partidas de berilo, de minerales o concentrados de cobre, columbio-tantalio, estaño, litio, plomo y tungsteno. El valor de estos productos, en el que se incluye la plata metálica, se indica en la figura 4.

c) *Importación*: Del orden de 900.000 toneladas de mineral de hierro para alimentar el alto horno de SOMISA, consumo que se verá duplicado con la instalación de una segunda unidad. La movilización de Sierra Grande conducente a la obtención de "pellets" suplirá en buena parte la demanda que surgirá más allá de 1972, como consecuencia de la expansión prevista de la industria siderúrgica básica, a través de SOMISA y de Propulsora Siderúrgica.

En 1968 importamos 283 t de minerales de antimonio; 794 t de rutilo; 573 t de zircón y 54.395 t de manganeso de alta ley destinadas en su casi totalidad a la elaboración de ferromanganeso. Sobre el particular cabe señalar: una exigua a nula explotación de nues-

tros depósitos antimoníferos; una carencia de materiales detríticos ricos en rutilo y un aprovechamiento en zircón de los mismos supeditado en lo económico al beneficio de los minerales ferrotitaníferos acompañantes, tal el caso de las arenas y médanos de la habia San Blas.

En la figura 4 se representa la importación en volumen y en valor de metales en bruto y con elaboración primaria correspondiente a los años 1966 a 1968; entre los ítems más importantes, comprende 1.012.000 t de arrabio y aceros; 20.141 t de cobre; 41.715 t de aluminio y 1.096 t de estaño de 1966 a 1968. El volumen de este renglón es de 1.082.249 t y su valor en dólares 189.514.323.

Expuesto objetivamente el panorama general de la minería en su rama metalífera, es evidente que para propender a su intensificación es menester no sólo asegurarle fuentes permanentes de consumo o mercados estables, sino también operar yacimientos de volumen tal, que justifiquen una explotación racional y económica. Sólo sobre estas bases será factible edificar una minería creciente, sana y perdurable.

Respecto de la industria de que se trata mucho se ha escrito, aunque las opiniones no siempre fueron coincidentes, en lo que se refiere a sus verdaderas posibilidades acorde con el conocimiento de los recursos minerales.

En diversos congresos y simposios mineros, en los cuales se solicitó de los Poderes Públicos medidas conducentes al fomento y promoción de la minería, se ha pretendido siempre significar la opulencia del subsuelo argentino en recursos minerales. Hemos oído y aún se oye hablar de “nuestras ingentes reservas minerales” que sólo esperan ser movilizadas para servir de puntales a nuestro desarrollo industrial presente y futuro.

La abundancia de manifestaciones minerales no significa de modo alguno

indicio conducente siempre a la localización de reservas económicamente beneficiables. Conocemos regiones con elevado índice de mineralización, como las sierras centrales del país, donde, salvo muy contados casos, las concentraciones minerales revisten un interés muy relativo por su pequeño volumen (ejemplos: depósitos de wolframita y scheelita; minerales de manganeso, etc.).

No se niega que en muchos casos se carece de suficiente laboreo explorativo para la correcta evaluación de los depósitos.

Independientemente de lo manifestado, en cuanto a la ausencia de concentraciones de gran volumen, exceptuando algunos yacimientos, diversos otros factores ajenos a las mismas han contribuido desfavorablemente por su incidencia económica en la explotación, a saber: distancia a centros de abastecimiento y de embarque, altura, condiciones climáticas, etc.

Lo expuesto no significa descartar las posibilidades que puede ofrecer nuestro subsuelo, ya que difícil resulta concebir que los distintos ciclos tectomagmáticos y eventos geológicos de otra naturaleza que los afectaron, sólo son responsables de la formación de yacimientos de limitados parámetros. La realización del Plan Cordillerano ha venido, en're otras cosas, a demostrar la existencia de acumulaciones de minerales de cobre, de gran volumen, de otro tipo de los conocidos hasta hace poco tiempo, esto es de cobre diseminado (“porphyry copper”). Pero para ello fue menester realizar una prospección y una exploración parcial de algunas áreas, en escala jamás efectuada en el país.

La programación de las etapas del creciente desarrollo industrial nacional requiere un conocimiento más cabal de los recursos efectivos con que puede contar el país, a través de un inventario más preciso y amplio del que puede proporcionar los dos últimos trabajos sobre el particular (“Evaluación de los

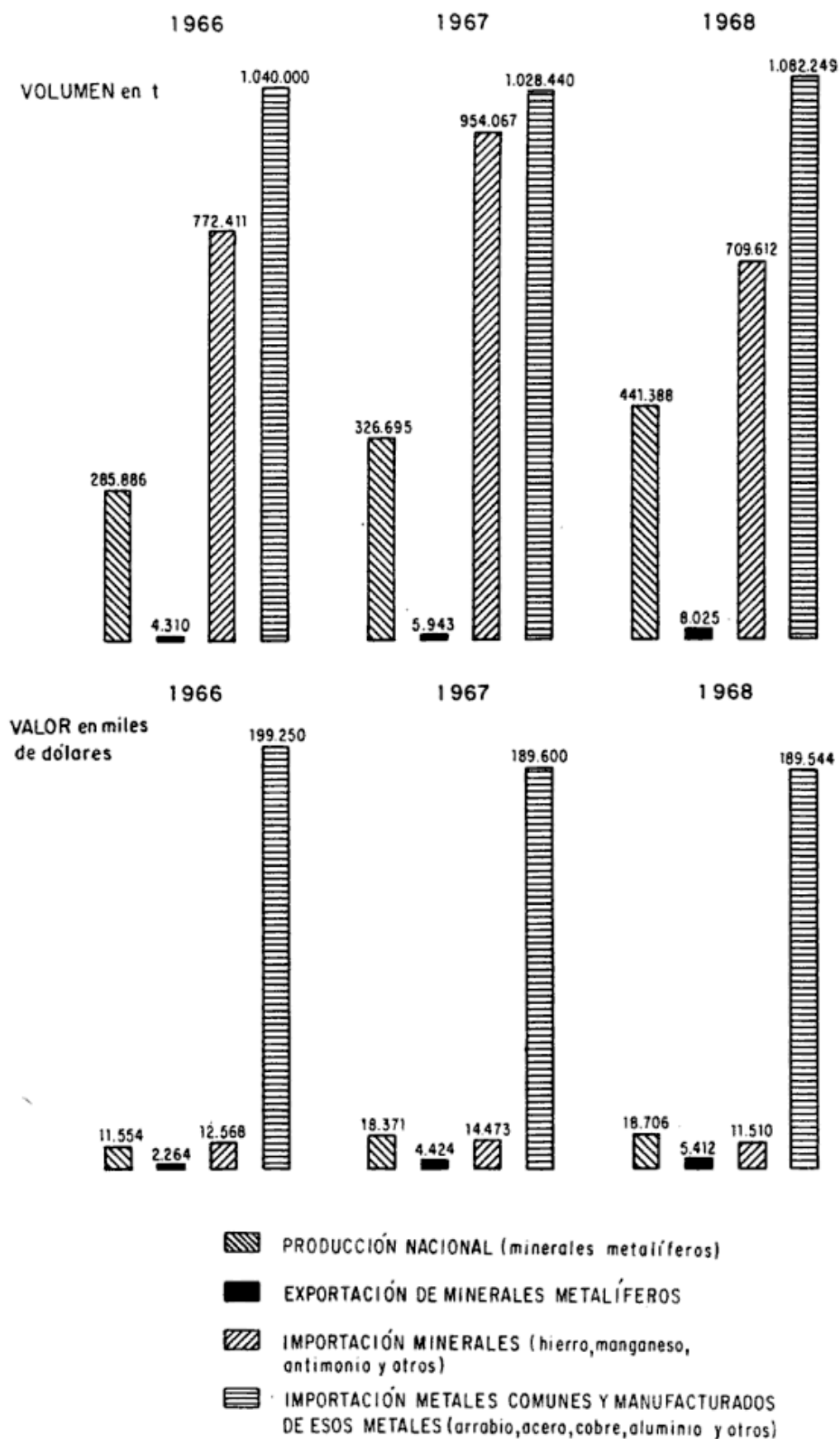


Fig. 4. — Volumen y valor de la producción metalífera, de la exportación de minerales metalíferos y de la importación de minerales metalíferos y metales comunes

Recursos Naturales de la República Argentina, Recursos Minerales". Consejo Federal de Inversiones. Angelelli y Ezcurra t. VI, 1962 y "Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. Minerales Metalíferos". Angelelli, Fernández Lima, Herrera y Aristarain. Dirección Nac. Geol. y Minería, 1970), lo que se ha de lograr gradualmente por medio de relevamientos geológico-mineros regionales y la exploración pertinente de las áreas promisoras.

PROSPECCION GEOLOGICO-MINERA REGIONAL

De un tiempo a esta parte, el reconocimiento de nuestro territorio en procura de minerales se encara bajo un nuevo enfoque, esta vez sobre grandes áreas, acorde con el imperativo que tiene el Estado en definir sus recursos minerales y la política a seguir en cuanto a su aprovechamiento. En tal sentido ya se han fijado objetivos a alcanzar y cuya realización demandará varios quinquenios.

Es así que concluida la prospección del área cordillerana y de otros sectores de San Juan, tarea encomendada a la empresa T.E.A., y la que comprende el Plan Cordillerano (Mendoza y Neuquén), se trabaja en el Plan Cordillerano Norte (NOA-1) y se preparan las bases para el llamado a licitación de la fotocarta del área patagónica.

Lo que se busca con ello es, entre otras cosas, poner de manifiesto y alumbrar nuevas concentraciones minerales, de distinta naturaleza y origen, recurriéndose al empleo de modernas técnicas de prospección, fotogeología, geoquímica, geofísica) en la localización de depósitos que carecen de asomos llamativos o que siendo débiles pasan inadvertidos, lo que reza particularmente para yacimientos de mineralización diseminada, en general de grandes reservas (cobre, molibdeno y otros elemen-

tos). Ello se logra mediante la conjunción de observaciones y determinaciones que definen la geología y estructura del área mineralizada; procesos de alteración hidrotermal; movilidad de los elementos en el ciclo exógeno; fenómenos de intemperización y enriquecimiento secundario, etc. Por otra parte, en la ejecución de estos amplios planes de prospección se practican estudios geológicos más acabados de las zonas mineralizadas conocidas.

El plan llevado a cabo por la provincia de San Juan en los años 1961-1967, que cubrió una superficie de 47.000 km², estableció 10 zonas de interés, a juzgar por las anomalías geoquímicas y caracteres petrológicos presentes, que deberán ser motivo de una investigación más a fondo secundada por trabajos exploratorios. En algunas de dichas zonas ya se está trabajando.

El Plan Cordillerano (Mendoza y Neuquén), en su actual denominación Plan Cordillerano Centro, fue ejecutado en los años 1963-1968 y se orientó en particular a la búsqueda de depósitos cupríferos, tipo porfídico. Estableció 54 áreas de interés que cubren una superficie de 14.000 km². De ellas 33 figuran en el llamado a licitación efectuado en agosto de 1969 por Fabricaciones Militares por completamiento de exploración y eventual explotación de los yacimientos incluidos en esas áreas.

Los gastos totales que requirió la ejecución del plan ascendieron a unos 5 millones de dólares para los 140.000 km² que fueron reconocidos, incluyendo diversos sondeos. Fue financiado en partes iguales por el Gobierno Argentino y por fondos del Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas.

En la realización del plan se extrajeron 28.000 muestras de rastreo geoquímico que fueron analizadas por cobre, molibdeno, plomo y cinc; más de 100.000 determinaciones a las que hay que agregar las practicadas por uranio realizadas por la C.N.E.A. Entre otras tareas,

se llevaron a cabo estudios geofísicos (polarización inducida, resistividad y magnetometría) sobre perfiles que totalizaron un desarrollo de 1.000 km y sondeos mayores y menores que suman 6.000 m, éstos emplazados en su casi totalidad en Paramillo Sur. En este yacimiento se definió una reserva global, de carácter probable-possible, de 190 millones de toneladas de mineral, con un contenido aproximado de 1.000.000 t Cu, en minerales de leyes comprendidas entre 0,95 y 0,4 %, según sectores.

Aparte de estas investigaciones y con la experiencia recogida a través del Plan Cordillerano Centro, se practicaron otras similares en el área de cerro Rico (mina "Mi vida"), en la ladera occidental del macizo de Aconquija, frente al distrito de Capillitas (Catamarca) y en zona de Agua de Dionisio (Y.M.A.D.), en la mencionada provincia. Se arribó, en primera estimación, a reservas del orden de 100 millones de toneladas de mineral para cada uno de los dos yacimientos de cobre diseminado estudiados, con un tenor de 0,7 % en el primer caso y de 0,3 - 0,4 % en el segundo (quebrada de la Alumbraera), además de un registro de algunas décimas de grano de oro por tonelada y de un contenido en molibdeno particularmente elevado en "Mi Vida".

Estos resultados, si bien aun no del todo definitivos, presagian una victoria en la "batalla del cobre" que tanto preocupa a Fabricaciones Militares. El panorama en este sentido tiende a modificar sustancialmente la situación en que se encontraba este crítico metal. En efecto, las evaluaciones efectuadas sobre los principales yacimientos de cobre investigados por Fabricaciones Militares no superaban las 30.000 t. Cu. Hoy nos encontramos ante una reserva probable-possible de aproximadamente 2.000.000 t. Cu, restando aún por definir el ajuste de dicha cifra y la proporción que resultaría económicamente beneficiable, todo ello sin tener en consideración la

sorpresa que aún puede depararnos las vastas regiones cordilleranas aún no reconocidas desde este punto de vista.

Independientemente de la revisión del subsuelo en procura de minerales, menester es destacar la extraordinaria utilidad que reporta la ejecución de tales planes regionales por la disponibilidad de cartografía de zonas poco accesibles; el conocimiento geológico más acabado de áreas poco estudiadas o bien carentes de información; la utilización de la fotocarta y/o planos respectivos en problemas de vialidad, hidráulica, agricultura, etc.

Los planes cordilleranos nos han puesto en evidencia que, en lo sucesivo, para tener un conocimiento cabal de las perspectivas de un distrito mineralizado es preciso encarar la investigación geológico-minera areal del mismo y no la de los yacimientos presentes aisladamente. Se ha vuelto a la región de las conocidas minas de minerales argentíferos de Paramillos y de los depósitos cupríferos de "Mantos de Cobre" y otros cercanos, para definir la existencia de Paramillos Sur y Paramillos Norte; se ha vuelto al distrito Agua de Dionisio, en la zona de los conocidos yacimientos auri-manganíferos de Farellón Negro y Alto de la Blenda para localizar un intrusivo portador de cobre y oro en la quebrada de la Alumbraera. Lo mismo ha acontecido, para citar otro ejemplo, en la quebrada de Chita (San Juan) donde se estableció la presencia de cobre diseminado en masas ígneas en las proximidades de los viejos filones piritosos auríferos de la zona. En todos los casos aludidos, las concentraciones minerales vetiformes vienen a constituir mineralizaciones satélites del proceso ígneo integral acontecido en las respectivas áreas.

La nueva dinámica impuesta en la realización de los trabajos de prospección impone un esfuerzo de equipo coordinado con la responsabilidad que le compete a cada uno, un alto grado

de preparación en la conducción e interpretación de los resultados que se obtienen y una excelente organización y disciplina, sin lo cual no es factible el ajuste en tiempo de los programas de trabajo y, en consecuencia, el mantenimiento de los presupuestos calculados.

La investigación geológico-minera que nos ocupa — al margen de otras que con iguales fines se ejecute privadamente — nos ha de conducir paso a paso a delimitar la importancia de nuestro acervo mineral y a concretar las reservas útiles que permitan el desarrollo de la gran minería, como podría esperarse en el caso del cobre. Es de esperar que los

esfuerzos no se centralicen tan sólo en los minerales metalíferos sino que se orienten también hacia los no metalíferos, en particular a la búsqueda de sales de potasio, fosforitas, bauxita, magnesita y otros que motivan un drenaje de divisas apreciable. Sólo así hemos de ir abandonando la constante repetición en nuestros inventarios de viejos yacimientos, incorporando otros que esperamos modifiquen sustancialmente el alcance de los recursos minerales del país y que como piedras angulares soporten en su aprovechamiento inmediato y mediato el desarrollo industrial presente y futuro de la nación.

AMMONITES NUEVOS O POCOS CONOCIDOS DEL APTIANO, ALBIANO Y CENOMANIANO DE LOS ANDES AUSTRALES CON NOTAS ACERCA DE SU POSICION ESTRATIGRAFICA

Por ARMANDO F. LEANZA¹

RESUMEN

Varias localidades fosilíferas de los Andes patagónicos, al sur del Lago Fontana, han suministrado 33 especies de ammonites, 23 de las cuales son descritas como nuevas. En adición son propuestos tres nuevos géneros (*Calliscaphites*, *Paraleptoceras* y *Pseudohatchericeras*).

Los fósiles han sido hallados en diversos niveles comprendidos entre el Aptiano inferior y el Cenomaniano inferior.

Sobre la base de la información estratigráfica disponible, se han distinguido 5 zonas paleontológicas que, de arriba hacia abajo, son las siguientes:

Zona de <i>Mantelliceras yrigoyeni</i>	Cenomaniano inferior
Zona de <i>Puzosia vegaensis</i>	Albiano superior
Zona de <i>Hatchericeras patagonense</i>	Albiano inferior
Zona de <i>Sanmartinoceras patagonicum</i>	Aptiano superior
Zona de <i>Tropaeum deeckeii</i>	Aptiano inferior

El autor está convencido de que las zonas nombradas son demasiado amplias, pero el presente estado de nuestros conocimientos no es apropiado para trazar subdivisiones en ellas.

Se intenta interpretar los datos contenidos en la literatura acerca de las faunas marinas cretácicas, ofreciendo, hasta donde es posible, comentarios al respecto.

ABSTRACT

Several fossiliferous localities of the Andes of Patagonia, south of the Lago Fontana, have yielded 33 species of Ammonites, 23 of which are described as new. The fossils ranges from the Lower Aptian up to the Lower Cenomanian.

On the basis on the stratigraphical information now available, 5 paleontological zones have been distinguished, from top to botton:

Zone of <i>Mantelliceras yrigoyeni</i>	Lower Cenomanian
Zone of <i>Puzosia vegaensis</i>	Upper Alban
Zone of <i>Hatchericeras patagonense</i>	Lower Alban
Zone of <i>Sanmartinoceras patagonicum</i>	Upper Aptian
Zone of <i>Tropaeum deeckeii</i>	Lower Aptian

The author is convinced that the named paleontological zones are to much comprehensive, but the present status of our knowledge is not appropriate to trace now any more subdivisions.

At last, an attempt is made to interpret the data contained in previous literature about the patagonian Lower Cretaceous faunas, giving, as far as possible, comments on.

¹ Miembro de la Carrera del Investigador Científico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Dirección Nacional de Geología y Minería (Buenos Aires).

CONTENIDO

	Página
Introducción.....	199
Agradecimientos.....	200
Descripción de los fósiles.....	200
<i>Phylloceratina</i>	
<i>Hypophylloceras lestai</i> Leanza n. sp.....	200
<i>Lytocæratina</i>	
<i>Calliscaphites andinus</i> n. gen. et n. sp.....	202
<i>Lithanocyclus guanacoensis</i> n. sp.....	204
<i>Helicanocyclus patagonicus</i> (Stolley).....	205
<i>Acrioceras nagerai</i> n. sp.....	206
<i>Acrioceras bonarellii</i> n. sp.....	207
<i>Tropæum deeckeii</i> (Favre).....	207
<i>Paraleptoceras singulare</i> n. gen. et n. sp.....	209
<i>Hamites</i> sp. indet.....	210
<i>Lechites imlayi</i> n. sp.....	211
<i>Sciponoceras santacrucense</i> n. sp.....	212
<i>Mariella patagonica</i> n. sp.....	214
<i>Hamitoides</i> (?) sp.	215
<i>Ammonitina</i>	
<i>Sanmartinoceras patagonicum</i> Bonarelli.....	215
<i>Puzosia vegaensis</i> n. sp.....	218
<i>Pseudosaynella bonarellii</i> n. sp.....	220
<i>Beudanticeras rollerii</i> n. sp.....	221
<i>Feruglioceras pianitzkyi</i> Leanza.....	222
<i>Desmoceras floresi</i> n. sp.....	223
<i>Parasilesites desmoceratoides</i> (Stolley).....	224
<i>Parasilesites turici</i> n. sp.....	225
<i>Parasilesites russoi</i> n. sp.....	225
<i>Anadesmoceras constrictum</i> n. sp.....	253
<i>Cleoniceras santacrucense</i> n. sp.....	226
<i>Cleoniceras</i> (<i>Neosaynella</i>) <i>cardielense</i> n. sp.....	228
<i>Discohoplites</i> (?) <i>dubius</i> n. sp.....	229
<i>Favrella americana</i> (Favre)	230
<i>Favrella wilckensi</i> (Favre).....	232
<i>Hatchericeras patagonense</i> Stanton.....	234
<i>Hatchericeras santacrucense</i> n. sp.....	237
<i>Hatchericeras semilæve</i> n. sp.....	237
<i>Hatchericeras hatcheri</i> n. sp.....	242
<i>Pseudohatchericeras argentinense</i> (Stanton) n. gen.....	244
<i>Acanthoceras hoggi</i> n. sp.....	244
<i>Mantelliceras yrigoyeni</i> n. sp.....	248
Edad de los fósiles.....	250
Discusión de la literatura precedente.....	255
Lista de los trabajos citados en el texto.....	259

INTRODUCCION

La sucesión y edad de las faunas ammonitológicas de Patagonia austral han permanecido inciertas desde fines del siglo pasado y, curiosamente, los sucesivos trabajos publicados al respecto, más que aclarar el confuso panorama existente lo complicaron más aún.

A partir de 1963, el presente autor ha publicado una serie de opúsculos referentes a dicho tema y ha tenido la fortuna de conocer la mayor parte de los materiales paleontológicos reunidos en los Andes patagónicos por diversas empresas petroleras como Pan American Argentina Oil Co., Tennessee Argentina y Esso y Yacimientos Petrolíferos Fiscales, y sobre los cuales produjo una serie de informes inéditos entregados a dichas empresas.

En el Instituto de Geología de la Universidad de Bologna, en mayo de 1966, tuve la oportunidad de estudiar también parte de la colección de Feruglio correspondiente a la región del Lago Argentino (Leanza, 1967).

A medida que estos estudios se efectuaban y con el apoyo de informaciones estratigráficas dignas de crédito, fue posible elaborar poco a poco en sucesivas aproximaciones, el esquema que ahora se ofrece.

Lamentablemente, no siempre las colecciones de las diversas localidades son copiosas. Muchos son los casos, no todos, en que he tenido que basar las determinaciones en un solo ejemplar. Ello se debe, y afirmarlo no es una queja de mi parte, a que tales colecciones no fueron hechas con el fin de obtener material apropiado para monografiar adecuadamente las faunas, sino que se recogieron aquí y allá uno que otro ejemplar con los cuales se pudieran determinar las edades de las formaciones que los incluían.

Las condiciones geográficas desfavorables para las tareas de campo en la Cordillera Patagónica y los pocos meses

del año en que se puede trabajar en ella, no permiten en verdad, a quien está ocupado en la medición de secciones estratigráficas con fines petroleros, distraer mucho tiempo en la búsqueda de fósiles.

Sin embargo, los ya reunidos y que son ilustrados en este trabajo, alcanzan a revelar la riqueza de las faunas aptianas y albianas de Patagonia, faunas que, previamente a 1963, habían sido adjudicadas a las edades más diversas, desde el Tithoniano hasta el Cenomaniano.

Así, por ejemplo, "*Leopoldia*" *paynensis* Favre (especie tipo de *Parabibinneyites* Leanza, 1964 (= *Patagoniceras* Leanza, 1963 *non* Wetzel, 1960), fue atribuida frecuentemente al Hauteriviano. Su edad real es Campaniana inferior. La enigmática fauna de *Favrella* considerada como hauteriviana es en realidad, aptiana y la fauna de *Hatchericeras* tenida por muchos como hauteriviana, resulta ser albiana. La sección inferior de la serie lutítica del Lago San Martín, referida por casi todos los autores al Tithoniano-Berriasiano, corresponde al Aptiano inferior. La fauna de *Sammartinoceras* no es, como se sostuvo, ni Albiana ni Cenomaniana. Es, ciertamente, del Aptiano superior.

Todos estos cambios que es necesario introducir, quedan, según creo, bien documentados en el presente trabajo. Algunas lagunas persisten en nuestros conocimientos todavía y es de esperar que ellas desaparezcan en el futuro.

La mayor parte del material aquí ilustrado se halla depositado en la Cátedra de Paleontología de la Universidad Nacional de Córdoba y una parte menor en la Dirección Nacional de Geología y Minería (Buenos Aires)¹, donde el presente estudio fue iniciado y terminado, respectivamente.

¹ Las siglas CPUNC y DNGM colocadas delante del número de catálogo asignados a los fósiles descriptos corresponden al registro de las mencionadas instituciones.

AGRADECIMIENTOS

Muchas son las personas que me han ayudado en la preparación de este informe. La señorita Catalina Forte, que fue mi asistente en la Universidad de Córdoba, en la preparación del material y en la ejecución de la mayor parte de las fotografías de los fósiles. El señor Rodríguez, de la Dirección Nacional de Geología y Minería, obtuvo, por su parte, con singular habilidad, algunas de ellas ¹.

A la Guggenheim Memorial Foundation le debo agradecer, de nuevo en esta oportunidad, haberme otorgado una beca para efectuar durante 1963 trabajos en la Smithsonian Institution de Washington D. C., sobre parte del presente material. Allí conté con la ayuda del Dr. Ralph W. Imlay, del U. S. Geological Survey, quien me transmitió valiosas sugerencias acerca de varios problemas concernientes a esta fauna y puso su biblioteca a mi disposición. Lo mismo han hecho los doctores Erle G. Kauffman del U. S. National Museum y Norman F. Sohl, del U. S. Geological Survey.

Agradezco también al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por haberme otorgado un subsidio para equipar el laboratorio que organicé y ocupé en la Universidad Nacional de Córdoba y haberme incorporado, a partir de agosto de 1968, como Miembro de la Carrera del Investigador Científico.

A los colegas Dres. Miguel A. Flores, Pedro Lesta, Aniello Russo y Mateo Turic, geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, y a los doctores Stanley Hogg y Marcelo R. Yrigoyen, geólogos de Esso, todos expertos conocedores de la geología de los Andes Patagónicos, les quedo muy agradecido por sus informes sobre diversas localidades fosilíferas.

¹ Fig. XII, 1-3; XV, 1 y 2; XVI, 1 y 2; XLI, 1 y XLII, 2.

A los señora Josefina de Soria, propietaria de la Estancia La Vega, a su hija, Sra. Soria de Patrucco y al señor Eduardo Patrucco les expreso mi agradecimiento por la hospitalidad que me prodigaron cuando, a principios de este año, visité la localidad fosilífera que se encuentra en las proximidades de dicha estancia.

Por último, agradezco a mi hijo Héctor A. Leanza, recientemente graduado en Geología, por haberme ayudado a descifrar algunas de las líneas lobales de los ammonites aquí ilustrados y en la preparación del original de este trabajo.

DESCRIPCIONES SISTEMATICAS

Orden AMMONOIDEA Zittel, 1884

Suborden Phylloceratina Arkell, 1950

Familia PHYLLOCERATIDAE Zittel, 1884

Género HYPOPHYLLOCERAS Salfed, 1924

Hypophylloceras lestai Leanza, n. sp.

Fig. I, 1

Descripción: Conchilla discoidal, con ombligo diminuto. Las dimensiones del holotipo, en mm, son las siguientes:

Diámetro de la conchilla	61 = 1
Diámetro del ombligo	4 = 0,06
Altura de la última vuelta	44 = 0,72
Ancho de la última vuelta	18 = 0,29

La sección de las vueltas es suboval, más de dos veces más alta que ancha, con lado externo fuertemente redondeado, con flancos suavemente convexos.

La ornamentación es visible solamente cuando la conchilla conserva al perióstraco. Consiste en finas estrías radiales, separadas por interespacios igualmente angostos. Estas estrías son bien visibles solamente en la mitad externa del flanco.

El borde umbilical es indefinido y la pendiente umbilical suavemente inclinada.

Además de la señalada estriación, se observan algunas estructuras radiales que pueden ser interpretadas como costillas muy irregulares, formadas por manojos de estrías más sobresalientes que las demás. Por último, debe anotarse la existencia de constricciones leptobáticas.



Fig. 1. — 1. *Hypophylloceras lestai* Leanza n. sp. Holotipo $\times 1$. CPUNC 4346. Vista lateral. Ea. La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Santa Cruz. Col. E. Roller y R. Lesta.

La línea lobal posee un L_1 más ancho y más profundo que el lóbulo sifonal. Terminaciones de las sillas poco phylloides. La primera silla lateral es netamente bifida; la segunda, tiende a ser trifilica. Seis elementos auxiliares presentes, terminando las sillas auxiliares en una sola punta.

Observaciones: La inclusión de esta forma en el género *Hypophylloceras* Salfeld, 1924, está sujeta a discusión. Wright (1957, p. L 189) expresa que *Neophylloceras* Shimuzu, 1934 (= *Paraphylloceras* Shimuzu, 1935, *nom. nudum*), *Hyporbulites* Breistroffer, 1947, *Goretophylloceras* Collignon, 1949 y

Aphroditiceras Mahmoud, 1952 (*nomen nudum*) son sinónimos de *Hypophylloceras*.

A esta extensa sinonimia genérica, habría que agregar a *Epiphyllloceras* Collignon (Menabe, IV, 1956, p. 12), propuesto por Collignon en reemplazo de *Paraphylloceras* Shimuzu, por haber sido usado previamente este último nombre por Salfeld para un *Psiloceratinae*.

Este agrupamiento merecería ser revisado. La línea lobal de *Hyporbulites seresitensis* Pervinquière (cf. Collignon, 1956, Menabe, IV, fig. 1) es tetráfida, no siendo comparable con la de *Phylloceras ramosum* Meek (especie tipo de *Neophylloceras*) tal como ha sido descifrada por Steinmann (1895, Text. fig. 6, p. 82) mostrando sillas, aún las accesorias, con más elementos terminales.

La especie aquí descrita podría encontrar también ubicación en *Phylloceras* s. str. pero a ello se opone la configuración poco phylloide de su línea lobal y la existencia de manojos de estrías sobresalientes. Precisamente por este carácter, como por la presencia de frecuentes constricciones, me decido a colocarla en *Hypophylloceras* s. str. de cuya especie tipo, *Phylloceras ononense* Anderson (1938, *Lower Cretaceous*, p. 142, Lám. XI, figs. 1 y 2), la nueva especie se diferencia por sus vueltas proporcionalmente más angostas con respecto a la altura correspondiente.

La nueva especie es dedicada al Doctor Pedro Lesta de la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, quien junto con el Dr. Egardo Roller, coleccionó el material descripto.

Material examinado: Además del Holotipo (CPUNC. 4346), he dispuesto de tres ejemplares adicionales. Col. Roller y Lesta.

Localidad y horizonte: Formación Lago San Martín. Estancia la Vega, 20 km al sur del Lago Tarn.

Suborden Lytoceratina Hyatt, 1889

Familia **MACROSCAPHITIDAE** Hyatt, 1900

Género **CALLISCAPHITES** nov.

Especie tipo: Calliscaphites andinus Leanza n. sp. Albiano de la Estancia La Vega.

Diagnosis: Arrollamiento de la conchilla del mismo tipo que la del género *Scaphites* Park. La porción tabicada, normalmente arrollada, es seguida por una cámara de habitación desenrollada. Vueltas de sección oval, más altas que anchas, provistas de finas costillas subradiales. En el estado joven, en algunas de las costillas se produce un tubérculo redondeado en el ángulo ventro-lateral, existiendo entre dos costillas tuberculadas contiguas, una o dos costillas intercaladas que no llevan tubérculo. Poco antes de comenzar la cámara de habitación, aún en la porción tabicada de la conchilla, la ornamentación cambia súbitamente y todas las costillas, sin excepción, llevan tubérculos en el ángulo ventro-lateral.

Línea lobal sin elementos auxiliares, con L_1 asimétrico y L_2 trífido y más corto que L_1 .

Calliscaphites andinus Leanza n. sp.

Fig. II, 1-7

Descripción: La porción normalmente arrollada del Holotipo se mantiene hasta un diámetro de 50 milímetros aproximadamente. Las vueltas interiores no son visibles en dicho ejemplar. En los fragmentos de vueltas más pequeñas, para una altura de 7,5 mm corresponde un ancho de 4,5 mm, siendo la sección perfectamente oval. El lado dorsal es tanto o más convexo que el lado ventral. Los flancos son poco convexos, tendiendo a aplanarse.

La ornamentación consiste en finas costillas que ornán los flancos y el lado ventral, siendo apenas evidentes en el

lado dorsal. En el flanco, todas las costillas tienen un aspecto similar y su recorrido es ligeramente sinuoso, disponiéndose radialmente o con ligera inclinación ad-oral. La sección de las costillas es poco angulosa y los inter-espacios son más anchos que las costillas mismas. Desde el tercio interno del flanco hacia el lado externo, las costillas se van ensanchando perceptiblemente, adquiriendo, además, mayor relieve. Algunas de estas costillas, al llegar al borde ventro-lateral se producen en un tubérculo que se conecta con la costilla del lado opuesto del flanco, también tuberculada, por una costilla transversal más gruesa. Entre dos costillas tuberculadas contiguas se intercalan una, dos o raramente tres costillas desprovistas de tubérculos (véase fig. II, 7).

A los 50 milímetros, la conchilla se desenrolla bruscamente, pero conservando siempre sus vueltas la misma sección oval. Se produce allí un cambio en la ornamentación apareciendo algunas costillas intercaladas que llegan hasta diversas alturas del flanco. En el canto ventro-lateral, *todas* las costillas se producen, ahora, en un tubérculo (véase fig. II, 2 y 5) pequeño pero bien evidente.

La línea lobal tiene un lóbulo externo casi tan ancho como L_1 . La primera silla lateral ocupa casi la mitad del flanco. La segunda, llena el resto del espacio del mismo. Ambas son profundamente bipartidas por un lóbulo accesorio casi tan profundo como el lóbulo ventral. El lóbulo antisifonal tiene tres puntas de parecida profundidad. La silla dorsal es más baja que las laterales y está dividida asimismo en dos ramas equivalentes.

Existen vestigios de constricciones poco profundas.

Observaciones: *Calliscaphites* gen. nov. parece ser seguramente un miembro de la familia *Macroscaphitidae*, siendo especialmente comparable con el género tipo de la misma, es decir *M.*

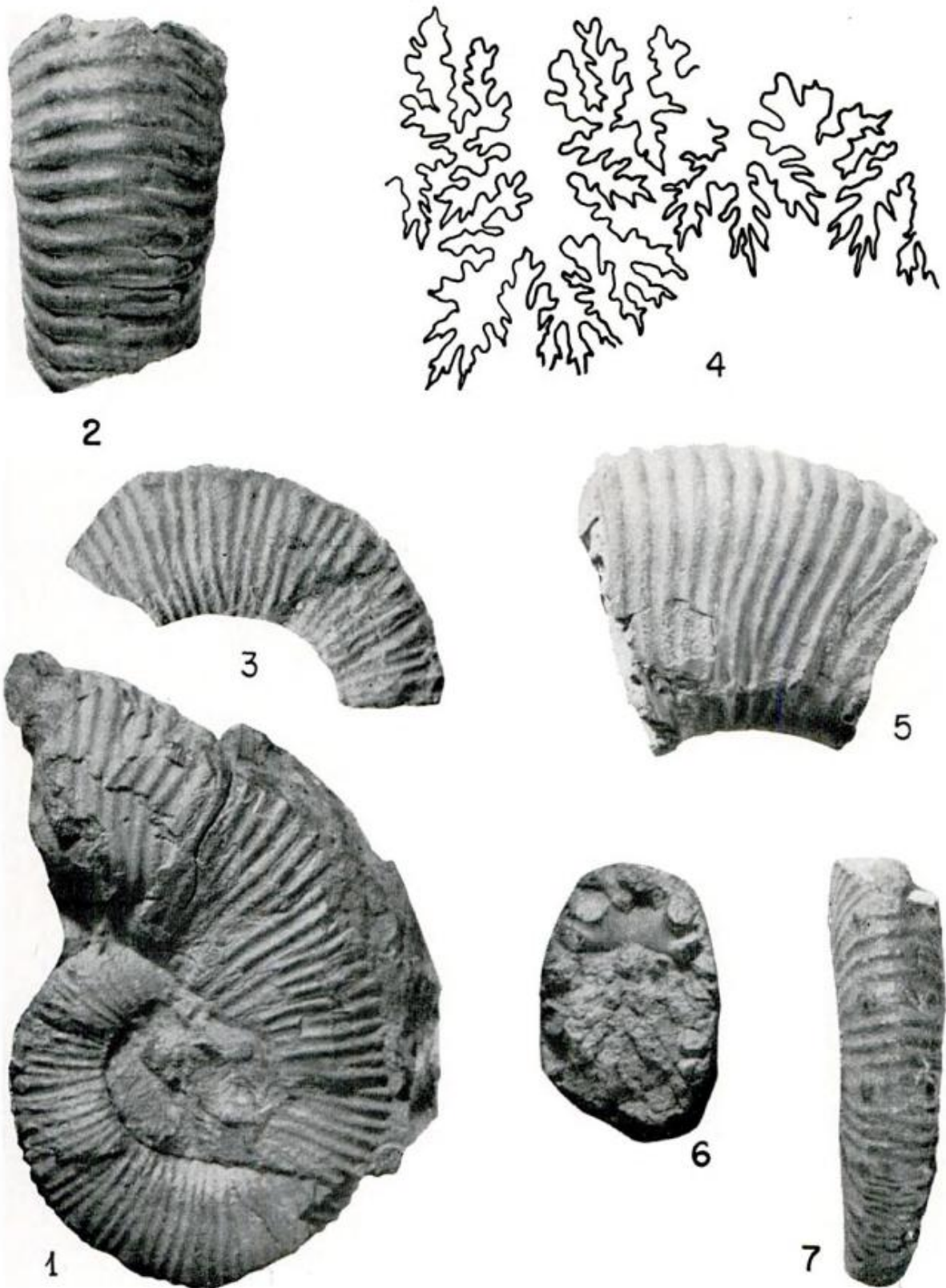


Fig. II. — 1-7. *Calliscaphites andinus* Leanza n. gen et n. sp.: 1, vista lateral del holotipo $\times 1$. CPUNC 4349; 2 y 5, vista ventral y lateral de un fragmento de vuelta con todas las costillas tuberculadas en el canto ventrolateral CPUNC 4357; 3 y 7, fragmento desprendido de la parte inicial de la última vuelta del Holotipo, en vista lateral (3) y ventral (7); 6, vista apertural del ejemplar CPUNC 4357. $\times 1$; 4, línea lobal del ejemplar CPUNC 4357. $\times 2$ Ea. La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Santa Cruz. Col. E. Rolleri y R. Lesta.

yvanni (Puzos) tal como ha sido ilustrado por Uhlig (1993, p. 81, Lám. V, fig. 18; Lám. IX, figs. 5 y 6). *Calliscaphites* se distingue bien del género de Meek por la forma diferente en que se produce el desenrollamiento de la conchilla. Mientras en *Macroscaphites* la porción desenrollada se desprende gradualmente dejando totalmente expuesta la penúltima vuelta, corriendo por un trecho paralela a ella, en *Calliscaphites* el desenrollamiento es más brusco, casi tanto como en *Scaphites* y géneros próximos. En efecto, en *Calliscaphites* el borde dorsal de la porción desenrollada cruza oblicuamente la penúltima vuelta, quedando ésta totalmente oculta.

La ornamentación también es diferente, aun comparando *Calliscaphites* con los *Macroscaphites* provistos de tubérculos, como *M. binodosus* Uhlig (1883, p. 83, Lám. IX, fig. 7) que se diferencia por tener dos filas de tubérculos: una periumbilical y otra ventro-lateral.

El aspecto de la porción enrollada de *Calliscaphites* es también similar a la de *Cotidiscus*, pero este género, además de tener otro tipo de arrollamiento, se diferencia de *Calliscaphites* por tener sus vueltas con un área impresa muy desarrollada y por el hecho de que su tuberculación, en caso de existir, está confinada a una fila periumbilical.

Otro elemento de juicio, para separar *Calliscaphites* tanto de *Macroscaphites* como de *Cotidiscus* es que el primero tiene edad Albiana, como creo estar en situación de demostrar, mientras los otros dos son más antiguos, aptianos-barremianos.

Material examinado: Además del Holotipo (CPUNC 4349) y del paratipo figurado (CPUNC 4357), he examinado numerosos fragmentos de vueltas aisladas. Col. Rolleri y Lesta.

Localidad y horizonte: Formación Lago San Martín, 20 kilómetros al sur del Lago Tarn.

Familia **ANCYLOCERATIDAE** Meek, 1876

Género **LITHANCYLUS** Casey, 1960

Lithancylus guanacoensis Leanza n. sp.

Fig. III, 14

El holotipo (CPUNC 4368) consiste en la porción recta del fragmacono que, en parte, conserva la conchilla. Su contorno es subcircular, apenas más ancho que alto. Sus dimensiones, en mm, son las siguientes:

Altura de la conchilla	25 = 1
Ancho de la conchilla	23 = 0,92

La ornamentación consiste, en el molde interno, de costillas anulares oblicuas, simples, de canto redondeado, separadas por espacios intercostales más anchos que las costillas mismas. En la región dorsal, donde están muy atenuadas son transversales. En el flanco doblan fuertemente hacia adelante cruzando el flanco muy oblicuamente. La oblicuidad es más pronunciada en la mitad interna del flanco que en la mitad externa del mismo. Justamente donde se produce el cambio de oblicuidad se encuentra un tubérculo alargado en el mismo sentido que las costillas. Un segundo tubérculo, con las mismas características, pero mejor definido, se encuentra sobre las costillas al lado de la zona sifonal.

La línea lobal no se ha conservado en la zona sifonal. El primer lóbulo lateral, con largo cuello, es trifido y es mucho más profundo que el lóbulo dorsal, el cual, a su vez, es más profundo que el lóbulo umbilical. Este tiene también un largo cuello y es típicamente trifido. Todas las sillitas, incluso la dorsal, son bifidas. No existen elementos accesorios.

El cambio de la oblicuidad en la costulación al que hemos hecho referencia más arriba, coincide con el lugar del emplazamiento de la parte externa del primer lóbulo lateral.

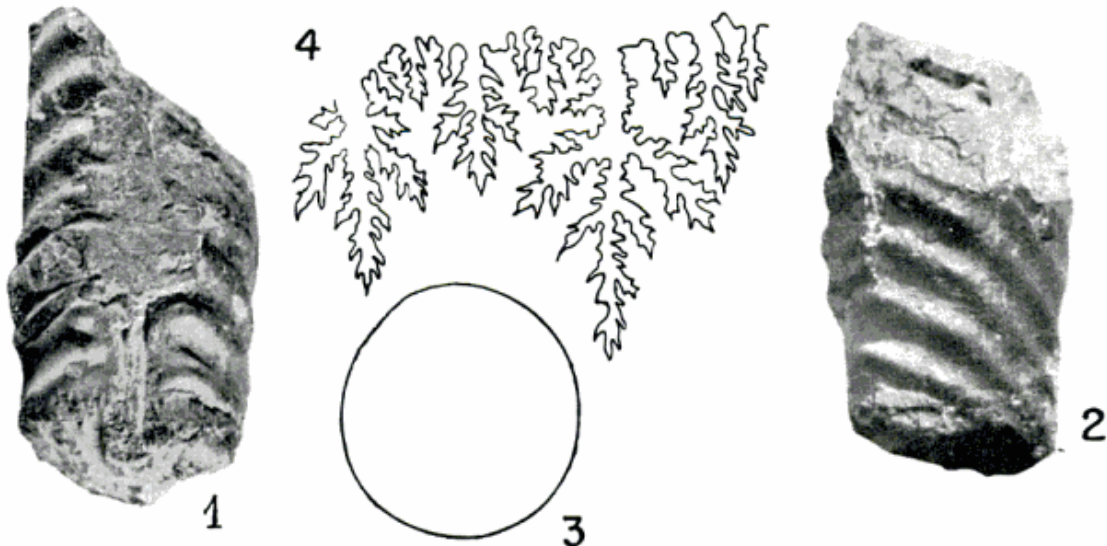


Fig. III. — 1-4 *Lithancylus guanacoensis* Leanza n. sp.: 1, 2 y 3, vistas ventral y lateral y sección de la vuelta del Holotipo $\times 1$. CPUNC 4336; 4, línea lobal del holotipo ligeramente ampliado. Río Guanaco (región del Lago Viedma). Col. Esso.

Observaciones: Los caracteres de la línea lobal impiden la colocación del ejemplar descrito en *Hamulina* o en cualquiera de los géneros de *Heteroceratidae* o *Ptychoceratidae* que también presentan astas (*Shaft*) con costillas anulares oblicuas. La trifidez del primer lóbulo lateral permite ubicarlo en los *Ancyloceratidae*, y más precisamente en los *Ancyloceratinae*.

Casey (1960, p. 18 y 70) distinguió en dicha subfamilia, un género nuevo denominado *Lithancylus* para incluir a *Hamites grandis* J. de C. Sow, que, como el presente ejemplar, posee un L_1 trifido, tipo ancylocerátido. *Lithancylus guanacoensis* n. sp. se diferencia de *L. grandis* (Casey, 1961, Lám. XIX, figs. 1 a-b; Lám. XX, figs. 1 a-c; text.-figs. 27a-28) por el cambio de oblicuidad de las costillas en el flanco.

Material examinado: De esta forma sólo conozco el Holotipo (CPUNC 4336).

Localidad y Horizonte: Formación Lago San Martín, Río Guanaco, cerca de su desembocadura en el Lago Viedma. Edad posiblemente aptiana.

Género **HELICANCYLUS** Gabb, 1869

Helicancylus cf. *patagonicum* (Stolley)

Fig. IV, 1

- 1912 *Ancyloceras patagonicum* Stolley, *unteren Kreide Patagoniens*. Lám. I, p. 11, Lám. I, figs. 2-2a y 3-3a.
 1938 *Ancyloceras patagonicum* Stolley, Piatnitzky. *Observaciones geológicas*, p. 80, Lám. VI, figs. 31 y 32.

El ejemplar ilustrado es especialmente comparable con el figurado por Stolley en la figura 3-3a de su trabajo, pero su deficiente estado de conservación impide una precisa determinación.

Anderson (1938, p. 215) manifestó que su género *Hamiticer* parecería incluir a la especie de Stolley, lo cual en mi opinión es muy probable.

En vista de que, como lo demostrara Casey (1961, 77), *Hamiticer* es sinónimo de *Helicancylus* indicaré provisoriamente a este ejemplar como *H. cf. patagonicum* (Stolley), en espera de que material mejor conservado permita definir mejor la forma a que pertenece.

Localidad y Horizonte: Formación Lago San Martín. Col. M. A. Flores, Lago San Martín, 375 metros por enci-

ma del techo de la Formación Springhill y 170 metros por debajo de las capas portadoras de los primeros *Sanmartinoceras*, en mi colección. En el material de que dispuso Stolley *H. patagonicum* se halla asociado a *Sanmartinoceras* en la misma roca (cf. Stolley, Lám. I, fig. 2).

Material examinado. — Un ejemplar CPUNC 4368.



Fig. IV. — 1. *Helicaneylus* cf. *patagonicum* (Stolley) Leanza n. sp. Vista lateral de la conchilla $\times 1$. CPUNC 4368. Lago San Martín. Col. M. A. Flores.

Género **ACRIOCERAS** Hyatt, 1900

Acrioceras nagerai Leanza, n. p.

Fig. V, 1

1921 *Leptoceras* sp. indet. Bonarelli, in Bonarelli y Nágera, *Lago San Martín*, p. 19, fig. 4 del Texto.

El Holotipo de esta especie, es el ejemplar ilustrado por Bonarelli en el lugar citado más arriba. En la Dirección Nacional de Geología y Minería, existe un molde en yeso del mismo catalogado con el número 9297.

Esta forma pertenece al grupo de "*Ancyloceras*" *tabarellii* Astier (Uhlig, 1883, p. 144, Lám. XXVIII, fig. 2), aunque el arqueamiento del asta lo acerca más a "*Ancyloceras*" *silesiacum* Uhlig (1883, p. 142, XXVIII, fig. 4). En la porción correspondiente al asta, existen

costillas periódicas trituberculadas separadas generalmente por dos costillas simples, que no llevan tubérculo alguno. Al comenzar el gancho, se produce un cambio brusco en la ornamentación, por la desaparición de los tubérculos medianos y ventrales, existiendo indicios de que algunas costillas parten de a pares a partir del borde dorsal sin que se aprecie la formación de nudos.



Fig. V. — 1. *Acrioceras nagerai* Leanza n. sp. Vista lateral del Holotipo $\times 1$ DNGM 9297. Bahía de la Lancha, Lago San Martín. Col. Bonarelli y Nágera.

Observaciones. — *Acrioceras nagerai* n. sp. se diferencia de *A. tabarellii* Astier, ya citado, por poseer una ornamentación más fina en el gancho y de *Acrioceras bonarellii* n. sp., descrita más abajo, por la ornamentación más gruesa de las porciones jóvenes de su espira.

Esta especie nueva está dedicada a la memoria del extinto Doctor Juan José Nágera que fue uno de los primeros

compatriotas egresados con título universitario de Doctor en Ciencias Naturales.

Material examinado. — Un molde en yeso del Holotipo, DNGM 9297. Col. Bonarelli y Nágera, 1918.

Localidad y Horizonte. — El fósil que nos ocupa fue hallado en una concreción calcárea hallada en el lecho del río de los Fósiles, al norte de la Bahía de la Lancha, lago San Martín.

Acrioceras bonarellii Leanza n. sp.

Fig. VI, 1

1921 *Leptoceras* gr. *silesiacum* Uhlig. Bonarelli in Bonarelli y Nágera, p. 18, fig. 3.

Descripción. — El Holotipo de esta nueva especie es la impresión de un heteromorfo ya ilustrado por Bonarelli. Aquí se reproduce una fotografía (Fig. V, 1) de dicho espécimen.

Tal como lo reconociera Bonarelli, este ejemplar pertenece al grupo de "*Leptoceras*" *silesiacum* Uhlig el cual, según Anderson (1938, p. 207), es incluido en el género *Acrioceras*.



1

Fig. VI. — 1. *Acrioceras bonarellii* Leanza n. sp. Vista lateral del Holotipo $\times 1$. DNGM 9308. Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz. Col. Bonarelli y Nágera.

La abierta espira de nuestro ejemplar tiene un desarrollo similar al de la especie de Uhlig (1883, Lám. XXVIII, fig. 4) y la ornamentación es también comparable, difiriendo sólo en pequeños detalles. Lamentablemente, nuestro ejemplar no conserva la porción correspondiente al gancho, por lo cual no puede ensayarse una comparación más circunstanciada.

Material examinado. — Una impresión. Col. Bonarelli y Nágera, 1918. DNGM 9308.

Localidad y Horizonte. — Bahía de la Lancha. Región del lago San Martín.

Género *TROPAEUM* J. de C. Sow., 1837

Tropaeum deecke (Favre)

Fig. VII, 1-5

- 1908 *Crioceras deecke* Favre, *unteren Kreide Patagoniens*, p. 636, Lám. XXXVI, fig. 4; Lám. XXXVII, fig. 1.
- 1936 *Crioceras deecke* et *sarasini* Favre, Feruglio, *Paleontographia Patagonica*, p. 77 (*partim*), Lám. IX, fig. 2 (solamente).
- 1938 *Crioceras deecke* Favre, Piatnitzky, *Observaciones geológicas*, p. 81, Lám. IX, fig. 39.
- 1963 *Tropaeum deecke* (Favre), Leanza, *Patagoniceras* gen. nov. (*Binneyitidae*), p. 221.

Observaciones. — Esta especie alcanza dimensiones gigantescas, habiendo el autor examinado ejemplares de 1 metro de diámetro incluidos en nódulos calcáreos dentro de las lutitas gris oscuras que afloran en la ribera izquierda del río Cardiel, unos tres kilómetros aguas arriba de su desembocadura en el lago Cardiel.

La especie de Favre es un miembro de los *Ancyloceratinae* de la serie *Tropaeum - Australiceras - Ammonitoceras*, con arrollamiento de tipo crioceratítico, tanto en la porción septada de la conchilla, como en la cámara de habitación. Casey (1959, p. 19 y Text., fig. 5) ha sugerido que *Australiceras* se origina

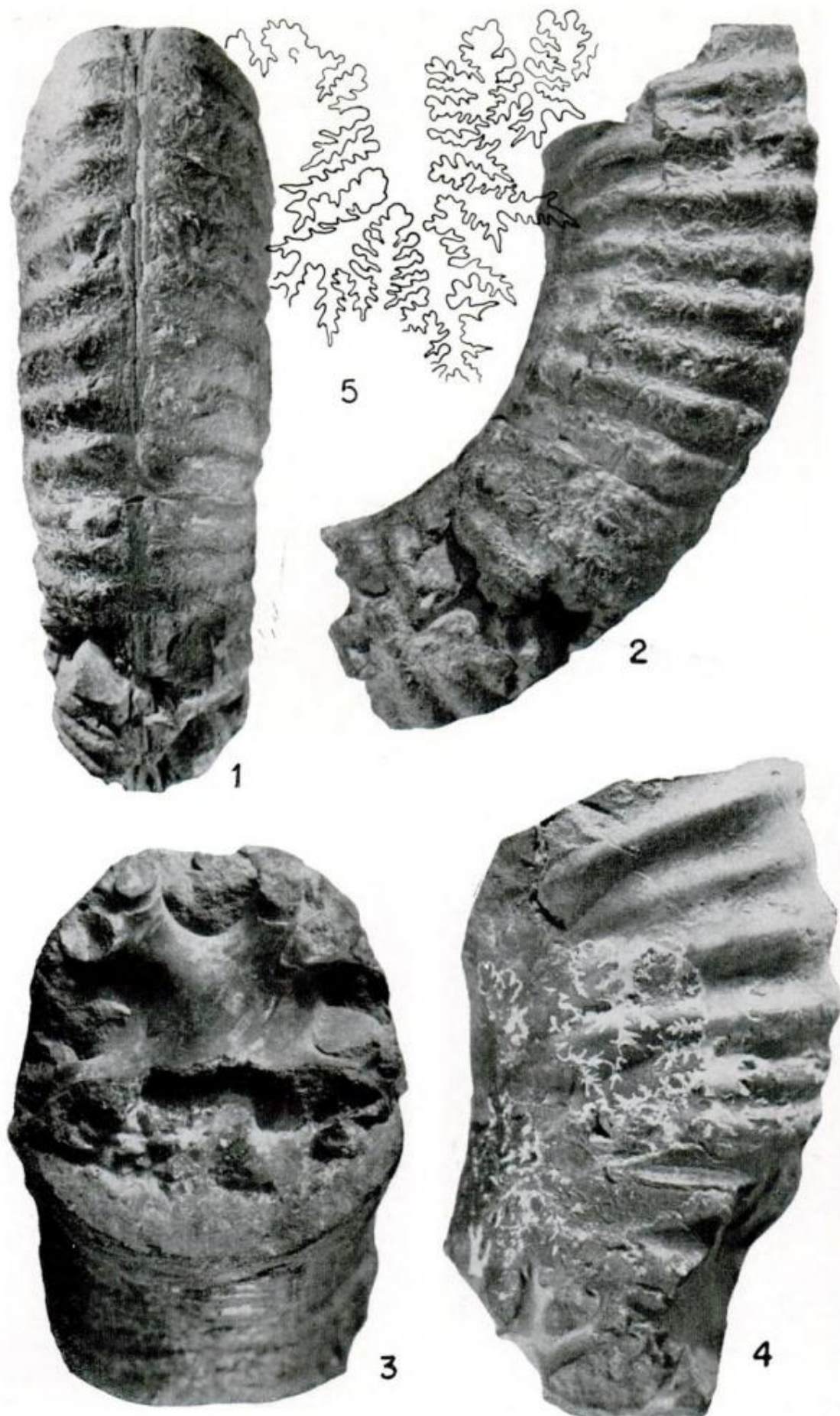


Fig. VII. — 1-5. *Tropaeum decckei* (Favre): 1 y 2, vista ventral y lateral de un fragmento de vuelta. CPUNC 4345 \times 0,77; 3, vista apertural del ejemplar anterior \times 1; 4, vista lateral de un fragmento de vuelta. CPUNC 4348 \times 0,25; 5, porción de la línea lobal correspondiente al L_1 del ejemplar anterior. Río Cardiel. Col. M. Casas.

en *Ancyloceras* y que éste dio origen a *Tropaeum* del cual, a su vez, derivó *Ammonitoceras*. En las especies de cada uno de los miembros de esta sucesión, la tendencia es hacia un arrolamiento cada vez más acusado, desde las formas más antiguas a la más recientes. Ello contradice a las antiguas ideas de que las formas eran tanto más ampliamente desenrolladas cuanto más modernas. En esta serie, la especie de Favre es intermedia entre las formas posteriores de *Australiceras*, *Tropaeum* y *Ammonitoceras*, pues su conchilla sigue una espiral regular, aunque sin que las vueltas sucesivas lleguen a contacto, aún en los ejemplares mayores.

Por lo que se refiere a la posición geográfica de la especie patagónica, opino que debe ser incluida en *Tropaeum* por cuanto sus tubérculos son poco prominentes y por carecer de una fila tuberculífera periumbilical.

Material examinado. — Numerosos fragmentos de vueltas aisladas. Col. M. Casas. El presente autor ha coleccionado también numerosos ejemplares en la misma localidad, donde existen ejemplares de 1 metro de diámetro aproximadamente. Ejemplares de esta especie se han hallado, también, en la región del Río Rabón.

Localidad y Horizonte. — Río Cardiel, tres kilómetros aguas arriba de su desembocadura en el lago Cardiel. Lutitas gris oscuras de la Formación Lago San Martín.

Género **PARALEPTOCERAS** nov.

Especie tipo. — *Paraleptoceras singulare* n.g.n.sp. Albiano de la Estancia La Vega, provincia de Santa Cruz.

Diagnosis. — *Ancyloceratidae* con costillas anulares simples, proversas, no tuberculadas, con conchilla de tipo leptoceratoide. Línea lobar con L_1 trífido, ligeramente asimétrico.

Paraleptoceras singulare Leanza n. sp.

Fig. VIII, 1-5

Descripción. — A esta especie atribuyo una numerosa serie de fragmentos más o menos grandes de espiras sueltas, designando Holotipo y paratipo a los ejemplares 4 y 2 de la figura VIII (CPUNC 4359 y 4360), respectivamente. La línea lobar de la figura VIII, 1, ha sido tomada del ejemplar CPUNC 4371 y la representada en la figura VIII, 3, (x 1) del ejemplar DNMG 12475.

El holotipo CPUNC 4359 corresponde casi enteramente a la cámara de habitación. Sus vueltas tienen una sección perfectamente oval. En el extremo ad-apical, la sección de la espira tiene una altura de 6 mm y un ancho de 4 mm. Está provisto de costillas anulares, oblicuas, poco evidentes en el lado dorsal y que adquieren mayor relieve a medida que se dirigen hacia los niveles externos del flanco, al que cruzan inclinándose levemente hacia adelante. La sección de las costillas es subredondeada y los interespacios son ligeramente más anchos que ellas.

En el paratipo (CPUNC) 4360, se mantienen las mismas características ornamentales, con el agregado de que la sección redondeada de las costillas es más evidente. El extremo ad-apical de este fragmento coincide con la superficie del último septo.

La línea lobar no tiene elementos accesorios. El primer lóbulo lateral es ligeramente más profundo que el lóbulo ventral y es manifiestamente trífido, exhibiendo tan sólo una leve asimetría.

Observaciones. — Por su costulación angular oblicua y por sus costillas de canto redondeado, *Paraleptoceras* gen. nov. se aproxima a *Aspinoceras* Anderson cuya especie tipo es *Aspinoceras hamlini* Anderson (1938, p. 207, Lám. 60, figs. 1 y 2. Pero mientras en *Paraleptoceras* todas las costillas son simples, en *Aspinoceras* sufren frecuentes divisiones: una, en las cercanías del borde

dorsal y otra, en la parte externa del flanco.

Anderson (*op. cit.*) y Wright (1957, p. L 211) consideran que "*Ancyloceras*" *dilatatum* d'Orbigny (1842, p. 494, Lám. 121, figs. 1 y 2) pertenece al género *Aspinoceras*. Dicha especie, como la forma californiana descrita por Anderson, posee "côtes flexueuses, transversales,



Fig. VIII. — 1-5. *Paraleptoceras singulare* Leanza n. gen. et n. sp.: 1, porción de la línea lobal $\times 2$ mostrando el L_1 , dibujado sobre el ejemplar CPUNC 4371; 2, vista lateral de un paratipo CPUNC 4360 $\times 1$; 3, línea lobal del ejemplar DNGM 12475 $\times 1$; 4, vista lateral del Holotipo CPUNC 4359; 5, vista lateral del paratipo CPUNC 4360 $\times 1$. Ea. La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Col. E. Rolleri y R. Lesta (figs. 1, 2, 4, 5) y A. F. Leanza y H. A. Leanza (fig. 3).

quelquefois bifurqués" (D'Orbigny, *loc. cit.*, p. 495). Con respecto a la línea lobal de "*Ancyloceras*" *dilatatum* expresa que es similar al de "*Ancyloceras*" *pulchellus* D'Orbigny cuyo L_1 es trifido y algo asimétrico, pareciéndose al de *Paraleptoceras*.

Casey (1959, p. 18) considera que *Aspinoceras* representa un tipo morfológico de pasaje del cual podrían haber divergido los *Crioceratidae* y los *Heteroceratidae*. *Paraleptoceras* guarda pa-

recido con algunos géneros de dichas familias: con *Leptoceras* miembro de la primera familia y con *Hemibaculites* que pertenece a la segunda de ellas. Por el momento, el presente autor no está en condiciones de decidir acerca si este parecido es o no superficial, tanto más que *Paraleptoceras* tiene una edad geológica más joven que los dos géneros mencionados.

Material examinado. — Numerosos fragmentos de espiras. Col. Rolleri y Lesta (Estancia La Vega) y una impresión. Col. M. A. Flores (Lago San Martín).

Localidad y Horizonte. — Lutita gris oscuras de la Formación Lago San Martín. Estancia La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Estancia Federica, Lago San Martín.

Familia **HAMITIDAE** Hyatt, 1900

Género **HAMITES** Parkinson, 1811

Hamites sp. indet.

Fig. IX, 1

Pese a su precario estado de conservación (en la ilustración fotográfica se ve casi más de lo que se ve examinando el fósil correspondiente), el resto en examen tiene una gran importancia estratigráfica. Tiene su conchilla la forma de la imagen especular de una letra jota cuya parte inferior apenas se vislumbra. La parte recta, correspondiente a un asta ligeramente arqueada, está provista de costillas anulares transversales, de canto redondeado, separadas por interespacios ligeramente más anchos que las costillas. Esto es cuanto puede observarse con seguridad. Pese a ser tan poco, creo no es demasiado aventurado colocar a este ejemplar en el género *Hamites*, sin que por el momento se lo pueda clasificar específicamente.

Observaciones. — Este ejemplar, del que dispongo de la impresión y contraimpresión, representa el primer resto de ammonites hallado en la Formación

Vicuña de la porción chilena de la Isla Grande de Tierra del Fuego, cerca de la frontera argentino - chilena. Las capas que integran esta formación afloran en la misma frontera, en las cercanías del Hito XIX, donde han sido denominadas "Capas o Estratos del Hito XIX" y que contienen una fauna de bivalvos entre los que se destacan *Aucellina radiatos-triata* Bonarelli, de edad Albiana.



Fig. IX. — 1. *Hamites* sp. indet. Vista lateral de la conchilla $\times 1$ CPUNC 4364. Cerro Vicuña (Tierra del Fuego), Chile, cerca de la frontera argentina. Col. M. Casas.

Localidad y Horizontes. — Cerro Vicuña, Isla Grande de Tierra del Fuego, Chile. Col. M. Cal.

Material examinado. — Una impresión del flanco con su correspondiente contraimpresión. CPUNC 4364 A y B.

Familia **BACULITIDAE** Meek, 1876

Género **LECHITES** Nowak, 1908

Lechites imlayi Leanza n. sp.

Fig. X, 1-3

Descripción. — El fragmento de baculitocono es subcilíndrico, con asta de sección subcircular, ligeramente más al-

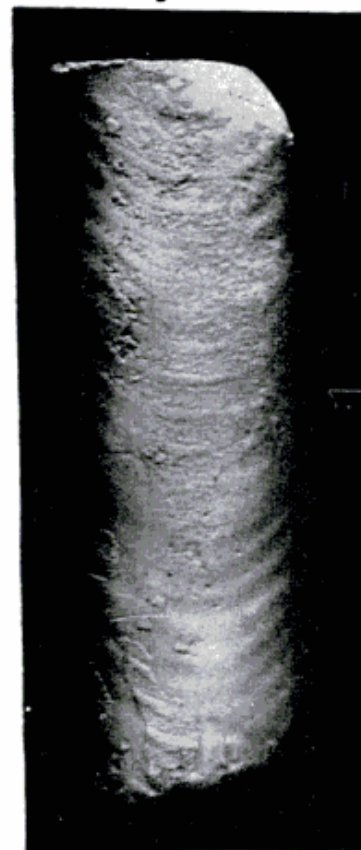
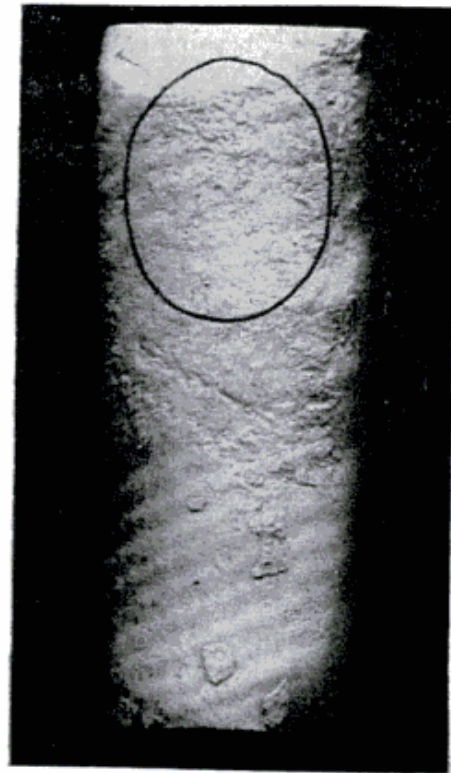


Fig. X. — 1-2 *Lechites imlayi* Leanza n. sp. : 1, vista lateral sobre la cual se ha dibujando la sección ; 2, vista ventral Holotipo $\times 1$. CPUNC 4336. Lago San Martín. Col. M. Flores.

ta que ancha. Su extremo ad-apical coincide con la superficie del último septo, de modo que la porción conservada corresponde en su totalidad a la cámara de habitación.

Sus dimensiones, en milímetros, son las siguientes:

Altura	Ancho	Intervalo
25	23	30
27	24	30
29	25	

La ornamentación consiste en costillas anulares oblicuas, separadas por interespacios ligeramente más anchos. En una medida equivalente al máximo diámetro dorso-ventral, se cuentan 9 a 10 costillas. Estas se atenúan en el lado dorsal y en el lado ventral describen un arco dirigido hacia la porción apical del baculiticono.

Observaciones. — La oblicuidad de las costillas sobre el flanco, la forma recta, subcilíndrica y el hecho de corresponder enteramente a la cámara de habitación, permiten colocar a este ejemplar en el género *Lechites* Nowak, 1908 cuya especie tipo es "*Baculites*" *gaudini* Pictet et Campiche (1861, p. 112, Lám. XL, figs. 5 y 9). El ejemplar aquí descrito se diferencia de dicha especie por su ornamentación más densa, acercándose por este carácter a *Lechites communis* Spath (1941, *Gault*, p. 666, text. fig. 244 a-g), especialmente al ejemplar correspondiente a las figuras a-c de Spath, del Albiano superior de Cambridge. Sin embargo, el ejemplar patagónico se diferencia por tener sus vueltas más comprimidas. Por tanto, considero al ejemplar descrito como holotipo de una nueva especie, que propongo designar con el nombre de *Lechites imlayi* n. sp. en honor del doctor Ralph W. Imlay, del U. S. Geological con quien, en el National Museum, Washington, D. C., discutí varios de los problemas sistemáticos referentes a la fauna ammonitológica descripta en este trabajo.

Material examinado. — Un ejemplar CPUNC 4336 (Holotipo).

Localidad y Horizonte. — Formación Lago San Martín, Capas con *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli. Lago San Martín.

Género **SCIPONOCERAS** Hyatt, 1894

Sciponoceras santacruzense Leanza, n. sp.

Fig. XI, 1-7

Descripción. — Baculiticono de sección oval, más ancha que alta. El Holotipo (fig. XI, 1-3) corresponde enteramente a la cámara de habitación, siendo visible el último septo en su porción apical. El baculiticono se ensancha ad-oralmente en forma casi imperceptible. Sus dimensiones, en milímetros, son las siguientes:

Altura	Ancho	Intervalo
17	14	58
19	16	

La ornamentación consiste de costillas anulares simples, fuertemente prosoversas. Cruzan el lado externo con una suave convexidad dirigida hacia la apertura de la conchilla y se atenúan, hasta desaparecer por completo, en el lado dorsal.

Las costillas tienen un ancho similar al de los interespacios. Las constricciones son muy anchas pero poco profundas. Su ancho equivale al espacio ocupado por dos o tres costillas y su profundidad disminuye en los lados dorsal y ventral. En los moldes internos, sin embargo, como sucede en el Paratipo (CPUNC 4323), forman un anillo oblicuo de profundidad prácticamente invariable.

La línea lobal tiene los caracteres típicos de *Sciponoceras*. Sus lóbulos son muy anchos y el primer lóbulo lateral tiene forma de un trapecio con su base mayor en el fondo del lóbulo.

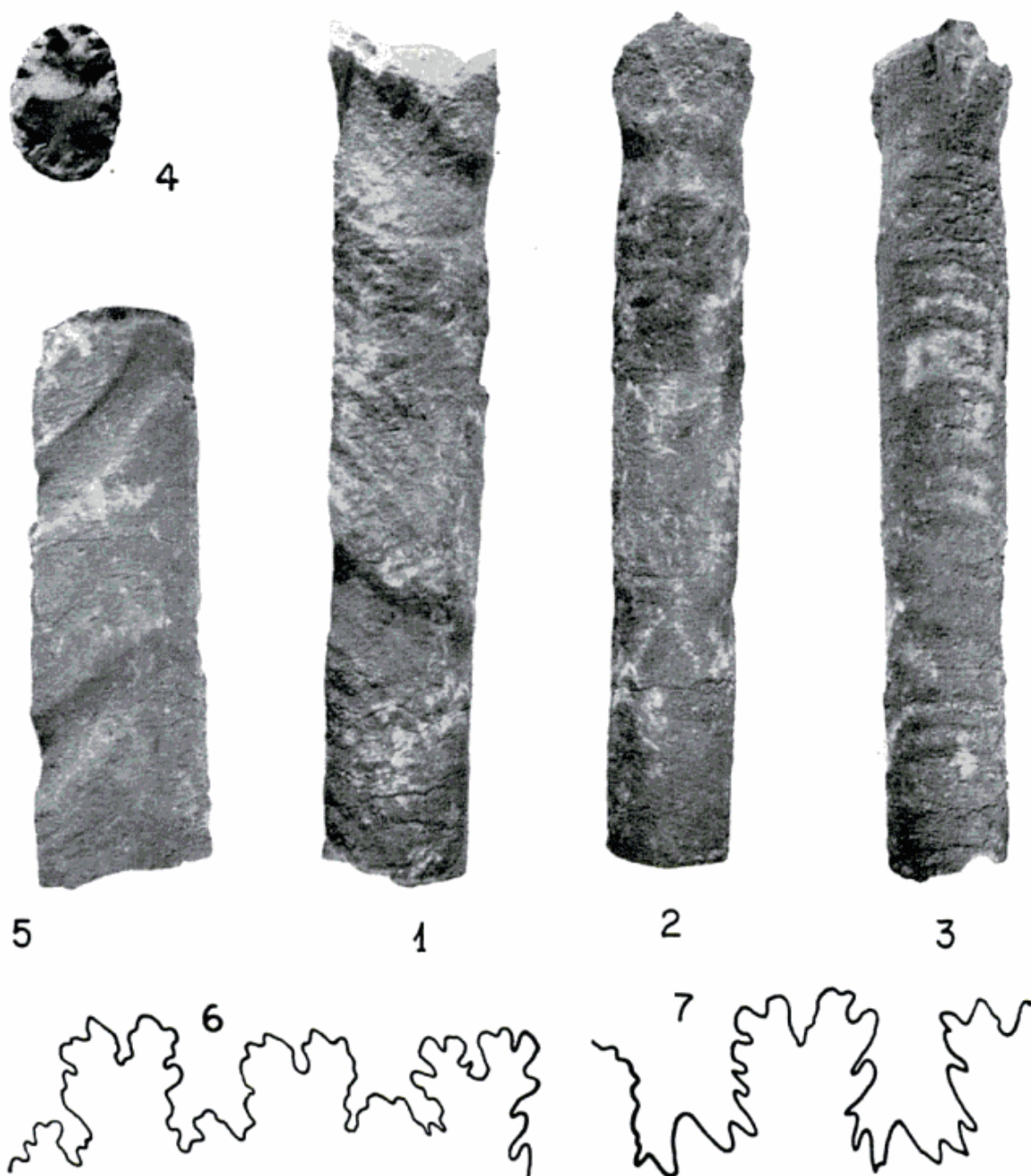


Fig. XI. — 1-7 *Sciponoceras santaerucense* Leanza n. sp. : 1-3, vistas ventral, dorsal y ventral del Holotipo $\times 1$ CPUNC 4326 ; 4, vista apertural de un paratipo $\times 1$ CPUNC 4327 ; 5, vista lateral de otro paratipo $\times 1$ CPUNC 4323 ; 6 y 7, líneas lobales $\times 2$ obtenidas de los ejemplares CPUNC 4327 y 4328. Lago Viedma. Col. M. Flores.

Observaciones. — *Hamites baculoides* Mantell, es la especie tipo de *Sciponoceras* y su ilustración original que ha sido reproducida por Wright (XX 1957, p. L. 217, fig. 245, 5), no permite una comparación con el material aquí descrito. Nuestro material tiene semejanzas con *Sc. glaessneri* Wright (1963, p. 599, Lám. 81, figs. 2 y 3) de la Isla Bat-

hurst (Australia) por sus frecuentes y anchas constricciones, diferenciándose de dicha especie por su ornamentación diferente.

Material examinado. — Seis ejemplares. CPUNC 4326 (Holotipo) ; CPUNC 4323 y 4327 (Paratipos). Las líneas lobales han sido preparadas en los ejem-

plares CPUNC 4327 y 4328 (este último no ilustrado). Col. M. A. Flores.

Localidad y Horizonte. — Puesto Los Alamos. Lago Viedma. Formación Lago San Martín.

Familia **TURRILITIDAE** Meek, 1876

Género **MARIELLA** Nowak, 1916

Mariella patagonica Leanza, n. sp.

Fig. XII, 1-3

Descripción. — El Holotipo (CPUNC 18.000) consiste en dos vueltas helicoidales sucesivas que han podido ser desprendidas para el examen de sus áreas

de tubérculos, los cuales se alinean siguiendo la dirección de las costillas. Los tubérculos de la fila intermedia son ligeramente mayores que los de la fila superior y éstos menores que los de la fila inferior. En la última vuelta la ornamentación mantiene la misma característica.

La silla ventral y, en consecuencia, el sifón, están ubicadas entre las dos filas superiores de tubérculos, es decir muy cerca de la sutura con la vuelta precedente.

Observaciones. — *Mariella patagonica* n. sp. es muy parecida a *M. bergeri* (Brogniart) que es la especie tipo del género *Mariella*, y que ha sido refigura-



Fig. XII. — 1-3. *Mariella patagonica* Leanza n. sp.: 1, vista inferior de la penúltima vuelta; 2, vista superior de la última vuelta; 3, vista lateral de la penúltima y última vuelta reunidas en posición natural $\times 1$; 5, Holotipo CPUNC 18000. Lago Viedma. Horizonte 2a. Col. Esso.

de coalescencia. Ambas vueltas corresponden a la porción tabicada de la conchilla y están provistas de cuatro filas de tubérculos, tres de las cuales son visibles desde el exterior cuando las vueltas se hallan en contacto. En el lado inferior de la penúltima vuelta conservada, se observan alrededor de 25 costillas (el estado de conservación no permite establecer su número exacto), bien marcadas en la región interna, debilitadas en la región media y producidas en un tubérculo diminuto, subcónico, con tendencia a largarse en el mismo sentido en que lo hacen las costillas. En la porción expuesta se observan tres filas

de tubérculos, los cuales se alinean siguiendo la dirección de las costillas. Los tubérculos de la fila intermedia son ligeramente mayores que los de la fila superior y éstos menores que los de la fila inferior. En la última vuelta la ornamentación mantiene la misma característica. La silla ventral y, en consecuencia, el sifón, están ubicadas entre las dos filas superiores de tubérculos, es decir muy cerca de la sutura con la vuelta precedente.

Material examinado. — Un ejemplar. Col. S. Hogg. CPUNC 18.000 (Holotipo).

Localidad y Horizonte. — Lago Viedma, Albiano.

Familia **LABECERATIDAE** Spath, 1925

Género **HAMITOIDES** Spath

Hamitoides (f) sp. indet.

Fig. XIII, 1-2

Descripción. — No es posible determinar, siquiera genéricamente, a un fragmento de ammonites que muestra la superficie del último septo y la parte adyacente de la cámara de habitación. Podría corresponder al género *Hamitoides*, pero no es posible asegurarlo. Posiblemente, este ejemplar corresponda a la región de transición en-

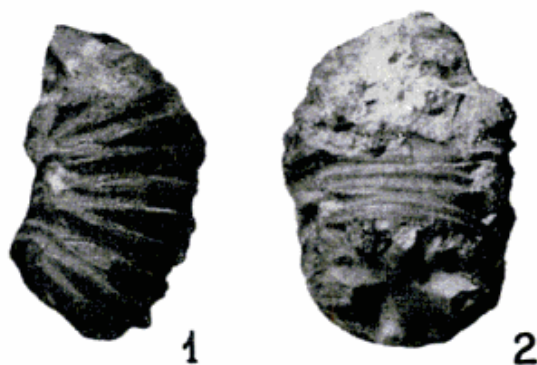


Fig. XIII. — 1-2 *Hamitoides* (?) sp. indet. Vista lateral y dorsal, mostrando el último septo $\times 1$ CPUNC 4358. Ea. La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Col. E. Rolleri y P. Lesta.

tre la espira y el asta, o sino entre el asta y el gancho. En el segundo de estos casos, aumentaría su parecido con *Hamitoides*. La ornamentación del ejemplar que nos ocupa consiste en tubérculos umbilicales de los cuales parten costillas subfilosas, subradiales que atraviesan el lado externo sin interrupción alguna. Existen también costillas simples que tienen el mismo relieve que las ya mencionadas. El lado dorsal está recorrido por costillas transversales más finas. La sección de las vueltas es oval, más ancha que alta.

Sin embargo, existen diferencias apreciables entre nuestro ejemplar y *Hamitoides*, tal como este género puede ser interpretado por su especie tipo, *Hamitoides studeri* (Pictet), según ha sido figurado por Spath (1939, *Gault*, p. 692.

Text. fig. 217 a-c). Esta especie muestra costillas trifurcadas y la sección de sus vueltas es proporcionalmente más alta.

No conociendo la parte inicial de la conchilla, no es posible descartar que nuestro ejemplar corresponda a otro género de heteromorfos, *Hamites*, por ej. Pero como ya se dijo, el material es insuficiente para decidirlo.

Material examinado. — Un ejemplar. CPUNC 4358. Col. E. Rolleri y P. Lesta.

Localidad y Horizonte. — Estancia La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Albiano.

Suborden Ammonitina Hyatt, 1889

Familia **ACONECERATIDAE** Spath, 1923

Género **SANMARTINOCERAS** Bonarelli, 1921

Sanmartinoceras patagonicum Bonarelli

Fig. XIV, 1-3

- 1912 *Oppelia* ? (*Adolphia*) sp., Stolley, *Einige Cephalopoden*, Lám. I, fig. 2 (no mencionado en el texto).
- 1921 *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli, in Bonarelli y Nágera, *Lago San Martín*, p. 27, Lám. V, figs. 3-6.
- 1938 *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli, Piatnitzky, *Observaciones geológicas*, p. 80, Lám. IV, figs. 18 y 19.
- 1958 *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli, Howarth, *Alexander Land*, p. 5, Lám. I, figs. 6-10.

Descripción. — Conchilla discoidal, muy involuta, con pendientes umbilicales verticales. Las vueltas son más altas que anchas, con flancos poco convexos, muy convergentes en el tercio externo del flanco, con lado externo fuertemente arqueado, subanguloso, provisto de una carena aserrada, sólo visible en ejemplares bien conservados. Las vueltas juveniles son lisas y, en general, la porción correspondiente a toda la porción septada salvo su parte final, está desprovista de ornamentación o tiene tan sólo indicios de ella.

La cámara de habitación, que en los ejemplares más o menos completos ocupa la mitad de una vuelta entera, está provista en la mitad externa del flanco de costillas retroversas, subredondeadas, simples. La porción interna del flanco posee estrías de crecimiento dispuestas radialmente e indicaciones perceptibles

por lo menos, cinco elementos auxiliares.

Observaciones. — El género *Sanmartinoceras* fue fundado por Bonarelli (in Bonarelli y Nágera, 1921, pág. 27. Lám. V, figs. 3-6) con *S. patagonicum* como especie tipo.

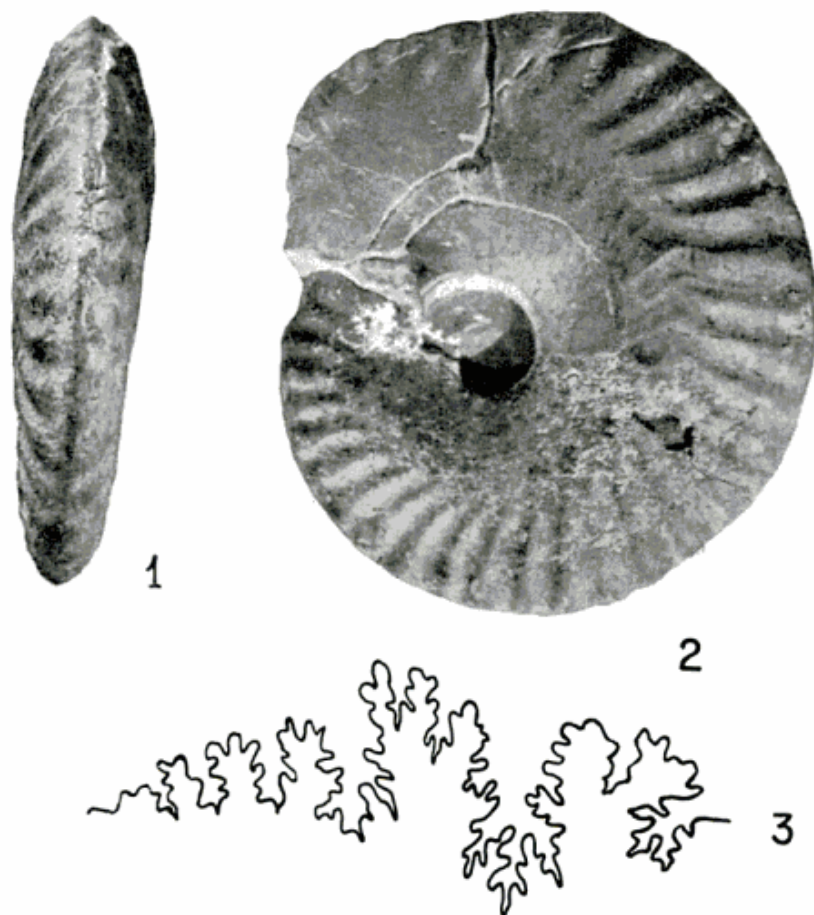


Fig. XIV. — 1-3. *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli: 1 y 2, vistas ventral y lateral de la conchilla $\times 1$. CPUNC 4340; 3, línea lobal $\times 2$ del ejemplar CPUNC 4340. Lago San Martín. Col. M. Flores.

de la prolongación de las costillas de la parte externa del flanco. Estas prolongaciones se disponen radialmente, formando así, un ángulo obtuso con las costillas retroversas.

La línea lobal posee un lóbulo ventral ancho, un primer lóbulo ventral trifido, casi simétrico. La segunda silla lateral es más alta que la primera y está provista de tres terminaciones: la situada más externamente es más baja que la mediana y la interna. Existen

A este género han sido referidas otras especies de ammonites de Groenlandia oriental, Tierra de Alejandro (Antártida), Georgia del Sur, Europa occidental y Australia. *Sanmartinoceras* tiene pues una distribución casi cosmopolita, encontrándose sus yacimientos comprendidos en el Aptiano superior.

En las colecciones de la Dirección Nacional de Geología y Minería se encuentran depositados los tres ejemplares ilustrados por Bonarelli registrados con

los números 9303 (figs. 4 y 5 de Bonarelli) y 9302 (fig. 5 del mismo autor). Contrariamente a lo que podría deducirse del examen de las ilustraciones, los tres ejemplares consisten en impresiones. Lo que Bonarelli realmente ilustró son los moldes en yeso grafitados de tales impresiones, en las cuales no se advierte, aún examinándolas con lente, el lugar donde Bonarelli descifró la línea lobal representada en su figura 6 de la lámina V de su trabajo.

Sanmartinoceras patagonicum es muy parecido a *S. groenlandicum* Rosenkrantz (in Boegvard y Rosenkrantz, 1934, pág. 20, Lám. IV, fig. 3; Lám. V, figs. 1-5) y ahora que poseemos ejemplares bien conservados de la especie patagónica, hasta podría ponerse en tela de juicio el hecho de que se trate de especies diferentes. Sin embargo, sus líneas lobales no son exactamente comparables, aunque la comparación está dificultada por la falta de coincidencia entre el calco de la sutura ilustrado por Rosenkrantz (lám. V, fig. 3) con la pintada sobre el espécimen fotografiado en la figura 3 de la misma lámina. Pero, en todo caso, las sillas de *S. patagonicum* son más anchas y lo que es más fundamental es el hecho de que de las tres terminaciones de la segunda silla lateral, la mediana y la interna son las más altas, constituyendo la porción más avanzada de toda la línea lobal. Este carácter que es constante en la especie patagónica no ha sido puesto en evidencia en la figura 6 de Bonarelli.

Casey (1961, p. 131) opina que, entre las características principales de *Sanmartinoceras patagonicum* se cuenta la carena alta y denticulada, una conchilla con un estado adolescente liso y una depresión espiral en el adulto.

El material de que dispuso Bonarelli para fundar la especie consiste, como se dijo más arriba, en impresiones muy mal conservadas. En ninguna de ellas se

advierde la depresión espiral. Lo que parecería ser un surco fino en el tercio ad-oral de la última vuelta del ejemplar de la figura 5 de Bonarelli es, en realidad, una fisura rellena por calcita, igual que otras que cruzan la roca sin orden aparente. En los ejemplares bien conservados que he tenido a mi disposición, tampoco he visto algún indicio de tal surco. Todos los ejemplares se presentan como puede apreciarse en el ejemplar aquí ilustrado. En cuanto a la altura de la carena, debe anotarse que depende del estado de conservación del fósil.

Con estas evidencias, desaparecen las diferencias que hubieran podido justificar la separación del género *Sinzowia*, Sazonova, 1958 de *Sanmartinoceras*, ni siquiera a nivel subgenérico, como lo propusiera Casey (1961, p. 133). Las figuras de la especie tipo de *Sinzowia*, es decir, *S. trautscholdi* (Sinzow) y de su línea lobal reproducida por Casey (*op. cit.*, text. fig. 43, a-c) son perfectamente asimilables a *Sanmartinoceras* s. str. Lo mismo cabe decir de *Sanmartinoceras* (*Sinzowia*) *stolleyi* (*op. cit.*, text. fig. 3, g-h) la cual posee una periferia igual a la que presenta casi siempre *S. patagonicum*.

Localidad y Horizonte.— El ejemplar ilustrado (CPUNC 4340) como unos 30 más a mi disposición, proceden de la región del Lago San Martín. Piatnitzky ilustró ejemplares de esta especie hallados en la región situada en los alrededores del Lago Cardiel (orilla occidental), en estratos situados por encima del nivel que contiene *Tropaeum deeckeii* (Favre).

Material examinado.— Una treintena de ejemplares (Col. M. Flores, Lago San Martín). Un ejemplar (Col. Philip Paris, Lago Cardiel). Un ejemplar juvenil de la región del Río Belgrano (Horizonte F₀). Col. S. Hogg.

Familia **DESMOCERATIDAE** Zittel, 1895

Subfamilia **Puzosinae** Spath, 1922

Género **PUZOSIA** Bayle, 1878

Puzosia vegaensis Leanza, n. sp.

Fig. XV, 1-5; Fig. XVI, 1 y 2

Descripción. — Conchilla discoidal, moderadamente involuta, con vueltas que se envuelven a la mitad de su altura. Sus dimensiones en milímetros, son las siguientes:

Diámetro de la conchilla	90 = 1
Diámetro del ombligo	22 = 0,24
Altura de la última vuelta	40 = 0,44
Ancho de la última vuelta	30 = 0,33

Vueltas de sección suboval, con flancos poco convexos y lado externo ampliamente redondeado. Pendiente umbilical fuertemente inclinada. Borde umbilical bien definido.

La ornamentación, cuando se ha conservado la conchilla, consiste en estrías que sólo son visibles en el tercio externo del flanco. Estas estrías se desvene-

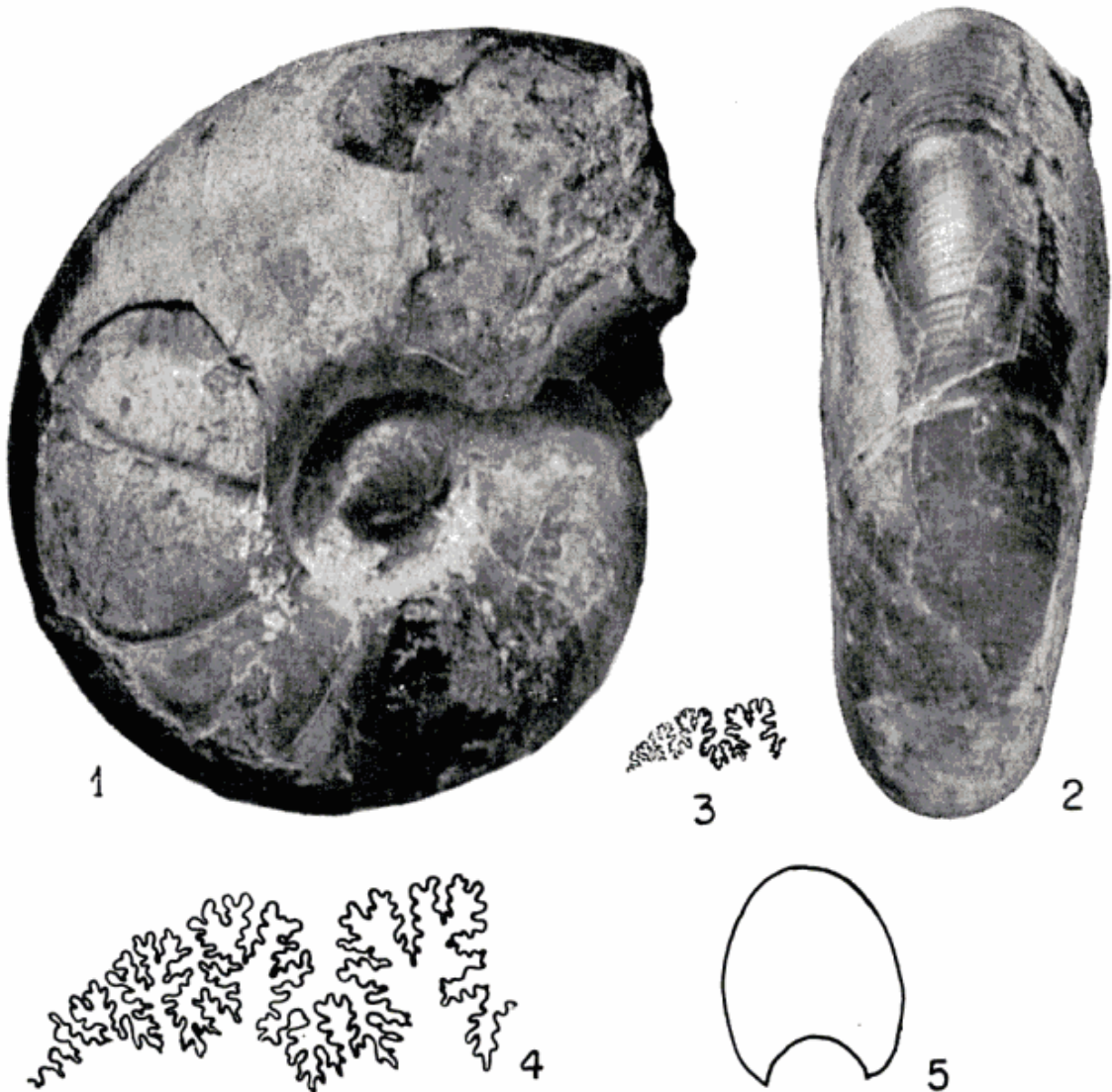


Fig. XV. — 1-5. *Puzosia vegaensis* Leanza n. sp.: 1 y 2, vistas lateral y ventral del Holotipo $\times 1$ DNGM 12476; 3 y 4, línea lobales en tamaño natural (3) y ampliada (4) del ejemplar CPUNC 3820; 5, sección de la vuelta del mismo ejemplar. Ea. La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Col. A. F. Leanza y H. A. Leanza (Figs 1 y 2) y Col. E. Rolleri y P. Lesta (Figs. 3-5).

cen en el tercio externo del flanco y desaparecen antes de llegar al borde umbilical. Las estrías son prosoversas y cruzan el lado externo sin interrupción, describiendo un arco con convexidad dirigida hacia la apertura de la conchilla. En la última vuelta del holotipo existen ocho constricciones, las cuales, en el molde interno, aparecen como surcos poco profundos. En cambio, cuando la conchilla se ha conservado, dichos surcos son prácticamente imperceptibles y en el lado ventral están reemplazados por una costilla ancha (*flare*).

Las constricciones son ligeramente prosoversas en el tercio medio e interno del flanco, encorvándose hacia adelante en el tercio externo del mismo.

La línea lobal posee un primer lóbulo lateral trífidio, ligeramente asimétrico y cuatro o cinco elementos auxiliares, de altura decreciente.

El paratipo (DNGM n^o 12.477) consiste en un molde interno. Sus dimensiones, en mm, son las siguientes:

Diámetro de la conchilla	60 = 1
Diámetro del ombligo	19 = 0,31
Altura de la última vuelta	25 = 0,41
Ancho de la última vuelta	21 = 0,35

La superficie es totalmente lisa y la morfología general es similar a la del holotipo. Este ejemplar corresponde en su totalidad a la porción septada de la conchilla, siendo bien visibles las líneas lobales. El primer lóbulo lateral es, como en el holotipo, trífidio, pero la punta mediana es notoriamente más profunda que las laterales. Igualmente es ligeramente asimétrico.

La línea lobal ilustrada en la figura XV, 3 y 4 y la sección de la figura XV, 5, han sido tomadas del ejemplar 3820.

Observaciones. — *Puzosia vegaensis* n. sp. es una forma intermedia entre *Puzosia* Bayle (especie tipo: *P. planulata*, 1878) y *Bhimaites* Matsumoto, 1954 (especie tipo: *Ammonites bhima* Stoliczka, 1865). La línea lobal de *B. bhima* (cf. Wright, 1957, p. L 365, fig. 477 lc) es de tipo tetragonítido mientras que la del material patagónico presenta un primer lóbulo lateral manifiestamente trífidio, aunque ligeramente asimétrico, pero sin alcanzar su rama mediana la profundidad que alcanza generalmente en *Puzosia*.



Fig. XVI. — 1 y 2. *Puzosia vegaensis* Leanza n. sp. Vistas ventral y lateral del paratipo DNGM 12477 $\times 1$. Ea. La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Col. A. F. Leanza y H. A. Leanza.

El aspecto de la conchilla es más similar a la de *Bhimaites*, con el cual podría ser confundida.

Material examinado.— Treinta ejemplares, uno de los cuales fue coleccionado por los doctores Rolleri y Lesta. (CPUNC 3820). Los restantes fueron hallados por el autor.

Localidad y Horizonte.— Estancia La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Santa Cruz. Albiano.

Subfamilia **Pseudosaynellinae** Casey, 1961

Género **PSEUDOSAYNELLA** Spath, 1927

Pseudosaynella bonarellii Leanza n. sp.

Fig. XVII, 1 y 2

1921 *Beudanticeras* cf. *stoliczkai* Kossmat. Bonarelli in Bonarelli y Nágera, *Lago San Martín*, p. 23, Lám. III, figs. 1-4.

Los cuatro ejemplares indicados por Bonarelli como *Beudanticeras* cf. *stoliczkai* (Kossmat) corresponden, en mi opinión, a una nueva especie del género *Pseudosaynella* Spath, 1927, cuya

especie tipo es *Ammonites bicurvatus* Michelin.

Entre los cuatro ejemplares mencionados, elijo Holotipo de la especie al ejemplar de la figura 4 de la lámina III de Bonarelli y que es reproducido en nuestra figura XVII, 1 y 2.

Sus dimensiones, en mm, son las siguientes:

Diámetro de la conchilla	65 = 1
Diámetro del ombligo	16 = 0,24
Altura de la última vuelta	30 = 0,46
Ancho de la última vuelta	17 = 0,26

B. bonarellii n. sp., se diferencia de la forma índica con la que la comparo por tener una periferia más angosta y fuertemente arqueada, siendo sus vueltas, por otra parte, proporcionalmente más altas (cf. Stoliczka, p. 142, Lám. LXXI, figs. 1-4).

En los moldes se observan 3 ó 4 concavidades en media vuelta.

La ornamentación de *Pseudosaynella bonarellii* es comparable con la de *P. fimbriata* Imlay (1945, p. 278, Lám. 42, fig. 1; Lám. 43, figs. 1-5; text. figs. 2-4) y de *P. cf. fimbriata* Imlay (Casey, 1961, p. 172, lám. XXIX, figs. 3 a-d; text. fig.

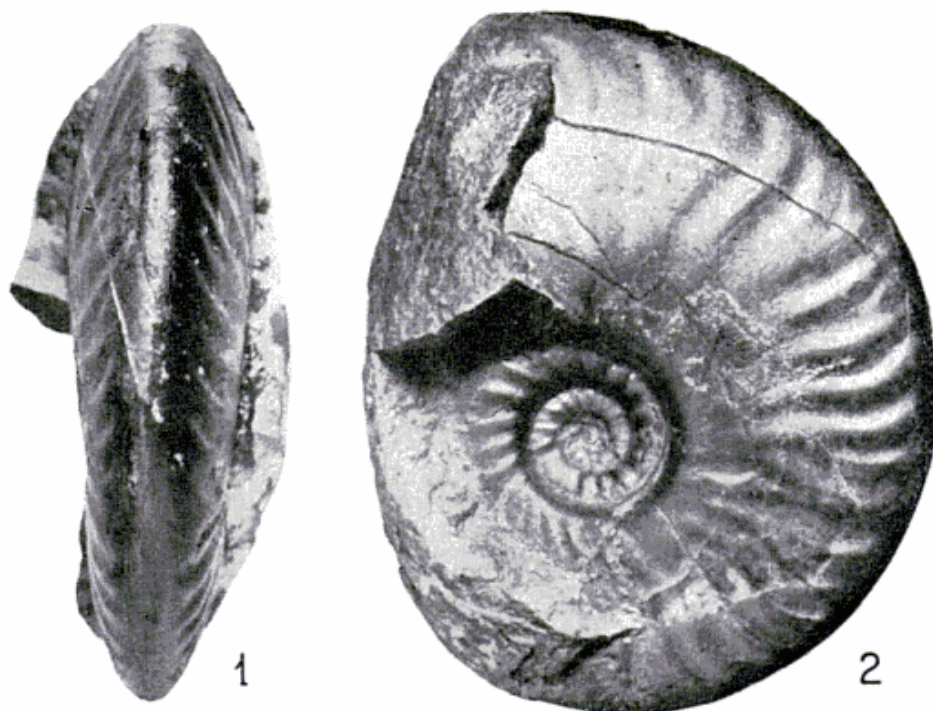


Fig. XVII. — 1 y 2 *Pseudosaynella bonarellii* Leanza n. sp. Vistas lateral y ventral del Holotipo $\times 1$ DNGM 12478. Bahía de la Lancha (Lago San Martín) Col. Bonarelli y Nágera

53 j), pero, al parecer nuestra especie conserva su ornamentación aún en el estado adulto.

La conchilla es discoidal, involuta, con vueltas que se recubren más de la mitad, con lado externo angosto, fuertemente arqueado. Pendiente umbilical abrupta, limitada por un borde umbilical bien definido. Los flancos son poco convexos. La mayor anchura se encuentra en el tercio interno del flanco.

La ornamentación consiste en costillas biconvexas, más marcadas en las porciones externas y con tendencia a desvanecerse en las porciones internas del flanco. La línea lobal tiene cinco elementos auxiliares. El primer lóbulo lateral es trifido y asimétrico.

La forma indicada por Bonarelli (1921, p. 35, Lám. III, fig. 6) como *Uhligella quercifolia* (d'Orbigny) podría constituir una variedad *P. bonarellii* n. sp.

Localidad y Horizonte. — Cerro Meseta, Bahía de la Lancha. Lago San Martín. Aptiano.

Material examinado. — Cuatro ejemplares. Col. Bonarelli y Nágera, 1918.

Familia **BEUDANTICERATINAE**

Breistroffer, 1953

Género **BEUDANTICERAS** Hitzel, 1905

Beudanticeras rollerii Leanza n. sp.

Fig. XVIII, 1 y 2

El holotipo (CUNC 4366) consiste en un fragmento de vuelta correspondiente a una conchilla discoidal, involuta, con flancos poco convexos y lado externo fuertemente arqueado. El fragmento, que equivale aproximadamente a la mitad de una vuelta completa, presenta cuatro constricciones que, en la mitad interna del flanco describen un arco convexo ad-oralmente y en la mitad externa del mismo un arco dirigido en sentido opuesto. Sobre el lado externo, las constricciones se proyectan hacia la apertura de la conchilla.

La vuelta tiene una sección subelíptica, con máximo ancho en el tercio interno del flanco. Para una altura de 30 milímetros corresponde un ancho de 16 mm.

Observaciones. — *B. rollerii* n. sp. es comparable con los ejemplares poco ornamentados de *Beudanticeras dupiniae*

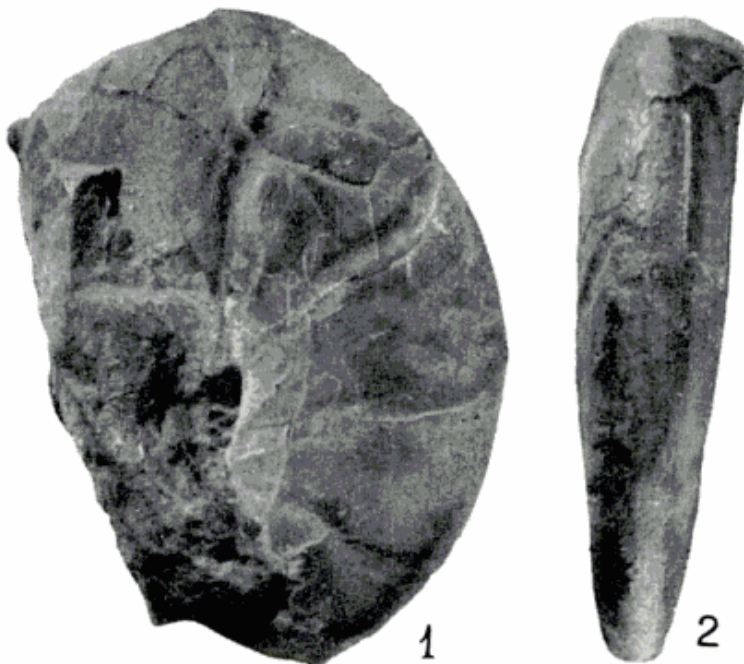


Fig. XVIII. — 1 y 2 *Beudanticeras rollerii* Leanza n. sp. Vistas lateral y ventral del Holotipo $\times 1$ CPUNC 4366. Laga Tarn. Col. Esso

num d'Orb.) como por ejemplo, los ilustrados por Casey (1961, p. 152, Lám. XXVII, figs. 6 y 7) que coinciden bien con las del lectotipo de esta especie tal como fuera ilustrado por Douvillé (cf. Casey, *op. cit.*, Text. fig. 48 d-f), diferenciándose de esta especie por sus vueltas proporcionalmente más altas.

Localidad y Horizonte. — Arroyo Calafate, l. Lago Tarn. Col. Esso.

Material examinado. — Un ejemplar. CPUNC 4366 (Holotipo).

Género **FERUGLIOCERAS** Leanza, 1938

Feruglioceras piatnitzkyi Leanza

Fig. XIX, 1 y 2

1936 *Gaudryceras desmoceratoides* Feruglio (non Stolley), Feruglio, *Paleontographia patagonica*, p. 44. Lám. IV, figs. 6 a-b.

1938 *Gaudryceras desmoceratoides* Piatnitzky non Stolley, Piatnitzky, *Observaciones geológicas*, p. 80, Lám. III, fig. 11; Lám. IV, fig. 17.

1967 *Feruglioceras piatnitzkyi* Leanza, *Anotaciones*, p. 156.

Varias impresiones de una especie de ammonites densa y finamente costulada se hallan presentes en las mismas capas que contienen *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli.

Ellas coinciden en su aspecto general con los ejemplares atribuidos a *Gaudryceras desmoceratoides* por Feruglio en 1936 y por Piatnitzky en 1938 y que se diferencian del verdadero "*Silesites*" *desmoceratoides* Stolley (transferido a *Parasilesites* Imlay en el presente trabajo) por su ornamentación más fina y densa.

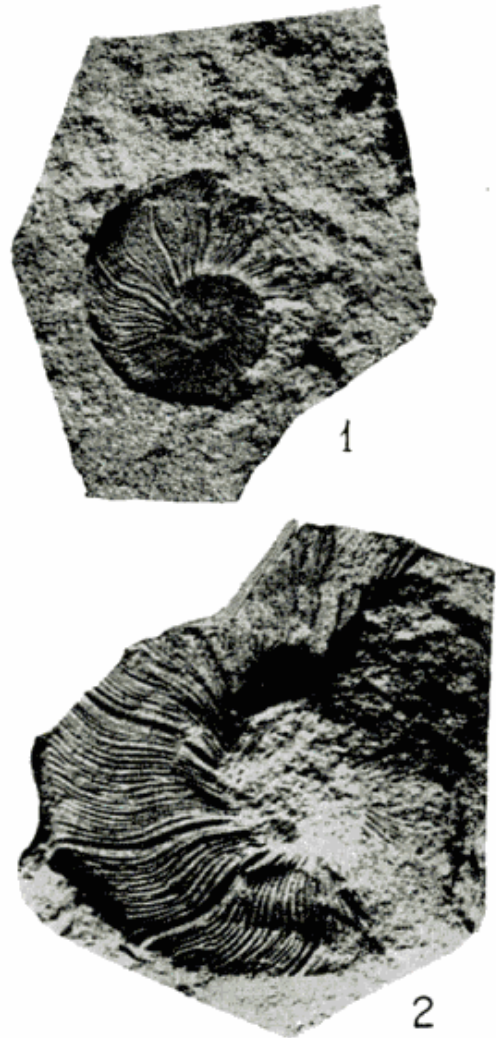
Asumiendo que *Feruglioceras* es un *Desmoceratidae*, su posición subfamiliar es dubitativa. Su colocación en los *Puzosinae* está basada únicamente en el vago parecido que nuestra especie guarda con *Pseudohaploceras* Hyatt, 1900, cuya especie tipo es *Ammonites liptoviensis* Zeuschner (cf. Uhlig, 1883, p.

105, Lám. XVII, figs. 9, 16-18; Lám. XVIII, figs. 1, 3, 5 y 6).

La especie tipo de *Feruglioceras* muestra que las frecuentes constricciones que recorren su conchilla están limitadas ad-oralmente por un reborde más saliente y más grueso que las finas costillitas que integran la ornamentación.

El Holotipo de *F. piatnitzkyi* es, por designación original, el ejemplar ilustrado por Piatnitzky en figura 11 de la lámina III en su trabajo de 1938.

Localidad y Horizonte. — Lago San Martín. Col. M. A. Flores. Formación Lago San Martín.



Fi. XIX. — 1 y 2 *Feruglioceras piatnitzkyi* Leanza : 1, vista lateral de la conchilla $\times 1$ CPUNC 4362; 2, vista lateral de la conchilla $\times 1$ CPUNC 4263. Lago San Martín. Col. M. Flores.

Material examinado. — Cuatro impresiones de la conchilla CPUNC 4362 y 4363.

Subfamilia **Desmoceratinae** Zittel, 1895

Género **DESMOCERAS** Zittel, 1884

Desmoceras floresi Leanza n. sp.

Fig. XX, 1 y 2

Descripción. — Conchilla globosa, con vueltas de sección ovalada, más anchas que altas. Sus dimensiones, en mm, son las siguientes:

Diámetro de la conchilla	85 = 1
Diámetro del ombligo	16 = 0,17
Altura de la última vuelta	36 = 0,42
Ancho de la última vuelta	44 = 0,51

La pendiente umbilical es abrupta y el borde umbilical es redondeado. En la porción conservada de la última vuelta existen 6 constricciones que, en los tercios interno y medio del flanco des-

criben una suave convexidad dirigida ad-oralmente, mientras en el tercio externo doblan hacia adelante, formando en el lado externo un arco dirigido hacia la apertura de la conchilla. La línea lobal no ha podido ser observada.

Observaciones. — Por la forma globular de la conchilla, el ejemplar descrito puede encontrar ubicación en el género *Desmoceras* s. str., cuya especie tipo es *Ammonites latidorsatus* Michelin (d'Orbigny, 1842, p. 270. Lám. LXXX, figs. 1-5). *B. floresi* n. sp. se distingue de esta especie por poseer un número sensiblemente menor de constricciones.

Esta especie es nombrada en honor del Doctor M. A. Flores, de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, quien colectó el material en que ella está basada.

Localidad y Horizonte. — Lago Viedma. Col. M. A. Flores. Formación Lago San Martín.

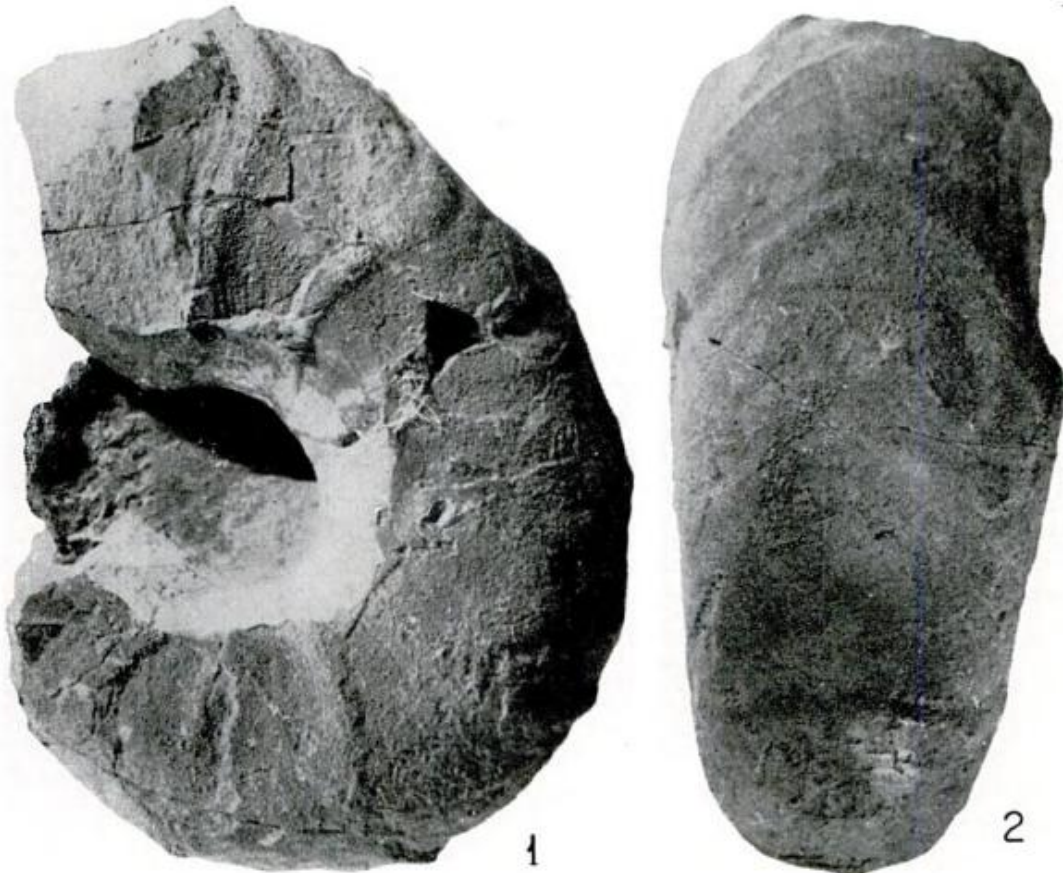


Fig. XX. — 1 y 2. *Desmoceras floresi* Leanza n. sp. Vistas ventral y lateral del Holotipo $\times 1$ CPUNC 4367. Lago Viedma. Col. M. Flores

Material examinado. — Un ejemplar.
CPUNC 4367 (Holotipo).

Familia **SILESITIDAE** Hyatt, 1900

Género **PARASILESITES** Imlay, 1959

Parasilesites desmoceratoides (Stolley)

Fig. XXI, 1-6

1912 *Silesites desmoceratoides* Stolley, *unteren Kreide Patagoniens*, p. 18, Lám. I, fig. 1.

1921 *Gaudryceras desmoceratoides* (Stolley), Bonarelli in Bonarelli y Nágera, p. 22, Lám. II, fig. 10.

non 1936 *Gaudryceras desmoceratoides* (Stolley), Feruglio, *Paleontographia Patagonica*, p. 44, Lám. IV, figs. 6 a-b.

non 1938 *Gaudryceras desmoceratoides* (Stolley), Piatnitzky, *Observaciones Geológicas*, p. 80, Lám. III, fig. 11; Lám. IV, fig. 17.

1967 *Parasilesites desmoceratoides* (Stolley), Leanza, *Anotaciones*, p. 157.

Dispongo de una decena de ejemplares procedente de la Estancia La Vega, que coinciden perfectamente con la especie de Stolley que corresponde, como *Neosilesites*, a un sobreviviente albiano de la familia *Silesitidae*.

Parasilesites desmoceratoides (Stolley) se caracteriza por sus frecuentes constricciones. En el ejemplar de nuestra figura XXI-4, se cuentan, en una vuelta, diez de estas constricciones que se disponen radialmente y, a veces, con fuerte inclinación hacia la apertura de la conchilla. Entre dos constricciones contiguas se intercala un número variable de finas costillitas radiales o prosoveras de curso más o menos sinuoso. Los diversos grupos de costillas limitadas por dos constricciones vecinas, no poseen una inclinación constante. En el tercio externo del flanco las costillas se dividen en dos ramas ligeramente proyectadas hacia adelante.

Las vueltas juveniles son totalmente lisas hasta un diámetro de 8 milímetros aproximadamente y la ornamentación se va desarrollando paulatinamente, comenzando en la porción interna del

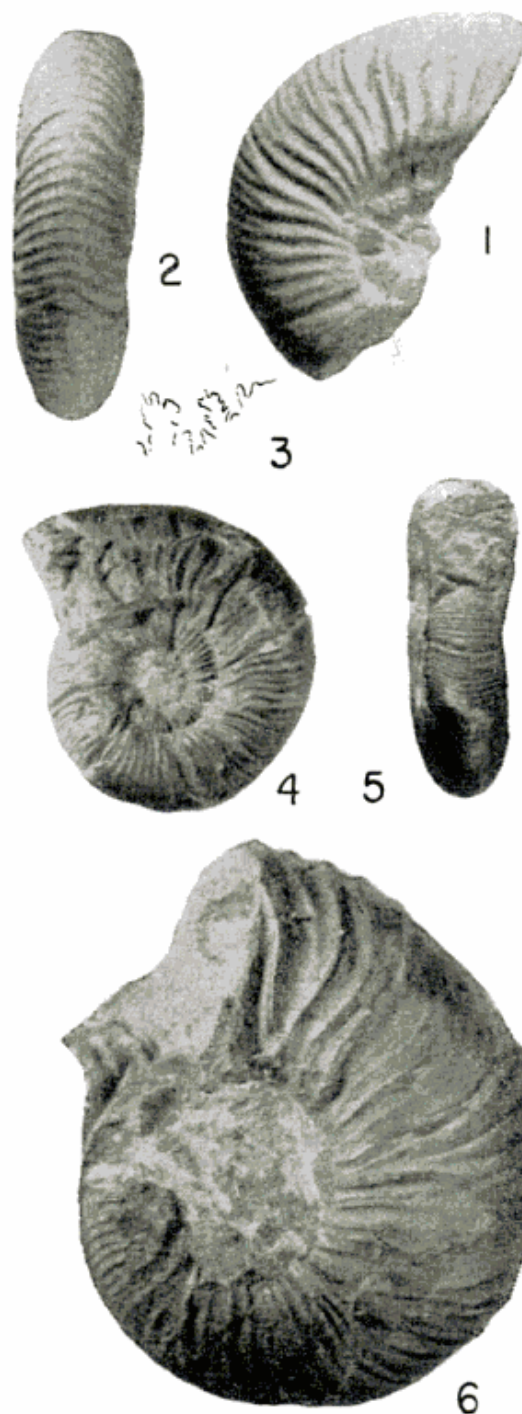


Fig. XXI. — 1-6 *Parasilesites desmoceratoides* (Stolley): 1 y 2, vistas lateral y ventral de la conchilla $\times 1$ CPUNC 4320; 3, línea lobal del ejemplar DNGM 12480 $\times 1$; 4 y 5, vistas lateral y ventral del ejemplar CPUNC 4330 $\times 1$; 6, vista lateral de 1 ejemplar CPUNC 4321 $\times 1$. Ea. La Vega, 20 km al sur del Lago Tarn. Col. Rolleri y Lesta.

flanco. Aún en esta porción lisa, las constricciones están, sin embargo, presentes.

En los ejemplares adultos (Fig. XXI, 6) la ornamentación pierde su regularidad.

Observaciones. — La forma patagónica es comparable especialmente con *Parasilesites bullatus* Imlay (1959. Lám. XXIX, figs. 1-8) que es precisamente la especie tipo de *Parasilesites* Imlay y que también posee tubérculos periumbilicales poco conspicuos. *P. desmoceratoides* se diferencia de dicha especie, como de *P. irregularis* Imlay (1961), por la bifurcación regular de las costillas primarias en la edad media.

Localidad y Horizontes. — Estancia La Vega, 20 kilómetros al sur del Lago Tarn. Col. E. Rolleri y P. Lesta (1967) y A. F. Leanza (1969). Albiano.

Material examinado. — Diez ejemplares, CPUNC 4320, 4321 y 4330 y DNGM 12480.

Parasilesites turici Leanza n. sp.

Fig. XXII, 1

Descripción. — La última vuelta es más alta que ancha, de sección oval. La escultura consiste en costillas simples y bifurcadas. La división se produce en un punto situado entre el tercio medio y el tercio externo del flanco. Desde ese punto, las costillas se acodan hacia adelante cruzando la periferia describiendo un arco convexo hacia adelante.

Observaciones. — El ejemplar descrito posee una ornamentación similar a la de *Parasilesites russoi* n. sp., descrito más abajo, pero se distingue bien de él por la mayor densidad de su costulación. *P. desmoceratoides*, posee, para diámetros equivalentes, una ornamentación mucho más irregular.

Esta especie es nombrada en honor del señor Mateo Turic, geólogo de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, por su contribución al conocimiento estratigráfico de la cuenca austral.

Localidad y Horizonte. — Lago San Martín. Capas con *Sanmartinoceras patagonicum*. Formación Lago San Martín. Col. M. A. Flores.

Material examinado. — Un ejemplar. CPUNC 4385 (Holotipo).



Fig. XXII. — 1 *Parasilesites turici* Leanza n. sp. Vista lateral del Holotipo $\times 1$ CPUNC 4385. Lago San Martín. Col. M. Flores.

Parasilesites russoi Leanza n. sp.

Fig. XXIII, 1-3

Descripción. — La porción conservada de la última vuelta del Holotipo corresponde enteramente a la cámara de habitación. La vuelta tiene una sección suboval, ligeramente más alta que ancha, con flancos subaplanados y lado externo suavemente arqueado.

La ornamentación está integrada por costillas sinuosas, algunas de las cuales se bifurcan entre el tercio medio y el tercio externo del flanco. A partir de este punto, las costillas se proyectan hacia adelante.

Las vueltas interiores tienen un aspecto similar a la de *Parasilesites desmoceratoides*. En ellas, la línea lobal está al descubierto, pudiéndose observar que es típicamente inversa.

Observaciones. — Consideramos al ejemplar descrito como una forma distinta de *P. desmoceratoides*, designándola *P. russoi* n. sp., dedicándola al

Doctor Aniello Russo, geólogo de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, con quien coleccionamos el material en que se basa su descripción.

La nueva especie se diferencia de la forma de Stolley por el hecho de que en ésta la ornamentación se torna más irregular en diámetros menores. Por ello, se acerca a *P. turici* n. sp., descrito más arriba, del cual se distingue por su ornamentación más rala.

Localidad y Horizonte. — Margen izquierda del río Cardiel, 3 kilómetros aguas arriba de su desembocadura en el Lago Cardiel. El yacimiento se encuentra pocos metros por encima del horizonte con *Tropaeum deeckeii* (Favre). Aptiano.

Material examinado. — Un ejemplar. Col. A. Russo y A. F. Leanza (febrero de 1970). DNGM 12.481 (Holotipo).

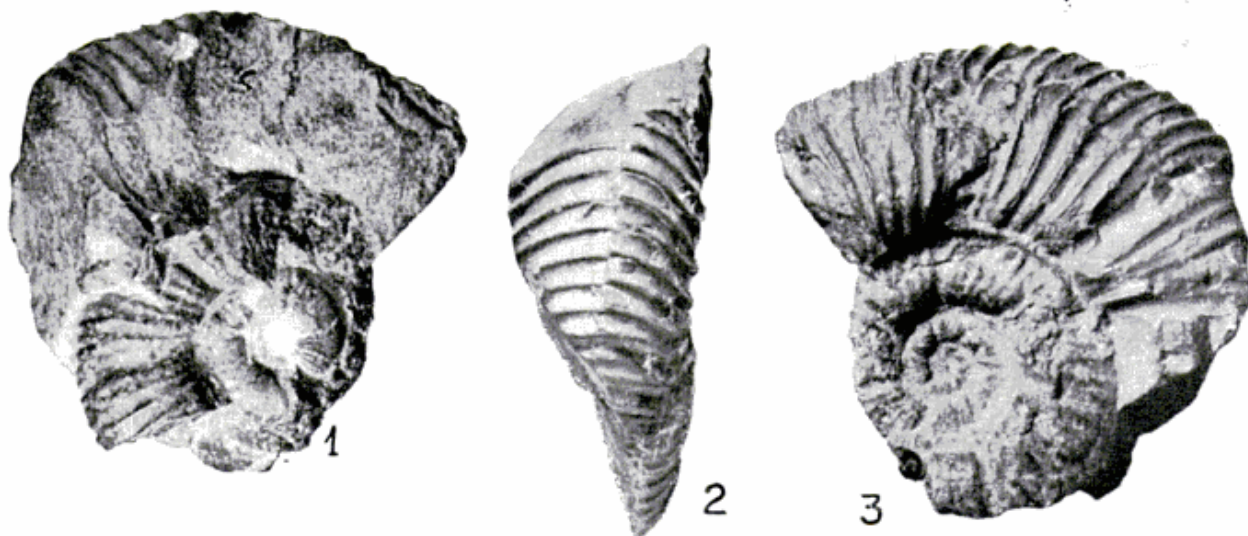


Fig. XXIII. — 1-3 *Parasilesites russoi* Leanza n. sp. Vistas laterales (1 y 3) y ventral (2) del Holotipo $\times 1$ DNGM 1248. Río Cardiel. Col. A. Russo y A. F. Leanza

Familia **HOPLITIDAE** H. Douvillé, 1890

Subfamilia **Cleoniceratidae** Whitehouse, 1926

Género **CLEONICERAS** Parona et Bonarelli, 1896

Cleoniceras santacruce Leanza n. sp.

Fig. XXIV, 1 y 2

Descripción. — Atribuyo a una nueva especie de *Cleoniceras* un ejemplar que posee las siguientes dimensiones (en milímetros):

Diámetro de la conchilla	64 = 1
Diámetro del ombligo	16 = 0,25
Altura de la última vuelta	34 = 0,21
Ancho de la última vuelta	19 = 0,29

La parte final de la última vuelta corresponde a la cámara de habitación.

En el estado juvenil, la sección de las vueltas es ovalada y su ancho es casi igual a su altura. Con el crecimiento, las vueltas se hacen más altas que anchas y el lado externo se hace muy estrecho. El máximo ancho se mide en el tercio interno del flanco.

Para un diámetro de 15 milímetros, la ornamentación consiste en unas doce costillas primarias que tienen su mayor relieve sobre el borde umbilical donde forman pequeñas *bullae*. A partir de allí, son ligeramente prosovervas, describiendo un arco muy suave con convexidad dirigida hacia la apertura de la conchilla. En el tercio externo del flanco se acodan nuevamente hacia adelante y se esfuman antes de llegar a la zona sifonal.

Entre dos costillas primarias conti-

guas se intercalan dos o tres costillas secundarias que se desvanecen en el medio del flanco.

En la última vuelta, las costillas primarias son bien visibles en la pendiente umbilical, donde son débilmente prosoversas. Al alcanzar el borde umbilical se hinchan en diminutos tubérculos alargados radialmente. De estos tubérculos, parten, en ocasiones, dos costillas que describen en el flanco un recorrido parecido a una *S* itálica estirada. En el

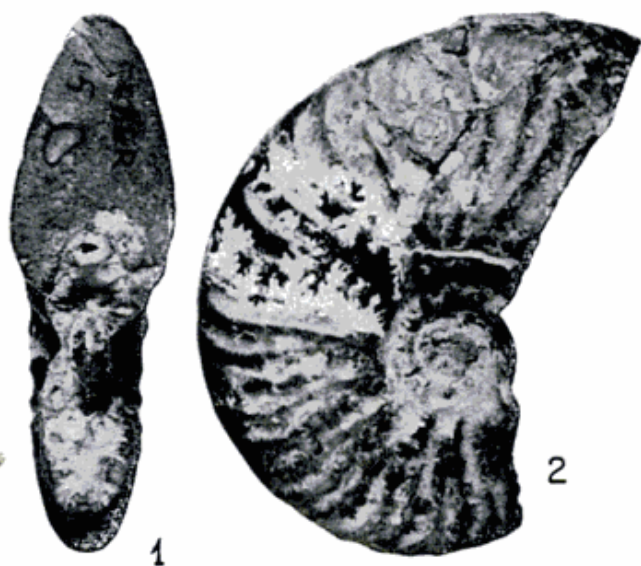


Fig. XXIV. - 1 y 2 *Cleoniceras santacrucense* Leanza n. sp. Vistas apertural y lateral del Holotipo $\times 1$ DNGM 12482. Ea. La Federica. Col. S. Hogg.

lado externo, la ornamentación es muy débil y sólo visible con iluminación adecuada. Allí, las costillas forman un arco cuya convexidad está dirigida hacia la apertura de la conchilla. Existen, además, costillas intercaladas de diversa longitud, logrando algunas a conectarse casi con las *bullae* periumbilicales.

La línea lobal posee un primer lóbulo lateral ancho y muy asimétrico y numerosos elementos auxiliares.

Observaciones: El género *Cleoniceras* fue citado por vez primera para Patagonia austral por Bonarelli (in Bonarelli y Nágera, 1921, p. 24) atribuyéndole una especie nueva que dicho autor designó como *Cleoniceras argentinum*.

Whitehouse (1926) consideró a la especie de Bonarelli como especie tipo de su género *Aioloceras*, que se diferenciaría de *Cleoniceras* por carecer de tubérculos umbilicales.

El ejemplar aquí descrito está provisto de pequeños tubérculos periumbilicales y por ese motivo el autor lo incluye en el género *Cleoniceras*, volviendo, pues, a postular la existencia de dicho género en el Cretácico de Patagonia.

Cl. santacrucense n. sp. posee un aspecto similar al de *Ammonites bicurvatus* d'Orbigny (pars) non Michelin que es la especie tipo de *Cleoniceras*, el molde en yeso de cuyo lectotipo ha sido figurado recientemente por Casey (1966, tex. fig 211d-e) en cuanto se refiere a su ornamentación, pero su ombligo es mucho más amplio, aproximadamente como el de *Cleoniceras morgani* Spath (cf. Casey, 1966, Lám. XCIV, figs. 3-6).

El Holotipo de *Aioloceras argentinum* (Bonarelli) es el ejemplar figurado por Bonarelli en su lámina IV, fig. 6. El ejemplar de la figura 7 fue separado como una variedad *mesetica* por la mayor amplitud del ombligo.

Lamentablemente no he encontrado en las colecciones de la Dirección Nacional de Geología y Minería los ejemplares correspondientes; a juzgar por la figura del Holotipo de la especie de Bonarelli, puede advertirse al principio de la penúltima vuelta una ornamentación diferente a la de *Cleoniceras santacrucense* n. sp., ya que en aquélla las costillas son prosoversas en el tercio interno del flanco y retroversas en los tercio medio y externo del mismo. No puede, sin embargo, dejar de sospecharse que dicha característica sea debida a una deformación. Pero de todos modos, *Cl. santacrucense* tiene un ombligo perceptiblemente más estrecho que la forma de Bonarelli.

Localidad y Horizonte: Estancia La Federica, Lago San Martín. Formación Lago San Martín. Col. S. Hogg (Esso).

Material examinado: Un ejemplar, DNGM 12482 (Holotipo).

Subgénero **Neosaynella** Casey, 1954

Cleonicerias (*Neosaynella*) *cardielense*

Leanza n. sp.

Fig. XXV, 1 y 2

Descripción: El holotipo consiste totalmente en la porción septada de la

de 32 milímetros de amplitud. Si se mantuvieran las relaciones entre el diámetro del ombligo y el de la conchilla, el presente ejemplar debió alcanzar, por lo menos, 128 mm de diámetro.

La conchilla es discoidal, involuta, con vueltas que se recubren hasta 2/3 de su altura. La última vuelta es casi dos veces más alta que ancha, con flancos ligeramente convexos, rápidamente convergentes hacia el lado externo de



Fig. XXV. — 1 y 2 *Cleonicerias* (*Neosaynella*) *cardielense* Leanza n. sp. Vistas ventral y lateral del Holotipo $\times 1$ CPUNC 4316. Lago Cardiel. Col. P. Paris]

conchilla y corresponde casi enteramente a un molde interno que muestra claramente las líneas lobales. Sólo en pequeños trechos se ha conservado la conchilla misma.

Sus dimensiones, en mm, son las siguientes:

Diámetro de la conchilla	72 = 1
Diámetro del ombligo	18 = 0,25
Altura de la última vuelta	42 = 0,58
Ancho de la última vuelta	22 = 0,30

Sobre la última vuelta se observa la sutura dejada por una vuelta exterior casi completa, delimitando un ombligo

la conchilla el cual es angosto y fuertemente arqueado. El máximo ancho de mide en el cuarto interno del flanco.

En la mitad final de la última vuelta, la pendiente umbilical es vertical y está limitada por un borde umbilical anguloso, formando el flanco con la pendiente un ángulo ligeramente superior a 90 grados.

Tanto en los sectores donde se han conservado porciones de conchilla como en el molde interno, no se advierte vestigios de ornamentación, de modo que si ella existió, debió ser, en todo caso, muy débil.