

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIV - N° 4
Octubre - Diciembre
Buenos Aires 1979

ESTRATIGRAFIA CRETACICA TERCIARIA DEL SUBSUELO DE CABO BUEN TIEMPO, SANTA CRUZ

JUAN CARLOS RIGGI

Resumen

Se consideran fundamentalmente los aspectos litológicos de los ciclos sedimentarios del Cretácico y Terciario, con la finalidad de identificar en detalle las distintas asociaciones desarrolladas sobre el complejo volcánico- piroclástico del Jurásico, que conformaba el marco morfoestructural de la cuenca.

La columna sedimentaria comienza con areniscas vinculadas en calidad de término basal a la sucesión esencialmente pelítica del Cretácico, cuya sección inferiores algo carbonática por la presencia de coccolitos. En el Terciario se inicia un nuevo ciclo marino, en ambiente nerítico, con acumulación de areniscas glauconíticas y fosfáticas, indicando una interrupción estratigráfica que la separa de las sedimentitas cretácicas. Estas areniscas inferiores, conjuntamente con tramos suprayacentes de arcilitas, limolitas, escasos conglomerados y areniscas, forman parte de la sección inferior de los depósitos marinos, caracterizada por su naturaleza exclusivamente epiclástica. La sección superior contiene aporte de cenizas volcánicas, originando con el material epiclástico de la cuenca sedimentos de mezcla (tuffitas), apareciendo simultáneamente microorganismos de esqueleto silíceo. De la sucesión marina se pasa gradualmente a acumulaciones continentales piroclásticas, para las que se propone como nueva denominación la de "Formación Río Coyle", en reemplazo de "Formación Santa Cruz".

Mediante la determinación de microfósiles fue posible establecer la edad de algunos tramos, que corresponden al Aptiano-Albiano, Campaniano superior, Maestrichtiano, Eoceno y Oligoceno.

Empleando las asociaciones litológicas y el contenido microfossilífero se encaran ensayos de correlación con distintas localidades de Santa Cruz y Tierra del Fuego.

Introducción

El presente estudio forma parte de una serie de trabajos iniciados por el autor, mediante muestras correspondientes a terrenos extendidos en el subsuelo, fundamentalmente orientados a facilitar ensayos de correlación litoestratigráfica que contribuyan a la definitiva interpretación del relleno sedimentario de la Cuenca Austral.

Para el señalado propósito se ajustaba

Abstract

Lithological aspects of Cretaceous and Tertiary sedimentary cycles are considered in order to identify in detail the various associations developed over the Jurassic volcanic pyroclastic complex conforming the morphostructural background of the basin.

The sedimentary column starts with sandstones connected, as a basic term, with the essentially pelitic sequence of the Cretaceous, the lower section of which is somewhat carbonatic due to the presence of coccoliths. In the Tertiary a new marine cycle starts, in a neritic environment, with accumulation of glauconitic and phosphatic sandstones, showing a stratigraphical interruption which divides it from the Cretaceous sedimentites. These lower sandstones, together with overlying clays-tones, siltstones, scarce conglomerates and sandstones, make up the lower section of marine sedimentary deposits, the nature of which is exclusively epiclastic. The upper section contains volcanic ashes originating together with the basin's epiclastic material, mixed sediments (tuffites), and there appear simultaneously siliceous skeletons of microorganisms. From the marine sequence gradually passes to continental pyroclastic accumulations for which a new denomination is being proposed: "Río Coyle Formation", replacing that of "Santa Cruz Formation".

Through the determination of microfossils it was possible to establish the age of some sections corresponding to Aptian-Albian, upper Campanian, Maestrichtian, Eocene and Oligocene.

Using lithological associations and the microfossils contained, tests are being aimed towards the correlation of diverse localities in Santa Cruz and Tierra del Fuego.

adecuadamente el sondeo de exploración de YPF identificado con las siglas SC. 2, presentando obvias ventajas para su análisis por haber sido ejecutado en su totalidad con trépano saca testigo. Cabe aclarar que el estudio fue realizado sobre un juego de muestras archivadas en los Talleres del Servicio Geológico Nacional, oportunamente transferido por las autoridades de la Geren-

This One



D4P2-9UE-HY68

Material protegido por derechos de autor

cia de Exploración de la institución mencionada en primer término.

Como los anteriores, este estudio fue encauzado primordialmente a la identificación detalladas de los terrenos cretácicos-terciarios atravesados, con la finalidad de diferenciar las distintas asociaciones litológicas que los integran y establecer su distribución en la cuenca. Para desarrollar el precedente enfoque se ha recurrido al microscopio petrográfico como instrumental de investigación, empleando 120 muestras seleccionadas y estudiadas en cortes delgados y grano suelto. Asimismo, fueron realizadas determinaciones difractivas de muestras correspondientes a distintos tramos, procesadas en un equipo Phillips (radiación CuK 1,54 Å, 2° por minuto); la estimación cuantitativa se estableció considerando la intensidad de las reflexiones, según el método de Johns et al. (1954).

En cuanto a los antecedentes geológicos, resulta muy limitada la información existente. Al ingeniero A. Piatnitzky, Jefe de la Comisión Geológica del Sur de YPF, corresponden los primeros datos que se refieren a las características litológicas generales y a la determinación sistemática de todo el contenido macrofaunístico. Con estos elementos estableció una división muy aproximada entre los depósitos cretácicos y terciarios marinos, reconociendo también aquellos terrenos continentales suprayacentes.

El primer ensayo de correlación se debe a Feruglio (1938) al comprobar que en este sondeo se desarrolla una sección muy similar a la atravesada en el pozo SC. 1 (Puerto Coyle). Por otra parte, consigna que entre los 1071 y 1274 m se registraron restos de *Belemnites*, mientras que de los 1029 m (en el perfil de Piatnitzky figura 1220 m) fueron extraídos restos de *Criocerat* del grupo de "*C. sarasini* Favre" del Barremiano de la región andina.

Con posterioridad, Feruglio (1949) mediante su reconocida experiencia geológica adquirida durante largos años en esta región del país, traza un acertado bosquejo estratigráfico del subsuelo de la zona que mantiene validez en la actualidad. En primer lugar reconoce a los 1287,5 m.b.n.m. a las vulcanitas integrantes de una asociación volcánica-piroclástica a la que incluye dentro de la entidad por él denominada "Complejo porfírico de la Patagonia Extra-andina", habitualmente identificada como "Serie Tobífera" por los geólogos petroleros. Agrega que este complejo se encuentra re-

cubierto en evidente discordancia por depósitos "arcillo-esquistosos" negruzcos del Cretácico (inferior o medio y Senonense), con más de 200 m de espesor, haciendo referencia a los restos fosilíferos anteriormente citados. A gran parte de los sedimentos suprayacentes del Terciario, con fauna abundante y variada, los identifica como "Patagónico", coronados en los últimos metros por depósitos continentales del "Santacruzense" integrando el cuerpo de las mesetas adyacentes al sondeo.

Finalmente Masiuk (1975), en un estudio de la asociación de foraminíferos contenida en esta sección ha identificado tramos correspondientes al Aptiano-Albiano, Campaniano, Maestrichtiano, Eoceno y Oligoceno.

Ubicación del pozo

Se encuentra ubicado en el borde oriental de Santa Cruz, sobre la desembocadura del Cañadón del Palo Seco en el Atlántico, a 57.800 m sud y 18.200 m este con respecto al mojón Puerto Coyle del Ministerio de Marina y a 15 km al norte de Cabo Buen Tiempo.

Los trabajos de perforación comenzaron a fines de 1937 finalizando en los primeros meses del año siguiente. Su base fue asentada sobre la cota de 16,10 m, alcanzando una profundidad máxima de 1306 metros bajo boca de pozo.

Litología

Jurásico

La parte basal de la columna geológica atravesada se extiende por su similitud litológica desde los 1306 hasta los 1299 metros. Este terreno está representado por muestras testigo de color entre verde pálido (5G 7/2)* y verde claro (5G 7/4), con fenocristales idiomorfos de cuarzo hialino, feldespato alcalino, láminas de biotita castaña y escasa oligoclasa ácida, incluidos en una mesostásis vítrea en gran parte devitrificada y alterada, caracteres que identifican a terrenos de naturaleza riolítica como integrantes del tramo cuspidal de la "Serie Tobífera", extendida en el ámbito del subsuelo extra-andino patagónico.

* Rock-Color Chart. Geol. Soc. Amer., N. York, 1953.



Cretácico

Sobre los referidos terrenos volcánicos descansa un depósito epiclástico de 8 m de potencia (1299 - 1291 m), ligado en calidad de término basal a la secuencia pelítica marina cretácica. Se trata de una asociación integrada predominantemente por areniscas de tonos variables dentro del gris verdoso (10GY 5/2), con algunas intercalaciones de arcilitas de coloración entre gris moderado (n° 5) y gris oscuro moderado (n° 4), identificada lito y estratigráficamente como Formación Springhill.

Las areniscas muestran un armazón estable, de textura fina y sus granos se encuentran aglutinados por una matriz arcillosa ocasionalmente algo calcárea. Intervienen como constituyentes fundamentales individuos de cuarzo con contornos angulosos que conservan su hábito cristalino primitivo, glauconita con polarización de agregado microcristalino verde brillante en granos bien redondeados superficialmente fisurados, fragmentos de líticos volcánicos, tobas vítreas y escasos feldespatos algo alterados. Como complementos orgánicos, es frecuente la existencia de restos vegetales carbonizados, fragmentos de moluscos y escasas escamas de peces.

A partir de los 1291 m comienza una

monótona sucesión litológica en esencia pelítica, con muy escasas y delgadas intercalaciones de areniscas, que culmina a los 798 m, caracterizada por una coloración circunscripta preferentemente dentro de los tonos gris oliva (5Y 4/1), gris oliva claro (5Y 6/1), gris moderado (n° 5) y gris muy claro (n° 8).

Por los rasgos litológicos particulares, esta sucesión puede dividirse en un tramo inferior y otro superior. El primero abarca desde la referida profundidad hasta la parte aproximadamente media de la pila sedimentaria cretácica, ubicada a los 1079 metros. Su litología se encuentra compuesta por arcilitas en parte limosas, con un contenido micrítico variable, determinado por la presencia de cocolitos. En consecuencia, la variabilidad registrada conduce a precisar la terminología de este tramo, integrada, entonces, por arcilitas biomicríticas, arcilitas escasamente biomicríticas y arcilitas. Estos nanofósiles resultan más abundantes hacia la mitad superior del tramo y en un solo caso llegan a predominar sobre el material arcilloso, de tal manera que cabe calificarlas como biomicritas arcillosas, identificadas a simple vista por presentar el tono más claro de la columna (entre gris muy claro [n° 8] y gris claro [n° 7]). Además, debe señalarse que en la sección donde abundan

Los cocolitos se distingue por su coloración variable dentro de la gama del gris puro, mientras que la parte inferior del tramo muestra un cromatismo entre el gris oliva claro (5Y 6/1) y gris oliva (5Y 4/1). Por otra parte, este sector inferior contiene intercalaciones (1271-1272, 1113-1134 m) de areniscas muy finas, algunas glauconíticas, arcillosas, de textura cerrada a flojante, con muy escasos granos de cuarzo y pastas volcánicas microgranosas cuarzo-feldespatícas, que resaltan en el conjunto por su color gris verdoso oscuro, (5GY 4/1). Acerca de la glauconita, es de advertir su existencia en granos y porcentajes muy pequeños, con una distribución vertical intermitente en la totalidad de este tramo.

El segundo se extiende desde los 1079 hasta los 798 metros. Su litología es más simple que el inferior por carecer de elementos carbonáticos, comprendiendo a arcilitas por niveles algo limosas, con ocasionales intercalaciones de areniscas muy finas integradas por cuarzo, pastas volcánicas y feldespatos, de coloración en conjunto gris oliva claro (5Y 6/1) y de gris oliva (5Y 4/1) a gris oliva claro (5Y 6/1). Entre los 858 y 855 m las arcilitas presentan un desarrollo micronodular homogéneo (0,025 mm) de composición aparentemente zeolítica.

Ambos tramos resultan ricos en contenido de pirita finamente distribuida y en partículas menudas carbonosas.

En cuanto a la identificación de argilominerales, fueron seleccionados algunos niveles definitivamente arcillosos donde se registraron los siguientes porcentajes:

Profundidad	Montmorillonita	Illita	Caolinita
2º tramo (1079-798 m)			
855-858	65 %	35 %	—
1066	100	—	—
1º tramo (1291-1079 m)			
1113-1134	97	—	3
1140	99	—	1
1180	100	—	—

Terciario marino

Apoyado en la sucesión pelítica precedentemente descripta descansa, a partir de los 798 m, un tramo de 6 m bien definido por su naturaleza areniscosa. Su base, con una potencia de 1 m, está formada en gran parte por componentes clásticos de origen

químico y bioquímico. Se trata de areniscas híbridas que por su alto contenido de glauconita y restos fosilíferos entran en el grupo de las denominadas areniscas glauconíticas calcarenáceas.

Estas areniscas, de color gris verdoso (5G 6/1), presentan un armazón clástico estable de granometría entre fina y mediana, selección moderadamente buena y regular consistencia, incluyendo cuerpos redondeados de hasta 1,5 cm y coloración castaño verdoso que le confieren un aspecto conglomerádico.

En el mencionado armazón predomina ampliamente la glauconita, alcanzando al 70 %. Al binocular los granos muestran un color verde oscuro, con una superficie lisa bien redondeada, dominando las formas simples ovoides. En sección delgada tiene coloración verde brillante con polarización de agregado microcristalino, aunque también es frecuente el desarrollo de texturas más gruesas y de aspecto micáceo, originadas por recristalización del agregado primitivo. Este último tipo se asemeja a la mica verde, pero la diferencia estriba en la moderada birrefringencia (colores de segundo orden) y en el débil pleocroísmo (verde a verde amarillento). Además, en algunos granos se observan retazos de glauconita micácea dentro del material microgranular. En otros casos la glauconita tiene aspecto bandeado, alternando delgadas bandas de textura micácea con bandas microcristalinas. Las primeras exponen invariablemente mayor birrefringencia y pleocroísmo. Otro aspecto común resulta el desarrollo de agrietamiento, fenómeno que se inicia con tenues fisuras radiales, alcanzando a ser más profundas en aquellos granos con un incipiente grado de alteración reconocida por su tinte castaño. Esta particularidad es la consecuencia de un proceso de contracción que afecta a la glauconita depositada, antes de finalizar su evolución mineralógica. Por otra parte y en casos poco frecuentes, la glauconita se encuentra en pequeñas partículas reemplazando la base vítrea de algunos clastos volcánicos.

El 30 % restante de la fracción clástica está integrado, en orden decreciente de abundancia, por cuarzo, feldespatos y líticos. De estos tres elementos, corresponde al cuarzo el más elevado grado de redondez, hallándose con mayor frecuencia formas subredondeadas, a las que siguen formas subangulosas y redondeadas, estas últimas preferentemente en los granos de mayores

dimensiones. Los individuos unitarios exceden el 95 %, dominando aquéllos libres de inclusiones y de extinción normal, entre los que en contados casos se insinúan formas bipiramidales. Menos frecuente resultan los individuos con inclusiones alineadas y extinción ondulatoria débil a marcada. El 5 % del cuarzo es de naturaleza policristalina conformando mosaicos compuestos por 3 ó 4 granos unitarios sin orientación y con inclusiones, y otros formados por abundantes individuos unitarios, orientados, de formas elongadas, contactos suturados y extinción ondulatoria. Los feldespatos se presentan con formas más angulosas y conservan su hábito cristalino tabular. En su gran mayoría están representados por plagioclasas, correspondiendo a la variedad andesina entre ácida y media con débil zonalidad. Excepcionalmente se encuentra feldespato alcalino. Como líticos figuran pastas microgranosas, felsíticas, intersertales (microlitas en base vítrea o clorítica), politáxicas, hialopiliticas y aquellos granos de cuarzo policristalinos referidos anteriormente.

Los referidos cuerpos redondeados que le confieren el aspecto conglomerádico a las areniscas en cuestión, son de naturaleza *fosfática nodular* (generación "in situ"), variando sus dimensiones desde escasos milímetros hasta alcanzar un máximo de de 1,5 cm. En sección delgada se observa una conformación concéntrica y parcialmente indefinida, predominando el colofano de color castaño e isótropo sobre la glauconita, con la que por regla general está íntimamente asociado.

El cemento que consolida al armazón clástico se halla constituido por *heulandita* desarrollada como un agregado microcristalino que incluye diminutas partículas calcáreas de concentración y distribución heterogénea.

Entre los elementos fosilíferos observados debe mencionarse un abundante contenido de *briozoarios*, *foraminíferos* y restos de *moluscos* (aparentemente *Venericardia*), adquiriendo la parte basal del tramo considerado un aspecto coquinoide.

Hacia el término superior de este tramo, es decir entre los 797 y 794 m, tienen lugar modificaciones texturales, puesta de manifiesto por una disminución en la dimensión granular, pasando a una granometría variable dentro de los intervalos fino a muy fino. Además, la textura grada de estable a flotante, caracterizada por un armazón clástico muy abierto sostenido en un medio

arcillo-subesparítico. En lo concerniente a los elementos mineralógicos se mantienen las mismas propiedades composicionales señaladas para los niveles inferiores, pero variando notablemente sus porcentajes. Así, los líticos registrados en último término en las areniscas de la base, pasan a prevalecer hasta alcanzar el 57 %, siguiendo los feldespatos (plagioclasas) con 18 %, el cuarzo con 21 % y la glauconita que desciende hasta el 4 %. El aspecto textural descripto y la composición de la fracción arenosa permite ubicar a estas areniscas dentro del grupo de las *wackes líticas*.

Como consecuencia de la marcada disminución en el contenido de glauconita y la abundante contribución arcillosa, estas areniscas pierden parte de la intensidad verdosa que identifica la parte basal de la sección, pasando a un tono más apagado del orden del gris oliva claro (5Y 6/1).

A partir de los 794 m y hasta los 748 m, sigue un tramo bien definido por su coloración entre castaño amarillento oscuro (10YR 4/2) y claro (10YR 6/2), constituido por *arcilitas* algo limosas, que contienen restos dispersos de menudos bivalvos (2 mm), escasas partículas vegetales carbonizadas, escamas de peces y abundante piritita framboidal.

Entre los 748 y 450 m se distingue un tramo de sedimentitas en esencia integradas por *arenitas* y *wackes*, ricas en contenido fosilífero y uniforme en cuanto a la coloración, predominando el castaño olivaclearo (5Y 5/6) y moderado (5Y 4/4), con algunas intercalaciones de *arcilitas* y *limolitas* arenosas de color gris oliva claro (5Y 6/1). Desde la profundidad señalada en primer término, se desarrolla un paquete de *areniscas* arcillosas finas que contienen algunas intercalaciones de *arcilitas* ricas en tallos y folias carbonizadas, a las que sigue un tramo que abarca desde los 693 hasta los 650 m representado por *areniscas conglomerádicas* (grava 25 %) y *conglomerados arenosos* (grava entre 25 y 50 %; William, 1942), donde la fracción grava se halla constituida por guijas muy finas (2-4 mm) y guijas finas (4-8 mm). En esta grava se han reconocido fragmentos líticos de pastas microgranosas con fenocristales de plagioclasa, pilotáxicas, hialopiliticas, intersertales y tipo ftanita.

A partir de los 650 m se desarrolla una alternancia de *areniscas arcillosas* y *arcilitas arenosas*, con predominio de las primeras, iniciándose una participación micrítica defi-

nida entre los 526 y 463 m, que al aumentar considerablemente en sus 23 m superiores pasan a adquirir el carácter de *micritas arcillo-arenosas*. Sobre estas últimas se apoya un tramo de *areniscas arcillosas* que culmina a los 450 metros.

Las areniscas de la columna anteriormente referida, varían entre muy finas y medianas, e incluyen muy escasos y delgados niveles con guijas muy finas en porcentajes carentes de significación. Estas areniscas presentan granos subredondeados a subangulosos, son moderadamente seleccionadas y muestran un bajo grado de consolidación. Como elemento aglutinante contienen material arcilloso y/o zeolítico, este último existente en toda la sección aunque más abundante hacia el techo de la misma. Considerando el parámetro textural varían entre arenitas y wackes.

Con relación al aspecto composicional, predominan ampliamente los fragmentos *líticos* con valores medios estimados entre 65 y 75 %, siguiendo en orden decreciente de abundancia las *plagioclasas* con variaciones entre 32 y 22 %, *cuarzo* (monocristalino y policristalino) con 2 %, minerales *ferromagnésicos*, *opacos* y *microclino* de 1 %. Las precedentes relaciones indican que dichas areniscas pertenecen a los subgrupos de las *arenitas* y *wackes líticas*.

En cuanto a la naturaleza petrográfica de los *líticos*, el 99 % corresponde a rocas volcánicas y el 1 % restante a rocas graníticas y metamórficas. Entre los *líticos* volcánicos fueron reconocidos pastas de textura intersertal formada por mallas de tablillas feldespáticas cuyos intersticios se hallan ocupados por clorita. En algunos casos se presentan diminutas vesículas cloríticas que le confieren un carácter microvesicular. Asimismo resulta común la existencia de pastas con base vítrea ocupando los intersticios entre microlitas de plagioclasas dispuestas sin orientación, que identifica a la textura hialopilitica. Menos frecuentes aún son aquellos *líticos* integrados por microlitas suborientadas, textura reconocida como pilotáxica. Los casos menos abundantes corresponden a aquellas pastas formadas por tablillas feldespáticas sin orientación, que por tener sus intersticios ocupados por óxido de hierro y gránulos de clinopiroxeno indican una textura intergranular.

Entre los fragmentos de origen granítico y metamórfico se encuentran escasos clastos integrados por cuarzo policristalino con fel-

despato alcalino asociado, filitas y cuarcitas finas.

El segundo componente en importancia cuantitativa corresponde a la plagioclasa, registrándose las variedades andesina y labradorita subordinada, en clastos de hábito cristalino que muestran una compleja zonalidad de tipo oscilatoria. Asimismo de formas euhedrales se presentan los ferromagnésicos, predominando neta e indistintamente la augita o la hornblenda según el nivel estratigráfico que se analice. A estos minerales acompañan en proporciones muy pequeñas, piritita, magnetita, lamprobolita, apatita, zircón, biotita, titanita, tremolita-actinolita y granate. El cuarzo se encuentra en granos unitarios, unos con abundantes inclusiones y extinción ondulatoria; otros desprovistos de los rasgos señalados.

A los componentes descriptos se suman elementos intracuencales como restos de moluscos, cónchulas de foraminíferos y muy escasos granos de glauconita.

Como material aglutinante, estas areniscas contienen una película clorítica, de color verde, verde amarillento y verde castaño, a modo de cobertura de los clastos, dispuesta en fibrillas perpendiculares al contorno granular. Sobre esta primera generación y rellenando los espacios porales, se ha desarrollado un mosaico de cristales prismáticos cuyos caracteres ópticos corresponden a una variedad del grupo de la heulandita, identificada mediante difracción como clinoptilolita.

Por el aspecto general de la sucesión, a partir de los 450 m y hasta los 400 m, se mantiene en apariencia una litología semejante a aquélla del tramo inmediatamente inferior descripto, pero el análisis microscópico revela el comienzo de una participación piroclástica representada por reducidas proporciones de trizas vítreas. En consecuencia, de la sucesión anterior se pasa a un tramo integrado por *areniscas* y *pelitas*, *tufíticas*. Además, simultáneamente tiene lugar el comienzo de una contribución de diatomeas cuantitativamente muy atenuada.

A partir de los 400 m se aprecia en los depósitos un cambio de coloración, granulometría, en el porcentaje de cenizas y también en el contenido de microorganismos silíceos, rasgos que se mantienen hasta los 104,5 m, donde culmina la sedimentación marina.

En este tramo la coloración pasa a tonos más claros, predominando el gris amarillento (5Y 7/2) y gris oliva claro (5Y 6/1),

PROF. QUARTARIO	CRONOLOGÍA	LITOLOGÍA	MEGAFÓSILES	MICROFÓSILES		ZEOLITAS	ARCILLAS %		
				Foraminíferos			Mont.	Illite	Caol.
0	O L I G O C E N O	Conglomerado							
10		Areniscas y arcillas							
20		Tobas y chonitas							
100									
200		Tufitas arenosas	<i>Trophon</i> sp. <i>Bullinella</i> sp. <i>Turritella</i> sp. <i>Ostrea</i> sp. <i>Arca</i> o <i>Cucullaea</i> sp. <i>Dentalium</i> sp.	<i>Buccella frigida</i>	↑ Abundantes ↓ D I A T O M E A S ↓ ↑ ESCASAS ↓	↑ ESPICULAS ESPONJAS ↓	82	5	13
300		Tufitas pelíticas	<i>Nucula</i> sp. <i>Corales</i> <i>Malletia</i> sp. <i>Venus</i> sp. <i>Struthiolarella</i> sp. <i>Calyptrea</i> sp.	<i>N. miocenica</i> <i>Cribrorotalia beckeri</i>			92	2	6
400		Areniscas tufíticas y pelitas tufíticas	<i>Gibbula</i> sp. <i>Phalomya</i> sp. <i>Scutella</i> sp. <i>Modiola</i> sp.				84	4	12
500		Micritas arcillosas Areniscas micríticas Pelitas micríticas	<i>Leda</i> sp. <i>Solen</i> sp. <i>Mytilus?</i> sp. <i>Natica</i> (o <i>Polynices</i>)				70	12	18
600		Areniscas arcillosas Arcilitas arenosas	<i>Balanus</i> sp. <i>Panopea</i> sp. <i>Echinoidea</i>				100		
700		Areniscas conglomerádicas. Conglomerados arenosos. Areniscas arcillosas Pelitas arenosas		<i>Globocassidulina crassa</i> <i>G. subglobosa</i>				92	
800	Arcilitas Areniscas glauconit.		<i>Anomalinoidea macraglabra</i> <i>Alabamina atlatisae</i>				92		8
900	Arcilitas algo limosas Areniscas muy escasas	<i>Scabrotrigonia</i>	<i>Rugglobigerina</i> sp. <i>Globigerinelloides multispina</i> <i>Bolivina incrassata</i> <i>Praebulimina</i> sp. <i>Spiroplectamina?</i> sp. <i>Haplophragmoides</i> sp.				65		
1000							100		
1100	C R E T A C E O	Arcilitas	<i>Belemnites</i> <i>Ammonites</i> <i>Pecten</i> sp. <i>Lingula?</i> sp. <i>Spisulae?</i> sp. <i>Gryphaea?</i> sp.	<i>Hedbergella delrioensis</i> <i>H. trocoides</i>			↑ Abund ↓ C O C O L I T O S ↓ ↑ ESCAS ↓	97	
1150		Arcilitas biomicríticas			99			1	
1200		Biomicrotas arcillosas(escasas) Areniscas(escasas)				100			
1250		Areniscas y Pelitas	ESCAMAS DE PECES						
1300	JURÁSICO	Riolitas							

con oliva pálido (10Y 6/2) subordinado. Además, aumentan las *sedimentitas pelíticas*, disminuyendo en consecuencias aquéllas areniscosas, en una relación de 70/30 %. Por otra parte, se comprueba un sustancial aumento en la contribución piroclástica que en virtud de su incorporación al material epiclástico en tránsito de la cuenca, determinaron una asociación de *tufitas pelíticas y arenosas*.

Hasta los 400 m de este tramo, figuran en orden de abundancia los siguientes componentes: plagioclasas (andesina y escasa labradorita) y pastas volcánicas (intersertales, hialopelíticas, pilotácicas, microgranosas e intergranulares), cuarzo (extinción recta y ondulatoria), trizas vítreas y muy escaso microclino; los minerales pesados más frecuentes corresponden a: hipersteno y hornblenda, asociados en cantidades muy subordinadas con enstatita, piritita, granate, zircón, clorita, magnetita, apatita, lamprobolita, clinzoisita, tremolita-actinolita y epidoto. A partir de los 400 m pasan a predominar las trizas vítreas, las plagioclasas y los fragmentos líticos.

La clinoptilolita persiste en todo el tramo; se presenta como cemento rellenando los espacios porales en forma de agregado cristalino de individuos bien entrelazados, en algunos casos reemplazando las trizas vítreas. En las tufitas más finas su desarrollo está limitado a uno o varios cristales pequeños dispersos o conformando abundantes cuerpos diminutos, esféricos y de tamaño uniforme (0,5 mm), originando una textura micronodular como se comprueba preferentemente en los testigos correspondientes a los 400-368, 329, 226-218 y 167-159 metros.

En lo concerniente a la mineralogía de las arcillas de algunos niveles pelíticos, fueron registrados los porcentajes siguientes:

Profundidad	Montmorillonita	Illita	Caolinita
159-167 m	82 %	5 %	13 %
242-248	92	2	6
358	84	4	12
389-391	70	12	18
462	100	—	—
693	92	—	8
782	92	—	8

Terciario continental

Desde los 104,5 m se inicia una sucesión de *sedimentitas piroclásticas primarias*, inte-

gradadas por *tobas y chonitas*¹ con mezclas que derivan en *tobas choníticas* y *chonitas tobáceas*. Estas *sedimentitas* presentan bajo grado de consolidación y se distinguen por su coloración clara, variando principalmente entre el gris amarillento (5Y 8/1, 7/2) y gris verdoso (5GY 6/1, 8/1), con gris oliva (5Y 6/1), gris muy claro a moderado (N° 8 a 6) y verde amarillento grisáceo (5GY 7/2), subordinados.

En su composición entran fundamentalmente elementos esenciales, a los que se suman pequeñas proporciones de accesorios, faltando por completo los accidentales. Considerando la relación porcentual entre vitroclastos, cristaloclastos y litoclastos, la gran mayoría pertenecen a la clase de las *tobas* y *chonitas vítreas*. Los vitroclastos se presentan como trizas angulosas e incoloras, salvo en algunos niveles donde predomina una coloración castaña, de naturaleza ácida, totalmente frescas, variando desde formas muy irregulares con abundantes canalículos y glóbulos hasta planas y homogéneas, encontrándose además aunque como casos excepcionales, individuos redondeados casi esféricos conocidos con la denominación de *esférulas*. Asimismo, en los de mayor tamaño no faltan estructuras vesiculares o esponjosas que suelen identificarse con el vocablo de *pumita*.

Los cristaloclastos muestran por regla general una combinación de idiomorfismo y fracturación, como también pero ocasionalmente una cubierta parcial vítrea constituyendo un rasgo diagnóstico genético incuestionable. Entre ellos dominan las plagioclasas ácidas, en algunos casos con zonalidad, a las que siguen cuarzo carente de inclusiones y extinción normal, opacos, hipersteno, hornblenda, augita, zircón, apatita y feldespato alcalino. Los componentes accesorios resultan muy escasos y están representados por pastas criptocristalinas ricas en óxido de hierro y/o clorita, y vítreas. En cuanto al contenido de vitroclastos y cristaloclastos se comprueba una variación porcentual controlada por la granometría, observándose una disminución porcentual de los últimos hacia aquellos sedimentos piroclásticos más finos. Como elemento autógeno sólo se han hallado en el tramo entre los 92 y 90 m muy esporádicas formas micronodulares de analcima.

¹ Terminología adoptada por Teruggi *et al.* (1978) para identificar a piroclastitas con una granometría menor de 0,062 mm.

A partir de los 50,70 y hasta los 4 m, aparece, según figura en el Legajo del pozo de YPF, una asociación de areniscas y arcillas subordinadas, cuyas características texturales y composicionales no han sido analizadas por faltar las muestras del tramo en cuestión.

Mediante el estudio difractométrico realizado sobre el nivel más arcilloso se arribó al siguiente resultado.

Profundidad	Montmorillonita	Illita	Caolinita
76-70 m	78 %	10 %	12 %

Cuartario

Sobre la mencionada asociación de areniscas y arcillas se desarrollan hasta los 0,50 m *gravas arenosas* que provienen principalmente de terrenos volcánicos, reconocidos bajo la denominación de "Rodados Patagónicos".

Entre esta última profundidad y la boca de pozo es completado el perfil con un manto edáfico negruzco.

Paleontología

Megafósiles

A juzgar por el número de ejemplares contenidos en el limitado volumen de sedimentitas que puede ser extraído mediante una perforación, es evidente que los depósitos terciarios atravesados resultan muy poblados en organismos marinos, observándose además una mayor concentración y variabilidad circumscripita a la parte inferior de la columna sedimentaria. En relación, la sucesión cretácica denota una menor cantidad y variabilidad, asimismo limitadas a su mitad inferior.

Con la finalidad de detallar por tramos lo expresado, a continuación se da a conocer la lista de fósiles hallados, según determinaciones de Piatnitzky (1938), considerando su distribución vertical y el número de ejemplares, en intervalos de 100 metros.

Terciario

		Nº de ejemplares
104,5-200 m	<i>Trophon</i> sp.	1
	<i>Bullinella</i> sp.	1
	<i>Turritella</i> sp.	2
	<i>Ostrea</i> sp.	1

200-300 m	<i>Turritella</i> sp.	5
	<i>Arca</i> o <i>Cucullaea</i> sp.	3
	<i>Venus</i> sp.	1
300-400 m	<i>Turritella</i> sp.	8
	<i>Dentalium</i> sp.	2
	<i>Nucula</i> sp.	1
	<i>Venericardia</i> sp.	1
	<i>Corales</i>	1
400-500 m	<i>Turritella</i> sp.	2
	<i>Ostrea</i> sp.	4
	<i>Arca</i> o <i>Cucullaea</i> sp.	4
	<i>Dentalium</i> sp.	1
	<i>Malletia</i> sp.	3
	<i>Venus</i> sp.	5
	<i>Struthiolarella</i> sp.	2
	<i>Calyptrea</i> sp.	4
	<i>Gibbula</i> sp.	3
	<i>Pholadomya</i> sp.	2
	<i>Scutella</i> sp.	1
500-600 m	<i>Turritella</i> sp.	2
	<i>Ostrea</i> sp.	3
	<i>Venus</i> sp.	2
	<i>Struthiolarella</i> sp.	1
	<i>Calyptrea</i> sp.	1
	<i>Pholadomya</i> sp.	3
	<i>Scutella</i> sp.	1
	<i>Modiola</i> sp.	1
	<i>Leda</i> sp.	2
	<i>Mytilys?</i> sp.	1
	<i>Natica</i> o <i>Polynices</i> sp.	1
	<i>Balanus</i> sp.	1
600-700 m	<i>Turritella</i> sp.	1
	<i>Ostrea</i> sp.	1
	<i>Dentalium</i> sp.	1
	<i>Venericardia</i> sp.	1
	<i>Venus</i> sp.	2
	<i>Struthiolarella</i> sp.	1
	<i>Calyptrea</i> sp.	1
	<i>Pholadomya</i> sp.	1
	<i>Scutella</i> sp.	1
	<i>Leda</i> sp.	1
	<i>Panopea</i> sp.	5
700-798 m	<i>Panopea</i> sp.	1
	<i>Echinoidea</i> sp.	1

Cretácico

798-900 m	<i>Trigonia cazadoriana</i> (<i>Scabrotr.</i>)	1
	Escamas de peces	
900-1000 m		
1000-1100 m	Belemnites	2
	Ammonites	1
	<i>Pecten</i> sp.	1
	Escamas de peces	
1100-1200 m	Belemnites	7
	<i>Trigonia</i> sp.	1
	<i>Pecten</i> sp.	1
	<i>Crioceras</i> sp.	1
	<i>Lingula?</i> sp.	1
	<i>Spirulaea?</i> sp.	2
	<i>Gryphaea?</i> sp.	1
1200-1299 m	Belemnites	2
	Ammonites	1
	<i>Trigonia</i> sp.	1
	<i>Pecten</i> sp.	1
	Escamas de peces	

Microfósiles

En lo concerniente a su contenido en los depósitos terciarios, se comprueba la existencia de frústulos de diatomeas y espículas de esponjas. Los primeros están caracterizados por una monotonía en sus formas, presentándose esporádicamente a partir de los 450 m para aumentar en número desde los 303 m, profundidad coincidente con la aparición de espículas. Ambas formas se mantienen en porcentajes elevados hasta los 133 y 167 m, respectivamente.

Por el diseño y ornamentación interna, las diatomeas pertenecen al tipo de valvas circulares con cribas dispuestas radialmente, correspondiendo al género *Coscinodiscus* sp.

Las espículas son silíceas, tienen un sólo eje, con ambos extremos agudos y de crecimiento en dos direcciones, identificadas en los tratados de la especialidad como *monaxonas diactinales* del tipo *oxea*. Excepcionalmente, a los 390 m, se encuentran espículas calcáreas integradas por varios radios iguales que parten de un centro pequeño, del tipo *oxyaster*.

Por otra parte, Masiuk (1975) ha registrado foraminíferos calcáreos en los depósitos cretácicos y terciarios. No obstante, los ejemplares resultan escasos en número de muestras como de frecuencia, siendo deficiente su estado de conservación.

La asociación de foraminíferos se restringe a 5 tramos con el siguiente contenido de ejemplares.

Terciario

133-391 m	<i>Buccella frigida</i> <i>Nonionella auris</i> <i>Nonionella miocenica</i> <i>Cribrorotalia beckeriae</i>
626-798 m	<i>Globocassidulina crassa</i> <i>Globocassidulina subglobosa</i> <i>Anomalinoidea macraglabra</i> <i>Alabama atlatisae</i>

Cretácico

798-846 m	<i>Rugoglobigerina</i> sp. <i>Globigerinelloides multispina</i> <i>Bolivina incrassata</i> <i>Praebulimina</i> sp. cf. <i>P. kickapooensis</i>
928-974 m	<i>Spiroplectammia</i> ? sp. <i>Haplophragmoides</i> sp. 2
1079-1196 m	<i>Hedbergella delrioensis</i> <i>Hedbergella trocoides</i>

Finalmente, en la sección inferior del Cretácico y hasta los 1080 m, las sedimentitas pelíticas incluyen porcentajes variables de

microorganismos con dimensiones menores a los 10 micrones, en forma de placas discoideas que presentan una cruz de interferencia a nicoles cruzados, identificados como *cocolitos*.

Análisis estratigráfico

El sondeo SC. 2, practicado en la margen oriental y central de la Cuenca Austral, atraviesa una sucesión de terrenos correspondientes a *dos ciclos sedimentarios marinos* bien definidos, uno cretácico y otro terciario, culminando con depósitos continentales expuestos normalmente en las terrazas de la Patagonia extra-andina.

El primer ciclo ha evolucionado sobre la plataforma volcánica-piroclástica del Jurásico medio, conocida con la denominación de "Serie Tobífera", que en el subsuelo de Cabo Buen Tiempo y en su parte cuspidal se encuentra constituida por riolitas vítreas.

Sobre la mencionada plataforma y mediante el control de un paisaje muy irregular aunque desprovisto de desniveles muy acentuados, fueron depositados en discordancia erosiva aquellos materiales resultantes de la meteorización subaérea de los terrenos volcánicos, integrando una asociación de areniscas y arcilitas (1299-1291 m) en partes con restos fosilíferos y glauconita, reconocida por sus atributos litológicos, constantes eléctricas y posición estratigráfica como Formación Springhill. Esta unidad roca es el resultado del comienzo de una franca subsidencia regional que, con algunas interrupciones, se prolongaría en el tiempo durante el Cretácico y el Terciario hasta el Mioceno.

Con relación a la edad debe señalarse que en sus sedimentitas no se encontró contenido paleontológico diagnóstico, pero considerando la microfauna hallada en el tramo más inmediato de la sucesión pelítica suprayacente, no puede ser más joven que el Albiano-Aptiano. Por otra parte, evaluando la cronología de la entidad en función de la ubicación geográfica de los pozos SC. 2, SC. 1 y aquéllos realizados en el ámbito fueguino, se confirmaría la opinión generalizada de que la misma corta las líneas tiempo. Así lo entienden Russo y Flores (1972), quienes le atribuyen edad variable controlada por una ingresión proveniente del sector austral. Asimismo, la edad asignada a esta unidad en el subsuelo de Cabo Buen Tiempo coincide con las apreciaciones

de Cecione y Charrier (1974). Estos autores aseveran que la edad de los primeros depósitos de la sucesión transgresiva cretácica resulta más joven hacia el naciente en el área norte de la cuenca y hacia el nordeste del área meridional. Dicha variación temporal quedaría corroborada por la edad atribuida al Albiano-Aptiano en la localidad de Puerto Coyle (SC. 1) por Malumián *et al.* (1971) y al género *Favrella* hallado en el sector chileno de la isla, que abarcaría desde el Titoniano superior al Valanginiano (Cecione, 1955; González *et al.*, 1965). Este género también fue registrado en el subsuelo de la zona de Río Gallegos, pero en este caso asignado al Aptiano inferior según Leanza (1963, 1967), aunque Riccardi (1970) lo considera como de edad más probable, hauteriviana-barremiana.

Sobre la Formación Springhill se desarrolla una sucesión litológica pelítica, con un contenido faunístico que ha permitido datarla parcialmente y dividirla en dos secciones correspondientes al Cretácico inferior y superior. Esta sucesión, a "prima facie" indiferenciada, ha sido reconocida en el subsuelo del área sudeste de Santa Cruz a la que se denominó Formación Palermo Aike y representa, según Russo y Flores (1972), el equivalente lateral de las Formaciones Lago San Martín, Piedra Clavada, Campo Bola, Mata Amarilla y Cardiel, extendidas hacia el nordeste de la cuenca. Hacia la región fueguina se correlacionaría con las Formaciones Pampa Rincón (ex *Inoceramus* inferior), Nueva Argentina (ex Margas verdes), Arroyo Alfa (ex *Inoceramus* medio) y Cabeza de León (ex *Inoceramus* superior), terminología recientemente propuesta por Flores *et al.* (1973).

No obstante la monotonía observada en cuanto al aspecto litológico, la existencia de cocolitos incluidos en un tramo de la columna, que modifica en parte su esencia composicional, resulta un elemento importante de división y, además, de correlación potencial con otras áreas de la cuenca. Es así como la conjunción de partículas pelíticas y microorganismos carbonáticos determinó una asociación de arcilitas biomicríticas, con arcilitas y biomicritas arcillosas que caracterizan a la sección inferior del Cretácico, abarcando hasta el Albiano-Aptiano inclusive, cuyo techo se encuentra a los 1079 metros. Esta edad ha sido asignada por la presencia de *Hedbergella delrioensis* y *Hedbergella trocoides*, según Masiuk (1975). Los referidos cocolitos asimismo fueron

registrados por Riggi (en Flores *et al.*, 1973) en el Cretácico inferior desarrollado en el subsuelo de la región fueguina, constituyendo en consecuencia un importante y expeditivo elemento de correlación, al menos para el sector sudeste de la cuenca.

La sección superior, comprendida entre los 1079 y 898 m, es también pelítica pero por carecer de cocolitos su litología está restringida a arcilitas, carácter suficiente para su diferenciación de la inferior. Por los ejemplares de foraminíferos hallados (Masiuk, 1975) ha sido factible datar dos tramos. Uno que abarca desde 974 hasta 928 m, el cual se correlaciona con el correspondiente entre los 836 y 723 m del sondeo SC. 1, que contiene *Haplitoplacenticeras plasticum* Paulcke, actualmente considerado del Campaniano superior. El segundo tramo, extendido desde 789 hasta 846 m, que incluye ejemplares de "*Trigonia cazadoriana*", contiene una asociación de foraminíferos similar hallado en el Maestrichtiano de Patagonia septentrional (Bertels, 1970) y en el tramo entre 702 y 689 m del pozo SC. 1 (Malumián *et al.*, 1971).

Al evaluar el contenido de los argilominerales del Cretácico con relación a los datos suministrados por el autor en otros sectores de la cuenca, es posible establecer algunas generalidades. En la presente circunstancia se utilizan los datos del pozo SC. 1 (Malumián *et al.*, *op. cit.*) situado en las proximidades de Puerto Coig y aquellos de los correspondientes YPF. TF.PR. x2, YPF.TF.CL. e-4 e YPF.TF.NA. x-1 (Flores *et al.*, *op. cit.*) ubicados en la región fueguina. El Cretácico inferior de los sondeos SC 1, SC. 2 y YPF. TF. PFx-2, contienen elevados porcentajes de montmorillonita y muy bajos valores de caolinita, faltando la illita, clorita e interstratificaciones, mientras que en el Cretácico superior disminuye el primer argilomineral y aparece la illita, aunque siempre muy subordinada a la montmorillonita. En los dos sondeos restantes se aprecia asimismo una disminución de la montmorillonita entre las dos épocas y además, en el Cretácico inferior se suman a ésta y a la caolinita, porcentajes variables de illita, clorita o interstratificaciones, descendiendo el porcentaje de la montmorillonita. Es así como al asemejarse las cantidades de los argilominerales en toda la sucesión cretácica, resulta imposible diferenciar su parte inferior de la superior correspondiente al sector austral de la cuenca, donde tiene lugar un significativo

aumento de illita en relación a otros componentes.

Las más arriba señaladas características litológicas de la sucesión cretácica reflejan condiciones dinámicas de aguas tranquilas y turbias, que en opinión de Masiuk (1975), corresponden al de un ambiente batial superior por su contenido microfau-nístico. Estas condiciones fueron ocasionalmente interrumpidas por pulsaciones de aguas con mayor energía, originando delgadas y eventuales intercalaciones de areniscas finas. Las causas del restringido desarrollo en número y variedad de la microfauna, también comprobado en el pozo SC. 1, son atribuidas a la turbidez de las aguas oceánicas y al predominio de condiciones reducidas (abundancia de piritita y material carbonoso) como determinantes de un ambiente ecológico desfavorable. La existencia de foraminíferos calcáreos y cocolitos indicaría una salinidad normal durante gran parte de la acumulación del Cretácico, con excepción del tramo depositado en el Campaniano superior donde la aparición de formas arenáceas, asimismo registradas por Malumián *et al.* (*op. cit.*) en sedimentos coetáneos del sondeo SC. 1, sugiere un ligero cambio del medio hacia una salinidad por debajo de la normal.

En cuanto a las temperaturas oceánicas, Masiuk estima que sólo en la parte alta del Cretácico se encuentran foraminíferos que reflejarían cierto atemperamiento de las aguas, como fuera también advertido por Malumián y Masiuk (en Flores *et al.*, 1973) en sedimentos témporo homologables del subsuelo de Tierra del Fuego.

Al completarse la evolución de la cuenca en los tiempos del Cretácico alto, se inicia en el Terciario un nuevo ciclo sedimentario marino que culmina bajo condiciones definidamente continentales.

En el subsuelo de Santa Cruz, entre los ríos Shehuen y Gallegos, el Terciario marino ha sido denominado "Magallaniano" (Russo y Flores, 1972) comprendiendo al conjunto sedimentario infrayacente a la Formación Santa Cruz de origen continental. Al respecto es necesario aclarar que la citada denominación obedeció a las dificultades halladas en un primer momento para reconocer en el subsuelo, los niveles distinguidos en superficie de otras localidades, agregando estos autores que este inconveniente fue superado al aumentar el número de pozos practicados en la región. No obstante este avance en el conocimiento, no se aportan

datos litológicos ni es modificado el esquema estratigráfico primitivo. Por otra parte, sin pretender con ello que esta sucesión reúna idénticos términos que aquella expuesta en el río de La Mina, Russo y Flores (*op. cit.*) estiman que agruparía a las Formaciones Man Aike, Río Leona y Patagonia, considerando además que el "Magallaniano" es correlacionable al "Senoniano", "Margosa inferior", "Margosa media", "Glauconítico A" y "Margosa superior" del subsuelo fueguino.

En la localidad donde fuera practicada la perforación SC. 2, el "Magallaniano" comienza a los 798 m y se extiende hasta los 104 m, alcanzando un desarrollo potencial de 694 metros.

En esta sucesión se distinguen dos grandes grupos litológicos. Uno inferior, que abarca el tramo comprendido entre la profundidad mencionada en primer término y los 450 m, integrado exclusivamente por *sedimentitas epiclásticas*; y otro superior compuesto por *sedimentitas* de mezcla que reúnen materiales *epi* y *piroclásticos*, extendido hasta los 104 metros.

En la parte basal del grupo inferior se han generado areniscas glauconíticas con nódulos fosfáticos, que presentan la particularidad de que la mayoría de los escasos granos de cuarzo tienen formas muy redondeadas y redondeadas, propiedad ésta solamente restringida al sector inferior de la columna sedimentaria terciaria. Es evidente que la existencia de glauconita en porcentajes elevados y la especial morfología del cuarzo resultan de apreciable utilidad como criterio en el reconocimiento tectoambiental y de valor práctico en los ensayos de correlación, como fuera previamente advertido por Rigggi (1969) en un estudio sobre terrenos del subsuelo de Santa Cruz. Asimismo, el autor ha registrado alta concentración de glauconita en depósitos de la base del Terciario atravesado en los sondeos YPF.TF.PR. x-2 (Pampa Rincón), YPF.TF.CL. e-4 (Cabeza de León) e YPF.TF.NA. x-1 (Nueva Argentina), ubicados en Tierra del Fuego.

Las precedentes consideraciones indican que las referidas propiedades composicionales y texturales constituyen rasgos de significación regional, al menos para el sector oriental y austral de la cuenca.

La presencia de nódulos fosfáticos (colofano) y glauconita revelan desde el punto de vista ambiental, condiciones de aereación subnormal y un pH ligeramente inferior al

normal. En opinión de Kasakov, según Carrozi (1960), ambos componentes, asociados a sedimentos arenosos, se forman en ambientes de plataforma donde las condiciones de sedimentación clástica es lenta o restringida y se hallan directamente vinculados a discordancias de pequeña o gran magnitud. En este último aspecto, Goldman, según Twenhofell (1926), advierte acerca de la presencia de glauconita en la "Bend Series" de Texas, en relación con interrupciones estratigráficas, demostrando asimismo que muchas discordancias están indicadas por la glauconita y en muchos casos por fosfatos, formados directamente sobre las mismas o a escasos centímetros arriba. Como en el caso de las areniscas glauconíticas aquí analizadas, este mineral es usualmente más abundante sobre las discordancias que en cualquier otra parte de la sucesión estratigráfica.

En lo concerniente a la distribución, no obstante presentar un amplio espectro en el tiempo y espacio, se presume que las areniscas glauconíticas son más comunes en algunas épocas, como en el Cretácico inferior, superior, Paleoceno y Eoceno. Esta impresión nacida de observaciones realizadas en Europa y EE.UU., resulta coincidente con los datos obtenidos por Riggi (1969, 1971, en Flores *et al.*, 1973 y 1978 a) en la Cuenca Austral.

Por otra parte, la abundancia de moluscos fragmentados que incluyen las areniscas glauconíticas de la base del Terciario, revela además de condiciones de plataforma un ambiente nerítico interno donde la falta de suministro de materiales clásticos, corroborado por la escasez de cuarzo, sugiere una interrupción estratigráfica acompañada de una etapa abrasiva prolongada responsable del alto grado de redondez alcanzado por este mineral. Estas consideraciones conducen a admitir la existencia de una discordancia que separa los depósitos terciarios de aquéllos correspondientes al Maestrichtiano acumulados fundamentalmente en un ambiente batial superior y como culminación del primer ciclo sedimentario de la cuenca, iniciándose el segundo controlado bajo condiciones de plataforma.

Continuando con el análisis del grupo litológico inferior, sobre las areniscas glauconíticas se yuxtaponen hasta los 526 m distintas asociaciones integradas por pelitas con abundantes restos de flora; pelitas arenosas, arenitas pelíticas y wackes; conglomerados arenosos y arenitas conglomerá-

cas; pelitas arenosas, arenitas pelíticas y wackes. De la totalidad de esta sección sólo ha sido posible datar por su contenido en foraminíferos, el tramo comprendido entre los 798 y 626 m que incluye las tres primeras asociaciones, el cual se asigna al Eoceno por su similitud faunística con aquélla de esa edad registrada en otras localidades de la cuenca, como por ejemplo en el sondeo SC. 1 (Malumián, *et al.*, 1971). La litología y la fauna corresponden al de un ambiente nerítico interno con aguas de salinidad normal.

Desde los 526 m siguen pelitas micríticas, arenitas micríticas y micritas pelíticas arenosas, rematando a los 450 m con arenitas pelíticas.

Con respecto a ensayos de correlación con equivalentes litoestratigráficos de otras áreas de la cuenca, es posible establecer las siguientes observaciones. De la integración litológica de la columna terciaria, se destacan los tramos conglomerádicos y carbonáticos como elementos apropiados para encarar una correlación expeditiva. Sin embargo, al intentar vincularlos con secciones similares ubicadas al norte del río Shehuen se presenta la circunstancia de que los primeros tienen un amplio desarrollo vertical, formando parte tanto de la Formación Man Aike como de la correspondiente Río Leona. Hacia la región fueguina, en cambio, con excepción de los delgados niveles psefiticos hallados en el sector norte, los tramos conglomerádicos faltan en el resto de la isla. Una situación similar, pero en sentido geográfico inverso, es observada con los sedimentos carbonáticos. Al norte del mencionado río no se encuentra este tipo litológico, pero alcanza una distribución vertical considerable hacia el ámbito fueguino, integrando las secciones conocidas como Margosa inferior, media y superior, denominación usualmente empleada por los geólogos de YPF. Estas variaciones regionales en sentido norte-sur, sugieren la existencia de interdigitaciones entre distintos términos o las asociaciones litológicas, con un desarrollo conglomerádico incrementando hacia el norte y el correspondiente carbonático aumentando hacia el sur.

A partir de los 450 m comienza a manifestarse el segundo grupo litológico compuesto por mezcla de materiales epi y piroclásticos. En este grupo se han desarrollado dos asociaciones. Una representada por areniscas y pelitas tufíticas, comprendida entre la referida profundidad y los 400 m,

mientras que la otra, extendida hasta los 104 m, está compuesta por *tufitas* de granometría psamítica y pelítica.

De la sección completa ha sido posible datar, por su contenido en microfósiles, el tramo que abarca desde los 391 hasta los 133 metros. En opinión de Masiuk (1975), uno de los ejemplares diagnósticos resulta el género *Buccella*, asignado a una edad no mayor al Oligoceno. La asociación de formas halladas revela condiciones propias de un ambiente de *plataforma interna* con profundidad inferior a los 80 m, considerándose que las temperaturas y la salinidad tenían valores semejantes a las del presente para esa latitud.

En el aspecto biológico es importante remarcar que con el comienzo del aporte piroclástico, en un principio restringido, también tiene lugar la aparición de organismos con esqueleto silíceo representados por diatomeas, aumentando la proliferación de las mismas, a las que se suman las esponjas, cuando se materializa la mayor contribución piroclástica al medio sedimentario.

Con relación a la procedencia del material piroclástico, es de advertir que la edad establecida para la sección en cuestión, coincide con aquella asignada a los movimientos orogénicos que al levantar el área de la cordillera patagónica fueron acompañados por la actividad volcánica desarrollada, en términos generales, en el Oligoceno y Mioceno.

A los fines de un ensayo de correlación, el grupo litológico superior cuenta con particularidades de significación que consisten en la presencia de materiales piroclásticos regularmente asociados a organismos de esqueleto silíceo (diatomeas y esponjas), constituyendo importantes elementos por su amplia distribución regional. Es así como este grupo se correlaciona, hacia el norte de Cabo Buen Tiempo, con los primeros 450 m de sedimentos piroclásticos terciarios del subsuelo de Puerto Coyle, analizados por el autor (en Malumián *et al.*, 1971) en oportunidad del estudio correspondiente al pozo SC. 1 y, asimismo, con el Miembro Monte León de la Formación Patagonia, expuesto en la franja costera patagónica (Riggi, 1978b, 1979).

Por último, hacia la región fueguina el aporte piroclástico ha sido comprobado por Riggi (1978 b) entre los 450 y 500 m (profundidad rectificada) en los depósitos terciarios atravesados por los pozos YPF.TF.

PR x-2 (Pampa Rincón) e YPF.TC.CL. x-4 (Cabeza de León).

En lo concerniente a la mineralogía de las arcillas que participan en los terrenos terciarios, considerando los resultados registrados en Puerto Coyle (SC. 1) y Cabo Buen Tiempo (SC. 2), se aprecia un neto predominio de montmorillonita en ambas localidades, pero con aumento hacia la última zona, es decir en dirección al sur, de caolinita, apareciendo illita y clorita en proporciones muy bajas.

Acerca de la procedencia de los elementos mineralógicos epiclásticos que participan con un volumen importante en las sedimentitas terciarias, el predominio de plagioclasas zonales, principalmente de la variedad andesina, la abundancia de pastas intersetales, pilotáxicas, hialopiliticas, con microgranosas y felsíticas subordinadas, como asimismo la existencia de hipersteno y hornblenda con enstatita y lamprobolita subordinadas, entre otros minerales, indica un significativo aporte de terrenos volcánicos de naturaleza principalmente mesosilíceas. La presencia de muy bajas proporciones de microclino, cuarzo en granos policristalino de textura mediana sin orientación y otros decididamente orientados, indica que la procedencia de fuentes plutónicas y metamórficas ha sido arealmente muy restringida.

En el sentido señalado y considerando otras localidades, cabe consignar que evaluando los resultados obtenidos por Riggi (en Malumián, *op. cit.*) en el estudio del subsuelo de Puerto Coyle (pozo SC. 1), sumados a aquellos inéditos del mismo autor sobre muestras del Terciario extraídas de los pozos YPF.TF. PR. x-2 (Pampa Rincón), YPF.TF.CL. x-4 (Cabeza de León) e YPF.TF.NA. x-1 (Nueva Argentina), ubicados en territorio fueguino, como también los alcanzados por Di Paola y Marchese (*op. cit.*) para la Formación Patagonia que aflora en el Gran Bajo de San Julián, es posible establecer la existencia de una fuente común en el suministro de los materiales epiclásticos que conformaron las acumulaciones sedimentarias durante el Terciario. Mediante la precedente comprobación puede generalizarse, al menos para este sector de la cuenca, que las fuentes volcánicas mesosilíceas muy probablemente se encuentran vinculadas a los terrenos de la denominada "Serie Andesítica".

Sobre la existencia de zeolitas en depósitos marinos, Riggi (en Flores *et al.*, 1973)

informa de su hallazgo en el Cretácico y Terciario de Tierra del Fuego, registrándose asimismo en el área continental en las acumulaciones piroclásticas y montmorilloníticas terciarias del subsuelo de las zonas de Cabo Buen Tiempo (Malumián, *op. cit.*) y en los afloramientos de la Formación Patagonia que delimitan al Bajo de San Julián (Di Paola y Marchese, *op. cit.*), comprendiendo normalmente a los grupos de la heulandita (clinoptilolita) y analcima.

De la secuencia marina analizada se pasa en forma gradual a los depósitos suprayacentes continentales que componen la denominada Formación Santa Cruz. Esta relación estratigráfica ha sido invariablemente observada por distintos investigadores desde fines del siglo pasado. El límite fijado en el pozo SC. 2 resulta arbitrario puesto que es en esa profundidad (104 m) donde aparecen las primeras muestras con restos de fósiles marinos. Es decir que descontando los 4 m iniciales integrados por Rodados Patagónicos (redepositados), el espesor alcanza a 100 m, a los cuales deben adicionarse los 110 m correspondientes a la altura de la meseta costera adyacente totalizando 210 m, potencia superada hacia la región andina donde se registran valores superiores a los 800 metros.

Esta entidad forma parte del ciclo sedimentario terciario que comienza con una etapa marina pasando a otra de transición,

probablemente parálisis, para finalizar en un ambiente de régimen definitivamente continental. El referido cambio ambiental señala los efectos de un ascenso regional especialmente acentuado en la faja cordillerana durante el Mioceno, donde episodios volcánicos vinculados a las fases del Movimiento Andino, aportaron con material piroclástico al desarrollo de las acumulaciones continentales, sobre las cuales la erosión esculpió el paisaje mesetiforme característico de esta región patagónica.

En cuanto a la denominación de "Formación Santa Cruz", empleada por Russo y Flores (1972) como el equivalente al piso superior terrestre identificado por Ameghino (1889) como "Formación Santacrucesense", es de advertir que Harrington y Leanza (1957) utilizaron con anterioridad la misma denominación para los terrenos del Ordovícico y Tremadociano de Salta. Resulta obvio, entonces, que por el principio de prioridad que rige en todos los códigos de nomenclatura estratigráfica, el nombre en cuestión debe ser reemplazado. En consecuencia, el autor propone la denominación de "Formación Río Coyle".

Agradecimientos.

Se agradece muy especialmente al Dr. F. Roellig por las determinaciones difractométricas de las sedimentitas arcillosas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina*. Actas Acad. Nac. Cienc. Córdoba, VI. Córdoba.
- Bertels, A., 1970. *Los foraminíferos planctónico de la Cuenca Cretácico-Terciaria en la Patagonia Septentrional (Argentina), con consideraciones sobre la estratigrafía de Fortín General Roca (Provincia de Río Negro)*. Ameghiniana, VII (1): 1-55, Buenos Aires.
- Carozzi, A. V., 1960. *Microscopic Sedimentary Petrography*. John Wiley and Sons, Inc., Nueva York.
- Cecione, G., 1955. *Edad y facies del Grupo Springhill en Tierra del Fuego*. Anal. Fac. Cienc. Fis. y Nat., Univ. Chile, Inst. Geol. 12 (6), Santiago.
- Cecione, G. y R. Charrier, 1974. *Relaciones entre la Cuenca Patagónica, la Cuenca Andina y el Canal de Mozambique*. Ameghiniana, XI (1): 1-38, Buenos Aires.
- Di Paola, N. C. y H. G. Marchese, 1973. *Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián - Desembocadura del río Santa Cruz), Argentina*. Actas 5º Cong. Geol. Arg., III: 207-222, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1938. *El Cretácico superior del Lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes*. Physis 12: 325-327, Buenos Aires.
- 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. YPF. I-III, Buenos Aires.
- Flores, M. A., N. Malumián, V. Masiuk y J. C. Riggi, 1973. *Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (4): 407-437, Buenos Aires.
- González, E. y colaboradores, 1965. *La Cuenca Petrolífera de Magallanes*. Rev. "Minerales" (91): 1-22. Santiago.
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*. University of Kansas, Dept. of Geology. Special Publ. I (Lawrence, Kansas).
- Leanza, A., 1962. *Patagoniceras gen. nov. (Binneyitidae) y otros ammonites de Chile meridional con notas acerca de su posición estratigráfica*. Bol. Acad. Nac. Cienc., XLII: 203-225, Buenos Aires.

- 1967. *Anotaciones sobre fósiles Jurásico-Cretácicos de Patagonia austral (colección Feruglio), conservados en la Universidad de Bologna*. Act. Geol. ill., IX: 121-187, Tucumán.
- Malumian, N., V. Masiuk, y J. C. Rigggi, 1971. *Micropaleontología y Sedimentología de la perforación SC. 1, Santa Cruz. Su importancia y correlaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI: (2), lám. VIII, fig. 1, Buenos Aires.
- Masiuk, V., 1975. *Estudio micropaleontológico del pozo SC 2, Santa Cruz*. Informe parcial inédito incluido en el legajo del pozo SC. 2, YPF, Buenos Aires.
- Piatnitzky, A., 1938. *Informe parcial acerca de la litología y contenido fosilífero (inédito), incluido en el legajo del pozo SC 2, YPF, Buenos Aires*.
- Riccardi, A., 1970. *Favrella R. Douville, 1909 (Ammonitina), Cretácico inferior: Edad y distribución*. Ameghiniana, 7 (2): 119-138, Buenos Aires.
- Rigggi, J. C., 1969. *Rasgos sedimentológicos, paleogeográfico y paleoclimáticos de la sección inferior de la Cuenca Austral, en la zona comprendida entre los pozos SC. 1, SC. EM. 1 y SC.SB. 1 (Santa Cruz)*. IV Jorn. Geol. Arg. Act. 1: 509-517, Buenos Aires.
- 1978 a. *La Formación Springhill en el subsuelo de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (3): Buenos Aires.
- 1978 b. *La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2), Buenos Aires.
- 1979. *Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): Buenos Aires.
- Russo, A. y M. A. Flores, 1972. *Patagonia austral extra-andina*. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 707-725, Córdoba.
- Teruggi, M. E., M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis, 1978. *Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática*. Asoc. Geol. Arg., Rev. Pub. Esp. Serie "B" (Didáctica y complementaria), Nº 5, Buenos Aires.
- Twenhofell, W. H., 1926. *Treatise on sedimentation*. Williams and Wilkins Co., Baltimore.
- Willman, H. B., 1942. *Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa and Streater quadrangles*. III. State Geol. Sur., Bull. 66: 343-344.

Entregado, enero 3 de 1979.

JUAN CARLOS RIGGI

Consejo Nac. de Investigaciones
Científicas y Técnicas
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 12º piso
1060 Buenos Aires.

ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION SARMIENTO EN LA BARRANCA SUR DEL LAGO COLHUE HUAPI, PROVINCIA DEL CHUBUT

LUIS A. SPALLETTI y MARIO M. MAZZONI

Resumen

Se estudian las características litológicas de campo y relaciones estratigráficas de las sedimentitas piroclásticas aflorantes en la barranca sur del lago Colhué Huapi, portadoras de varios niveles de mamíferos terciarios. En base a las mismas se establece que se hallan representadas las siguientes unidades litoestratigráficas: Fm. Río Chico, Fm. Sarmiento, Fm. Patagonia y "Santacrucesense". La Formación Sarmiento, objetivo principal de la investigación, es subdividida en tres unidades denominadas de abajo hacia arriba como Miembro Gran Barranca, Miembro Puesto Almendra y Miembro Colhué Huapi. El primero, con depositación fina y color blanquecino corresponde al Eoceno (Casamayorensis); el segundo, de carácter grueso y verdoso correspondería al Oligoceno *sensu lato*, y por último, se atribuye al Oligoceno superior (Collhuehuapense) al Miembro Colhué Huapi, constituido esencialmente por chonitas cineríticas de coloración rosada grisácea.

Se comentan asimismo los paleoambientes de sedimentación de la Formación Sarmiento y su vinculación con el diastrofismo terciario en la Patagonia extraandina.

Introducción

El presente trabajo tiene por objeto dar a conocer las características generales de uno de los perfiles más representativos del denominado Grupo Sarmiento (Simpson, 1941; Pascual y Odreman, 1973; Andreis *et al.*, 1975). El mismo, se encuentra ubicado en la barranca sur del lago Colhué Huapi, en las inmediaciones del denominado Puesto Almendra (provincia de Chubut) a 8,5 kilómetros al norte del km 162 (Est. Hermitte) del ferrocarril que conecta las ciudades de Comodoro Rivadavia y Colonia Sarmiento (fig. 1).

El motivo del relevamiento del citado perfil está basado en la excelente exposición de las rocas de la unidad, en la ausencia de complicaciones tectónicas, y fundamentalmente en el extraordinario espesor de las sedimentitas y en las relaciones estratigráficas con formaciones infra y suprayacentes.

Las tareas de campaña —que contaron

Abstract

Field lithology and stratigraphic relations of mammal-bearing piroclastics cropping out in southern cliffs of Colhué Huapi lake are studied. Local stratigraphic column is subdivided in the following stratigraphic units: Río Chico Formation, Sarmiento Formation, Patagonia Formation, and "Santacrucesian". Sarmiento Formation, specially analyzed, is composed by Gran Barranca, Puesto Almendra and Colhué Huapi Members. Gran Barranca is a whitish thickness of chonites deposited during the Eocene (Casamayoran); Puesto Almendra Member, mainly coarse and greenish, corresponds to the Oligocene, while pinkish cineritic chonites of Colhué Huapi Member may have deposited in the Upper Oligocene.

Comments about paleoenvironments and tectonism through Sarmiento deposition are included.



Fig. 1. — Mapa de ubicación de la zona estudiada.

con la colaboración de la Licenciada H. Herrera (de las Universidades de La Plata y Patagonia) y de los Geólogos M. Ambasch y H. Aguirre (pertenecientes a YPF) se realizaron en mayo de 1977 y comprendieron el relevamiento de detalle y el muestreo sistemático de las unidades de sedimentación que componen la totalidad de la secuencia allí expuesta.

Características generales

La sección analizada está constituida por cuatro unidades litoestratigráficas (fig. 2) que se presentan con el siguiente ordenamiento vertical en sentido creciente de edad:

"Santacruzense"

Formación Patagonia
Formación Sarmiento
Formación Río Chico

La Formación Río Chico comprende un paquete de sedimentitas pelíticas grises oscuras y rojizas con abundante yeso y calcedonia que afloran —sin base expuesta— al pie de la barranca sur del lago Colhué Huapi. En aparente concordancia y ocupando la mayor parte del área de estudio, aparecen los términos constituyentes de la Formación Sarmiento, en posición subhorizontal y con un espesor total de 165 metros. Por su parte, la Formación Patagonia está conformada por una intercalación concordante en la base, sin techo visible pero aparentemente bastante delgada de arenita epiclástica, mediana, deleznable y glauconítica de color verde oliva. La secuencia local culmina con un conjunto de 29 m compuesto por piroclastitas muy similares a las de la parte superior de la Formación Sarmiento, pero que por el hecho de encontrarse depositadas sobre la Formación Patagonia hemos atribuido al "Santacruzense" (fig. 2); cabe destacar que se desconoce, por encontrarse cubierta, la relación de contacto estratigráfico entre la Formación Patagonia y el "Santacruzense".

La identificación de este conjunto de unidades litoestratigráficas en íntima relación y en un mismo perfil, constituye todo un hallazgo que no hemos encontrado citado hasta el momento y que es necesario investigar con más detenimiento. Con todo, debemos señalar que —al menos para el área de estudio— es difícil que se repita este fenó-

meno, dado que el sector donde se releva el perfil es el único en el que los terrenos más altos de las barrancas han quedado preservados de los intensos procesos erosivos recientes y actuales que afectaron los bordes de las depresiones de Musters y Colhué Huapi.

Formación Sarmiento

Uno de los aspectos que se hace necesario comentar radica en la jerarquía o rango litoestratigráfico que le cabe a estas sedimentitas. Tradicionalmente este conjunto de piroclastitas fue designado como Grupo Sarmiento (Simpson, 1941; Pascual y Odreman, 1971, 1973; Andreis *et al.*, 1975; Andreis, 1977; Spalletti y Mazzoni, 1977). Esta denominación se basó —al menos para nuestro grupo de trabajo— en la intención de lograr subdivisiones formacionales ulteriores de la unidad, que pudieran relacionarse con los muy bien registrados cambios en flora, fauna y tectonismo que acaecieron en el área patagónica extraandina durante el Terciario inferior.

Los relevamientos de detalle de la unidad nos han permitido encontrar algunas diferencias manifiestas en caracteres litológicos a lo largo de los perfiles estudiados, tal como se muestra en este trabajo. Con todo, éstas no resultan lo suficientemente conspicuas ni constantes a nivel regional, como para ser utilizadas en la discriminación de unidades litoestratigráficas formacionales dentro del conjunto. Esta consideración, a la que se puede sumar el espesor reducido de las piroclastitas, nos lleva forzosamente a designar como Formación Sarmiento al paquete de sedimentitas que se ha depositado entre la Formación Río Chico y la Formación Patagonia y que por los caracteres enumerados representa una unidad natural de mapeo en la Patagonia extraandina. Creemos además que el uso de formación en lugar de grupo para la entidad elimina futuras complicaciones nomenclaturales, que surgirían en primer lugar por la necesidad de subdividir litoestratigráficamente al rango de grupo y en segundo término por la dificultad que presentan las correlaciones areales de sedimentitas depositadas en ambiente continental.

La Formación Sarmiento consiste en una secuencia de sedimentitas piroclásticas de primero y segundo ciclo que se presentan con tonalidades pálidas (entre blanco, gri-

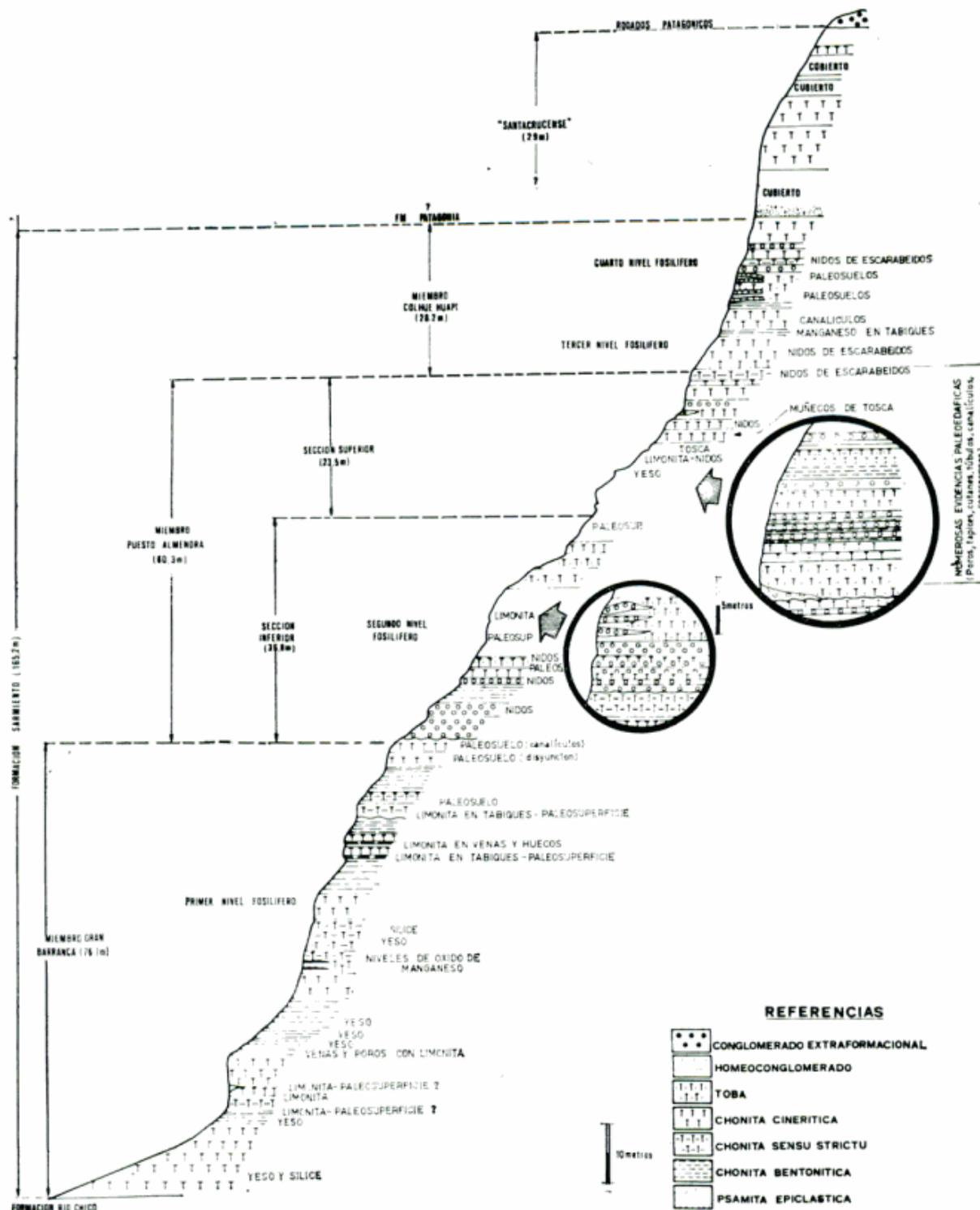


Fig. 2. — Perfil estratigráfico de la barranca sur del lago Colhué Huapi.

sáceo, rosado y verdoso) y constituyen estratos espesos, tabulares y, en su mayoría, macizos de homeoconglomerados (Cf. Spalletti y Mazzoni, 1975), tobas y chonitas (cineríticas, *sensu stricto* y bentoníticas; Cf. Spalletti y Mazzoni, 1977).

Sobre la base de cambios en las propor-

ciones litológicas, variaciones de coloración y en menor grado ciclicidad, distribución de caracteres paleoedáficos e intercalaciones de costras y cuerpos crecionales químicos, hemos podido reconocer tres unidades bien diferenciables (Cf. fig. 2) que proponemos designar como:

Miembro Colhué Huapi
Miembro Puesto Almendra
Miembro Gran Barranca

El *Miembro Gran Barranca* es el más antiguo de la Formación Sarmiento; se dispone en aparente concordancia sobre la Formación Río Chico, tiene un espesor de 76 metros y se reconoce por su tonalidad general en la gama del blanco y gris y su granulometría fina. Como se aprecia en el cuadro 1, está constituido principalmente por chonitas cineríticas y bentoníticas con escasa participación de chonitas *sensu stricto* y tobas y total ausencia de homeoconglomerados. En promedio, y de acuerdo a la clasificación de Ingram (1954), los estratos constituyentes son muy potentes, ya que superan 1 m de espesor y llegan en ocasiones a más de 5 m (cuadro 2); además tienen carácter macizo. En conjunto, la secuencia no permite definir ningún tipo de ciclicidad en las relaciones verticales.

Es de destacar que desde los tramos basales hasta la parte media del miembro se ha podido notar abundancia de yeso autigénico en costras, venas y tabiques, pigmentaciones limoníticas locales paralelas a la estratificación y —en forma aislada— secreciones silíceas. Hacia su parte media se han identificado dos niveles bien marcados con óxido de manganeso y uno piroclástico fosilífero, cuya fauna indica edad mamífero casamayorense (Pascual y Herrera, com. pers.) y a partir del cual se hacen abundantes las evidencias paleoedáficas como poros, cutanes, pedotúbulos y medias cañas. Dos paleosuperficies muy limonitizadas se han podido definir en su parte más alta (fig. 2).

Sobre la base del contenido fosilífero, consideramos que el Miembro Gran Barranca tiene una edad eocena.

El *Miembro Puesto Almendra* se apoya en discordancia de erosión sobre el anterior, tiene una potencia de 60 m y se caracteriza fundamentalmente por la abundancia de homeoconglomerados, porque sus tonalidades se apartan del blanco grisáceo y por la muy uniforme distribución en todo su espesor de caracteres paleoedáficos (fig. 2). En él se han podido diferenciar dos secciones.

La inferior, de color verde grisáceo, gris verdoso y verde, tiene espesor de 37 m y se destaca por la abundancia de homeoconglomerados, tobas y en menor proporción chonitas cineríticas y chonitas bentoníticas, y por último chonitas *sensu stricto* (cuadro 1).

Los estratos de chonitas bentoníticas, *sensu stricto* y tobas son muy potentes, mientras que los de chonitas cineríticas y homeoconglomerados son —en promedio— potentes (cuadro 2). En esta sección se ha encontrado ciclicidad bitemática, caracterizada principalmente por alternancias de homeoconglomerados con chonitas cineríticas, aunque también son comunes los pasajes entre las psefitas y cualquiera de las otras piroclásticas. Entre sus caracteres salientes, podemos destacar abundancia de nidos de escarabeidos en las porciones basales y una serie de evidencias paleoedáficas (cutanes, pedotúbulos y poros) con distribución uniforme en todo el conjunto. Asimismo, en el tramo inferior a medio, con espesor de 7 m, se ha hallado un nivel fosilífero (edad mamífero deseádense?), caracterizado por abundantes y grandes dientes oscuros y zonas ricas en limonita, que aparece asociado a una colada de basalto y brecha basáltica.

La sección superior del Miembro Puesto Almendra tiene potencia de 23 m y tonalidad rosada y verdosa amarillenta. Se caracteriza por su alto grado de litificación que se manifiesta claramente en la expresión abrupta de la topografía en sus sitios de afloramiento. Predominan en forma neta las chonitas cineríticas (más de 47 %, cuadro 1) y faltan totalmente las tobas; un rasgo litológico particular es que en su parte media posee intercalaciones de niveles con carbonatos como cemento de homeoconglomerados que interpretamos como costras de tosca. En cuanto a los espesores medios, podemos mencionar que las chonitas cineríticas constituyen capas muy potentes (1,1 m) mientras que las otras variedades lo hacen en estratos potentes (variables entre 0,5 y 0,9 m; cuadro 2). El ordenamiento vertical más manifiesto es la alternancia rítmica, en algunos tramos, de homeoconglomerados y chonitas bentoníticas. También es digna de mencionarse la presencia de tres niveles con nidos de escarabeidos y dos de limonitas en sus tramos medio y superior, y una capa rica en yeso en la porción más alta (fig. 2).

En razón del contenido fosilífero y de la posición geológica de la colada de basalto, que permite correlacionarla con las vulcanitas del cerro Blanco que Marshall *et al.* (1977) han fechado en 35 millones de años, los tramos más bajos de esta sección inferior se pueden asignar tentativamente al Oligoceno inferior. Respecto al conjunto del Miembro Puesto Almendra suponemos que

CUADRO 1 — PORCENTAJES DE LITOLOGIA DE LA FORMACION SARMIENTO

	Esesor total (m)	% Homeoconglomerados	% Tobas	% Chonitas cineríticas	% Chonitas S. Stricto	% Chonitas bentoníticas	% Tosca
Miembro Colhué Huapi	28,2	3,3	9,3	84,9	1,8	0,7	—
Miembro	23,5	17,0	—	47,2	20,0	13,6	2,1
Sección Superior							
Sección Inferior	36,8	30,8	26,6	18,0	11,4	13,2	—
Puesto Almendra	60,3	25,3	16,3	29,4	14,7	13,3	0,8
Miembro Gran Barranca	76,7	—	6,9	45,6	13,1	34,4	—

CUADRO 2 — ESPESOR MEDIO DE ESTRATOS

	Homeoconglomerados	Tobas	Ch. Cineríticas	Ch. S. Stricto	Ch. Bentoníticas	Tosca
Miembro Colhué Huapi	1,0 m	4,1 m	5,4 m	1,0 m	0,2 m	—
Miembro	0,6 m	—	1,1 m	0,9 m	0,5 m	0,5 m
Sección Superior						
Sección Inferior	0,6 m	1,2 m	0,9 m	1,1 m	2,7 m	—
Puesto Almendra	—	5,3 m	2,5 m	1,7 m	2,6 m	—
Miembro Gran Barranca	—	5,3 m	2,5 m	1,7 m	2,6 m	—

su edad se extendería desde el Oligoceno inferior hasta el Oligoceno medio.

Por último, el Miembro *Colhué Huapi* se presenta con un espesor total de 28 m; su relación basal es de concordancia respecto al Miembro Puesto Almendra y hacia arriba está limitado por la intercalación de la Formación Patagonia, que se ha depositado en aparente concordancia. Este miembro muestra coloración general gris rosada; abundan notablemente las chonitas cineríticas (85 %), las tobas se cuentan sólo en un 9 % del conjunto y las demás variedades están en tenores inferiores al 4 % (cuadro 1). Un carácter particular es el gran espesor individual de los estratos (cuadro 2), en especial el de las chonitas-cineríticas que supera los 5 m en promedio. Por otra parte, los depósitos de esta unidad son altamente friables, rasgo que contribuye a su diferenciación de los correspondientes al Miembro Puesto Almendra y que confieren además a su afloramientos el típico aspecto de *badlands*.

La secuencia consiste en una superposición monotemática de chonitas cineríticas, muy uniforme en su parte media y superior (fig. 2). En los tramos bajos se han identificado dos niveles fosilíferos muy próximos y ricos en restos de roedores, marsupiales, edentados, vértebras de peces y fragmentos de anfibios que señalan una edad mamífero colhuehuapense (Herrera, com. per.); estos niveles se presentan en íntima asociación con nidos de escarabeidos, pigmentaciones locales de óxidos de manganeso y evidencias edáficas. Al respecto, cabe mencionar que en el tercio inferior del miembro se destaca la presencia de cuatro horizontes tabulares de paleosuelos rosados muy bien discernibles aún desde alguna distancia.

Por la presencia de una rica fauna de indudable edad colhuehuapense, consideramos que el Miembro Colhué Huapi se ha depositado durante el Oligoceno superior.

Comentarios

Es conveniente ahora efectuar un comentario comparativo entre las características del perfil arriba descrito, el que estudiáramos previamente en la vecina localidad de km 163 (Cf. Spalletti y Mazzoni, 1977) y el relevado por Andreis (1977) en la zona de Cañadón Hondo, en virtud de los nuevos datos estratigráficos y genéticos aportados por ambas investigaciones.

Respecto al perfil de Spalletti y Mazzoni (*op. cit.*) debemos señalar que debido a la falta de niveles guías notorios y al importante cambio de espesores entre las secciones, la tarea no ha resultado todo lo simple que parecería dada la escasa distancia que las separa. Con todo, hemos podido establecer las correspondencias que se muestran en la figura 3.

Las razones que nos permiten aseverar que las secciones inferior y media del primer perfil se correlacionan con el Miembro Gran Barranca son:

- a) Superposición sobre las sedimentitas abigarradas de la Formación Río Chico.
- b) Similar espesor (70 m y 77 m respectivamente).
- c) Presencia de litologías equivalentes, con predominio de chonitas cineríticas y escasez de variedades gruesas (homoconglomerados y tobas).
- d) Abundancia de yeso y concreciones silíceas en la base.
- e) Coloración semejante, dentro de la gama del blanco grisáceo.
- f) Presencia de importantes manifestaciones de óxido de manganeso, tanto como costras o capas y conglomerados intraformacionales.
- g) Escasas evidencias paleoedáficas.
- h) Niveles fosilíferos equivalentes, de edad mamífero casamayorense (Eoceno inferior), pero a distintas alturas dentro de cada perfil.

Por otro lado, las evidencias de correlación entre la sección superior del perfil de Spalletti y Mazzoni (1977) y la parte basal del Miembro Puesto Almendra (fig. 3) son:

- a) Coloraciones similares dentro de la gama del verdoso.
- b) Predominio de granulometrías gruesas (estratos de homeoconglomerados y tobas).
- c) Numerosas evidencias paleoedáficas, representadas por niveles con cutanes, pedotúbulos, poros, disyunciones, medias cañas y nidos de escarabeidos.
- d) Niveles fosilíferos ricos en dientes de mamífero.
- e) Ausencia de yeso y sílice, más muy escasas manifestaciones de óxido de manganeso.

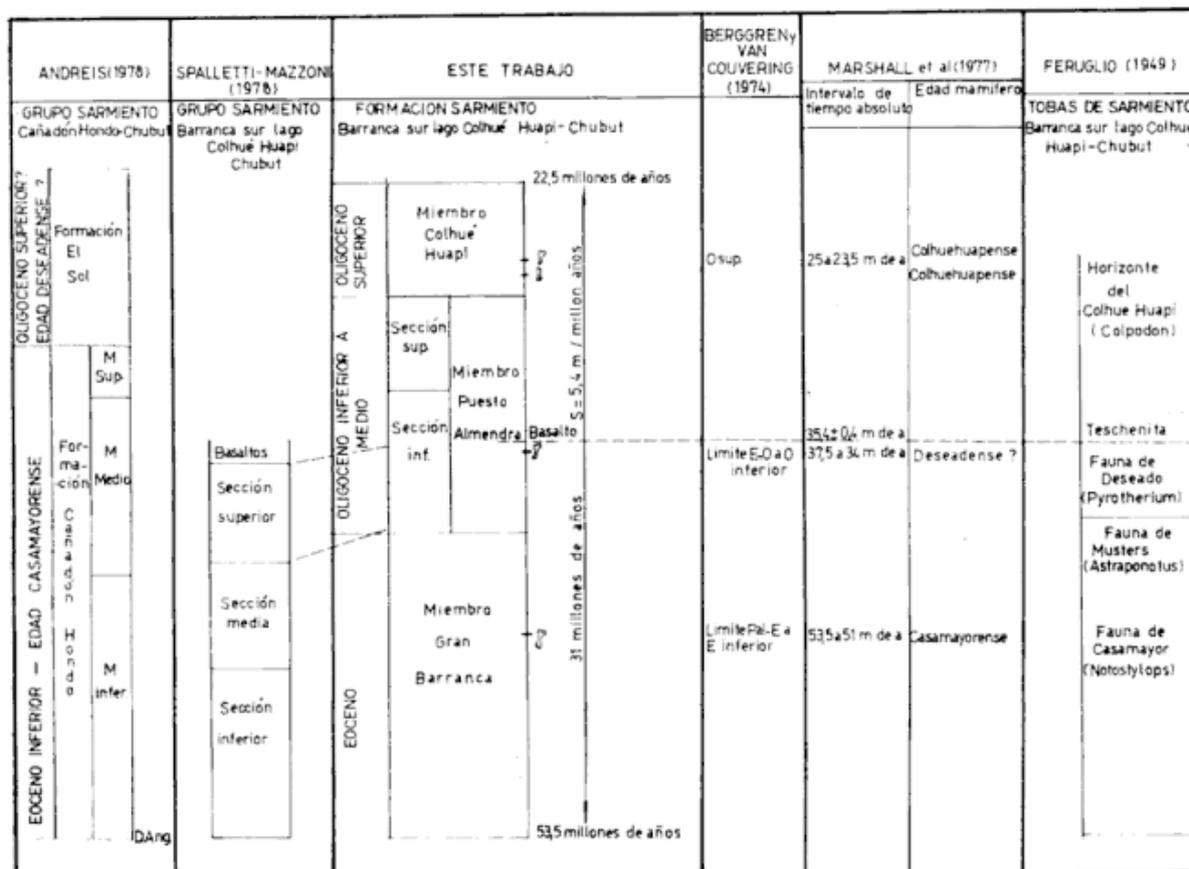


Fig. 3. — Esquema estratigráfico comparativo y geocronología de la Formación Sarmiento.

Además, es necesario agregar que después de los 25 m de espesor de la sección superior, el primer perfil aparece coronado por una potente colada de basalto (Cf. Spalletti y Mazzoni, 1977; véase fig. 3), mientras que en la parte media del nuevo perfil, más específicamente a 23 m de la base del Miembro Puesto Almendra (fig. 3), y en íntima relación con el nivel rico en dientes de mamífero, se ha encontrado una intercalación de basalto y brecha basáltica que representa a la misma manifestación volcánica, pero en el extremo distal del recorrido de la lava. A pesar de la abundancia de coladas basálticas en distintas posiciones dentro de la Formación Sarmiento, la íntima correlación entre las vulcanitas de ambos perfiles tiende a confirmar que sólo la parte del Miembro Puesto Almendra que subyace al basalto es correlacionable con la sección superior del perfil descrito en la anterior oportunidad. Por otra parte, también permite deducir que los efectos de la erosión cuaternaria fueron más intensos en el área del primer estudio y eliminaron toda la sección de la Formación Sarmiento que se encontraba depositada por encima de las vulcanitas.

En relación con los resultados alcanzados por Andreis (1977) hemos encontrado algunas diferencias que hacen sumamente difícil la correlación de las unidades pertenecientes a esta unidad (véase fig. 3). Al respecto, cabe mencionar que existen notorias variaciones faciales entre el Miembro Gran Barranca y la Formación Cañadón Hondo de Andreis, que aparece constituida por sedimentitas epiclásticas (conglomerados, areniscas y pelitas) y piroclásticas (tobas y bentonitas), a pesar de que ambas pertenecen a la edad casamayorensis.

Por otra parte, también resulta complicado vincular la Formación El Sol (Andreis, *op. cit.*) con el Miembro Puesto Almendra, debido a la distinta constitución litológica y tonalidad de conjunto de las unidades. Es de consignar que la citada Formación El Sol muestra caracteres que la hacen litológica y cromáticamente similar a nuestros miembros Gran Barranca (casamayorensis) y Colhué Huapi (colhuehuapense). Además, Andreis (*op. cit.*) ha determinado otro tipo de relaciones estratigráficas y estilo tectónico para el denominado Grupo Sarmiento, ya que menciona que sus sedimentitas se apoyan en discordancia angu-

lar sobre la Formación Río Chico y muestran —a la vez— evidente plegamiento. En nuestro criterio, la deformación de las sedimentitas sarmientenses debería considerarse un carácter local, pues en la mayoría de las áreas de afloramiento conservan una disposición subhorizontal o muy suavemente buzante. Respecto a la relación de contacto con la unidad subyacente, procederemos a su comentario en un próximo capítulo.

Consideraciones sobre la génesis de la Formación Sarmiento

En un trabajo previo (Spalletti y Mazzoni, 1977) ya hemos comentado la génesis de las "Tobas de Sarmiento", por lo que las observaciones efectuadas en este nuevo estudio sirven para ratificar lo expresado en la oportunidad anterior. Independientemente de los fenómenos paleoedafológicos, del origen de las intercalaciones endógenas (niveles de yeso, costras de óxido de manganeso y secreciones silíceas) y de la procedencia de los materiales que han sido considerados en forma extensa por Spalletti y Mazzoni (*op. cit.*) y también por Andreis (1972) y Andreis *et al.* (1975), conviene remarcar que la idea fundamental sobre el fenómeno del transporte y depositación de las sedimentitas ha sido la de movilización por agentes eólicos —y también ácuos— en regiones semiáridas a húmedas de bajo gradiente, que generaron sedimentos muy similares a los loess y limos que se formaron durante el Cuaternario en la región pampeana de nuestro país (Cf. Franguelli, 1955).

Los argumentos sobre los que se basa esta conclusión son fundamentalmente la forma y espesor de los depósitos, la pobreza en la estratificación, la porosidad, la predominante textura limosa (con arcilla y arena subordinadas), las estructuras concrecionales, migajosas y de disyunción vertical, los tipos fosilíferos con adaptación a ambientes continentales de pradera, la coherencia friable y a la vez susceptible de mantener a los materiales en paredes verticales, las evidencias genéticas y la tonalidad pálida de las sedimentitas (Cf. Spalletti y Mazzoni, *op. cit.*).

En esta contribución, nos permitimos agregar un nuevo criterio —en nuestra opinión de fundamental importancia— que consiste en la presencia de niveles carbonáticos pulverulentos en el Miembro Colhué

Huapi que se interpretan como depósitos de tosca, tan comunes en los paleosuelos del ámbito loésico pampeano. Además, es de destacar el hallazgo de varias paleosuperficies, algunas con pátinas limoníticas, no descriptas anteriormente.

Es también necesario comentar que la abundancia de homeoconglomerados y sedimentitas gruesas en el Miembro Puesto Almendra tiende a indicar que el área de depositación estaba caracterizada por mayores desniveles, los que pudieron estar condicionados por una topografía algo más ondulada que la prevaleciente en los tiempos de la depositación de los miembros Gran Barranca y Colhué Huapi, o la existencia de corrientes de agua de mayor caudal y más persistentes en el tiempo; los períodos de no depositación han sido frecuentes y quedan evidenciados por la gran abundancia de paleosuelos.

En síntesis, podemos mencionar que, desde el punto de vista genético y paleoambiental, se deduce que el Miembro Gran Barranca constituye un depósito loésico formado en amplias llanuras con pastos, desarrollada bajo condiciones de clima cálido intertropical (Cf. Pascual y Odreman, 1971). El Miembro Puesto Almendra marca crecimientos rítmicos en la dinámica de los agentes de transporte y depositación, y predominio de sedimentación por corrientes ácuas; los niveles paleoedáficos revelan fuerte discontinuidad de los procesos de acumulación. Por último, el Miembro Colhué Huapi permite inferir un retorno a las antiguas condiciones de depositación loésica en áreas relativamente planas y en condiciones (según Pascual y Odreman, 1971) de clima templado-cálido que permitieron el crecimiento de estepas arbustivas.

El proceso de sedimentación de la Formación Sarmiento y su relación con el diastrofismo del Terciario inferior a medio en el área Patagónica

El análisis combinado de los datos estratigráficos con los bioestratigráficos (Feruglio, 1949), las edades mamífero (Pascual *et al.*, 1965; Pascual y Odreman, 1971) y las dataciones radimétricas de las intercalaciones volcánicas (Cf. Marshall *et al.*, 1977), nos obliga a efectuar una serie de consideraciones adicionales.

En primer lugar, debemos comentar cuáles son los aspectos principales que nos

permiten deducir que casi con seguridad la columna estratigráfica de la Formación Sarmiento que acabamos de analizar ha tenido una duración de 31 millones de años (fig. 3), desde el límite Paleoceno-Eoceno (53,5 m a.) hasta el Oligoceno superior (22,5 m a.) (según escala de Berggren y Van Couvering, 1974). Estos son por un lado, la abundancia de niveles fosilíferos en la sección estudiada, que Feruglio (*op. cit.*) determinara como un registro bioestratigráfico muy completo y que puede comprender las edades mamífero casamayorensis (mustersense?), deseadense y colhuehuapense (Pascual *et al.*, 1965); por otro, la potencia considerable de la sucesión en comparación con otras áreas de afloramiento y del subsuelo, y —finalmente— la ausencia de fenómenos erosivos previos a la transgresión patagónica.

Un simple cálculo, nos lleva entonces a deducir que —para el conjunto— un metro de sedimento se ha acumulado en aproximadamente 187.000 años, o dicho de otra manera, se han depositado 5,4 metros por cada millón de años (Cf. fig. 3). Si se admite que estas piroclastitas se han originado principalmente como depósitos loésicos, pueden encontrarse algunas objeciones al cálculo antes formulado, ya que es muy común que en las áreas actuales de acumulación de loess haya fenómenos de sedimentación mucho más veloces, tal el caso de rápido recubrimiento, por decenas de centímetros de materiales eólicos, de niveles de cenizas y suelos que hasta hace apenas unos 30 ó 40 años aparecían en la superficie de extensas áreas del oeste bonaerense.

Lo anteriormente expuesto, permite deducir que buena parte del tiempo sarmientense ha sido ocupada por fenómenos erosivos intraformacionales, o bien que los hiatos entre la depositación de estrato y estrato han sido muy marcados, dado el muy frecuente desarrollo de paleosuelos en casi toda la secuencia. Al respecto, Feruglio (1949) ha mencionado que en varias secciones de las "Tobas de Sarmiento" se destacan notorias superficies de erosión, tales como las que mostramos en el gráfico de nuestro perfil (fig. 2). Aunque este tipo de discontinuidades han sido consideradas de escasa significación, debemos llamar la atención sobre la magnitud de tiempo geológico que involucran, pues muchas veces representan mayor extensión que el propio registro sedimentario.

En lo que concierne a la relación entre

la sedimentación de la Formación Sarmiento y el diatrofismo del Terciario inferior y medio en el área patagónica, también se pueden aportar nuevos elementos de juicio. Sobre la base de las ideas de Groeber, podemos deducir que el momento de la depositación de esta unidad coincide con el primero y parte del segundo movimiento andino, y abarca hasta los acontecimientos que dan la configuración de un relieve de serranías a la Cordillera Patagónica (primera fase o fase principal del segundo movimiento; Groeber, 1951) que ocurriría entre el Oligoceno y Mioceno inferior.

Según Pascual y Odreman (1973) el primer movimiento diastrófico que puede influir sobre la sedimentación de esta unidad se produce en el pasaje entre Paleoceno y Eoceno, y más probablemente entre Eoceno inferior y medio (2ª fase del primer movimiento de Groeber?) ya que coincidiría con el contacto entre las Formaciones Río Chico y Casamayor (sic) (nuestro Miembro Gran Barranca). Las evidencias esgrimidas son cambios en la flora (en especial desaparición de árboles, desarrollo de mamíferos pastadores, la efusión de la Serie Andesítica en la Cordillera Patagónica (Formación Auca Pan o Nahuel Huapi) y variaciones en las condiciones geomórficas y en la energía de la sedimentación. Al respecto, y sobre la base del pasaje concordante y no erosivo entre ambas unidades, más la progresiva disminución granulométrica que trae aparejada la iniciación de la sedimentación sarmientense (Cf. Andreis *et al.*, 1975; Pascual y Odreman, 1973), creemos que esos movimientos tectónicos no han tenido una magnitud regional considerable para esos tiempos, por lo que la ya comentada relación de discordancia entre las formaciones Río Chico y Sarmiento mencionada por Andreis (1977) y atribuida a movimientos ypresianos debe haber sido de carácter local. Asimismo, los cambios faunísticos y florísticos entre ambas unidades, pero con un bien registrado "Continuum" evolutivo, pudieron obedecer más a adaptaciones motivadas por cambios climáticos.

En este sentido, debemos destacar que el Miembro Gran Barranca carece por completo de elementos pefíticos, muestra sólo tres paleosuperficies de importancia y ha tenido una velocidad de sedimentación calculada en 4,9 m/millón de años, hechos que coinciden plenamente con la génesis loésica de la unidad y con las ideas de Pascual y Odreman (1971), quienes señalan para el

Casamayorenses calmas y dilatadas llanuras bajo climas de alta temperatura y humedad.

Otro de los acontecimientos diastróficos destacado por Pascual y Odreman (1973), y que tendría mayor significación, se ubica en el pasaje entre las edades Mustersense (Eoceno medio) y Deseadense (Oligoceno inferior) (1ª fase del 2º movimiento de Groeber, ?), y quedaría evidenciado, según la opinión de los autores citados, por incrementos granulométricos, presencia de mantos basálticos, hiato mamalífero e implantación de flora boscosa en la edad Deseadense. Este período de cambios tendría, asimismo, duración considerable ya que comenzaría con el inicio del Mustersense y terminaría francamente dentro del Deseadense.

Algunas de las características definidas en los miembros que reconocemos en la barranca sur del lago Colhué Huapi parecen tener directa vinculación con estos procesos, en especial los ocurridos durante la edad Deseadense. Es así que el Miembro Puesto Almendra marca cambios bastante manifiestos en las condiciones de sedimentación, ya que está caracterizado por la presencia de 24 niveles conglomerádicos, 6 paleosuperficies importantes (más numerosos paleosuelos) y velocidad de acumulación de 6 m/millón de años; indudablemente estos aspectos señalan intensificación de procesos erosivos, aumento del régimen de las corrientes e incremento en la depositación, y permiten deducir que el acontecimiento tectónico que más influyó sobre los rasgos de la unidad una vez finalizada la edad Casamayorensis se extendió con persistencia a lo largo del Oligoceno inferior y medio (Deseadense); asimismo, también se puede inferir que el área de estudio se caracterizó por un conjunto de pulsaciones epirogenéticas (ascensos epirogénicos de Pascual y Odreman, 1973) positivas en algunas comarcas y negativas en otras que —cíclica y periódicamente— provocaban desniveles que se traducían en incrementos de régimen de las corrientes. Estas, a su vez, originaban las superficies de erosión y los redepósitos muchas veces gruesos del Miembro Puesto Almendra. En síntesis, estas deducciones coinciden ampliamente con las de Pascual y Odreman (1971), quienes suponen para estas épocas conformación de paisajes más quebrados y generación de barreras para las migraciones faunísticas, además del ya comentado fenómeno efusivo basáltico que se inicia en el Oligoceno.

Finalmente, el Miembro Colhué Huapi

parece señalar un retorno a condiciones más tranquilas de sedimentación, en virtud de la escasez de conglomerados, falta de paleosuperficies notorias y disminución en el ritmo de acumulación (5,6 m/millón de años), lo que nos lleva a suponer la reimplantación de procesos típicamente loésicos en áreas planas que, según Pascual y Odreman (1971), estuvieron asociados con lentos movimientos subsidentes.

Conclusiones

1. La sección estudiada está constituida en orden secuente y de arriba hacia abajo por el "Santacruzense", la Formación Patagonia, la Formación Sarmiento y la Formación Río Chico.
2. La Formación Sarmiento es subdividida de techo a base en los miembros Colhué Huapi, Puesto Almendra (con dos secciones) y Gran Barranca. El último es eoceno (edad casamayorensis), el segundo comprendería a la deseadense e iría desde el Oligoceno inferior al medio y el primero sería del Oligoceno superior (edad colhuehuapense).
3. El Miembro Gran Barranca (77 m) es piroclástico primario, de grano fino y de tonalidades blanca y grisácea. El Miembro Puesto Almendra (60 m) es piroclástico secundario, de granulometría gruesa, tonos verdosos y rosados, y porta numerosas evidencias paleoedáficas. El Miembro Colhué Huapi (28 m) es cinerítico, de coloración general gris rosada.
4. En base a diferentes argumentos litológicos y estratigráficos se establece que las secciones inferior y media del perfil del km 163 (Spalletti y Mazzoni, 1977) son correlacionables con el Miembro Gran Barranca; la sección superior establecida en aquella contribución sería correlacionable, a su vez, con la sección más baja del Miembro Puesto Almendra.
5. El ambiente de sedimentación de la Formación Sarmiento es de tipo continental, con depósitos loésicos en los tramos bajos y altos (Miembros Gran Barranca y Colhué Huapi) y con sedimentitas principalmente ácuas en el intermedio (Miembro Puesto Almendra).

6. Se estima que la depositación del Miembro Puesto Almendra está influenciada por movimientos epirogénicos en el área patagónica extracordi-
 llerana, que coincidiría —en forma amplia— con el segundo acontecimiento diastrófico Terciario señalado por Pascual y Odreman (1973).

Lista de trabajos citados en el texto

- Andreis, R. R., 1972. *Paleosuelos de la Formación Musters (Eoceno medio), Laguna del Mate, Prov. de Chubut, Rep. Argentina*. Rev. Asoc. Arg. Min., Petr., Sed., III (3-4): 91-98.
- Andreis, R. R., 1977. *Geología del área de Cañadón Hondo, Depto. Escalante, provincia de Chubut, República Argentina*. Rev. Museo La Plata, Obra del Centenario, IV (77-102), Geología.
- Andreis, R. R., M. M. Mazzoni y L. A. Spalletti, 1975. *Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia de Chubut, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXX (1): 85-103.
- Berggren, W. A. y J. A. Van Couvering, 1974, in in Marshall, L. G. et al. 1977, figura, 1 (1326).
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. II. 349 p., Y.P.F., Bs. As.
- Frenguelli, J., 1955. *Loess y limos pampeanos*. Museo de La Plata, Ser. Técnica y didáctica, 7. La Plata.
- Groeber, P., 1951. *La alta cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Museo Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia, Cs. Geol. I (5): 235-352.
- Ingram, R. L., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull. 65: 937-938.
- Marshall, L. G., R. Pascual, G. H. Curtis y R. E. Drake, 1977. *South American Geochronology: radiometric time scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing horizons in Patagonia*. Science 195: 1325-1328.
- Pascual, R., E. J. O. Hinojosa, D. Gondar y E. Tonni, 1965. *Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. Anal. Com. Inv. Cient. Bs. As. VI: 165-193.
- Pascual, R. y O. E. Odreman, 1971. *Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados*. Ameghiniana 8 (3-4): 372-412.
- Pascual, R. y O. E. Odreman, 1973. *Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos*. Actas V Cong. Geol. Arg., 3: 293-338.
- Simpson, G. G., 1941. *The Eocene of Patagonia*. Am. Mus. Novitates, 1120: 1-15.
- Spalletti, L. A. y M. M. Mazzoni, 1975. *Nuevo ordenamiento y significado de pefitas intraformacionales*. Rev. Asoc. Arg. Min., Petr., Sed., 6 (1-2): 1-10.
- Spalletti, L. A. y M. M. Mazzoni, 1977. *Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del lago Colhué Huapi, provincia de Chubut*. Rev. Museo La Plata, Obra del Centenario, Geol., IV (261-283).

Recibido: marzo 14, 1979.

LUIS A. SPALLETTI

MARIO M. MAZZONI

Consejo Nac. de Investig. Cientif. y Técnicas
 Facultad de Ciencias Naturales
 Museo La Plata
 Paseo del Bosque - 1900 La Plata

ASPIDOCERAS EN CUENCA AUSTRAL, LAGO ARGENTINO, PROV. DE SANTA CRUZ

GRACIELA BLASCO, FRANCISCO NULLO y CESAR PROSERPIO

Resumen

El hallazgo en la margen norte del lago Argentino, en el arroyo de los Loros, provincia de Santa Cruz, de sedimentitas psamíticas y psamopelíticas asignables a la Formación Springhill (Thomas, 1949) permitió establecer dentro del ámbito de la Cuenca Austral relaciones estratigráficas y crono-espaciales con otras unidades similares o equiparables. Estas sedimentitas constituyen, dentro del territorio argentino, los afloramientos más australes de la Formación Springhill en el ámbito continental conocidas hasta la fecha.

Se caracterizan las relaciones estratigráficas, la litología y la disposición estructural de los bancos de esta unidad. Se describe e ilustra la asociación faunística hallada en la Formación Springhill, integrada por cefalópodos de los géneros *Aulacosphinctoides*, *Virgatosphinctes*, *Aspidoceras* e *Hibolithes*, y bivalvos, entre los que se describe *Geukensia* (?) sp.

La edad proporcionada por el conjunto faunístico es tithoniana inferior alta a tithoniana media.

La Formación Springhill en esta área se halla en concordancia sobre el Complejo El Quemado y representa la iniciación del ciclo sedimentario Tithono-Neocomiano. En el perfil levantado no se han hallado evidencias de aporte volcánico intercalado entre los términos sedimentarios.

Introducción

El área del trabajo está ubicada en la margen norte del lago Argentino, en los 50°10' de latitud sur y los 72°51'30' de longitud oeste, en la provincia de Santa Cruz. Se accede a ella por una huella para automóvil que, partiendo desde la ruta nacional n° 40, situada unos 80 km al este, une las diferentes estancias ubicadas en la margen septentrional del lago. El perfil se realizó en el tramo medio del arroyo de Los Loros, de rumbo aproximado este-oeste, afluente del arroyo de los Caballos o de las Hayas, el que, fluyendo de norte a sur, alcanza el lago Argentino, inmediatamente al oeste de la actual estancia San Ernesto (fig. 1).

Abstract

A new outcrops of Springhill Formation (Thomas, 1949) was found north to Argentino Lake I is composed by psammitic and psammopelitic rocks that are described here. These sediments are the most austral exposures of this unit in the continental Argentine territory.

The structural relations, lithology and structural disposition of the beds are characterized and summarized.

A new ammonitiferous assemblage composed by *Aulacosphinctoides Virgatosphinctes*, *Aspidoceras*, and *Hibolithes* and a pelecypod *Geukensia* is described and illustrated. Based on this fossiliferous association a Lower to Middle Tithonian age is proposed.

Springhill Formation lies conformably over the Quemado Complex and represents the tithono-neocomian transgression in Los Loros stream area.

No volcanic material was found in the lithologic composition of these sediments.

El presente informe tiene por objeto la descripción detallada de un paquete psamítico y psamopelítico (Formación Springhill) que aflora en el arroyo de Los Loros. La descripción e ilustración de la megafauna en él contenida, permite, posteriormente, discutir su posición estratigráfica y sus relaciones crono-espaciales con otras unidades similares o equiparables. Para el trabajo de campo se contó con un mapa base topográfico, en escala 1:100.000 y la tarea se llevó a cabo como complemento del relevamiento geológico regular que el Servicio Geológico Nacional realiza en la provincia de Santa Cruz.

Antecedentes

Feruglio (1944-1945) recorrió el arroyo de Los Loros realizando varios perfiles en los cerros Hobler, Castillo y de los Fósiles, en sus estribaciones suroccidental y suroriental; allí identificó, en la base de la secuencia, el Complejo Porfírico, sobre el cual se asienta una secuencia sedimentaria arcilloftanítica. En las secciones del cerro Castillo describió dos grupos de delgadas intercalaciones areniscas de reducido espesor. En la margen oriental del cerro Hobler, sobre la margen occidental del estanque de agua inmediato al puesto Barragán (actual estancia San Ernesto), halló por debajo de las pizarras negruzcas, un banco de areniscas tobáceas que se encontraban separadas del Complejo Porfírico por 0.5 a 0.8 m de una roca silicificada, negra, con moldes mal conservados de lamelibranquios y braquiópodos, engranada con el pórfido. La secuencia sedimentaria descrita por Feruglio (op. cit.) está caracterizada por la presencia de material fósil, en el que se reconocen amonites, pelecípodos, belemnites y braquiópodos. El complejo volcánico está plegado en un amplio anticlinal, encontrándose el cerro de los Fósiles en el eje, en tanto que los cerros del Castillo y Hobler en las alas del mismo.

Furque (1973) reconoció en el tramo medio del arroyo de Los Loros un basamento porfírico que denominó Formación Barragán, cubierto por una secuencia pelítica con filones capa de pórfiros intercalados (Formación El Quemado, 1000 a 1200 m de espesor). Este autor situó luego una secuencia de 550 m de potencia, compuesta por 310 m de pelitas y 120 m de areniscas que reunió con el nombre de Formación La Unión.

La secuencia sedimentaria que aquí se describirá como perteneciente a la Formación Springhill, no había sido reconocida anteriormente ni como unidad ni como variedad litológica.

Estratigrafía

El área reconocida está caracterizada por la presencia de tres unidades estratigráficas de edad mesozoica, a las que se le superponen sedimentos glaciares, glacifluviales y en menor cantidad glacialacustres, todos pertenecientes al Cuartario.

COMPLEJO EL QUEMADO (Feruglio en Fossa Mancini, Feruglio y Yussen, 1938).

Se reúne en esta denominación a un con-

junto de rocas volcánicas, piroclásticas y en menor proporción sedimentarias, que en la comarca fueron denominadas Complejo Volcánico del Quemado (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.*, 1938) o se reconocieron con otras denominaciones tales como "Serie Porfírica Supratriásica" y "Serie Eruptiva Suprajurásica" ambas por Bonarelli y Nágera (1921), como "Serie de Ibáñez" por Heim (1940) y Formación Quemado (Katz, 1963). Riccardi (1971) utiliza la denominación de Complejo El Quemado, criterio seguido por Nullo *et al.* (1979) y también adoptado en este trabajo.

Furque (1973) incluye a este conjunto de rocas, bajo la denominación de Formación Barragán.

En el perfil reconocido por los autores, el Complejo El Quemado constituye la base de la secuencia y está integrado por mantos de rocas dacíticas, con algunas intercalaciones tobáceas de similar composición. Aflora en el tramo medio del arroyo de Los Loros y también se reconoció en la localidad tipo de esta unidad (Feruglio en Fossa Mancini *et al.*, 1938).

La secuencia volcánica aflorante en el tramo del arroyo no presenta intercalaciones sedimentarias como las mencionadas por Feruglio (1944-45) para la estancia El Quemado u otras localidades, a pesar de que se encuentran los términos cuspidales de esta unidad.

La Formación El Quemado en el sentido de Katz (1963) coincide con la definición dada por Feruglio para la localidad tipo, admitiendo que el pasaje entre los productos volcánicos y las sedimentitas marinas es interdigitado. Por su parte, Furque (1973) denomina Formación Quemado a un conjunto litológico integrado, principalmente, por rocas pelíticas asociadas a filones capa que, de ninguna manera se corresponden con el concepto vertido por Feruglio (op. cit.) para esta denominación, mientras que sí lo hace la litología correspondiente a la Formación Barragán. Por razones de prioridad se mantiene la denominación de Complejo El Quemado.

El Complejo El Quemado, en los alrededores del área estudiada, se presenta con una coloración variada, en la que predomina el verde, el gris y el ocre; este último como coloración resultante de la meteorización de las rocas volcánicas. Los afloramientos se encuentran afectados por una intensa fracturación, de dirección predominante norte-sur, acompañada con plegamientos in-

tenso, principalmente observados en los sedimentos mesozoicos, continuando los lineamientos tectónicos ya expuestos por Nullo *et al.* (1979) en áreas al norte de esta comarca.

La unidad varía su composición desde andesitas, aflorantes en los alrededores del lago San Martín-sierra de Sangra, en los sectores basales (Nullo *et al.*, 1979) hasta dacitas y riocitas, con sus tobas acompañantes, aflorantes en continuidad desde las comarcas antes mencionadas hasta el área de este trabajo. Hacia el sur, se continúan por el sector chileno en el seno de la Última Esperanza, Tierra del Fuego e Isla de los Estados, con las mismas características (Katz, 1963, Dalziel *et al.*, 1974, Caminos y Nullo, 1979).

Formación Springhill (Thomas, 1949a)

Thomas (1949a) denominó Springhill Sand, a un conjunto sedimentario que descansa sobre la Serie Tobífera. En un trabajo posterior (Thomas, 1949b) la denominó Formación Springhill. La misma presenta variaciones en espesor (10 a 35 m) y en otras características, ya que en el sector occidental de Campo Manantiales dominan, en gran parte, carbón y lutitas, mientras que en el sector oriental lo hacen las areniscas. La Formación se presenta en partes libre de cemento y cuando lo tiene, éste es caolinita.

Cecioni (1955) describió al Grupo Springhill, formado por la Formación Manantial, inferior y continental y la Formación Sombrero, superior y marina, ambas reconocidas en el subsuelo. La Formación Sombrero (Cecioni, *op. cit.*) fue reconocida por dicho autor, en superficie, en el seno de la Última Esperanza y en el seno Silva Palma, donde fue denominada Formación Sutherland. La Formación Sombrero, según Cecioni (1955) ... "podría ser correlacionada... con cierta reserva, a los sedimentos marinos estudiados por Feruglio y que descansan por encima de las más alta colada porfírica... en la estancia del Quemado...". Katz (1963) incluiría por su parte a la Formación Sutherland dentro de su Formación Quemado, considerándola tan solo como un miembro local.

Muchos son los investigadores que han estudiado esta unidad, como así también la denominación utilizada. Riggi (1977) presentó una síntesis detallada de esta unidad a lo largo de la cuenca austral.

Hasta la fecha, en la quebrada del arroyo de los Loros, no había sido mencionada ninguna unidad con las características litoestratigráficas de la Formación Springhill.

La litología que caracteriza la sección aflorante (ver perfil) es predominantemente psamítica.

Sobre el Complejo El Quemado se depositan bancos de areniscas de grano mediano, de color gris claro, bien estratificadas, con un espesor de 40 a 50 cm; la roca es muy dura y presenta algunas lentes delgadas de intercalaciones carbonosas. Los clastos están constituidos principalmente por litos volcánicos con un cemento silíceo y, de una manera subordinada, carbonático. Los bancos presentan estratificación paralela y en algunos es posible reconocer un ordenamiento vertical gradado de los componentes clásticos. En los términos superiores de este conjunto, las areniscas son de granometría más fina y en ellas es posible reconocer un mayor aporte de líticos volcánicos. En los bancos inferiores de esta sección se han recolectado numerosas formas fósiles. El espesor de este conjunto psamítico alcanza los 25 metros.

A continuación se dispone un conjunto de 15 m de espesor, compuesto por arcilitas limo-arenosas, muy finas, de color gris oscuro a negro, estratificadas en bancos muy delgados de hasta un centímetro de espesor. Algunos bancos presentan un cemento debilmente carbonático y, debido a fenómenos tectónicos posteriores, muestran una característica fractura astillosa. Estos niveles psamopeliticos contienen una abundante fauna de pelécipodos, braquiópodos y restos vegetales.

Por arriba se disponen ocho metros de areniscas de grano fino a mediano, de color rosa, en bancos de aproximadamente 60 cm de espesor. Esta sección se reconoce en el terreno, pues estas sedimentitas constituyen la pared abrupta del tramo medio del arroyo. En algunos bancos es posible reconocer la presencia de cemento carbonáticos y en otros, delgados niveles de areniscas de grano grueso con clastos flotantes de rocas volcánicas, los que no superan el centímetro de diámetro. En esta sección se han hallado restos de amonites, pelécipodos y belemnites.

Le sigue un potente conjunto de 50 m de espesor constituido por areniscas de grano mediano a grueso de color gris claro a rosado o rosado amarillento. Estas se alternan con delgados bancos de arcilitas grises a grises oscuras y con areniscas líticas, cuyos clastos dominantes son de rocas volcánicas. En los bancos de arcilitas grises inferiores se han reco-

lectado numerosos fósiles, como así también en los bancos de areniscas líticas superiores.

Bruscamente se observa el pasaje de las areniscas de grano mediano a lutitas negras a gris oscuras, que constituyen una potente secuencia homogénea denominada en este trabajo Formación Río Mayer.

Las sedimentitas que se apoyan sobre el Complejo El Quemado presentan una granometría gruesa y un aporte continental importante y cercano, indicando un ambiente marino de poca profundidad. Las intercalaciones de arcilitas areno-limosas caracterizan episodios de menor energía, asociados a un ambiente de marea acompañado por una epifauna y marcas de fondo típicas de este ambiente. Hacia arriba de la columna, los sedimentos presentan una mayor madurez textural, marcada por el mayor redondeamiento de los fragmentos y menor abundancia de litoclastos en relación con los componentes clásticos minerales. Si bien el aporte clástico terrígeno reconocible es importante, la fracción clástica predominante está constituida por un 70% de cuarzo, en relación con los líticos.

La parte media del perfil, presenta características de mayor profundidad, ya que se observan faunas casi exclusivamente bentónicas y marcas de fondo características de este ambiente. Un nuevo pulso de aguas poco profundas se evidencia en la parte superior de la secuencia, acompañando al cambio litológico marcado por la presencia progresiva de una mayor selección de la fracción clástica y elementos faunísticos propios de un ambiente intertidal, entre los que abundan los pectínidos, grifeídos, y en menor proporción gastrópodos. Estos elementos en algunos casos forman niveles de coquinas, de no más de dos centímetros de espesor. La brusca aparición de sedimentitas pelíticas en el techo de esta unidad, marca el establecimiento de condiciones de mayor profundidad del ambiente, las que perdurarán, con pequeñas variaciones, durante gran parte del Cretácico.

Formación Río Mayer (Hatcher, 1897)

Esta unidad fue propuesta por Hatcher (*op. cit.*) con el nombre de Mayer River Beds. Numerosos investigadores denominaron a estas rocas, con diferentes nombres. Riccardi (1971) le otorga el nombre de Formación Río Mayer para el área del lago San Martín en tanto que Nullo *et al* (1979), la correlacionaron desde esa localidad hasta el

norte de lago Argentino, bajo igual denominación.

La Formación Río Mayer presenta una litología monótona, compuesta por pelitas laminadas de color gris oscuro a negro, con fisilidad bien marcada. En el área que nos ocupa aflora en el tramo inferior del cañadón del arroyo de los Loros y en los cerros Hobler y Castillo, ubicados al sur y al norte del cañadón aludido, respectivamente.

Furque (1973) ubicó a estas rocas dentro de la Formación La Unión, aunque por razones de prioridad las mismas deben referirse a la Formación Río Mayer.

En la comarca se incluyen dentro de esta unidad los afloramientos que Furque (*op. cit.*) mapeara como la parte superior de su Formación El Quemado.

La edad de la base de esta unidad es variable según la comarca en la que se la reconoce. En términos generales los autores han podido constatar que muchas veces depende de la existencia o no de la Formación Springhill entre su base y el techo del Complejo El Quemado, pudiendo alcanzar esta unidad los mismos términos cronológicos que la Formación Springhill en su ausencia.

La edad de los términos superiores no se tiene bien segura hasta el presente. La mayoría de los autores concuerdan con extenderlos hasta el Aptiano-Albiano en comarcas al norte de esta. Los argumentos que dieron motivo al resumen presentado por Blasco y Proserpio (1978) quedaron desvirtuados, al comprobar los mismos autores que las facies pelíticas atribuidos en esa oportunidad a la Formación Río Mayer, no correspondían a ella sino a otra unidad de edad senoniana.

Riccardi (1979) describió un amonite proveniente del faldeo occidental del cerro Horqueta coleccionado por Furque (1971) y clasificado, en esa oportunidad por Leanza (1967a) como *Eupachydiscus* (nom. nud.) Riccardi (1979) lo reubicó genéricamente como *Calycoceras sp* asignándolo al Cenomaniano-Turoniano inferior. Este ejemplar proviene de los niveles que aquí se incluyen la Formación Río Mayer (y no de la Formación Las Hayas, Furque, 1971, Riccardi, 1979), lo que permite, dada la edad de *Calycoceras sp*, adjudicar los términos superiores de la Formación tratada en esta comarca, por lo menos al Cenomaniano.

Descripción de la Fauna

Clase CEPHALOPODA Cuvier, 1797.

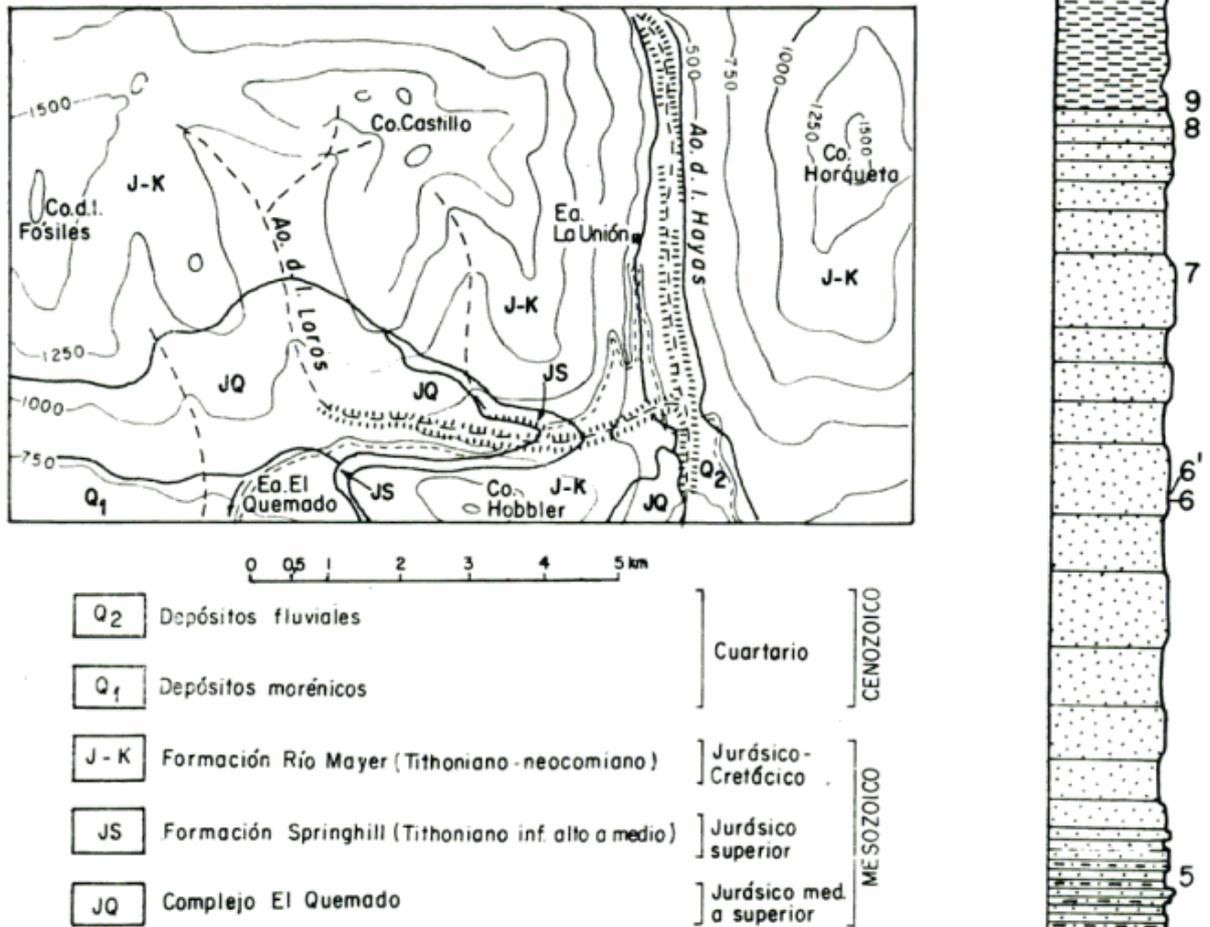


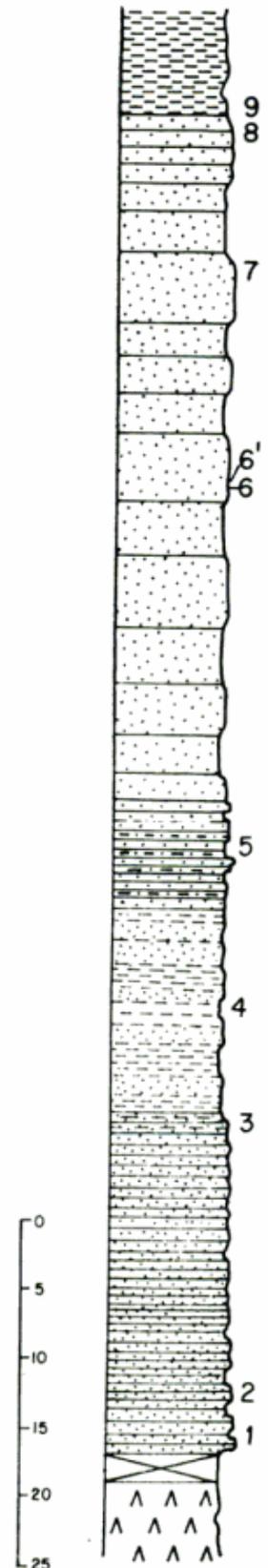
Fig 1 Bosquejo geológico del Arroyo de los Loros



Fig. 2 Mapa de ubicación



Fig. 3 Perfil de la Formación Springhill en el Arroyo de los Loros



Dibujó: Carlos Castro - 1979

1. *Mytiloideo* y *Aspidoceras* cf. *A. haupti* Krantz;
2. *Aspidoceras* cf. *A. haupti* Krantz y restos vegetales;
3. Cefalopodo indeterminable;
4. *Gryphaea* cf. *G. usta*, pectinidos, braqueopodos, gastropodos, etc.;
5. Perisphinctaceae indeterminable
6. Restos de un Perisphinctaceae gigantesco, *aulacosphinctoides* sp., *Aspidoceras* cf. *A. haupti*.
- 6'. *Virgatospinctes* sp.;
7. Belemnoides y pectinidos indeterminables;
8. Cefalopodos indeterminable;
9. *Hibolithes* aff. *jaculum* Phil.

Subclase AMMONOIDEA Zittel, 1884.

Orden AMMONITIDA Zittel, 1884

Suborden AMMONITINA Hyatt, 1889

Superfamilia PERISPINCTACEAE Steinmann, 1890.

Familia PERISPINCTINAE Steinmann, 1890.

Subfamilia VIRGATOSPINCTINAE Spath, 1923.

Género **AULACOSPINCTOIDES** Spath, 1923

Especie tipo: Aulacosphinctes infundibullus Uhlig, 1910.

Diagnosis: (Traducción parcial del Treatise on Invertebrate Paleontology. Parte L). Gran parecido y pasaje a *Torquatisphinctes*, pero difiere típicamente de él, en poseer vueltas más redondeadas o deprimidas y en la costulación más sigmoidea y frecuentemente triplicada. Kimmeridgiano superior, Tithoniano inferior.

Aulacosphinctoides s.p.

Descripción: Virgatosphinctinae de conchilla medianamente pequeña, medianamente evoluta, no planulada.

Flancos y vientre suavemente convexos. Vientre amplio. Las costillas primarias se bifurcan aproximadamente en la mitad del flanco y algunas se dividen nuevamente más cerca del borde ventrolateral. Las costillas secundarias cruzan sin interrupción y rectamente el vientre; en los flancos, las primarias, no son definitivamente sigmoideas. No se han observado constricciones, el ombligo no se observó.

Materiales: Dos ejemplares fragmentarios en los que puede observarse parte de los flancos y del vientre; una impresión del flanco y una impresión del vientre.

Dimensiones (en mm). SGNP. 15435. ancho de la vuelta: 13; altura de la vuelta: 12.

Observaciones: Estos ejemplares poseen cierto parecido lateral con los que Feruglio (1936, Lám. V, fig. 5) ilustró, provenientes del cerro de los Fósiles, Horizonte I y asimiló a *Aulacosphinctes colubrinoides* Burkhart. Leanza (1967) llevó luego ese ejem-

plar a *Aulacosphinctoides* (?) sp.II. Parece haberse introducido algún error en el n° de Catálogo de los ejemplares consignados por Leanza (1967, pág. 152), por lo tanto también pudiera ser que el ejemplar figurado por Feruglio (1936, Lám. V, Fig. 5) fuera el que Leanza (op. cit.) considerara *Aulacosphinctoides* (?) sp. indet. I. Estos restos fragmentarios, así como los de Feruglio (op. cit.), no permiten hacer una segura identificación genérica, pudiendo incluso pertenecer a algún berriaselido. Perisphinctidos no ilustrados han sido citados en forma repetida para localidades cercanas (Feruglio, 1936, 1938, 1944-1945, 1949; Furque, 1973; etc.).

Proveniencia: 65 m por arriba de la base, equivalente al primer nivel con *Aspidoceras* en arroyo de los Loros, dentro de un gigantesco Perisphinctidae planulado e indeterminable, que supera los 1000 mm de diámetro.

Género **VIRGATOSPINCTES** Uhlig, 1910
Virgatosphinctes s.p.

Lám. I, figs. 5-6.

Descripción: Forma de la vuelta suavemente deprimida, con el ancho mayor sobre el borde umbilical.

La ornamentación está compuesta por costillas primarias fuertes y espaciadas, suavemente prorsirradiadas, algo engrosadas umbilicalmente; recorren la mitad del flanco y comienzan a dividirse virgatotómicamente dando lugar a 4 ó 5 costillas secundarias finas, suavemente dirigidas hacia adelante. Las costillas secundarias cruzan el vientre en forma continua.

Material: Un trozo de vuelta.

Dimensiones (en mm). SGNP. 15434. ancho de la vuelta: 60; altura de la vuelta: 90.

Observaciones: Feruglio (1936, págs. 52-53) cita dos formas de *Virgatosphinctes*: cf. *V. andesensis* (Douv.) y *V. aff. andesensis* (Douv.) en las cercanías de la estancia El Quemado y de la dorsal al SO del cerro de los Fósiles, lo que lleva a suponer allí la presencia del Tithoniano inferior. Sin embargo, de la lectura del texto se desprende que la unidad litológica portante no es la misma que en arroyo de los Loros, pese a

la proximidad geográfica de las dos localidades.

Leanza (1967, lám. II fig. 2) ilustró el *cf. Virgatosphinctes andesensis* de Feruglio (Catálogo N° 296 IGPUB, Univ. de Bologna).

Proveniencia: Formación Springhill, arroyo de los Loros. *Virgatosphinctes sp.* aparece poco por arriba de los niveles portadores de *Aulacosphinctoides* y *Aspidoceras*.

Familia ASPIDOCERATIDAE Zittel, 1895.

Subfamilia ASPIDOCERATINAE Zittel, 1895.

Género ASPIDOCERAS Zittel, 1868
Aspidoceras cf. haupti Krantz

Lám. I, figs. 1-3.

Descripción: Sección de la vuelta subcircular, no deprimida. Vientre ampliamente convexo, pendiente umbilical redondeada. A mitad del flanco hay una fila de tubérculos prominentes de base circular. Otra fila de tubérculos, más interna, se sitúa en el flanco poco antes de la pendiente umbilical. Estos tubérculos poseen un diámetro basal de aproximadamente la mitad de los de la fila externa y su número es levemente mayor que el de ellos. A veces se conectan entre los correspondientes interno y externo con una suave arruga.

La sutura no pudo observarse.

Material: Un tercio de ejemplar completo, con la región umbilical dañada; dos ejemplares completos aplastados y un contra molde distorsionado del ombligo.

Dimensiones (en mm). SGNP 15431, ancho de la vuelta: 32; altura de la vuelta: 35.

Observaciones: El material disponible dificulta el hacer comparaciones con otras especies, pero, por la sección de la vuelta y el tipo de tuberculación puede asimilarse a *Aspidoceras haupti* Krantz, 1921.

El género *Aspidoceras* posee un registro mundial entre Kimmeridgiano y Tithoniano.

En Argentina, aparece en el horizonte con *Substeuoceras koeneni* del Tithoniano superior de la sierra Azul (Leanza, 1945). En arroyo Cieneguita y arroyo La Manga, provincia de Mendoza, se presenta en dos niveles diferentes del Tithoniano (Steuer,

1921; Weaver, 1931). Weaver (1931, págs. 434-437) cita al género *Aspidoceras* para el Tithoniano de Picún Leufú, Neuquén, Formación Vaca Muerta; para el cerro Loteno cita *Aspidoceras steinmanni* Haupt (Tithoniano medio y superior) Weaver y *Aspidoceras euomphalum* Steuer y *Aspidoceras neuquensis* Weaver para el Tithoniano superior. En México (Verma y Westermann, 1973) en la sierra Catorce, el género *Aspidoceras* se cita también en dos niveles del Tithoniano; el más bajo con *Aspidoceras haupti* Krantz, *A. alamitoense* Aguilera y formas afines, en la parte superior del Tithoniano inferior; el más alto con *A. cf. A. andinum* Steuer, en el Tithoniano superior, en la parte inferior de la asociación *Substeuoceras-Berriasella*.

En arroyo de los Loros, la única ubicación estratigráfica relativa que pudo encontrarse, dentro de la misma Formación, es la proporcionada por el hecho de que *Aspidoceras* comienza a aparecer 75 m por debajo de los niveles portadores del *Aulacosphinctoides sp.*, persistiendo en ellos.

Subclase COLOIDEA Bather, 1888

Orden BELEMNITIDAE Zittel, 1895.

Género HIBOLITHES Montfort, 1808
Hibolithes aff. jaculum Philips

Lám. I, fig. 11.

Material: Siete ejemplares.

Observaciones: Estos ejemplares son similares a los que Feruglio (1936, lám. 10; figs. 5-14) ilustró según variadas procedencias: algunos de la estancia Cristina; otros de la dorsal sudoeste del cerro de los Fósiles; otros de la silla del cerro Cuchillo, estancia Cristina, en los estratos en contacto con el Complejo Porfírico; y otros, de atrás de la estancia Cristina y del cerro de Todos los Santos.

Proveniencia: Arroyo de los Loros; base de la secuencia lutítica que limita el techo de la secuencia areniscosa con la Formación Río Mayer; 35 m por arriba del nivel con *Aulacosphinctoides sp.*

Clase BIVALVIA

Subclase PTERIOMORFA

Orden MYTILOIDA Ferussac, 1882

Superfamilia MYTILACEA Rafinesque, 1815

Familia MYTILIDAE Rafinesque, 1815

Subfamilia MODIOLINAE Keen, 1958

Género GEUKENSIA Poel, 1959

Especie tipo: Modiola demissa Dillwyn, 1817.

Diagnosis: Modioliforme, radialmente costulada, débiles estriaciones en el área anteroventral. Márgenes crenulados pero sin crenulación frente a los ligamentos.

Geukensia ? sp.

Lám. I, fig. 4.

Material: Un ejemplar bien conservado, cerrado, se carece de interiores. SGN 15433.

Proveniencia: Arroyo de los Loros, en la base de la secuencia arenicosa, pocos centímetros por debajo de *Aspidoceras cf. haupti* Krantz.

Edad: Esta forma es perfectamente asimilable a *Geukensia* Poel. Aún cuando su posición estratigráfica podría justificar la fundación de un nuevo género, se carece de material para hacerlo. Tithoniano.

Edad de la fauna

Siguiendo a Steuer (1921), Gerth (1925), Krantz (1928), Weaver (1931) y Leanza, A. F. (1945), puede establecerse que, en la Argentina, en la Cuenca Mendocino-Neuquina, el género *Aspidoceras* se encuentra en el Tithoniano superior ("Zona de *Substeueroceras koeneni*") de cerro Loteno y arroyo del Yeso. En los Molles, provincia de Mendoza, se cita *Aspidoceras* para la "Zona de *Pseudolissoceras zitteli*". Leanza, H. A. et al. (1977) sigue considerando al género *Aspidoceras* como parte de la asociación del Tithoniano superior del cerro Loteno como también de Puerta Curacó, La Yesera y arroyo del Yeso.

El género *Virgatospinctes* es considerado uniformemente en Argentina como parte del Tithoniano inferior.

El género *Aulacosphinctoides* podría estar representado con el *Aulacosphinctoides colubrinus* (Rein.) de Piedra del Aguila (provincia de Neuquén) perteneciente a la parte alta del Tithoniano medio.

En Cuenca Austral, *Aulacosphinctoides* fue citado por Leanza A. F. (1967) al revisar la fauna de Feruglio (1936); correspondería a la forma que originalmente fue clasificada como *Aulacosphinctes cf. colubrinoides* Burck. del cerro de los Fósiles, Horizonte I (lutitas superpuestas al Complejo El Quemado). En arroyo de los Loros, la presencia de *Virgatospinctes* sobre las demás formas nos lleva a considerar la posibilidad de la edad tithoniana, equivalente quizá a la de la "Zona de *Virgatospinctes mendozanus*".

Según Verna y Westermann (1973; pág. 157) la asociación *Virgatospinctes* con *Aulacosphinctoides* tiene amplia distribución en el Tithoniano inferior *lato sensu*. Integrando la asociación de *Virgatospinctinae* de sierra Catorce (México) se encuentra el género *Aspidoceras*, junto a otras formas. Según esos autores, *Aspidoceras* está también presente en las asociaciones de *Virgatospinctes* del norte de Africa, Turquía, etc.

En arroyo de los Loros el conjunto de niveles amonitíferos que comienza, por abajo, con *Aspidoceras*, continúa con *Aspidoceras*, *Aulacosphinctoides* y amonites indeterminables y remata con *Virgatospinctes*, podrían considerarse como perteneciente al Tithoniano inferior alto.

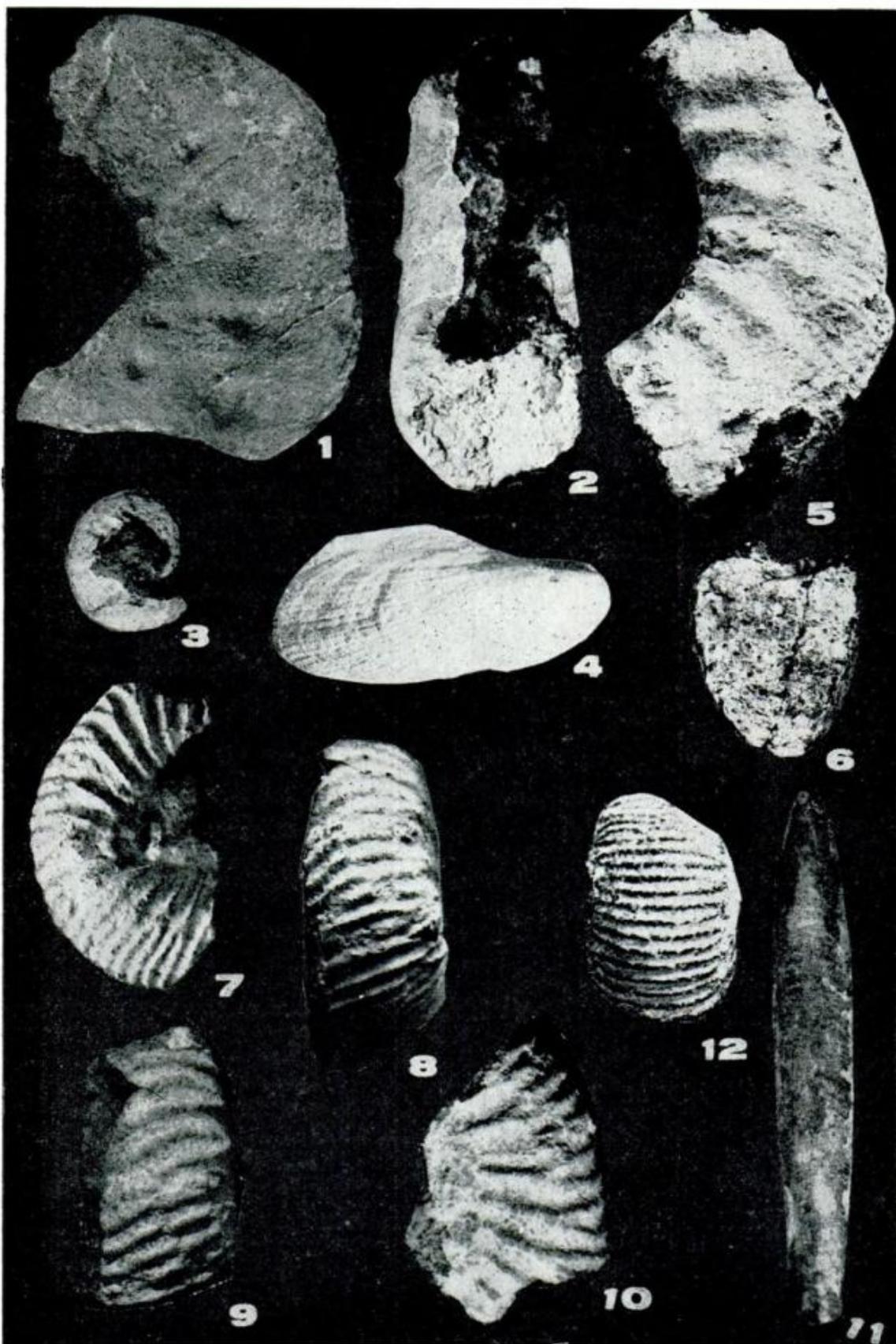
Los *Hibolithes jaculum* están presentes en los términos superiores de la sección, ya dentro de la base de las lutitas de la Formación Río Mayer y la edad tithoniana no es extendida a estos niveles en esta localidad.

Anteriormente habían sido ilustrados por Riccardi (1977) los ejemplares provenientes de los términos superiores de la Formación Springhill, en bahía de la Lancha, lago San Martín.

Conclusiones

El paquete sedimentario que constituye la Formación Springhill en el arroyo de los Loros, aguas abajo del cruce de la huella que une la estancia La Unión con la estancia El Quemado, se presenta como una unidad de litología monótona y representa la iniciación del ciclo sedimentario Tithononeocomiano.

La falta de trizas volcánicas en su constitución litológica implica la ausencia de



Lám. I. — 1-3. *Aspidoceras cf. hausti* Kranz SGNP 15431, x 1; 1, vista lateral; 2, vista apertural; 3, SGNP 15432, vista lateral. 4. *Geukensia?* sp. SGNP 15433, x ½. 5-6. *Virgatosphinctes* sp. SGNP 15434, x 1; 5, vista lateral; 6, secciones de la vuelta. 7-8, 9-10, 12. *Aulacosphinctoides* sp. 7-8 SGNP 15435 x 1, 7, vista lateral; 8, vista ventral. 9-10 SGNP 15436. x 1, 9, vista ventral; 10, vista lateral. 12 SGNP 15437 x 1 vista ventral. 11. *Hibolithes aff. jaculum* Phil. SGNP 15438, x 1, vista lateral.

Periodo	Autor y Localidad	Feruglio, E. (1944, 1945) Ea. Cristina L. Argentino-S. Cruz	Thomas, C. R. (1949) Monantiales T. del Fuego-Chile	Cecioni, G. (1955) Monantiales T. del Fuego-Chile	Cecioni, G. (1958) Seno Última Esperanza o Seno Abarantazgo	Katz, H. R. (1963) Seno Última Esperanza - Chile	Riccardi, A. C. (1971 y 1977) Bahía La Lancha L.S. Martín-S. Cruz	Furquie, G. (1973) N. Lago Argentino Santa Cruz	Olea, R. y J. Davis (1977) Cullen - Chile	Caminos, R. y F. E. Nullo, inéd. Isla de los Estados	Este trabajo Ao de Los Lagos L. Argentino-S. Cruz
CRETÁCICO	Hauteriviano	Holaptynchites neubornii	Lutitas con Inoceramus	Estratos con Favosites steinmanni	Formación Eraceno	Formación Zapata	Formación Río Mayer		Estratos con Favosites	Formación Beauvoir	Formación Río Mayer
	Valanginiano	Belemnosia patagonensis Lophosyrinx (Lophosyrinx) Saliceras		Formación Sombrero					Formación Springhill		
	Berriasiense			Formación Sombrero					Formación Springhill		
JURÁSICO	Superior	Berriasetella	Formación Springhill	Formación Sombrero	Formación Sutherland		Formación Springhill	Formación Quemado			Hibolites aff. jactulum
	Medio	Blanfordiceras Aulocosphinctes		Formación Monantiales	Punctosyrinx, Belemnosia patagonensis, Aulocosphinctes						Virgatosphinctes Aulocosphinctes (Aspidoceras)
	Inferior	Gryphaea usita		Otozomites senae-crucei	Formación Seno Rodríguez	Formación Quemado	Complejo El Quemado		Serie Tobilifera	Formación Lemaire	Belemnosia
	Kimmeridgiano	Belemnosia (Hibolites) aff. jactulum	Serie Tobilifera	Formación Flamenco				Formación Barragón			
	Oxfordiano	Complejo Porfirítico									Complejo El Quemado

actividad volcánica durante su depositación, hecho éste que la diferencia de las intercalaciones sedimentarias de la parte superior del Complejo El Quemado, tal como se presenta en áreas vecinas.

La superficie de contacto aflorante sobre el Complejo El Quemado y la Formación Springhill permite observar que no existe aquí discordancia angular, no descartándose la posibilidad de una discordancia erosiva.

La edad proporcionada por el conjunto faunístico es tithoniana inferior alta a tithoniana media y sería equivalente a la mencionada por otros autores para las intercalaciones sedimentarias de la parte superior del Complejo El Quemado (Feruglio, 1938; Katz, 1963). Asimismo, es algo más antigua que la de algunos niveles faunísticos de los afloramientos de la Formación Springhill del lago San Martín (Riccardi, 1976, 1977).

La fauna descrita por Feruglio (1936-37) y revisada por Leanza, A. F. (1967) para la localidad del cerro de los Fósiles se encuentra en los niveles lutíticos que aquí se asignan a la Formación Río Mayer y que descansan por arriba de las últimas coladas porfíricas del Complejo El Quemado; la edad de esos niveles, de acuerdo a las citas, podría variar entre tithoniana y

neocomiana. En las intercalaciones sedimentarias del Complejo El Quemado sólo se cita la presencia de un amonite: *Virgatosphinctes andesensis* (Douv.) (Leanza, A. F., 1967, pág. 140) y de acuerdo a ese autor y Feruglio (1936-37) la edad de las intercalaciones podría alcanzar también el Tithoniano.

Existe pues la posibilidad de una equivalencia cronológica en áreas próximas entre los niveles basales de la Formación Río Mayer, la Formación Springhill y las intercalaciones sedimentarias de la parte superior del Complejo El Quemado.

Agradecimientos

Los autores dejan expresado su reconocimiento al Servicio Geológico Nacional que brindó los medios para llevar a cabo el trabajo de campo.

La lectura y corrección del manuscrito fue efectuada por el Doctor A. C. Riccardi, a quien se agradece muy especialmente. El mapa de ubicación, el perfil y el cuadro de correlación fueron dibujados por la señora Marcela Crespo y por el señor Carlos Castro.

Lista de trabajos citados en el texto

- Blasco, G. y C. Proserpio, 1978. *Variación Cronológica de los términos superiores de la Formación Río Mayer, entre la margen sur del lago Viedma y el paralelo de 50°, prov. de Santa Cruz, Rep. Arg.*, VIº Cong. Geol. Arg., Resumen, Buenos Aires.
- Bonarelli, G. y J. J. Nágera, 1921. *Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín (Territorio de Santa Cruz)*. Dir. Gral. Min. y Geol. 27, Ser. B, Geol., Buenos Aires.
- Caminos, R. y F. Nullo, 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 67 e, Isla de los Estados*. Serv. Geol. Nac., Bol. 175, Buenos Aires.
- Ceccioni, G., 1955. *Edad y facies del Grupo Springhill en Tierra del Fuego*. Univ. Chile, Fac. Ciencias Fis. Mat., An. 12(6), Santiago de Chile.
- 1958. *Preuves en faveur d'une glaciation neo-jurassique en Patagonie*. Soc. Geol. 6º Ser., VIII(5): 413-436, Paris.
- Dalziel, I. W., R. Caminos, K. Palmer, F. Nullo R. Casanova, 1974. *South extremity of Andes: Geology of Isla de los Estados, Argentine, Tierra del Fuego*. Am. Assoc. Petrol. Geol., 58(12): 2501-2512.
- Feruglio, E., 1936-1937. *Paleontographia Patagonica* Men. Inst. Geol. Padova, XI-XII: 1-384, Padova.
- Feruglio, E., 1938. *El Cretáceo superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes*. Physis, XII: 293-342, Buenos Aires.
- 1944-1945. *Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia)*. Acad. Nac. Ciencias, XXXVII: 1-208, Córdoba.
- 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dir. Gral. Yac. Petrol. Fisc., I-III, Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., E. Feruglio y J. Yussen de Campana, 1938. *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica*. Bol. Inf. Petrol., 171: 31-95, Buenos Aires.
- Furque, G., 1971. *Sobre la estratigrafía del Cretácico inferior en el lago Argentino, provincia de Santa Cruz, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI(3): 301-310.
- Furque, G., 1973. *Descripción Geológica de la Hoja 58 b, Lago Argentino, prov. de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac., 140, Buenos Aires.
- Gerth, E., 1925. *Contribuciones a la Estratigrafía y Paleontología de los Andes Argentinos. I. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos*. Act. Acad. Nac. Ciencia, IX, Córdoba.
- Hatcher, J. B., 1897. *On the Geology of Southern Patagonia*. Am. Journ. Sci., IV(4): 327-354.
- Heim, A., 1940. *Geological Observations in the Patagonian Cordillera*. Eclogae Geol. Helvetiae, XXXIII(1): 25-51.
- Katz, H. R., 1963. *Revision of the Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile*. Am. Assoc. Petrol. Geol., 47(3): 506-524.
- Krantz, F., 1928. *La Fauna del Tithono superior y medio de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. Acad. Nac. Ciencias, X, Córdoba.
- Leanza, A. F., 1945. *Amonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. An. Mus. La Plata, Paleont., A, Paleozol. 6, Men. 1, La Plata.
- 1967. *Anotaciones sobre los fósiles jurásico-cretácicos de la Patagonia Austral (Colección Feruglio) conservados en la Universidad de Bologna*. Act. Geol. Lilloana, IX: 121-187, Tucumán.
- 1967a. *Descripción de la fauna de Placentíceras del Cretácico superior de Patagonia austral, con consideraciones acerca de su posición estratigráfica*. Bol. Acad. Nac. Ciencias, XLVI: 5-28, Córdoba.
- Leanza, H. A., H. G. Marchese y J. C. Riggi, 1977. *Estratigrafía del Grupo Mendoza, con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 32(3): 190-208, Buenos Aires.
- Nullo, F., C. A. Proserpio y V. Ramos, 1978. *Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile*. VIIº Congr. Geol. Arg. I: 455-470.
- Olea, R. A. y J. C. Davis, 1977. *Regionalized variables for evaluation of petroleum accumulation in Magellan Basin South America*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 61(4): 558-572.
- Riccardi, A. C., 1971. *Estratigrafía en el oriente de la bahía de la Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata (n.s.) Geol., VII: 245-318, La Plata.
- 1976. *Paleontología y edad de la Formación Springhill*. Iº Cong. Geol. Chileno, Act., I: C41-C58, Santiago de Chile.
- 1977. *Berriasian invertebrate fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia*. N. Jb. Geol. Palaont. m Abh., 155(2): 216-252, Stuttgart.

- Riccardi, A. C., 1979. *El Género Calyoceras Hyatt (Ammonitina, Cretácico superior) en Patagonia austral*. Mus. La Plata, Obr. Cent., V:63-72, La Plata.
- Riggi, J. C., 1977. *La Formación Springhill en el subsuelo de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXII(3): 176-189, Buenos Aires.
- Steuer, A., 1921. *Estratos jurásicos argentinos. Contribución al conocimiento de la geología y paleontología de los Andes argentinos entre el río Grande y el río Atuel*. Acad. Nac. Ciencias, VII^o entrega, Córdoba. (trad. Bodenbender de Steuer, A.), 1897. *Argentinische Jura-Ablagerungen* Paläont. Abhandl. ena, N. F., 3(3): 127-222, láms. 15-35.
- Thomas, C. R., 1949a. *Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 33(9): 1553-1578.
- 1949b] *Manantiales field, Magallanes province, Chile*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 33(9): 1579-1589.
- Verma, H. M. y G. E. G. Westermann, 1973. *The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna of Sierra Catorce, San Luis Potosí, Mexico*. Bull. Am. Paleont. 63(277): 1-279.
- Weaver, C. E., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. Univ. Wash. Mem., 1: 1-69, Seattle.

Recibido: mayo 2, 1979.

GRACIELA BLASCO } Servicio Geológico Nacional
FRANCISCO NULLO } Av. Santa Fe 1548 - 2^o
CESAR PROSERPIO } 1060 - Buenos Aires.

CONVOCATORIA

Señor Consocio:

La C. D. de la A.G.A. convoca a los señores asociados a la Asamblea General Extraordinaria que se realizará en la Casa del Geólogo, Maipú 645, 1er. piso de esta Capital el día 30 de abril de 1980 a las 18 horas de acuerdo con el siguiente

ORDEN DEL DIA

1°) Considerar la propuesta por parte de la C. D. de Miembros Honorarios de la A.G.A.

2°) Designación de dos miembros presentes para firmar el Acta de la Asamblea.

LIC. JULIO LAGE
Secretario

DR. VÍCTOR A. RAMOS
Presidente

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA COMARCA SISMICA DE SAN JUAN

BRUNO A. BALDIS, ENRIQUE R. ULIARTE y ALEJANDRO VACA

Resumen

Se estudia la comarca preandina de San Juan, históricamente una de las de mayor actividad sísmica de nuestro país. El análisis estructural conduce a tres conclusiones fundamentales, a saber: 1) la presencia de dos direcciones principales de esfuerzos, opuestas y levemente divergentes, a las que se denomina *Empujes Pampeanos* (la procedente del este) y *Empujes Andinos* (la de sentido opuesto); 2) la presencia de un sistema de fracturación de cizalla en el área de la Sierra Chica de Zonda, a raíz de una componente noreste-sudoeste producto de la descomposición de los empujes precitados frente a la estructura relativamente rígida de Ullúm-Zonda; y 3) la presencia de la megatrazada de fractura Salinas Grandes, cuya zona de influencia se delimita, y que aparece relacionada con la fracturación de cizalla y con la implantación de cuerpos intrusivos subvolcánicos en Ullum.

Introducción

El presente trabajo ha surgido como consecuencia de la creación de un grupo de estudio sobre geotectónica andina argentino-chilena, (Grupo de Estudio 6), que colabora con el Grupo de Trabajo 2 (Arcos Andino, del Caribe y de Escocia) del Proyecto Internacional de Geodinámica que auspicia la I.U.G.S.

La comarca preandina sanjuanino-mendocina es, históricamente, la de mayor actividad sísmica dentro de nuestro país. Ello ha motivado varias explicaciones para el origen de dicha inestabilidad. Sin embargo, desde los trabajos de Harrington a raíz del terremoto de 1944, nunca se ha efectuado una síntesis regional y estructural que encuadre la comarca sísmica dentro de un contexto geológico móvil. Es más, a raíz de los sismos de 1977, se ha hablado insistentemente de una acción debida al movimiento entre placas dentro del panorama de la tectónica global, pero sin aportar ninguna prueba directa de dicho fenómeno. Los autores pretenden, con esta contribución, tratar de llenar este hueco de

Abstract

The pre-Andean area in San Juan province is studied, an area most seismically active, as historical evidence points out. The structural analysis leads towards three major conclusions: 1) there are two principal directions of stress (the opposite); 2) there is a shear-stress fracture system in the Sierra Chica de Zonda area, due to a northeast-southwest component of the above-mentioned stresses, of which the relatively rigid Ullum-Zonda structure is held responsible; and 3) the presence of the continental Salinas Grandes fracture, whose limits are here defined, appears connected to both the shear-fracture zone and the emplacement of the Ullum intrusive subvolcanic bodies.

interpretación e información y abrir una discusión entre geólogos y geofísicos sobre las probables causas de la movilidad perianandina en su flanco oriental, que permita en un futuro trabajar en la vía interpretativa de la predicción sísmica.

Los autores desean expresar su agradecimiento a los Dres. C. L. Drake, del Dartmouth College y R. Cabré del Observatorio San Calixto de La Paz, Bolivia, quienes apoyaron entusiastamente la generación de estos estudios a través del Comité Internacional de Geodinámica. Asimismo a las autoridades de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales que auspiciaron este trabajo, así como también al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas que subsidió parte de la investigación. El Centro Regional de Agua Subterránea merece nuestro especial agradecimiento por haber cedido gentilmente planimetría e información inédita y apoyo logístico en campaña. El licenciado C. M. Medone, del Instituto de Investigaciones Antisísmicas de la U.N.S.J. proporcionó parte de la información sísmica utilizada en este trabajo.

Reseña geológica y metodológica

El área de trabajo está comprendida aproximadamente entre los paralelos 31° y 32° Sur; constituye la comarca serrana que circunda las depresiones geográficas de los valles de Matagusanos y Tulum, y tiene como límite oriental la sierra de Pie de Palo, dentro del sistema pampeano, y como límite occidental las sierras del Tigre, de Tontal y Villavicencio, pertenecientes a la provincia geológica de Precordillera. Esta comarca ha sido, desde el siglo pasado, objeto de numerosos estudios geológicos, en su mayoría de índole local o referidos a problemas estratigráficos y estructurales específicos. De los trabajos de síntesis debemos destacar a tres de ellos: el trabajo primordial de Stappenbeck (1910), quien confeccionó el primer mapa geológico general de Precordillera, y más recientemente la síntesis geológica de la provincia de San Juan, de Aparicio (1975), y la de Zambrano (1976). A estas tres publicaciones debe sumarse el mapa inédito generado por Minera TEA (1967) en sus trabajos de fotointerpretación.

Para este trabajo se confeccionó un mapa geológico de compilación (Fig. 1) basado en la cartografía mencionada y además en trabajos de Baldis (1970), Harrington (1971), Ortíz *et al.* (1975), Rocca (1970), Treo (1977), Uliarte (1977) y Vaca (1977).

Como base topográfica de integración y control geológico se utilizaron imágenes satelitarias en escala 1:200.000. Para una simplificación interpretativa, en el mapa fueron distinguidas las siguientes unidades litoestratigráficas:

1. Precámbrico: metamorfitas migmatíticas (Pm): comprende las rocas de mayor metamorfismo, anfibolitas, meta-cuarzitas, etc. de la sierra de Pie de Palo y cerros de Barbosa y Valdivia.
2. Precámbrico: metamorfitas ectínicas (Pe): se corresponde con las leptometamorfitas, principalmente calizas y cuarzitas, aflorantes en el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo y cerro Salinas, que algunos autores suponen paleozoicas.
3. Paleozoico inferior a medio (PI): se encuadra aquí un conjunto litológico Paleozoico *s.l.*, en la cual no se han diferenciado formaciones y que conforman las altas sierras de Tontal y Tigre.
4. Cámbrico y Ordovícico: (CO): corresponde a las Formaciones Villicum y

La Laja (cámbricas) y la Formación San Juan (ordovícica), que en conjunto conforman las "calizas paleozoicas" de la Precordillera.

5. Silúrico y Devónico (SD): agrupa a todas las sedimentitas marinas silúricas y devónicas de la Precordillera; es decir, comprende al Grupo Tucunuco y la F. Tambolar (Silúrico); a las Formaciones Talacasto, Rinconada y unidades similares, y a las Formaciones Punta Negra, Villavicencio y al Grupo Ciénaga del Medio, todos de edad devónica.
6. Carbónico y Pérmico (CP): representa las sedimentitas continentales del Grupo Paganzo en sus distintas formaciones, y a las sedimentitas marinas del flanco oeste de la sierra de Tontal.
7. Triásico (Tr): se refiere a todas las sedimentitas continentales triásicas y a las atribuidas tentativamente a dicha edad y distribuidas saltuariamente en las depresiones intermontanas.
8. Terciario sedimentario (Ts): comprende todas las sedimentitas terciarias sin discriminación de formaciones, incluyendo las nominadas vagamente como Grupo Calchaquí.
9. Terciario intrusivo (Ti): corresponde al área de intrusividad de las cercanías de Ullum y Zonda (cerros Blanco, La Sal, etc.).
10. Cuartario (Q): corresponde a los sedimentos aluviales tanto aterrizados como actuales, suelos, barreales, etc.

La agrupación anterior se ha efectuado principalmente en base a su utilidad como diferenciación litológica necesaria en la interpretación estructural y edad de los movimientos.

En el mapa geológico se han marcado los elementos estructurales de fracturación y plegamiento, diferenciando las fallas de gran extensión, caracterizadas como fracturas regionales, de aquellas de extensión reducida o fracturación local. De los pliegues, se han marcado los principales ejes regionales. Algunas alineaciones principales de ruptura figuran también como zonas fracturadas (diaclasamientos principales, etc.).

Además de los elementos mencionados se ha agregado información de subsuelo procedente de estudios geofísicos y perforaciones en las zonas intermontanas, originada en la prospección de agua subterránea.

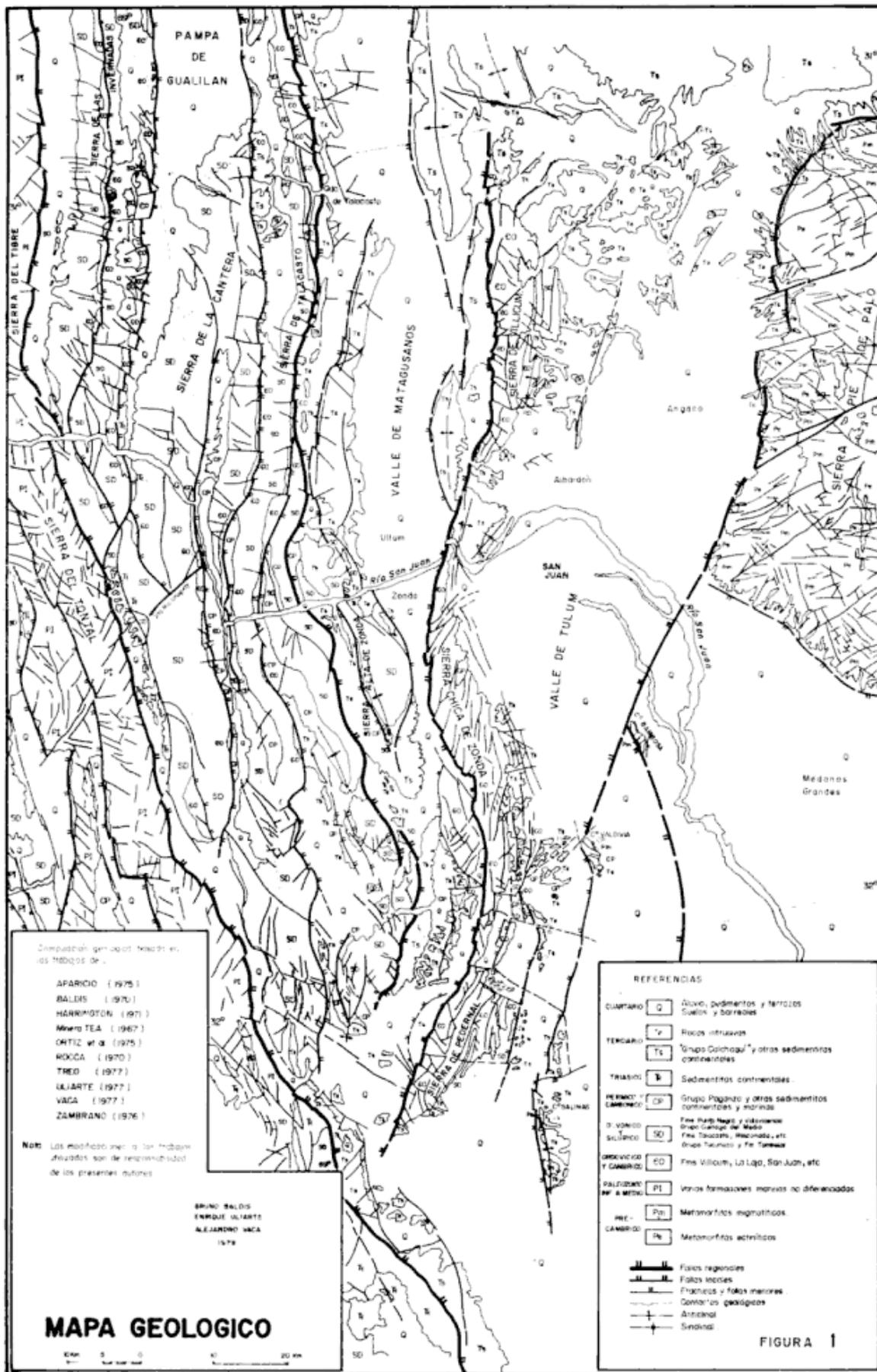


FIGURA 1

A partir de los datos de compilación se ha realizado un mapa de elementos estructurales (fig. 2) donde se han agrupado sistemáticamente los mismos y se ha adicionado la interpretación de las acciones y sistemas deformantes.

Una síntesis del conocimiento estructural actual de la comarca indica la presencia de los siguientes conjuntos estructurales:

- a) Toda la comarca oriental pertenece al sistema pampeano, caracterizado por bloques elevados compuestos en su mayor parte por rocas cristalinas del denominado "basamento".
- b) Una zona central definida por Zambrano (1976) como Precordillera Oriental, caracterizada por un conjunto de sedimentitas paleozoicas, mesozoicas y terciarias dislocadas aparentemente por fracturas de su basamento.
- c) Una zona deprimida central correspondiente a los valles de Ullum y Matagusanos estudiados por Rolleri (1969) que, en la interpretación de dicho autor, cortaría la Precordillera oriental en su tramo medio.
- d) La faja de sobrecorrimientos de la Precordillera Central (Baldis y Chebli, 1969), y Baldis (1970) compuesta por un haz de fracturas de corrimiento controladas por las calizas del Paleozoico inferior.
- e) El antiguo núcleo estructural de la Precordillera o Protoprecordillera (Amos y Rolleri, 1964, y Rolleri y Baldis, 1967) limitado por antiguas fracturas y correspondiente a las sierras de Uspallata, Tontal y Tigre.

El análisis estructural que aquí se efectúa demostrará la presencia de otros elementos de control y la relación existente entre los ya conocidos. A tal fin, se ha utilizado como metodología de trabajo, un análisis realizado con los siguientes pasos:

- 1) Determinación de las líneas de mayor deformación, conjuntamente con los sistemas de megafracturación y fracturación regional.
- 2) Resolución general del comportamiento estático y dinámico, mediante direcciones de fuerzas y magnitud de esfuerzos actuantes.
- 3) Definición de las unidades estructurales mayores y su comportamiento interno.

- 4) Estudio del desarrollo en profundidad, de las estructuras mayores y evolución de las mismas.
- 5) Vinculación de los hipocentros sísmicos de escasa y mediana profundidad a través del mapa de curvas de isodenidad sísmica, con las estructuras aflorantes y su interpretación profunda probable.

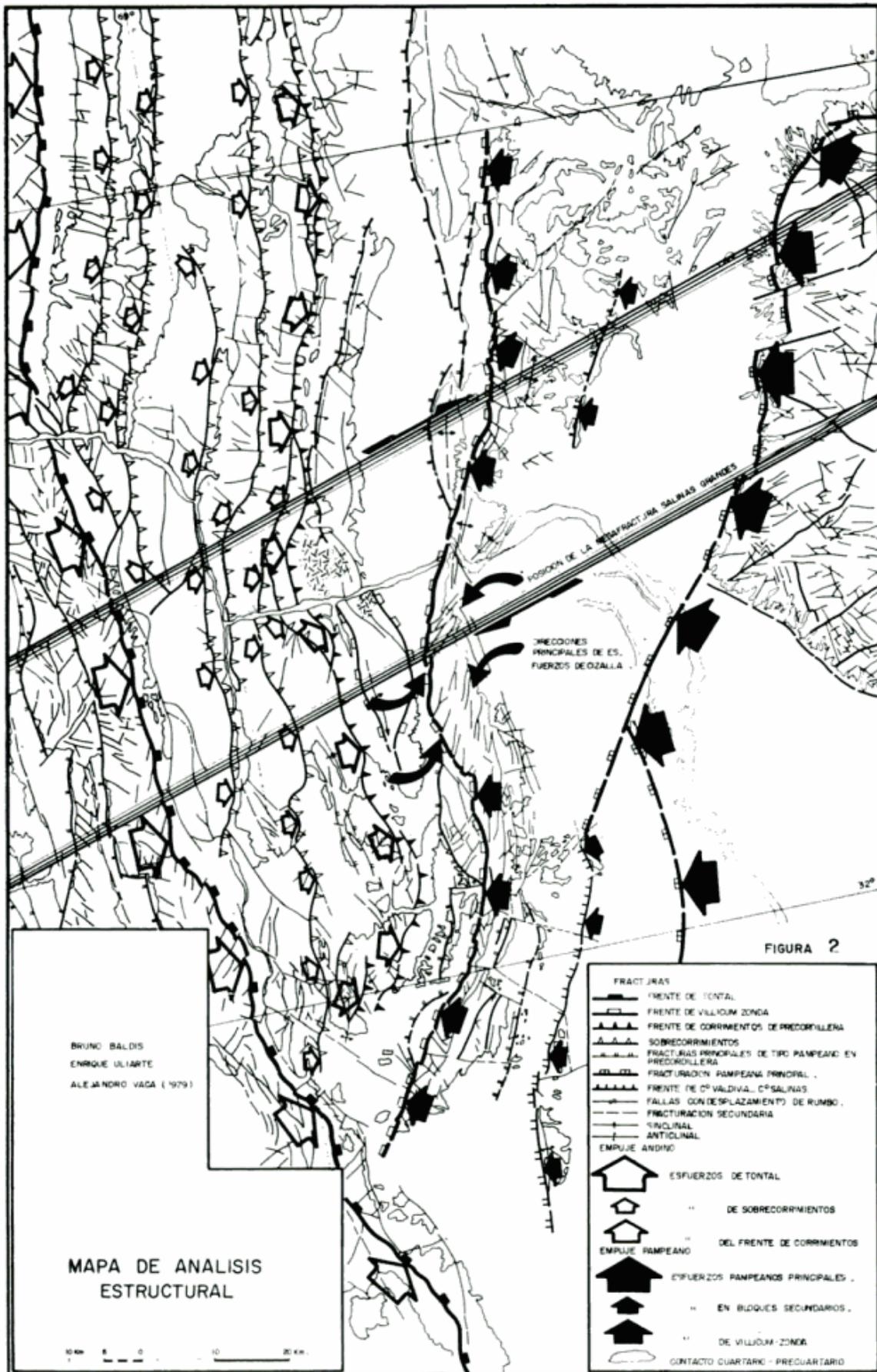
El marco estructural

Desde 1969 a la fecha, se han aportado algunos conceptos que cambian parcialmente la historia paleoestructural de la Precordillera y que podemos enunciar como sigue:

- a. La posibilidad, dada por G. González Bonorino (1975) de que la proto-precordillera fuera un elemento positivo, actuante a manera de arco sumergido (Arco de Tontal), ya a fines del Ordovícico. De ser correcta esta interpretación, debemos admitir la posibilidad de que el frente de fracturación de Tontal se haya generado en dicha época y actuado como elemento de control en la exondación de la cubeta devónica.
- b. El arco de Villicum-Zonda, de Padula *et al.* (1967), ha sido atribuido directa o indirectamente, en varios trabajos, a una edad post-Formación San Juan y pre-Formación Rinconada, en tanto fue el área de aporte de los conglomerados flyschoides y poli-olistolíticos de esta unidad (*vide* Amos, 1954; Borrello, 1969, etc.).

Las recientes determinaciones de edad de conglomerados como pre-ashgilianos (Levy y Nullo, 1974; Baldis y Blasco, 1975; Uliarte, 1977), indican indudablemente una acción orogénica fuertemente activa, en correspondencia con la fase Guandacol de los movimientos hercínicos sudamericanos (Cuerda y Furque, 1975) y que podemos correlacionar con la presencia de una embriotectónica (Borrello, *op. cit.*) de tipo circumeratónica.

- c. A todo esto debemos sumar la diferenciación de bloques pre-terciarios (pre-corrimientos) que son los que condicionan toda la estructura neo-terciaria y de la neotectónica actual.



En el mapa estructural de la figura 2, se han marcado las distintas trazas de fracturación y las principales de plegamiento, las que han sido graficadas mediante distinta simbología, según la importancia de su desarrollo, o la interpretación genética de las mismas.

Desde el punto de vista de su distribución gráfica podemos diferenciar tres tipos de sistemas de fracturas:

El primero de ellos tiene una disposición subparalela y dirección general NNE-SSO. Sus fracturas principales se corresponden con los bloques elevados de la sierra Pie de Palo, cerros Valdivia, Salinas y sierras Villicum-Zonda-Pedernal, y algunos menores dentro del Bolsón de Matagusanos.

El segundo sistema de fracturación corresponde a la alineación de fallas que limitan el flanco oriental del tren estructural de las sierras de Tigre-Tontal-Villavicencio, y que ha sido mencionado en la bibliografía como "Frente acádico de Tontal".

El primer sistema mencionado, que denominaremos de "tipo pampeano", se caracteriza porque el conjunto de sus alineaciones se interrumpe contra la fractura regional que delimita al segundo sistema.

Entre ambos sistemas de dislocación, comienza, a partir del paralelo 32° hacia el norte, un haz de sobrecorrimientos subparalelos que se continúan en dirección septentrional.

A los tres sistemas mencionados, debe agregarse que, oblicuamente a los mismos y con rumbo OSO-ENE, se presenta una sucesión de inflexiones y fracturas transversales. Todo este conjunto se encuentra alineado con elementos similares de dislocación presentes en las sierras de Valle Fértil, Chepes-Los Llanos y se prolongan hasta la depresión de Salinas Grandes en Córdoba.

Esta gran alineación estructural corresponde a una zona de megafracturación, que fue bautizada por Baldis *et. al.* (1975) como "Megafractura de Salinas Grandes".

Destacaremos además, dentro de la fracturación menor, algunas direcciones dominantes, en correspondencia con posibles sistemas de alivio de tensiones, referidos a las fracturas regionales.

El conjunto deformado es, en realidad, la suma de sucesivos procesos tectónicos a través de su historia geológica. Es importante destacar que las sucesivas direcciones de ruptura principal se han producido

manteniendo un predominio de rumbos que varía dentro del cuadrante NNE-NNO. Este hecho, destacable de la simple observación de estructuras principales, nos permite inferir que *existe permanentemente la posibilidad de activación de antiguas líneas estructurales*. Podemos en consecuencia definir a toda la comarca como potencialmente activa con respecto a direcciones de fuerzas correspondientes con los sistemas visibles.

En la figura 2 hemos tratado de representar las posibles direcciones de las fuerzas actuantes que produjeron (no necesariamente dentro del mismo ciclo de deformación), los principales planos de fracturación frontal, acordes con los sistemas teóricos de Moody y Hill (1956).

El sentido de las fuerzas está determinado por el hecho de que todas las fracturas principales de la comarca son de tipo inverso, generadas por compresión, según las interpretaciones de profundidad ya efectuadas por F. González Bonorino (1950) para el sistema pampeano y Baldis y Chebli (1969) para el precordillerano.

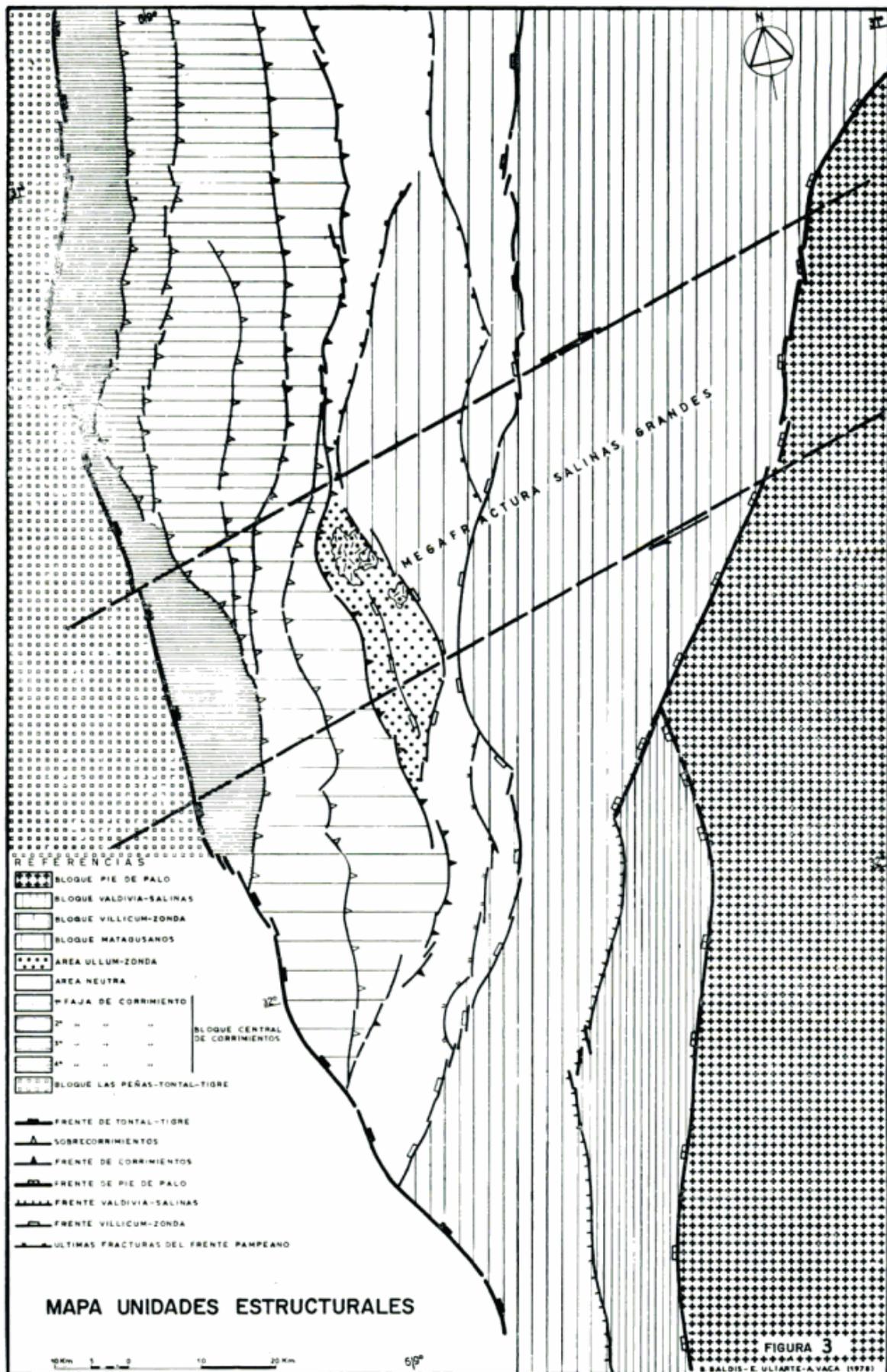
Analisis de unidades estructurales

Basándonos en el comportamiento interno, y en su delimitación por grandes fracturas de tipo regional, podemos subdividir a la comarca estudiada en varias unidades de tipo estructural, las que deben ser tratadas sucesivamente, a fin de poder compaginar los efectos de las interacciones entre las mismas y explicar las distintas capacidades en cuanto a su movilidad y a los esfuerzos a que han estado sometidas.

Es así que en la figura 3 se han discriminado estas unidades, que estructuralmente pueden considerarse como mega-bloques, con comportamiento propio y definido. Se describen a continuación cada mega-unidad y sus particularidades geotectónicas.

a) Sierra de Pie de Palo

La Sierra de Pie de Palo, parte de la cual aparece en el sector NE de nuestra comarca, ha sido considerada siempre, en el consenso geológico, como una unidad estructural "anómala", tanto por su posición de flanco con relación a las Sierras Pampeanas, como por la carencia de una interpretación geoestructural.



En la figura 4, se esboza la posición regional de la sierra con respecto a la indiscutiblemente pampeana sierra de Valle Fértil-La Huerta. Internamente la sierra presenta dos sistemas conjugados de fracturación, de los cuales se destaca uno de dirección NE-SO. A ello hay que sumar un tercer sistema, aproximadamente N-S, del cual participan fracturas de borde del sistema orográfico, destacándose principalmente las del flanco oriental, probadamente activas durante el reciente sismo de 1977.

Ninguno de los tres sistemas mencionados aparenta generar grandes rechazos verticales; sin embargo, es dable destacar el fuerte hundimiento de los bolsones de flanco que limitan la sierra, evidenciados por la espesa acumulación terciario-cuartaria, en las depresiones del valle del Bermejo y del valle de Tulum (Rocca, 1970 a y 1970 b; Ortiz y Zambrano, 1975, Ortiz, Eder y Vaca, 1975).

A los tres sistemas anteriores debemos agregar dos grandes fracturas, aproximadamente E-O, que dividen a la sierra en tres grandes bloques posiblemente móviles o interactivos. Estas dos fracturas, a las cuales se asocian algunas subparalelas de menor magnitud, se corresponden exactamente con los límites laterales de la mega-fractura Salinas Grandes, ya mencionadas (fig. 4).

Desde un punto de vista morfológico-estratigráfico, en la sierra de Pie de Palo llaman la atención dos hechos notables: a) su sistema de drenaje centrífugo, unido a una superficie de integración de crestas, que pueden interpretarse como un verdadero pedimento arqueado perimetralmente, y b) la total ausencia de relictos de sedimentitas terciarias o anteriores exceptuadas las que aparecen como cinturón de afloramientos de piedemonte.

Los dos aspectos así destacados, nos sugieren que el bloque ha sido, por lo menos desde el Terciario, una superficie de degradación. La notable convexidad de esta superficie nos sugiere una deformación de la misma en forma de arco periclinal, alargado en sentido N-S, con interrupciones marcadas por la fracturación meridiana y la este-oeste.

El conjunto, estructuralmente, adquiere una forma de gran domo, no necesariamente producido por empuje magmático, sino explicable en tanto las fracturas de borde de sierra sean consideradas como un sistema antitético. En tal caso, un empuje lateral puede generar una fuerte componente

vertical, produciendo el combamiento en arco. La presencia de un sistema antitético activo puede probarse fácilmente analizando los perfiles geoelectricos obtenidos a ambos flancos de la sierra, donde se observa la presencia de fracturas que afectan al Cuartario, y que podemos considerar de actividad actual (Rocca, 1970 a, 1970 b). Para una discusión sobre actividad de fallas ver Cluff y Brogan (1974).

La presencia de un combamiento en arco no es general a todo el sistema pampeano, pero debemos aceptar aquí la posibilidad de su existencia, incluyendo las ideas fundamentales de Penck (1920). Cuerda (1973) acepta curvaturas de tipo braquianticlinal para Pie de Palo, especialmente para su perfil longitudinal, pero a ello debemos agregar que en el caso de este sistema serrano debe aceptarse también una comba simétrica en sentido transversal.

Si bien no cae completamente dentro de nuestra comarca, debemos mencionar el bloque cubierto y activo que se encuentra ubicado al sur de la sierra Pie de Palo, y recientemente estudiado por Ortiz y Zambrano (1975) y Zambrano *et al.* (1976).

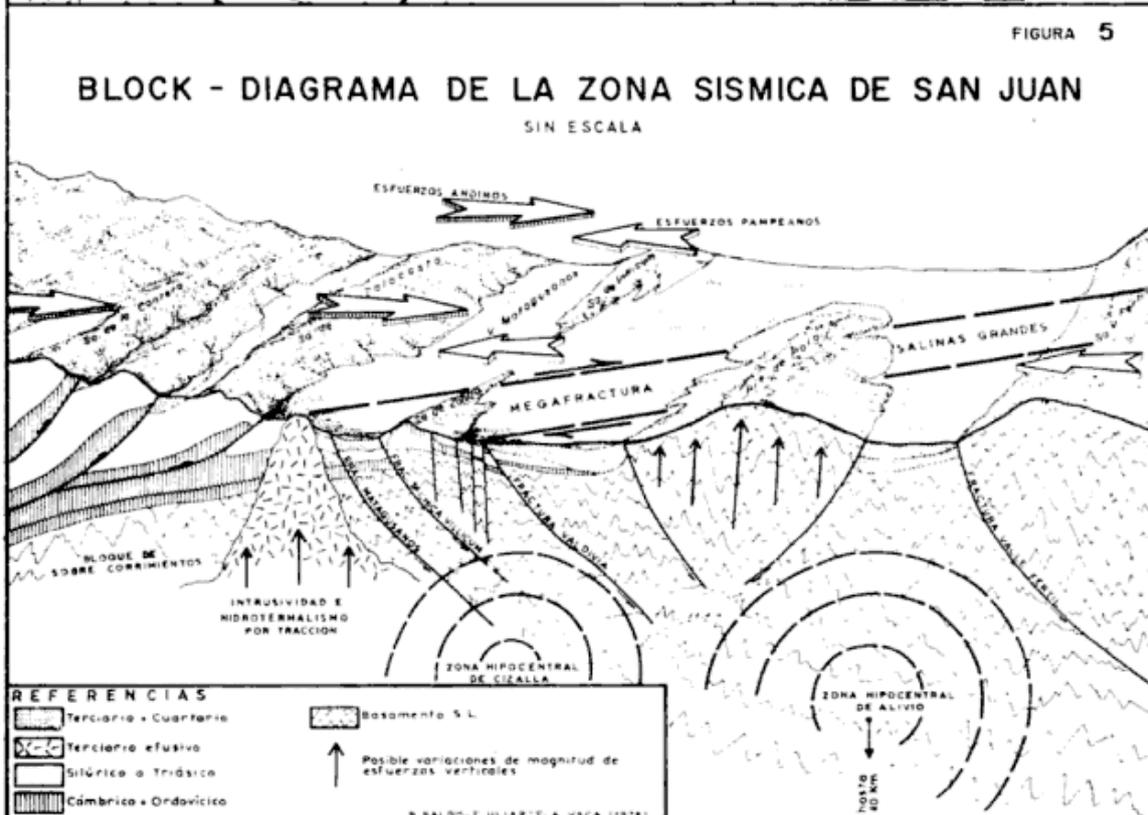
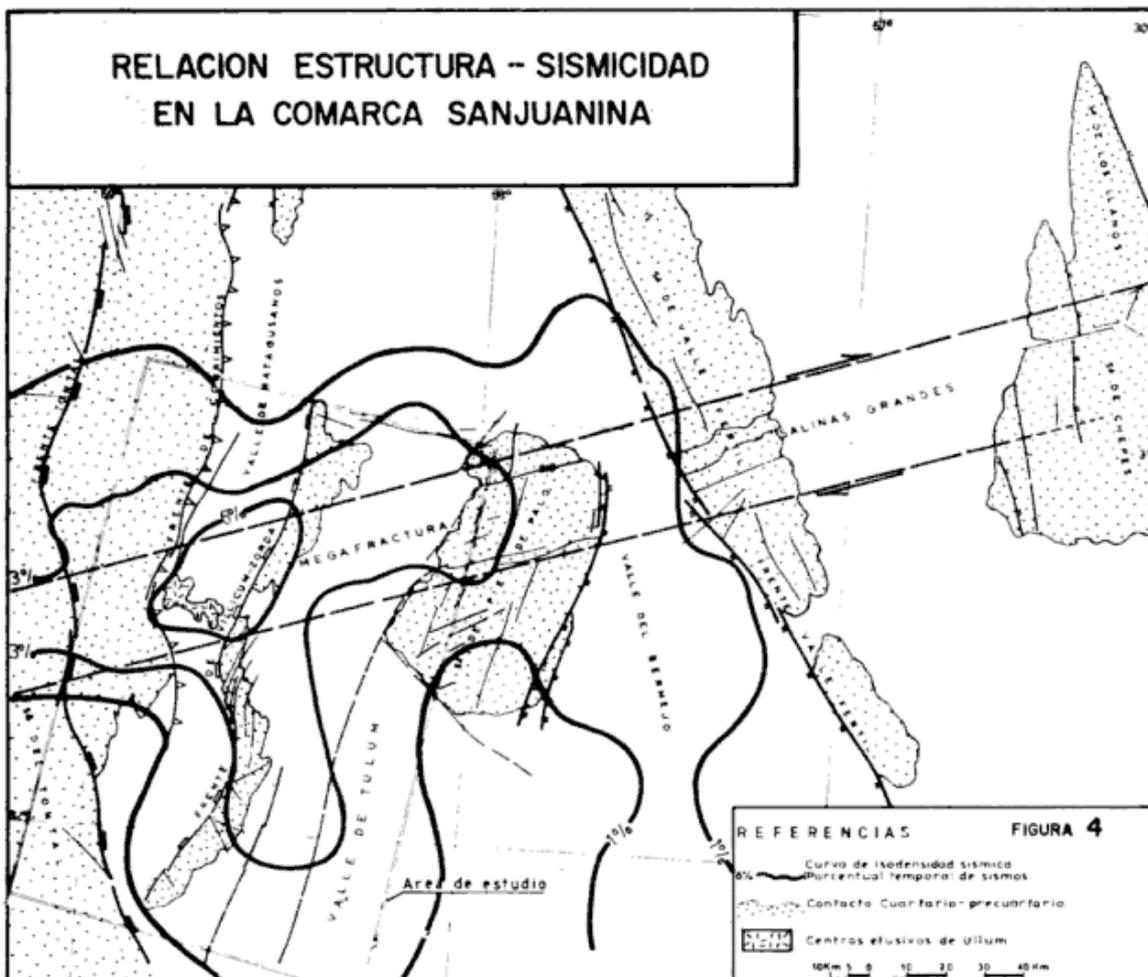
La presencia del bloque indica movimientos de ascenso actuales de las unidades de flanco pampeano, manifestadas en el traslado progresivo de la red de drenaje de los grandes ríos de la zona (ríos Mendoza y Tunuyán).

b) Sistema de los cerros Barbosa-Valdivia-Salinas.

Inmediatamente al oeste del mega-bloque de Pie de Palo, se desarrolla la llanura conocida como Valle de Tulum, cuya estructura profunda es poco conocida en la actualidad pero que se halla vinculada, indudablemente, con las desarrolladas en la planicie ante-precordillerana de Mendoza (Rolleri y Criado, 1969).

Hemos marcado en la fig. 3, una fractura que, partiendo del cerro Barbosa se dirige directamente hacia el sur. La misma se encuentra apoyada por datos de geoelectrica en el valle de Tulum (Rocca 1970 a) y ha sido detectada por sísmica hacia el sur, en dirección a Mendoza, según Rolleri (1969). Su inclusión se debe a la observación de una manifiesta ruptura morfológica o de distribución de suelos, observable en las imágenes de satélite.

Pero sí, indudablemente, existe una continuidad estructural de los afloramientos,



que incluyen rocas de basamento de los cerros Barbosa, Valdivia, Salinas, y que definen una antigua fractura que ha controlado la depositación del Paleozoico inferior, y ha mantenido la posición de un bloque pampeano de tipo unificado, al oeste de la sierra Pie de Palo. Actualmente el mismo se encuentra interrumpido al norte de cerro Salinas, por fracturas de alivio de su frente principal.

Mantenemos dudas de la supuesta participación del cerro Barbosa dentro del frente de afloramientos, sugiriendo como segunda hipótesis que el mismo pudiera pertenecer a la gran fractura de retaguardia inferida anteriormente.

No cabe duda, sin embargo, de la continuidad del bloque Valdivia-Salinas, ni de la posición inclinada al oriente de la fractura inversa limitante (Ortiz *et. al.* 1975; Vaca, 1977).

c) Sistema de Villicum-Zonda-Pedernal

El conjunto de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y Pedernal puede interpretarse como una unidad estructural continua, ya que las mismas se encuentran delimitadas por una misma fractura regional que, con rumbo general N-S, sufre varias inflexiones de tipo sigmoidal, y se desarrolla desde el paralelo 31° aproximadamente hasta el límite provincial San Juan-Mendoza.

Todo el sistema ha sido definido por Zambrano (1976) como una unidad con rasgos de provincia geológica, ya que posee características estratigráficas independientes principalmente referidas al desarrollo del Cámbrico marino y Paleozoico inferior, que la diferencian de las Sierras Pampeanas, y una contraposición estructural (fracturas con plano inclinado al este) que la diferencian netamente de la clásica estructura de corrimientos de la Precordillera Central.

No entraremos a discutir el concepto utilizado para separar esta comarca de la Precordillera, pero sí podemos afirmar que estructuralmente conforma una unidad fácilmente identificable al poniente de las Sierras Pampeanas.

Rolleri (1969), supuso una separación estructural entre la sierra de Villicum y la sierra Chica de Zonda, marcada por una estimación de la continuidad estructural hacia el valle del Tulum de la depresión de

Matagusanos, distribución estructural también insinuada por Baldis y Chebli (1969).

Sin embargo, el relevamiento geoelectrónico presentado por Rocca (1970 a) de esta zona, indica claramente la presencia continua de una fractura, con un rechazo vertical mínimo de 500 m, ubicada en el flanco occidental de la Loma de Las Tapias, que empalma las fallas de flanco de las sierras de Villicum y Chica de Zonda. Esta fractura controla la depositación del Cuaternario, evidenciado por el brusco incremento de su espesor en el Valle de Ullum y produce el endicamiento morfológico actual del río San Juan. Sin embargo, es indudable que Loma de Las Tapias, pese a formar parte del bloque elevado Villicum-Zonda, ha sido una zona deprimida, con respecto a ambas sierras durante el Terciario, lo que se evidencia por la espesa acumulación de sus sedimentos.

Esta circunstancia puede interpretarse si asumimos la posibilidad de que el sistema Villicum-Pedernal varía en estilo tectónico, en sentido N-S, como se manifiesta por la disposición de las fracturas secundarias marcadas en la Fig. 2. De tal manera, podemos dividir al megabloque en cuatro sectores de estilo tectónico secundario particular:

1) La Sierra de Villicum

Este tramo, desarrollado desde el paralelo de Talacasto, hasta aproximadamente la localidad de Albardón, se caracteriza por ser un bloque con algunas fracturas paralelas a la del frente de elevación, lo que produce un sistema menor de pseudoimbricación, bien demostrado por Treo (1977) y Uliarte (1977), que puede resolverse en profundidad como un conjunto de sobrecorrimientos con planos de despegue en la F. Villicum.

A este sistema, paralelo al rumbo de la estructura regional, se suma un sistema conjugado de fracturación de segundo orden en el frente de empuje, según la resolución del diagrama de Moody y Hill (1956).

Este sistema conjugado, es evidente que responde a fuerzas de alivio del frente principal de deformación y que ha roto al mismo en pequeños bloques desplazados entre sí (Fig. 1). La fracturación de alivio se refleja, a retaguardia del mega-bloque, como un control actual en el drenaje, que se desarrolla entre los afloramientos terciarios, dando a los mismos formas de espo-

lones, con vértice en contrapendiente, y produciendo la dicotomización de la red de drenaje en dirección a la cuenca endorreica de Angaco.

El sistema conjugado aparenta poseer también rechazos verticales apreciables, ya que afloran debido a un sistema par de fracturación, espesas columnas de Paleozoico inferior, sobrayacentes a la Formación San Juan.

II) Loma de Las Tapias

Como ya mencionáramos, es indudable la continuación, en el flanco oeste de la Loma de Las Tapias, de la fractura de Villicum. Morfológicamente puede determinarse por la alineación de los afloramientos y, desde el punto de vista estructural, Groeber y Tapia (1926) y Heim (1952), han establecido que la estructura mayor corresponde a un anticlinal asimétrico al oeste. Ello permite inferir que, 1) la fuerza plegante provino del naciente y 2) existe un control de zócalo marcado posiblemente por un bloque de caliza infrayacente.

El desarrollo de toda esta zona deprimida evidentemente durante el Terciario, coincide con la intersección entre el mega-bloque de Villicum-Zonda y la faja de megafracturación de Salinas Grandes.

III) Sierra Chica de Zonda

Desde el extremo norte de esta sierra hasta la latitud de Rinconada, el estilo tectónico se caracteriza por la continuación del frente regional de elevación del mega-bloque que comienza a torcer progresivamente hacia el SE a partir de la quebrada de Zonda. En el desarrollo de este arco de la fractura regional, se implanta un sistema de fracturación oblicuo al mismo, formado por fracturas subparalelas, aparentemente de gran angularidad a verticales, y que interceptan a la falla regional, constituyendo una serie de sub-bloques alargados, levemente desplazados entre sí, de rumbo NNE-SSO. Una de estas fracturas puede continuarse en el área pedemontana, e identificarse como una de las "fracturas sísmicas", activas en el terremoto de 1944.

Las alineaciones observables en las imágenes de satélite nos indican que posiblemente este sistema oblicuo se continúa hacia el NE hasta el flanco oriental de la sierra de Villicum, donde se evidencia también por fallas visiblemente activas. Existe

un probable control del Cuaternario en la zona intermedia entre Pocito y La Laja, tal como se pone de manifiesto en el trabajo de subsuelo de Rocca (1970 a).

IV) Sector Carpintería-Pedernal

En este tramo austral del sistema vuelven a presentarse algunas de las características que definieron a la comarca de Villicum, en tanto domina un sistema de fracturación subparalelo al regional, reflejado en repeticiones por corrimiento dentro de las calizas. El ejemplo más notable lo constituye la sierra de Pedernal, donde Harrington (1971) y Vaca (1977) destacan la dicha multifracturación.

Como segundo sistema principal de ruptura, el sector se puede dividir en varios bloques limitados por fallas en posición casi normal al frente de fracturación, entre las que se destacan las que pasan por la quebrada de la Flecha y río del Agua y Acequión (Braccini, 1946; Vaca, 1977). Este sistema tiene una fuerte componente vertical, y el bloque del sector de los Berros aparenta estar hundido con relación a los adyacentes.

Un tercer sistema conjugado, similar al de las Sierras de Villicum, rompe el frente principal en pequeños bloques, con rechazo horizontal aparente pequeño. Los autores dudan en incluir en este sistema al anteriormente mencionado, pero aparentemente formarían parte del mismo algunas rupturas de gran magnitud, que se continúan hacia el poniente, dentro del sector de acunamiento austral del bloque de corrimientos precordilleranos.

Si bien no está absolutamente definida la terminación austral del bloque Villicum-Pedernal, es evidente el choque de rumbo de su estructura contra el flanco oriental del bloque Tantal-Villavicencio, a la latitud del río Riquiliponche (Harrington, 1971).

Vinculados a toda la estructura del Villicum-Pedernal, se encuentran algunos bloques que se anteponen al frente de empuje, a manera de espolones situados a su vanguardia.

d) Valle de Matagusanos y sierra Alta... de Zonda

La depresión de Matagusanos no es un simple valle geográfico que separa la precordillera Oriental de la Central. Su máxima depresión geográfica actual y posible-

mente la máxima de tipo estructural se encuentra desplazada hacia el naciente. Sus porciones laterales, y principalmente la occidental, están ocupadas por amplios afloramientos de Terciario, con bajo grado aparente de deformación estructural.

Ya hemos manifestado la imposibilidad de una continuación estructural de esta depresión hacia el valle de Tulum, por la continuidad del frente de fracturación de Villicum-Zonda. Ello hace que la depresión se acuñe rápidamente en dirección al río San Juan, quedando casi estrangulada frente a la Sierra Alta de Zonda en su parte media.

El conocimiento del subsuelo de esta comarca es bastante escaso, en tanto no se ha desarrollado exploración geofísica profunda en la misma. Desde el punto de vista geológico superficial, destacaremos los hechos siguientes:

- a) frente a la sierra Villicum ya hemos manifestado la presencia de Terciario en Lomas de Ullum y continuación norte, plegado y aparentemente fracturado en su flanco oeste. No hay pruebas de que la dislocación sea de gran magnitud en cuanto a su desplazamiento vertical.
- b) en la parte centro-occidental del valle una amplia lomada de afloramientos terciarios, se desarrolla desde Ullum hasta Talacasto, en posición oblicua al eje de la depresión. La misma constituye un anticlinal asimétrico al oeste, elongado y fracturado en su ala abrupta. Sobre él se imponen fracturas conjugadas de alivio, que provocan rechazos e inflexiones del frente de elevación. Si bien no existen manifestaciones destacables de fracturación sobre el ala oriental, podemos asumir que tampoco es muy fuerte el rechazo vertical del frente de fracturación.
- c) contra el bloque precordillerano central existe una depresión menor ocupada por afloramientos saltuarios de sedimentitas terciarias, que se expanden progresivamente al N de la quebrada de Talacasto. Tales afloramientos buzan generalmente al naciente y están rebatidos contra el frente de corrimientos precordilleranos (Rolleri, 1969; Baldís y Chebli, 1969).

Estos afloramientos están frecuentemente afectados por fracturas inversas cortas y oblicuas al frente de corrimientos precordilleranos, marcando cuñas apretadas y fuertemente plegadas, en especial al norte de Talacasto y en el flanco oriental del cerro del Sapo.

Resumiendo el tema de la estructura general del valle de Matagusanos, sólo podemos afirmar que en su interior existe un conjunto terciario plegado en forma de estructuras de gran longitud de onda, afectadas por fracturas de rechazo aparente escaso. Si a ello sumamos los grandes espesores de sedimentitas terciarias, estimados por Zambrano (1976) en más de 6.000 m, debemos aceptar un comportamiento general francamente hundante. Aparentemente, se comportaría como un bloque estructural negativo, en cuyo sustrato debe sumarse además, apreciable espesor de Paleozoico, incluyendo las calizas cámbricas y ordovícicas.

A la latitud del río San Juan, la comarca intrusiva terciaria de Ullum-Zonda nos indica zonas de tensión, vinculadas, como ya se dijo, a la intersección con la megafractura Salinas Grandes.

Más hacia el sur se destaca la presencia de un elemento estructural de impresionante continuidad, aparentemente anómalo, que constituye la Sierra Alta de Zonda, clasificable como un enorme anticlinal, levemente curvado con cierre manifiesto hacia el sur y simétricamente fallado en los flancos.

Tanto la inclinación de su eje de buzamiento en dirección austral, como el acercamiento de las fracturas de flanco nos indican un hundimiento de las mismas hacia estancia Maradona (Braccacini, 1950).

La generación de la Sierra Alta de Zonda puede atribuirse a dos posibilidades: La primera, que sea una estructura de tipo antitética formada por contraposición de los esfuerzos de la Sierra Chica de Zonda y de los esfuerzos de Precordillera dando así una estructura de tipo compresivo, y la segunda que sea una estructura dómica con un núcleo no aflorante de cámara magmática, relacionada con la intrusividad neoterciaria. Las dos hipótesis explican que este elemento se comporte en forma más o menos rígida, como una zona de reacción ante eventuales empujes del este u oeste.

Al sur de la Sierra Alta de Zonda se mantiene una faja de depresión terciaria con elementos estructurales limitados por fracturas curvadas geográficamente y que

contornean el rápido acuñaamiento de los corrimientos precordilleranos y de la sierra de Pedernal.

e) La unidad Central de Corrimientos

La presencia de una faja de sobrecorrimientos en la precordillera fue establecida por Baldis y Chebli (1969), en base al estudio de la tectónica de zócalo y el comportamiento de los bloques alargados meridionalmente que se interpone entre las altas sierras de Tigre y Tontal y la depresión de Matagusanos.

La unidad de control de la fracturación ha sido probada como las calizas de la F. San Juan. Más recientemente, Baldis (1975) ha sugerido que el conjunto de corrimientos se ha producido sobre un paleobloque, relativamente estable desde el Paleozoico hasta el Terciario Superior, que se adosaba al bloque tectónico del Tontal desde la sierra de Las Peñas en Mendoza hasta más al norte de Jugué, en La Rioja.

Nuestra comarca abarca la parte austral de esta faja de corrimientos, e incluye su acuñaamiento final. Al norte del río San Juan, se puede señalar la presencia de cinco unidades de corrimientos, correspondientes a las fajas de Invernadas, Gualilán, sierra de La Cantera, Crucecita y Talacasto, de oeste a este.

Al sur del río San Juan, comienza la progresiva desaparición de los mismos, en un área definible como de acuñaamiento y fuerte compresión del megabloque primitivo.

Desde el punto de vista de los sistemas de fractura, comienza a perderse su paralelismo, con tendencia a curvamientos y aparición de sistemas antitéticos para cada faja sobrecorrida, adquiriendo, en dirección austral, cada vez mayor magnitud el sistema complementario. Desde Maradona al sur, se produce la culminación de las cuñas falladas en ambos flancos y dispuestas "en eche-lon".

Como sistema secundario de fracturación mencionaremos especialmente al norte del río San Juan sistemas conjugados de fracturas transversales menores que afectan principalmente los frentes calizos de corrimiento. En el tramo meridional del río San Juan, el valle del río Uruguay se corresponde con una fractura oblicua de gran magnitud que se continúa dentro del bloque del Tontal hasta el flanco occidental

del mismo, alineada con la megafractura de Salinas Grandes y que consideramos como una manifestación intraprecordillerana de la misma.

Al producirse el conjunto escalonado de finalización austral de los bloques de corrimiento se hace presente un sistema secundario de fracturación NO-SE que corta uno o más bloques y que se prolongan desde el frente de Tontal hasta el frente de la sierra de Pedernal. Consideramos a este sistema austral como de alto ángulo generado por el aumento rápido de compresión contra el vértice de la cuña central de la Precordillera, zona de máxima deformación.

f) Bloque de Las Peñas-Tontal-Tigre

Las altas sierras de Las Peñas-Tontal-Tigre ya fueron consideradas en cuanto a su génesis como producto de deformación tectónica y es por ello que fue denominada como Protoprecordillera. Desde el punto de vista estructural es indudable que el frente de fracturación oriental se ha comportado constantemente como un frente de empuje hacia el naciente y del mismo han partido las fuerzas generadoras de las fajas de corrimiento.

Todo el sistema constituye un bloque con fracturas en abanico posiblemente de tipo antitético pero marcado principalmente por su frente oriental, de empuje por un sistema contrabuzante occidental que produce sucesivos escalones decrecientes hacia el valle de Calingasta-Barreal. Dentro del núcleo central existen fracturas menores posiblemente pertenecientes a un sistema de alivio.

El hecho mayor que debemos destacar es que el frente de fracturación de Las Peñas-Tontal-Tigre se dispone en una posición central y aún con tendencia a occidental, en el tramo de la Precordillera entre los ríos Jáchal y San Juan. A partir de éste hacia el sur, se desplaza progresivamente al este, acuñaándose y desapareciendo contra el mismo sucesivamente la Precordillera Central y la Precordillera Oriental. De esta manera, ya en Mendoza el frente constituye el verdadero borde Oriental de la Precordillera.

Conclusiones

Estableceremos tres conclusiones estructurales fundamentales para nuestro estudio,

basadas en el análisis y descripción de los elementos deformados, efectuados en el capítulo anterior.

1a. Conclusión

De la observación de conjunto del mapa de direcciones principales de esfuerzos (Fig. 2), surge como primera conclusión, la presencia de dos direcciones opuestas y levemente divergentes, que se contraponen en una estrecha faja ubicada en el flanco oeste del bolsón de Matagusanos y luego al sur, al oeste de las sierras Chica de Zonda y Pedernal.

De ambas direcciones, una proviene del este y la denominaremos EMPUJES PAMPEANOS. Es la responsable de la ruptura de los bloques de Pie de Palo, Valvidia-Salinas, Villicum-Zonda-Pedernal, y de bloques menores al oeste de este último (Fig. 3).

En contraposición, se destacan los EMPUJES ANDINOS, procedentes del oeste y responsables de la ruptura del frente de Las Peñas-Tontal-Tigre y de la unidad central de corrimientos precordilleranos (Fig. 3).

Obsérvese que la generación de los distintos bloques no corresponde a una fase única de deformación, sino que constituye la resultante de la suma de los distintos ciclos orotectónicos, iniciados quizás con las fases assyntica a tónica.

Es evidente que las fases primigenias de deformación condicionaron las rupturas subsiguientes, especialmente si consideramos que las direcciones de las fracturas más antiguas son subparalelas al borde del primitivo núcleo rígido, o en otras palabras, periféricas al cratógeno central, en el concepto de Bracaccini (1960).

Dicho elemento, siempre generador de esfuerzos, o trasladante de otros procedentes del este, ha oficiado como permanente activador de las fracturas paralelas al mismo. Es por ello que podemos afirmar que, potencialmente, todas las fracturas regionales de la comarca pampeana han tenido o tienen aún perspectivas de reactivación.

Análogamente, características de reactivación permanente se presentan en todas las fracturas principales de origen andino, como se evidencia en los sedimentos cuaternarios dislocados de los flancos del Tontal, o del frente de corrimientos.

2a. Conclusión

La sierra Chica de Zonda es, de toda la comarca estudiada, la más conspicua por su estilo tectónico, ya que presenta un sistema de fracturación de cizalla, de gran magnitud y plenamente activo que, como ya dijimos, incluye varias fracturas "sísmicas" o reactivadas durante recientes movimientos tectónicos.

El análisis de las direcciones de fuerzas demuestra que la fracturación por cizalla se produce a raíz de una componente sudoeste por empuje andino. De ello se infiere que su actuación debe producir fuertes desplazamientos horizontales concomitantes.

El efecto de flexión del frente de fracturamiento de la Sierra Chica de Zonda se debe a la presencia de una estructura relativamente rígida, por su simetría estructural y su composición interna, como es el centro intrusivo de Ullum y la Sierra Alta de Zonda.

3a. Conclusión

En correspondencia con la zona de cizalla, así como en coincidencia con la zona fracturada de Loma de Las Tapias, se puede establecer la faja de influencia de megafracturación de Salinas Grandes. A ella debemos agregar la ubicación, dentro de la misma, de las áreas termales de Villicum y la ubicación de los cuerpos intrusivos terciarios de Ullum.

La posición estructural de estos últimos y su edad, controlada radimétricamente (Leveratto, 1976), sumada a la presencia de niveles cineríticos asociados, dislocados por posteriores sobrecorrimientos, permiten suponer que la zona de emplazamiento pudo ser tensoactiva en dichas edades. Su ubicación dentro de un frente de corrimientos netamente compresional, puede deberse a dos posibilidades.

- a) Que haya sido una zona neutra, de esfuerzos ya sea pivotantes o de tracción perimetral;
- b) Que se haya producido una fracturación de tipo transcurrente relacionada con la actividad de la megafractura de Salinas Grandes.

Se puede suponer que la estructura dómica de estos intrusivos indica fuerzas de empuje vertical dominante para su implantación, quizás vinculadas con una fracturación de alto ángulo preexistente, conectadas a cámara magmáticas más profundas.

Estructura y sismicidad

Los autores creen necesario hacer algunas reflexiones acerca de la vinculación entre la información geológico-estructural y la geofísica procedente de datos o interpretaciones sismológicas.

Como un intento de establecer tal vinculación a los fines del presente trabajo, hemos considerado representativo de la relación estructura-sismicidad el suponer dos mapas: uno que representa la estructura geológica y el otro la densidad de sismos registrados en la zona.

Los mapas de densidad sísmica son aquellos que reflejan la permanente actividad tectónica, con su mayor o menor densidad de movimientos mensurables en función de su distribución geográfica, es decir que pueden indicar no sólo una mayor densidad de planos de fracturación activos, sino también una mayor constancia en el proceso de acumulación y liberación de fuerzas.

De los distintos trabajos geofísicos para la comarca precordillerana, el de Pimstein (1971) se seleccionó para la graficación de las curvas de isodensidad. Del análisis de este trabajo surgió que, para la comarca precordillerano-pampeana de San Juan, se podía observar la alineación de entornos de porcentajes sísmicos en varias direcciones geográficamente definibles. Las curvas de isodensidad fueron adaptadas a la información acumulada últimamente y volcadas a la figura 4, sobre la interpretación estructural regional de la comarca pampeana precordillerana.

La simple observación de la figura 4 indica la coincidencia de las curvas con los elementos estructurales mayores, de manera tal que el mayor porcentaje de hipocentros comprendidos en la curva de 6 % se corresponde con la intersección de la megafractura de Salinas Grandes con la zona que va desde el frente Villicum-Zonda hasta el frente de corrimientos de Precordillera.

La curva de 3 % abarca la parte norte del valle de Tulum hasta el borde de la sierra de Pie de Palo y hacia el oeste hasta el frente de la sierra de Tontal, siempre desarrollada sobre la faja de megafracturación. Al sur, una prolongación de esta curva comprende a la faja de cizalladura de la Sierra Chica de Zonda hasta la parte central del valle de Tulum. Si interpretamos la zona extendida a la faja de megafracturación como condicionada por la misma, la mayor actividad se produce en

el valle de Matagusanos, en correspondencia con la zona de choque de fuerzas andinas y pampeanas.

La experiencia recogida al preparar este trabajo coincide con las discusiones recientes de los últimos simposios internacionales sobre actividad, prevención u origen de los sismos. En ellos se ha destacado la carencia de una coordinación entre los datos geológicos y geofísicos para una explicación racional de la sismicidad, en tanto ésta es un efecto del comportamiento de masas rocosas de las zonas cortical y astenosférica terrestres.

Generalmente, están desvinculadas las explicaciones de la ubicación de los hipocentros sísmicos con respecto a las estructuras visibles en superficie, principalmente en comarcas de escasos estudios estructurales de profundidad, como lo es el continente sudamericano. Como paliativo, en tiempos recientes, se explica la sismicidad como producto de la deriva continental, o más específicamente por la interacción de placas dentro del marco de la teoría de la tectónica global.

Estas interpretaciones tienen más validez cuanto más cercanos están los hipocentros a los planos de resolución del fenómeno global, y que especialmente al que ellos mismos han determinado como principal, conocido como plano de Benioff. Sin embargo, cuanto más "internos" dentro del continente son los hipocentros, tanto más difícil es su explicación, pues se desplazan con respecto al frente de empuje sudamericano. Así, la Geofísica interpreta muchas veces el hipocentro profundo únicamente en relación al plano basal de la corteza en su sentido de comportamiento mecánico. Ello se debe principalmente a que existen pocas interpretaciones de las estructuras mayores aflorantes que puedan ser llevadas a mediana o gran profundidad, para establecer la conexión entre las mismas y los distintos planos de comportamiento plástico en profundidad.

Para los autores, el carácter sísmico de una región, no sólo debe estar dado por la magnitud de los movimientos, sino también por la frecuencia con que se producen. En efecto, desde un punto de vista geológico, cada fenómeno de liberación de fuerzas que representa un sismo, no es más que el desencadenante de un pequeño desplazamiento que integra un conjunto de deformaciones denominado ciclo tectónico, eventualmente responsables de procesos orogénicos.

Por lo tanto, la movilidad de una comarca está dada por la suma de desplazamientos en un intervalo de tiempo geológico determinado, de tal manera que deben considerarse no sólo los de magnitud apreciable (sismos mayores) sino además aquellos que producen pequeñas rupturas morfo-mecánicas.

Estos pequeños movimientos, de carácter local, reflejan la actividad permanente de superficies de ruptura y liberación de fuerzas, y son registrados por las redes regionales de sismómetros como "microsismos", siendo generalmente despreciados u olvidados en la computación estadística.

Este hecho es lógico si los consideramos inocuos desde el punto de vista de su peligrosidad o espectacularidad. Sin embargo, debemos nuevamente recalcar que los mismos reflejan descargas de fuerzas sobre planos de ruptura determinados, es decir planos geológico-estructurales (fallas, fracturas, etc.).

En los estudios sísmicos, tanto locales como regionales, la expresión más frecuente de vuelco de datos, es la de distribución en mapas, de los hipocentros o de su reflejo superficial, los epicentros. Es frecuente, además, que se discrimine la magnitud en alguna de las escalas en boga, y su profundidad cuando hay una representación epicentral. Pero, quizás debido a una razón de representatividad gráfica, sólo se vuelca información a partir de una magnitud determinada. Evidentemente, esta representación no refleja la continuidad de un proceso activo, en tanto elimina la información

de los datos de menor magnitud y, generalmente más frecuentes.

Para establecer una vinculación entre geología y geofísica, es conveniente, desde el punto de vista regional, utilizar mapas de densidad sísmica, en tanto los mismos reflejan, con información parcial o total, las zonas de mayor frecuencia de descarga de esfuerzos, y por lo tanto, aquellas zonas de mayor densidad de superficie activa de elementos de fracturación. Pudiendo agregarse eventualmente las representaciones de energía total liberada.

Todas las consideraciones precedentes las creemos válidas para zonas regionalmente pequeñas, pero sísmicamente hiperactivas, tal como la que nos ocupa, ya que una representación de hipocentros de alta magnitud en un mapa continental a gran escala reflejará, lógicamente, tendencias de alineación de megaelementos de control de esfuerzos, útiles desde la óptica de una tectónica continental, pero carentes de interés para el análisis de la relación entre sismicidad y riesgo total humano.

Por último destacaremos que uno de los errores más graves que se cometen en las interpretaciones de los hipocentros es la de volcar en un perfil transversal en un meridiano cualquiera las proyecciones de hipocentros registrados dentro de una banda geográfica lo suficientemente ancha como para no guardar ninguna relación con las estructuras geológicas causantes de los mismos. En estos casos el resultado carece totalmente de vinculación con la disposición tridimensional de las causales de los efectos registrados.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J., 1954. *Estructura de las formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda (San Juan)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IX (1). Bs. As.
- Amos, A. J. y E. O. Rolleri, 1964. *El Carbónico marino en el Valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza)* Bol. Inf. Petrol. 368, Bs. As.
- Aparicio, E. P., 1975. *Mapa Geológico de San Juan*. Inst. Inv. Geol. U.N.S.J. San Juan.
- Baldis, B. A., 1970. *Estratigrafía del Devónico de la Precordillera entre los paralelos 30° y 32°*. Tesis inédita U.N.B.A. Bs. As.
- Baldis, B. A., 1975. *Acerca de la estructura profunda en la precordillera central*. Rev. Minera XXXIII (1/2). Bs. As.
- Baldis, B. A. y G. A. Chebli, 1969. *Estructura profunda del área central de la precordillera sanjuanina*. Actas IV Jorn. Geol. Arg. I. Bs. As.
- Baldis, B. A. y G. Blasco, 1975. *Primeros trilobitos ashgilianos del Ordovícico sudamericano*. Actas I Cong. Argentino Paleont. y Bioestr. I. Bs. As.
- Baldis, B. A., J. G. Viramonte y J. A. Salfity, 1975. *Geotectónica de la comarca comprendida entre el cratógeno central argentino y el borde austral de la Puna*. Actas II Cong. Ibero-Amer. Geol. Econ. IV. Bs. As.
- Borrello, A. V., 1969. *El flysch paleoídico de Mendoza*. Actas IV Jorn. Geol. Arg. I. Bs. As.
- Bracaccini, O., 1946. *Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina*. Bol. Inf. Petrol. (258, 260, 261, 262, 263, 264). Bs. As.

- 1950. *Investigaciones tectónicas en la precordillera sanjuanina*. Bol. Inf. Petrol. (301). Bs. As.
- 1960. *Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina*. Petrotecnia 10 (6). Bs. As.
- Cluff, S. y G. E. Brogan, 1974. *Investigation and Evaluation of fault activity in the U.S.A. II Intern. Cong., Intern. Ass. Eng. Geol. (II)* San Pablo.
- Cuerda, A. J., 1973. *Sierras Pampeanas. Una nueva interpretación de su estructura*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXVIII (3). Bs. As.
- y G. Furque, 1975. *Nuevos datos sobre la paleobiografía de la formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera*. Actas I Cong. Arg. Paleont. y Bioestr. I. Bs. As.
- González Bonorino, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Rev. V (3). Bs. As.
- González Bonorino, G., 1975. *Acerca de la existencia de la protoprecordillera de Cuyo*. Actas VI Cong. Geol. Arg. I. Bs. As.
- Grober, P. y A. Tapia, 1926. *Sobre las condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la quebrada de Ullum (San Juan)*. Dir. Gral. Min. Geol. Hidr. 25/26. Bs. As.
- Harrington, H. J., 1971. *Descripción geológica de la Hoja 22 c Ramblón provincias de Mendoza y San Juan*. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 114. Bs. As.
- Heim, A., 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan: los ríos San Juan, Jáchal y Huaco*. Asoc. Geol. Arg. Rev. VII (1). Bs. As.
- Leveratto, M. A., 1976. *Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXI (1). Bs. As.
- Levy, R. y F. Nullo, 1974. *a fauna del Ordovícico (Ashgiliano) de Villicum, San Juan, Argentina (Brachiopoda)*. Asoc. Paleont. Arg. Rev. XI (2). Bs. As.
- Minera TEA, 1967. *Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan*. (Inédito) Dpto. Minería. San Juan.
- Moody, J. D. y M. J. Hill, 1956. *Wrench-fault tectonics*. Bull. Geol. Soc. Amer. 67.
- Ortiz, A. y J. J. Zambrano, 1975. *Investigación geológica e hidrogeológica del área norte de Mendoza*. Centro Regional de Agua Subterránea. San Juan.
- Ortiz, A., J. C. Eder y A. Vaca, 1975. *Evaluación preliminar de las condiciones hidrogeológicas del área C° Valdivia-Ramblón, provincia de San Juan*. Actas II Cong. Ibero-Amer. Geol. Econ. V. Bs. As.
- Padula, E., E. O. Rolleri, A. R. Mingramm, P. Criado Roque, M. A. Flores y B. A. Baldis, 1967. *Devonian of Argentina*. Proceed. Intern. Symp. on the Devonian System 2 Calgary.
- Penck, W., 1920. *Der Südrans der Puna de Atacama (N. W. Argenteiniens)* Abh. Math. Phys. Klass. der Sachs. Akad. der Wiss. eipzig.
- Pimstein, C., 1971. *Gravimetría y Geología de la Cordillera de la Costa, Prov. de Aconcagua, Chile*. U. N. Chile. Pub. 107. Santiago.
- Rocca, J. A., 1970 a. *Geología de los valles de Tulum y Ullum-Zonda, provincia de San Juan*. Plan Agua Subterránea. San Juan.
- 1970 b. *Geología del Valle del Bermejo*. Plan Agua Subterránea. San Juan.
- Rolleri, E. O., 1969. *Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXIV (4). Bs. As.
- y B. A. Baldis, 1967. *Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in Argentine Precordillera*. I Simp. Intern. Estr. y Paleogeol. del Gondwana, Bs. As.
- y P. Criado Roque, 1969. *Geología de la provincia de Mendoza*. Actas IV Jorn. Geol. Arg. II. Bs. As.
- Stappenbeck, R., 1910. *a Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Mim. Agric. IV (3). Bs. As.
- Treo, C., 1977. *Estudio geológico-estructural de Villicum sur, prov. de San Juan*. T. F. de Dic. (inédito) U.N.S.J. San Juan.
- Uliarte, E. R., 1977. *Geología del área central de la sierra de Villicum, prov. de San Juan*. T. F. de lic. (inédito) U.N.S.J. San Juan.
- Vaca, A., 1977. *Contribución al conocimiento geológico del área Cordón de la Flecha-C° Valdivia, prov. de San Juan*. T. F. de lic. (inédito) U.N.S.J. San Juan.
- Zambrano, J. J., 1976. *Reseña geológico-estructural de la provincia de San Juan*. Centro Regional de Agua Subterránea. San Juan.
- A. Ortiz y J. C. Perucca, 1977. *Imágenes Dantsant. Evolución geomórfica de los ríos Mendoza y Tunuyán*. Inst. Inv. Min. Bol. 114. U.N.S.J. San Juan.

Recibido: junio 6, 1979.

BRUNO B. BALDIS	} Univ. Nac. de San Juan
ENRIQUE A. ULIARTE	
ALEJANDRO VACA	

Parque de Mayo
5400 - San Juan

LA HELVECIA: UN DEPOSITO ESTRATOLIGADO DE Pb-Zn Y BARITINA, provincia de La Rioja

ALEJO BRODTKORB

Resumen

La Helvecia es un depósito estratoligado de plomo, zinc y bario, emplazado en rocas sedimentarias paleozoicas. Está ubicado a 30 km de Guadacol en la provincia de La Rioja, Argentina. La explotación, que perduró desde 1930 hasta 1960, fue por smithsonita, hemimorfita y baritina, y muy escasamente por los sulfuros primarios. La roca de caja predominante en el área es la caliza de la Formación San Juan, de edad ordovícica, la que está discordantemente cubierta por areniscas de la Formación Volcán, de edad carbónica. En el área se distinguen diques andesíticos de edad triásica. Las calizas de la Formación San Juan están levemente mineralizadas con galena, blenda, pirita y baritina, y en menor proporción calcopirita y tetraedrita. La mineralización principal se localiza en las rocas sedimentarias en la vecindad de la discordancia Ordovícico-Carbónico. Durante el tiempo que medió entre el Ordovícico superior y el Carbónico, el área era emergente y por ello su superficie fue afectada por una incipiente karstificación, postulándose que este proceso liberó los cationes existentes en la caliza. La somera transgresión marina del Carbónico, que depositó las areniscas de la Formación Volcán, removilizó dichos cationes precipitándolos como sulfuros en zonas reductoras y la baritina en zonas oxidantes de dicha discordancia.

Generalidades

El yacimiento La Helvecia es un depósito mantiforme de Pb, Zn y baritina. Está ubicado en la falda occidental del cerro Urcuschún, la que tiene una inclinación de 30-40° al oeste, y que es aproximadamente coincidente con el buzamiento del manto mineralizado.

El área de estudio, donde se localizan el yacimiento en cuestión y otras manifestaciones de galena, blenda y baritina, se encuentra ubicada en el departamento General Lavalle en el centro-oeste de la provincia de La Rioja, próximo al límite con la provincia de San Juan. El más importante hasta el presente es el yacimiento La Helvecia que está a 30 km al oeste del poblado de Guadacol y aproximadamente a 2.900 m.s.n.m. Otras manifestaciones conocidas son: El Llanito, El Hoyo, El In-

Abstract

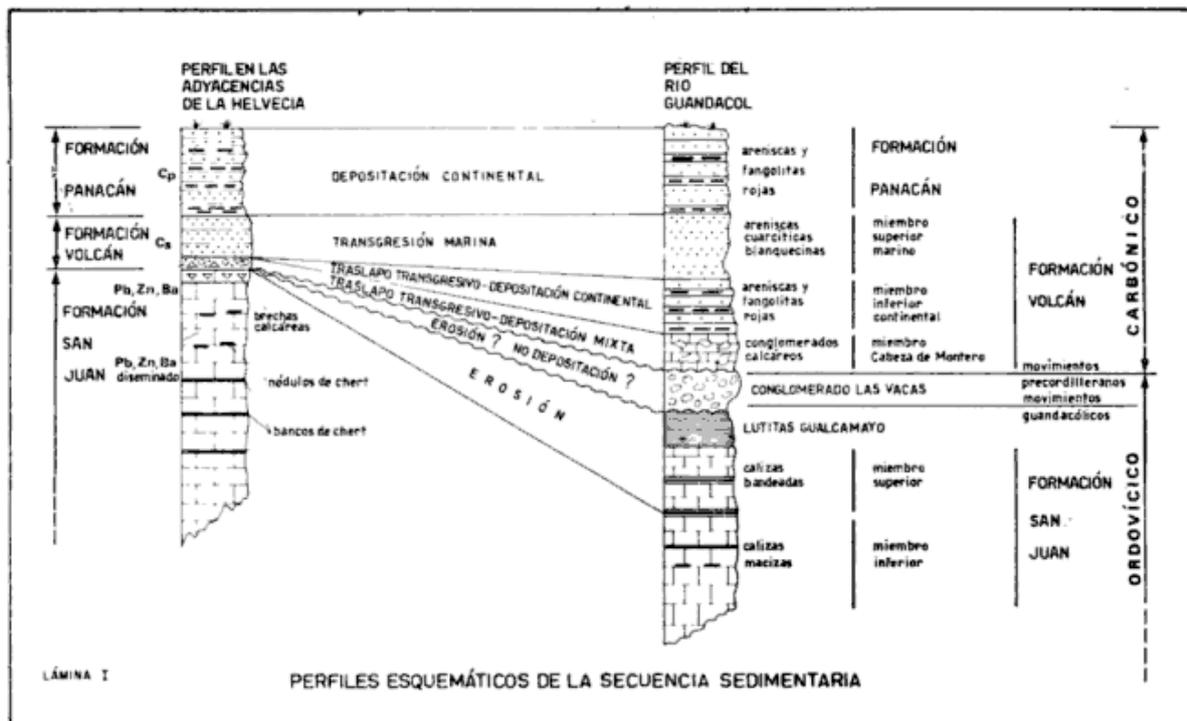
The La Helvecia deposit is a stratabound ore of lead, zinc and barite emplazado in Paleozoic sedimentary rocks. It is located 30 km from Guadacol, in the province of La Rioja Argentina. It was mined for smithsonite, hemimorphite and barite from 1930 to 1960, without exploiting the primary sulphides. The main host rock of the area is the San Juan Limestone of Middle Ordovician age, which is paraconformably overlain by the sandstones of the Volcan Formation of Carboniferous age. Andesite dikes of Triassic age spread over the area. The San Juan Limestone is weakly mineralized with galena, sphalerite, pyrite and barite, and scarce chalcopirite and tetraedrite. The main ore is located in the sedimentary rocks in the vicinity of the Ordovician-Carboniferous interphase. During the time span represented between the Upper Ordovician and the Carboniferous the area was emergent and therefore affected by an incipient surface karstification. It is postulated that this process has liberated the preexisting cations in the limestones. The shallow marine carboniferous transgression which deposited the sandstone of the Volcan Formation removilized these cations precipitating the sulphides in the reduction zones and the barite in the oxidation zones of the unconformity.

genio, Urcal, Las Picadas, Los Sapitos, etc., que se localizan en un radio de 15 km.

La región del yacimiento La Helvecia queda comprendida en la Hoja 17 b, Guadacol, de la carta geológico-económica de la Dirección Nacional de Geología y Minería, escala 1:200.000.

La explotación del grupo minero La Helvecia data del año 1898, iniciada por una compañía de capitales franceses; luego permaneció parada entre los años 1910 y 1930 al que siguió un largo período de actividad minero-industrial que finalizó en 1966. El Banco Nacional de Desarrollo realizó algunas exploraciones entre los años 1971 y 1973. Los minerales extraídos fueron, según los diferentes mercados existentes en su momento, baritina, galena y calamina.

Como consecuencia de las investigaciones y concepciones modernas sobre la génesis de los yacimientos de Pb, Zn, baritina y



fluorita en calizas, estratoligados, es decir de origen singenético con posibles removilizaciones dia o epigenéticas, el autor consideró de interés revisar las manifestaciones existentes en el área de la mina La Helvecia.

El problema principal en cuanto a la dilucidación de la génesis del yacimiento La Helvecia fue determinar si se trata de un depósito de origen hidrotermal epigenético o sedimentario singenético o epigenético. Para ello fue necesario analizar la posibilidad de un origen hidrotermal epigenético de la mineralización, es decir, si el emplazamiento de la mineralización primaria se debió a controles estructurales, principalmente tectónicos, e intentar ubicar huellas o indicios de los posibles caminos seguidos por la mineralización desde la fuente magmática hasta su emplazamiento. Por otra parte, para considerar un posible origen sedimentario de la mineralización fue necesario examinar si las menas tienen una posición concordante y/o estratoligada, relacionada a unas pocas unidades litológicas o a una "facies sedimentaria especial"; localizar y analizar la presencia de fábricas sedimentarias en la roca hospedante en relación con la mineralización metalífera, e interpretar la presencia de rasgos diagenéticos y epigenéticos relacionados con la removilización.

Ante la problemática expuesta, se efectuaron estudios geológicos y petrológicos de las formaciones portadoras de la mineralización, con los que se elaboraron las consideraciones genéticas que más adelante se exponen.

Colaboraron en fotogeología, Víctor Ramos, en mineralogía, Milka K. de Brodtkorb y en petrografía Beatriz Coira, Norma Pezzutti y Alicia Spiegelman.

Geología de la mina La Helvecia y adyacencias

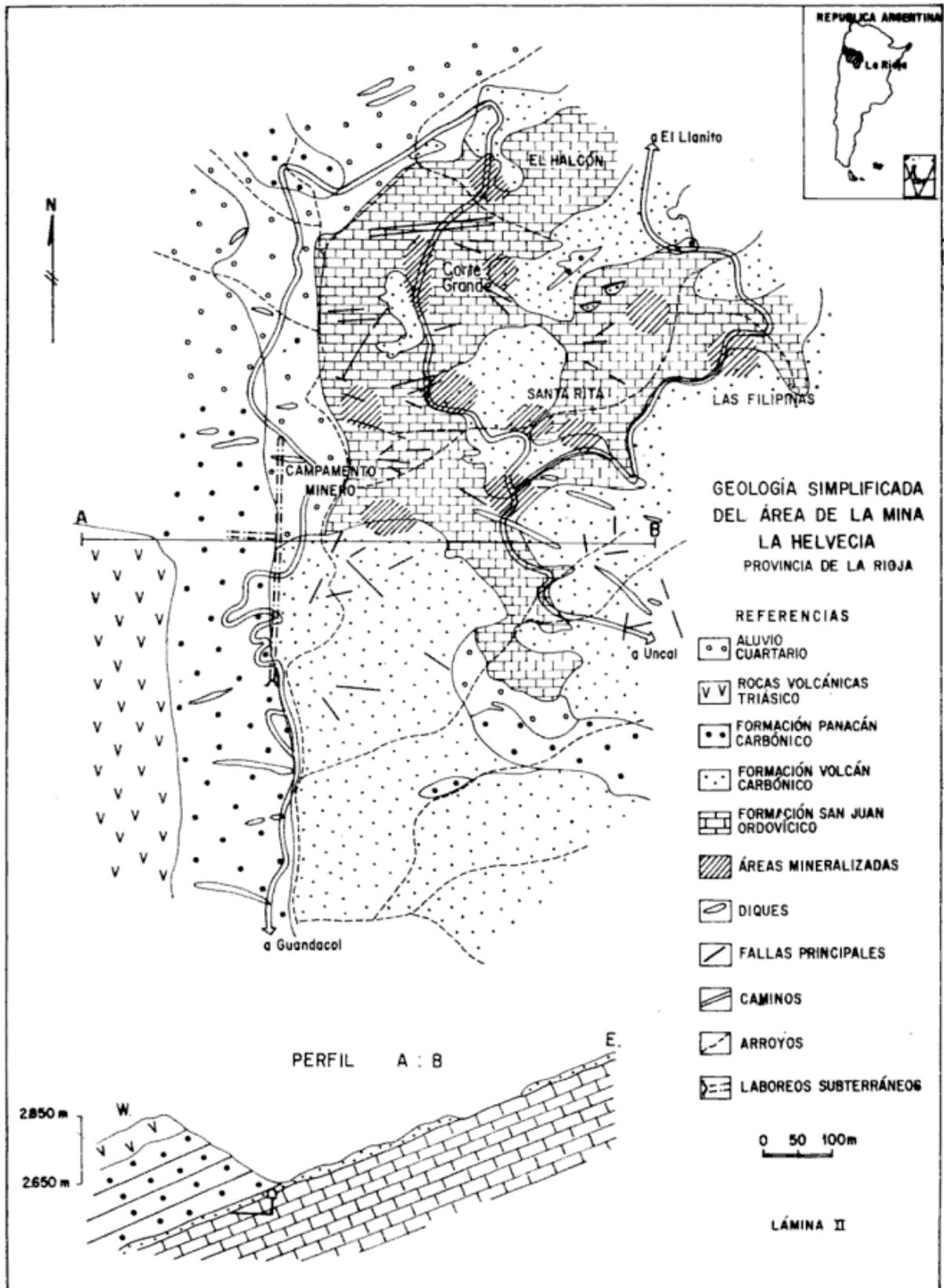
I. Geología y estratigrafía local

El rasgo peculiar más destacado del área es la existencia de un importante alto estructural que se evidencia durante la deposición de las sedimentitas carbónicas y que se insinúa ya en el Ordovícico medio. Al describir las unidades aflorantes del área se revisarán los fundamentos que permiten esbozar esta interpretación.

1) PALEOZOICO

a) Ordovícico

La secuencia ordovícica de los alrededores del río Guandacol ha llamado la atención a diversos autores. Debido a la complejidad tectónica del área se hace imprescindible



dible dilucidar la estructura, sin cuya solución la secuencia estratigráfica se torna innecesariamente confusa. La propuesta en el presente estudio se basa principalmente en la elaborada por Furque (1963), con las pertinentes modificaciones.

Caliza San Juan

Esta unidad está expuesta en forma continua a lo largo de la sierra de Urcuschún. Afloramientos menores se hallan al este de la mina La Helvecia, formando una serie de ventanas de erosión, en parte controladas por la estructura y circundada por rocas carbónicas.

Sus características litológicas varían de norte a sur. Así por ejemplo al este de La Helvecia y en la región norte de El Llanito están constituidas por una potente secuencia de calizas masivas de color pardo amarillento, que en fractura fresca se tornan gris oscuras parduscas. Los bancos alcanzan hasta dos y tres metros de espesor y se hallan interpuestos con bandas de 10 a 15 cm de un chert negro, afanítico de laminación irregular. Este chert también se presenta en forma nodular. Estos nódulos son fácilmente visibles dado que por disolución diferencial generan un microrrelieve positivo en las calizas.

Desde el punto de vista petrográfico estas calizas están compuestas por micritas y subesparitas. Estas calizas son solo parcialmente dolomíticas.

La dolomita en ciertos casos predomina sobre la calcita y en otros se halla en proporción subordinada. Hay bancos donde la dolomita es singenética, mientras que otros serían formados por procesos de dolomitización secundaria.

En la parte superior de estos bancos se observa una brecha calcárea, con clastos y matrix calcítica. Los clastos son angulosos a subangulosos y el cemento subesparítico está constituido principalmente por calcita con muy escasos clastos de cuarzo muy finos de fracción limosa.

Hacia el sur, por ejemplo entre las labores El Ingenio y El Hoyo se observa un desarrollo más completo de la Formación San Juan. Además de las calizas macizas previamente descritas de la parte inferior de esta unidad, aflora el miembro superior. Este se caracteriza por una laminación que varía entre 5 y 10 cm de caliza y dolomías, interpuestas por delgados bancos de arcilla. Estos bancos corresponden a las calizas ban-

deadas de Rodríguez y Belluco (1969), pero éstas infrayacen al Conglomerado de Las Vacas, ya que su aparente sobreposición es de origen tectónico. En la lámina I se ilustran las relaciones entre la zona norte y sur con sus diferentes desarrollos de la secuencia estratigráfica.

Es interesante destacar que en la parte media de este miembro superior se ha comprobado la presencia de calizas limosas con restos de ostrácodos silicificados relativamente abundantes.

El ambiente de depositación de estas calizas varía de netamente subtidal (basin facies) hasta una facies de plataforma más cercana a la costa. Esto indicaría una progresiva disminución de la profundidad hacia el techo de la Formación San Juan en la comarca, la que es tentativamente explicada por una paulatina regresión del mar ordovícico.

Lutitas Gualcamayo

Estas lutitas se sobreponen a las calizas anteriores exclusivamente en el sector sur. Se observa un buen afloramiento de las mismas en la margen derecha del río Guandacol, interpuestas entre el Conglomerado de las Vacas y la Formación San Juan, un kilómetro y medio aguas abajo del campamento de la CNEA.

Al norte del río vuelve a aflorar en la quebrada ubicada al sudoeste de la labor El Hoyo, donde configura escasos retazos de lutitas negras que se sobreponen a las calizas bandeadas del miembro superior de la Formación San Juan.

Su litología es monótona, estando constituida por lutitas negroazuladas, muy fisiles e incompetentes. En general generan relieves negativos, por lo que frecuentemente están subaflorantes y cubiertas por detritos. En la margen norte del río Guandacol, Rodríguez y Belluco (1969) hallaron restos de graptolites y algunos trilobites aún no determinados.

Los afloramientos más septentrionales llegan sólo a unos 300 m del río Guandacol. Su espesor dado el replegamiento que presenta, es difícil medirlo, estimándose en unos 180 a 200 metros.

Conglomerado de las Vacas

Esta unidad se halla bien expuesta en las laderas del valle del río Guandacol en ambos márgenes del mismo.

Aflora a lo largo de 24 km de norte a sur, entre la quebrada de Gualcamayo y el mencionado río. Está compuesta por ortoconglomerados polimicticos, pero con ligero predominio de clastos de pedernal, con algunos clastos calcáreos subordinados. El diámetro medio de los clastos es de 8 a 10 cm, y son subredondeados a redondeados. Se hallan bien cementados lo que contribuye a su aspecto macizo y expresión topográfica positiva. La estratificación del conglomerado es sólo incipiente, hallándose por lo general en contacto con las unidades adyacentes.

La existencia de estos conglomerados fue ya interpretada por Furque (1972) como indicadora de movimientos diastróficos ocurridos en un lapso indeterminado, entre el Llandeillano y el Caradociano. Esta fase denominada por Furque (1972), Movimientos Guandacólicos, sería la que provocó el levantamiento del área del cerro Urcuschún, ya que al norte de la quebrada del río Guandacol no vuelven a asomar estos conglomerados.

Estos movimientos son los responsables de la formación de extensos abanicos submarinos, que interrumpen la depositación química de la cuenca ordovícica, y al mismo tiempo crean las primeras áreas positivas dentro de la misma. Se analizará posteriormente la importancia de la presencia de esta área positiva con estos conglomerados en la mineralización del distrito, ya que las calizas fueron sometidas a intensa erosión subaérea durante parte del Ordovícico superior. Es necesario destacar que estas áreas sometidas a erosión subaéreas son las que contienen la mayor concentración de brechas calcáreas en el techo de la Formación San Juan. Esto permitiría interpretar a estas brechas intraformacionales como brechas de colapso producidas en las primeras etapas de litificación, aún durante el Ordovícico.

b) Carbónico

Los depósitos carbónicos del área han sido divididos en dos unidades de acuerdo a la secuencia estratigráfica propuesta por Furque (1963). Sin embargo es necesario destacar que este autor reconoció en la quebrada de Gualcamayo y región adyacente al norte sólo depósitos continentales atribuidos a la Formación Panacán.

Sobre la base de los reconocimientos geológicos realizados en la quebrada de Gual-

camayo y en la vertiente oriental del cerro Las Lajitas se pudo observar que el horizonte marino que se interpone entre la Formación Panacán y la Formación Volcán, el cual constituye el miembro superior de esta última, continúa unos veinte kilómetros más al norte de lo indicado por dicho autor. El nivel marino está caracterizado por areniscas cuarcíticas blanquecinas, las que están en continuidad con los niveles portadores de braquiópodos. Si bien no se han encontrado fósiles marinos, las características sedimentológicas permiten reconocer su ambiente de depositación.

Es por ello que se hace necesario dividir los afloramientos de la comarca en una secuencia continental y marina, Formación Volcán, de otra netamente continental, Formación Panacán.

Formación Volcán

Esta unidad tiene su localidad tipo al occidente del área en estudio. Sus características litológicas son en parte diferentes al área tipo, pero por continuidad litológica con los afloramientos del río Gualcamayo se han incorporado a esta unidad los afloramientos de la quebrada del río Guandacol y su extensión hacia el norte.

Su base se apoya en evidente discordancia sobre distintos depósitos ordovícicos. En algunos afloramientos se observaron fenómenos de movimientos a lo largo del contacto, lo que origina brechas tectónicas como la observada en las adyacencias de la mina Corte Grande.

Por sus características litológicas se lo puede dividir en tres miembros. El contacto entre los mismos es transicional y concordante.

Miembro Cabeza de Montero

Este miembro se corresponde con la Formación Cabeza de Montero de Rodríguez y Belluco (1969). Dada las características que presenta junto con sus abruptos cambios de facies se ha preferido identificarlo como un miembro de la Formación Volcán. Está bien expuesto en las quebradas del río Guandacol y en el faldeo sudoeste de la sierra de Urcuschún. A su vez se lo ha reconocido en la quebrada de Gualcamayo.

Su potencia máxima se halla en su localidad tipo, dos kilómetros al este del campamento de la CNEA, en la margen sur del

río Guandacol, donde se lo estima en 140 m. Hacia el norte su espesor decrece hasta desaparecer. Está compuesto por conglomerados de color pardo grisáceo oscuro, de tamaño mediano a grueso, de clastos y cemento calcáreos, subangulosos a subredondeados, con estratificación grosera a incipiente.

A él se le sobreponen conglomerados de clastos silíceos, en matrix arenosa, de color bayo claro. Por encima de éstos, conglomerados calcáreos similares a los de la sección inferior pero de color castaño amarillento.

En la mina Úrcal, vuelven a asomar conglomerados calcáreos similares a los de la sección inferior.

Los estratos de este miembro han sido interpretados como un diamicto calcáreo de un ambiente de transición (Rodríguez y Belluco, 1969). En el presente estudio se lo interpreta como un gran abanico aluvial, con clastos pocos transportados, en condiciones climáticas tales que favorecieron la cementación calcárea. Este depósito se habría formado adyacente a un alto aflorante de calizas ordovícicas, el que dado el acuñaamiento que presenta estaría ubicado al norte del río Guandacol a la latitud del cerro Urcuschún.

Miembro inferior

Está caracterizado por una secuencia de fanglomerados que se apoya sobre el miembro Cabeza de Montero y que sigue hacia arriba con areniscas rojo-moradas con interposiciones de fangolitas de colores rojizos. Los bancos de este miembro tienen estratificación laminar regular, los que hacia el norte desaparecen por traslapo transgresivo. Esta relación había sido observada por Lucero (1966) quien siguiendo la línea de contacto Carbónico-Ordovícico notó que este miembro infrayace niveles del Carbónico cada vez más jóvenes.

Estos depósitos son interpretados como sedimentos netamente continentales, en un ambiente fluvial de modesta a baja energía.

Miembro superior

Este miembro de extensa distribución areal se lo ha podido observar desde el río Gualcamayo hasta el extremo norte de la sierra de Urcuschún. En el sector sur se apoya sobre el miembro inferior continental mientras que hacia el norte se asienta sobre uni-

dades ordovícicas más viejas. Se caracteriza por sus colores blanquecinos. Se inicia con unas areniscas cuarcíticas que de acuerdo a Spiegelman (1974) correspondería a arenitas cuarzosas, de buena selección composicional y madurez textural, caracterizada por clastos bien redondeados y seleccionados que han sido depositados en un ambiente de playa costera, de alta energía.

Hacia arriba pasan a vaques cuarzosas y fangolitas cuarzo-micáceas de colores blanquecinos. El espesor de este miembro se estima en unos 20 metros. Localmente, al igual que en mina La Helvecia, se observan paleocanales psefíticos.

Este miembro registra por lo tanto un corto lapso de sedimentación marina costera que pasa transicionalmente al ambiente netamente continental de la Formación Panacán.

Formación Panacán

Esta unidad aflora a lo largo de todo el borde occidental de la comarca. Su base se la ubica siguiendo a Furque (1963) en los niveles de arcosas blanquecinas que marcan la continentalización del área. Las características litológicas son uniformemente variadas estando compuesta por fangolitas y areniscas rojas, de estratificación mediana. Se interponen en las mismas localmente niveles psefíticos.

Rocas volcánicas-subvolcánicas alteradas existentes en interior mina

Estas rocas han recibido el nombre genérico de "rocas volcánicas-subvolcánicas alteradas" debido a que por la intensa alteración que poseen no se las puede encuadrar dentro de un esquema de clasificación. Muestran similitud textural y mineralógica; la presencia de carbonatos y silicificación es común a todas ellas.

Son rocas de grano fino, color pardo claro a gris claro, poco diferenciables macroscópicamente de la arenisca de la Formación Volcán. Solamente han sido identificadas en el interior de la mina, en posición levemente discordante. Por su similitud macroscópica con las areniscas blancas de la Formación Volcán, posiblemente no han sido localizadas en superficie. Su edad es incierta. En el sur, por ejemplo en la sierra Yerba Loca se conoce vulcanismo ordovícico que durante el Caradociano registra su

máxima actividad (Furque, 1972), por lo que, a pesar de la ligera discordancia consignada, podrían corresponder a dicho vulcanismo.

No se puede descartar sin embargo la posibilidad que correspondan al magmatismo variscico.

2) MESOZOICO

a) Triásico

En la Formación Panacán es común la presencia de filones capa de andesitas que la intruyen pseudoconcordantemente. Asociados a éstos se observan numerosos diques andesíticos discordantes y subverticales que según Furque (1972) serían de edad triásica.

3) CENOZOICO

a) Terciario?

Corresponde a Toselli (1971) el mérito de haber caracterizado petrográficamente la monzodiorita del cerro Urcuschún. Describe la intrusión de monzodiorita y diorita aflorante en la vertiente oriental del cerro Urcuschún y su aureola de metamorfismo de contacto, principalmente los efectos metamórficos y metasomáticos sobre la Formación San Juan, con la formación de zonas de skarn y otras metasomáticas calcáreas. Durante el reconocimiento de campo se pudo observar la extensión de la zona de metamorfismo de contacto hasta más al oeste de la mina Urcuschún de uranio, reconociéndose la presencia de hornfels cuarzo-moscovíticos y metacuarcitas.

La edad de este cuerpo, hasta tanto se disponga de dataciones, debe ser considerada como postcarbónica. Para Toselli (1971) se estaría en presencia de un magmatismo variscico, aunque dada la edad de los intrusivos neoterciarios similares de amplia distribución en la Precordillera Sanjuanina (Leveratto, 1976) no se podría descartar una edad miocena para el mismo.

b) Cuartario

Depósitos aterrazados y de acarreo moderno completan la estratigrafía de la zona.

II. Estructura

La estructura de la región se caracteriza por una sucesión de bloques de rumbo me-

ridional y una inclinación variable entre 10 y 25° al oeste. La estructura presenta inflexiones como la observable en el río Guandacol. El rumbo N 45° W de los estratos paleozoicos cambia bruscamente a N 5-10° W. Las inflexiones están relacionadas a fracturas de rumbo NE que coinciden con el cambio de rumbo de los estratos. Estas fracturas representan posiblemente la influencia de la estructura profunda del basamento que serían también las responsables de un posible control estructural de la intrusión de la monzodiorita del cerro Urcuschún.

Las fracturas que produjeron la estructura homoclinal son preferencialmente fallas inversas de bajo ángulo. En la comarca se puede observar el contacto de falla a unos 800 m aguas abajo del campamento CNEA. Allí se divisan los estratos volcados de la caliza San Juan sobrepuestos a miembros de la Formación Volcán. Furque (1963) ha interpretado estas fracturas como corrimientos de amplia extensión regional.

En el área de la mina uno de los rasgos estructurales más conspicuos es la existencia de una zona de alivio tensional de rumbo N 60° E que se evidencia por la alta concentración de diques andesíticos, cuya área de máxima densidad pasaría unos 500 m al oeste de la mina La Helvecia; esta zona de alivio continúa en el norte, dentro de las calizas, como un sistema de pequeñas fallas tensionales.

El contacto entre las calizas y las areniscas blanquecinas es concordante en el área estudiada desde la quebrada de la Mina hacia el norte. Este contacto ha sido interpretado por algunos autores como un corrimiento del que su única evidencia es un nivel de brechas en la parte alta de las calizas, en la zona de contacto con las areniscas carbónicas. Las evidencias texturales tanto como su composición petrográfica parecería indicar un origen sedimentario para la mencionada brecha dada la ausencia de características típicas de la actividad tectónica.

Los afloramientos de la caliza San Juan, ubicadas al norte y sur de la mina no serían ventanas tectónicas sino el producto de la erosión de la cubierta carbónica sobrepuesta, en algunos casos exagerada por la presencia de pequeñas fallas de acomodación como se observa a 500 m al NE de la mina.

A 6 km al NE del yacimiento corre una falla inversa de rumbo N 55-60° W posiblemente perteneciente al sistema de fallas que

delimitan el Conglomerado de las Vacas en la parte sud.

Litología de la zona investigada

Para el estudio y la clasificación de las sedimentitas fueron recolectadas numerosas muestras provenientes principalmente de los laboreos existentes. Debido a que la galería denominada La Solitaria se halla trazada sobre el banco mineralizado y los afloramientos de superficie se encuentran sobre la ladera del cerro cuya inclinación es la del banco mineralizado, no constituyen un buen perfil estratigráfico de las calizas de la Formación San Juan.

La investigación de gabinete consistió en el análisis macro y microscópico de las muestras. El estudio de cortes delgados se utilizó principalmente para determinar caracteres microtexturales, composicionales, procesos neomórficos y diagenéticos, carácter y composición de los componentes terrígenos intraclásticos, y búsqueda de contenido microfósilífero.

1) PETROGRAFÍA DE LAS SEDIMENTITAS

Los distintos tipos litológicos hallados se pueden agrupar de la siguiente manera:

Tipo I: Caliza masiva fina, de color gris oscuro, roca típica de la Formación San Juan. Clasificación: micrisubesparita oligoterrígena.

Tipo II: Conglomerados brechosos calcilíticos (clastos de micrisubesparita del tipo I) de colores gris mediano a claro.

Tipo III: Arenitas conglomerádicas brechosas y conglomerados brechosos líticos, de color gris claro a amarillento.

Tipo IV: Areniscas de color gris claro a amarillento. Clasificación: arenitas y vaques cuarzosas y cuarzo micáceas.

a) Las calizas (Tipo I)

Los elementos predominantes en las calizas son los componentes ortoquímicos: mi-

crita y subesparita. En algunos sectores donde las calizas se hallan afectadas por procesos neomórficos se encuentra esparita y granoesparita.

Los elementos aloquímicos en general son poco abundantes. Los restos orgánicos son muy escasos, encontrándose en algunas muestras material carbonoso, posibles estructuras de corales y restos de ostrácodos silicificados. Los componentes terrígenos por lo general no exceden del 10 % del total de la roca. El más abundante es el material arcilloso que se encuentra íntimamente ligado a la micrita y subordinadamente se encuentran granos de cuarzo de tamaño arena fina a mediana.

Dentro de estas calizas se encuentran intercalados bancos y áreas dolomíticas. Este mineral en algunos casos predomina sobre la calcita y en otros se encuentra en proporción subordinada. El origen de la dolomita en algunos niveles es claramente sin-genético mientras que en otros podría atribuirse a una dolomitización. Estas rocas también presentan en algunas zonas una intensa silicificación, como por ejemplo en la labor El Halcón.

Como se verá más adelante, tanto las calizas como los bancos silíceos dieron lugar a clastos que se encuentran en el conglomerado brechoso lítico.

b) El conglomerado brechoso calcilítico (Tipo II)

Es de color gris mediano y se caracteriza por estar compuesto por fragmentos angulosos cuyo tamaño varía de arena muy gruesa a bloques. Su selección es mala. Proviene de calizas finas masivas (micrisubesparitas). Estos calcilitos son petrográficamente similares al Tipo I, o sea calizas típicas de la Formación San Juan de esta región. Se encuentran muestras que contienen en proporción subordinada fragmentos de calizas silicificadas.

El material cementante está constituido principalmente por calcita esparítica y granoesparítica con muy escasos clastos de cuarzo, subangulosos o subredondeados cuyo tamaño varía de limo a arena fina.

Esta roca ha sido considerada por algunos autores como una brecha producida por una falla subhorizontal, pero es interesante destacar que en los componentes de este conglomerado brechoso no se observan texturas cataclásticas o de deformación, rasgo típico producido por fenómenos diastróficos.

c) *Las arenitas conglomerádicas brechosas y los conglomerados brechosos líticos* (Tipo III)

Se distinguen por contener la principal mineralización primaria, sinsedimentaria y en las que se observan estructuras de calcos de carga y de deformación. El tamaño de los clastos varía de grava gruesa a arena gruesa, son angulosos, están formados por calizas silicificadas y por sílice; su selección es mala.

La matrix de estos conglomerados brechosos está constituida por cuarzo tamaño arena fina-limo, en algunos casos con abundante pirita en agregados y venillas, blenda y galena, todo cementado con calcita esparítica y granoesparítica la que se halla íntimamente ligada con material arcilloso.

d) *Las areniscas* (Tipo IV)

Se caracterizan por las variaciones locales que presentan. El principal componente mineralógico es cuarzo. En algunas muestras se encuentran muscovita y los minerales accesorios son turmalina y pesados. Suele contener clastos calcíticos y silíceos. La matrix aparentemente en su origen arcillosa se halla muy diagenizada a sericita y también se encuentra silicificada. El porcentaje de matrix varía según la muestra entre un 5 y un 60 %, pero no varían los caracteres composicionales, tanto de las arenitas como de las vaques. Se observa escaso cemento de cuarzo y calcita. En algunas zonas se encuentran concreciones esféricas a elipsoidales de composición calcárea (producto de soluciones circulantes).

2) AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

De acuerdo con las características texturales y composicionales de las muestras estudiadas se puede esbozar las siguientes características del ambiente de sedimentación.

Las calizas finas, masivas, intraclásticas y dolomitizadas indican condiciones físico-químicas aptas para la precipitación de elementos ortoquímicos conjuntamente con la sedimentación de intraclastos. Estas condiciones corresponden a un ambiente marino con clima cálido, pH mayor de 7,8, Eh neutro a ligeramente reductor (se encontraron restos carbonosos), aguas poco profundas y de muy baja energía, de lo cual son indicadores la micrita y material arcilloso. La

alternancia de distintos tipos de rocas carbonáticas (dolomíticas, micríticas, intraclásticas) señalan que estas rocas fueron depositadas en zonas costeras (tidal flats) afectadas por la acción de mareas.

Con respecto a las áreas de aporte, éstas eran maduras o distantes ya que la participación de elementos terrígenos es muy escasa y su tamaño muy fino. Para los niveles o zonas donde se halla dolomita, se puede inferir la existencia de áreas restringidas donde se produjo una mayor concentración de magnesio y se dieron las condiciones físico-químicas aptas para la precipitación de dolomita. Por otra parte se observa dolomita secundaria.

En algunas áreas es muy notable la cantidad de chert en forma de bancos concordantes con las calizas; se sugiere un origen singenético para el mismo.

Con respecto al conglomerado brechoso calcilítico se habría formado por proceso de karstificación entre el Ordovícico y el comienzo de la ingesión marina carbónica.

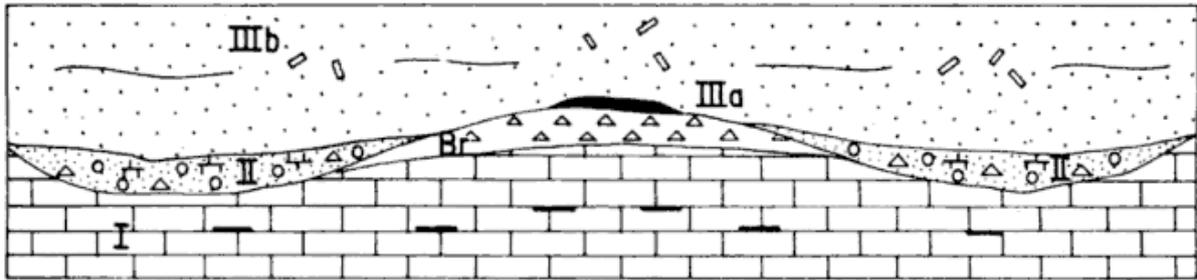
El conglomerado brechoso lítico posiblemente deba su origen a zonas de desembocaduras de ríos o paleocanales, dada su dimensión restringida dentro de la roca hospedante, que es la micrita y su composición que indica un mayor aporte terrígeno.

Las arenitas y vaques cuarzosas se encuentran encima de las calizas, evidenciando un cambio notable en el ambiente de sedimentación. De las condiciones propicias para la depositación de sedimentitas químicas se pasa a un ambiente propicio para la acumulación de detritos de grano fino. Estas rocas clásticas finas presentan buena selección composicional y una regular madurez textural, índice de un ambiente de baja a moderada energía. En el caso de las arenitas cuarzosas bien redondeadas y seleccionadas podemos suponer que estas rocas han sido depositadas en un ambiente costero de mayor energía donde han sido seleccionadas composicional y texturalmente.

Descripción de la mineralización

1) TIPOS DE MINERALIZACIÓN

En la zona de estudio existen varios tipos de mineralización "primaria" que están asociadas a diferentes sucesos geológicos y en relación estrecha con eventos geomorfológicos y climáticos, por lo que su tipificación tiene que realizarse en conjunto ya



Lám. III. Tipos litológicos y de mineralización: I. Micrita de la Formación San Juan con mineralización esporádica en cantidad y en el tiempo de galena, blenda, pirita, baritina. Mineralización sinsedimentaria. No económica. II. Arenitas conglomerádicas y conglomerados brechosos líticos. Contienen la principal mineralización de blenda y galena. Mineralización sinsedimentaria con texturas geopetales. Br. Brecha calcilítica y conglomerado brechoso calcilítico. Escasa mineralización removilizada. IIIa. Discordancia entre la brecha calcilítica y las areniscas de la Formación Volcán. Principal mineralización de baritina, con galena accesoria. Mineralización económica. IIIb. Areniscas marinas de la Formación Volcán. Contienen finas guías y tablillas de tamaño microscópico de baritina. Mineralización no económica.

que están estrechamente vinculados entre sí. En la lámina III se grafican los tipos de mineralización.

A continuación se tipificarán las mineralizaciones primarias (a, b y c) removilizadas (d) y secundarias (e).

a) La primera manifestación de mineralización en sentido cronológico (Tipo I) se presenta en las micritas de la Formación San Juan. Consta de granos generalmente pequeños y diseminados que frecuentemente se encuentran alineados en el sentido de la estratificación. Son de galena, blenda y menos cantidad de pirita, calcopirita, tetraedrita y baritina. Cuando las asociaciones de granos son más grandes suelen presentarse en forma de nódulos o rosarios. La pirita se presenta en algunas oportunidades como piritosferas de tamaños microscópicos e inclusive como colonias de bacterias piritizadas de hasta 0,5 cm de diámetro. Suele haber también bancos mineralizados cuyos espesores llegan a algunos metros. Este tipo de mineralización se observa fundamentalmente en el cortaveta — 30 el que atraviesa unos 50 m de micrita. No es económicamente explotable.

b) El segundo tipo de mineralización (Tipo II) se observa con seguridad en la galería La Solitaria, en la progresiva 286 y 341 m, delimitados por fallas. En Corte Grande y en El Llanito posiblemente se trate de este tipo de mineralización. El tramo de la galería La Solitaria es el más representativo en cuanto a texturas sedimentarias primarias aunque desafortunadamente presenta poca relación espacial ya que aparece sólo en las paredes de dichas labores. Apenas aflora el piso del banco mine-

ralizado —se trata de una intramicrita—, su techo es la “vulcanita alterada”, y sus relaciones laterales están cortadas por fallas. Se presume que mientras en algunos sectores se depositaron sobre las calizas de la Formación San Juan directamente las areniscas del miembro superior de la Formación Volcán, en otros sectores se depositaron los conglomerados, en parte areniscosos del miembro Cabeza de Montero (que contendría esta mineralización) pasando gradualmente a las areniscas del miembro superior antes mencionado.

Las texturas primarias están dadas por calcos de carga y por precipitaciones coloidales de ZnS. Las primeras se ubican en arenitas conglomerádicas; la galena y la blenda se disponen en finas guías, venillas y agregados de 100 micrones hasta algunos milímetros de diámetro formando un bandeo irregular y subparalelo que confieren a la roca un aspecto estratificado.

Precipitaciones coloidales de ZnS semejantes a las encontradas en este depósito, son conocidos en los yacimientos de Reocín y La Florida, en Santander, España. Son interpretadas como depositaciones de schalenblendas en estado de gel, sobre superficies libres de sedimentación. Con el envejecimiento de los geles y su correspondiente pérdida de volumen (sinéresis) se formaron las grietas verticales.

c) El tercer tipo de mineralización (Tipo III) está muy generalizado. Aparece en la discordancia existente entre la Formación San Juan y la Formación Volcán, es decir más precisamente entre el conglomerado brechoso calcilítico y la arenisca.

La mineralización consta fundamental-



Fig. 1. — Socavón La Solitaria. 2/3 tamaño natural. En este macrocorte se observan clastos resedimentados de chert. Se destacan los efectos producidos por los sólidos y pesados clastos en la sedimentación aún plástica de las schalenblendas, conformando una depresión o calco de carga. Los efectos del clasto sobre la capa de schalenblendas es bien ilustrativa. La masa plástica conjuntamente con los clastos sólidos sufrieron la compactación diagenética.

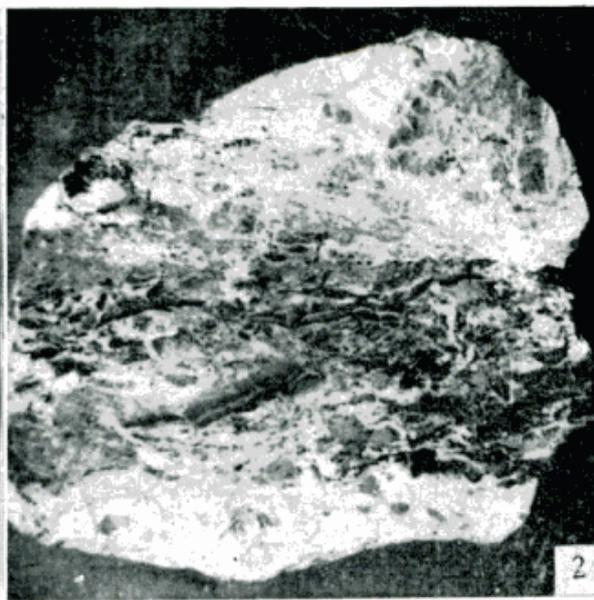


Fig. 2. — Socavón La Solitaria. 2/3 tamaño natural. En la faja central oscura del macropulido se destaca una acumulación de tablillas rotas que corresponden a una milimétricamente fina y rítmica sedimentación de schalenblendas prácticamente puras, las que fueron compactadas diagenéticamente. Ulteriormente movimientos subacuosos quebraron la semicompactada estratificación de schalenblendas y los trozos en forma de tablillas fueron arrastradas y acumuladas paradiagenéticamente.

mente de baritina de grano grueso, espática, rodeada por nódulos de galena. Los cuerpos de baritina son tabulares, concordantes con los sedimentos del piso y techo, de hasta 30 m de largo y 2 m de espesor (III a). No siempre los cuerpos terminan bruscamente en el sentido de la discordancia sino que se afinan y los granos de baritina, galena y blenda se hacen más pequeños y esporádicos, para luego ensancharse otra vez hasta formar un nuevo cuerpo de mayores dimensiones. La blenda suele estar solo como remanente y la mayor parte de ella transformada en calamina. La galena, como es sabido, se altera superficialmente a cerusita que preserva a la galena de una posterior oxidación. La cerusita y la anglesita son poco conspicuas.

También se observó la presencia de tablillas de baritina de tamaño microscópico y finas guías dentro de las areniscas suprayacentes (III b).

d) En el faldeo sur del cerro Urcuschún, que cae abruptamente hacia el río Guandacol y cuyos estratos de caliza de la Formación San Juan han sido rotados por efectos del intrusivo se encuentran vetas y bolsones

de baritina discordantes dentro de la caliza de la Formación San Juan no muy distantes del techo con la arenisca. Se entiende que el tectonismo produjo la formación de las vetas discordantes.

e) Finalmente se menciona la mineralización secundaria, que aunque no es de interés genético, fue hasta ahora la principal mineralización explotada.

2) LOS MINERALES PRIMARIOS

Los principales minerales primarios encontrados en la mena son blenda, galena y baritina y en orden decreciente de abundancia: pirita, calcopirita, tetraedrita, pechblenda y cuarzo.

Blenda: Se encuentra generalmente en agregados masivos, pero también se observa como finas capas sinsedimentarias que han sufrido deformaciones en conjunto con el sedimento (figs. 1 y 2). Ocasionalmente se presentan precipitaciones coloidales alargadas parecidos a los publicados por Adelhardt (1968) procedentes de los yacimientos de Santander, España. En general contienen un eje esquelético de galena y poseen fisuras diagenéticas.

Galena: Es el segundo sulfuro de esta mena en lo que respecta en cantidad y se presenta en diferentes formas.

Las asociaciones que se encuentran en los conglomerados líticos son de grano fino, frecuentemente forman delgadas hileras singenéticas con el sedimento y sufrieron en conjunto las deformaciones de los calcos de carga. Otras veces la galena se halla en el centro de las bandas de blenda de precipitación coloidal o en los centros de las esferas de pechblenda.

La galena asociada a la baritina es de grano más grueso y se dispone como nódulos alrededor de los cuerpos de baritina.

Los análisis químicos efectuados por Ag dieron resultados relativamente bajos, entre 35 y 195 gr/tn.

Baritina: Se pueden diferenciar dos modalidades que se traducen en dos tamaños de grano. La baritina presente en la mineralización de tipo IIIa es de grano grueso, espática, algunas veces rosada, teñida por óxidos de hierro. Por otra parte se observan tablillas de baritina de tamaño microscópico en la mineralización de tipo II y en las areniscas carbónicas, suprayacentes a la mineralización de tipo IIIb.

Pirita: Es poco abundante y generalmente se halla en granos aislados, subidiomorfos, encontrándose también en las asociaciones de granos de hasta 0,5 cm de diámetro. Se presenta tanto en la micrita como en los conglomerados, en las brechas y en las areniscas. Dentro de la micrita también se han observado piritosferas y colonias más grandes de bacterias piritizadas.

En el socavón La Solitaria, a 270 m de la entrada y dentro de la arenisca conglomerádica, se encuentran bochones de hasta 5 cm de diámetro que fueron originariamente de marcasita. Estos bochones al ser cortados por la mitad muestran textura radial. La marcasita se transformó a pirita y actualmente esta última se está alterando a melanterita.

Calcopirita: Se presenta como inclusiones de pequeño tamaño dentro de la blenda y solo escasas veces asociada a galena o a tetraedrita.

Tetraedrita: Es escasa y se presenta asociada a galena, calcopirita y blenda.

Pechblenda: Fue observada al microscopio, encontrándose en granos redondeados de precipitación coloidal: los espacios producidos por el encogimiento están ocupados por galena.

Cuarzo: Al microscopio se advierte con

cierta abundancia cristales idiomorfos de cuarzo especialmente en asociación con blenda.

3) LOS MINERALES SECUNDARIOS

En los años 1972-73 se encontraban en las diferentes cancha-minas del faldeo de La Helvecia numerosos minerales secundarios. Actualmente quedan sólo algunos trozos en la cancha-mina del sector denominado Santa Rita.

Los minerales secundarios fueron la principal mena explotada de este yacimiento. Las especies más abundantes fueron la smithsonita y la hemimorfita, denominados en conjunto "calamina" por los mineros.

Hemimorfita: $\text{SiO}_3\text{H}_2\text{Zn}_2$ se halla aquí en agregados esferoidales, arriñonados y estalactíticos y formando costras. Su color es gris claro a oscuro y posee fuerte brillo vítreo. Suele formar los tabiques de los "boxwork".

Smithsonita: Co_3Zn , se presenta en masas arriñonadas y costras, menos frecuentemente en pequeños cristales, de variados colores y brillo vítreo a nacarado. La forma más frecuente es arriñonada y de colores amarillo ámbar-pardo rojizo claro, colores debidos a impurezas de hierro contenidas.

Auricalcita: $(\text{Zn}, \text{Cu})_5 (\text{CO}_3)_2 (\text{OH})_6$, se encuentra íntimamente mezclada con hidrozincita. Su color es celeste claro y fue hallada únicamente en Santa Rita.

Hidrozincita: $\text{Zn}_5 (\text{CO}_3)_2 (\text{OH})_6$, es de color blanco y macroscópicamente difícil de diferenciar de smithsonita. Con luz ultravioleta fluoresce con color azul violeta claro. Fue determinada con seguridad en Santa Rita, asociada a auricalcita.

Yeso: Se halla en rosetas blancas no mayores de 0,5 cm, implantados generalmente sobre la smithsonita.

Jarosita y natrojarosita: Frecuentemente se advierten trozos de caliza manchadas por pátinas de colores amarillos que fueron determinados como jarosita y natrojarosita.

Goslarita y melanterita: Se encuentran en la galería La Solitaria, en zonas de falla o percolación de agua. Es frecuente observar "barbas" colgantes, traslúcidas, blancas, de esas especies.

Cerusita y anglesita: Son dos minerales poco conspicuos y por lo mismo difíciles de determinar.

Los minerales secundarios de cobre, malaquita, crisocola y azurita, no son frecuen-



Fig. 3. — Mina La Helvecia. Vista al sur. Al oeste se encuentra las calizas de la Formación San Juan y areniscas superiores de la Formación Volcán. No se aprecia la diferencia entre ambas. La quebrada del río Guandacol corre unos 450 m más abajo. Al este se observan las areniscas predominantemente moradas de la Formación Panacán que son defendidas de la erosión por el filón capa andesítico que las cubre.

tes en este yacimiento, encontrándose estas especies en formas terrosas, criptocristalinas.

Laboreos y mineralizaciones en superficie

Como ya se mencionara, el manto mineralizado buza unos 30-35° al oeste y es coincidente con la ladera del cerro (lám. II, fig. 3) por lo que en esa ladera se encuentran los viejos laboreos de extracción de calamina, baritina y/o galena, como ser Corte Grande, El Halcón, Las Filipinas y Santa Rita.

Las innumerables labores de explotación de tipo piquén de muy variada magnitud, desde un par de metros y 60 m de desarrollo se presentan actualmente como enjambre irregular y su característica general es que todas se hallan localizadas en el contacto-discordancia de las Formaciones Volcán y Panacán.

Además existe un socavón, La Solitaria, que fue de extracción primero y explotación después, del cual parte un pique de 31 m de profundidad de donde se abre un cortaveta hacia el oeste, que luego de 85 m alcanza el manto mineralizado.

En un radio de 15 km con respecto a La Helvecia se encuentran las manifestaciones El Llanito, Urcal, Los Sapitos, El Hoyo y El Ingenio.

Labores del grupo Las Filipinas

Este grupo de labores se encuentra en el extremo Este de la "ventana" de La Helvecia; comprende numerosas pequeñas labores entre 10 y 20 m y en un caso de 30 de desarrollo practicadas para la extracción de baritina y galena. Todas las labores se ubican en el contacto del conglomerado calcáreo y las areniscas blancas, generalmente comenzadas donde el espesor de la lente mineralizada resultaba más atractiva y seguida hasta donde la mineralización se acuñaba o bien se detenía cuando las dimensiones de las cavidades formadas hacían peligroso continuarlas.

Observadas individualmente, las labores tienen poca importancia pero consideradas en su conjunto tiene cierta relevancia por cuanto permiten reconstruir algunas lentes prácticamente explotadas. La mayor tuvo una extensión de aproximadamente 30 x 15 m con una potencia media de baritina cercana a 1 metro.

También se encuentran algunas pequeñas excavaciones para la extracción de smithsonita.

Labores del grupo El Halcón

El grupo de labores denominado El Halcón corresponde geográficamente a las situadas al norte de la "ventana" de la mina La Helvecia. Las calizas de la Formación

San Juan aparecen en esta parte con una característica distintiva respecto a los afloramientos de caliza y es la abundancia de bancos de chert, gris oscuro, resistentes a la erosión, mostrando un relieve positivo sobre las calizas en las que están contenidas, destacando además un comportamiento poco plástico en relación a los esfuerzos de compresión sufridos por el conjunto.

Este grupo comprende numerosas galerías y chiflones irregulares como así también algunos piques no accesibles. La labor mayor tiene una extensión de unos 40 metros. Casi todas se ubican en el contacto de la brecha calcárea y las areniscas blancas y la mineralización predominante es baritina en la que se presentan nódulos de galena.

Las lentes de baritina en este sector no han sido totalmente explotadas y tienen aproximadamente 10 a 12 m de diámetro y una potencia del orden de los 2 metros.

Labores del grupo Corte Grande

El movido relieve del área hace que las labores de Corte Grande estén situadas topográficamente a 40-60 m más alto y a unos 200 m al sur de las del grupo El Halcón.

En una gran parte de este sector la erosión eliminó a las areniscas blancas del miembro superior de la Formación Volcán, dejando al descubierto las brechas-conglomerados y hasta las propias calizas de la Formación San Juan, infrayacentes. Consecuentemente la erosión arrasó con los posibles lentes de baritina y galena que pudieran existir en el contacto-discordancia de dichas brechas y las areniscas.

La denudación en este sector posiblemente alcanzó niveles inferiores de mineralización. Algunas de las labores del grupo Corte Grande se ubican inmediatamente debajo del conglomerado y en las mismas calizas de la Formación San Juan. La mineralización predominante corresponde casi con seguridad a la del tipo II, constituida por blenda, galena y escasa baritina, en espesores que alcanzan los dos metros y dispuesta concordantemente con los bancos. El bajo precio del zinc hizo que la oportuna explotación aplicara sus esfuerzos solo sobre la galena y baritina subordinados.

En algunas labores se presentan fallas con relleno de galena y baritina removilizadas. Además de los sulfuros consignados se encuentran anglesita, smithsonita, cerusita y carbonatos de cobre.

Labores del grupo Santa Rita

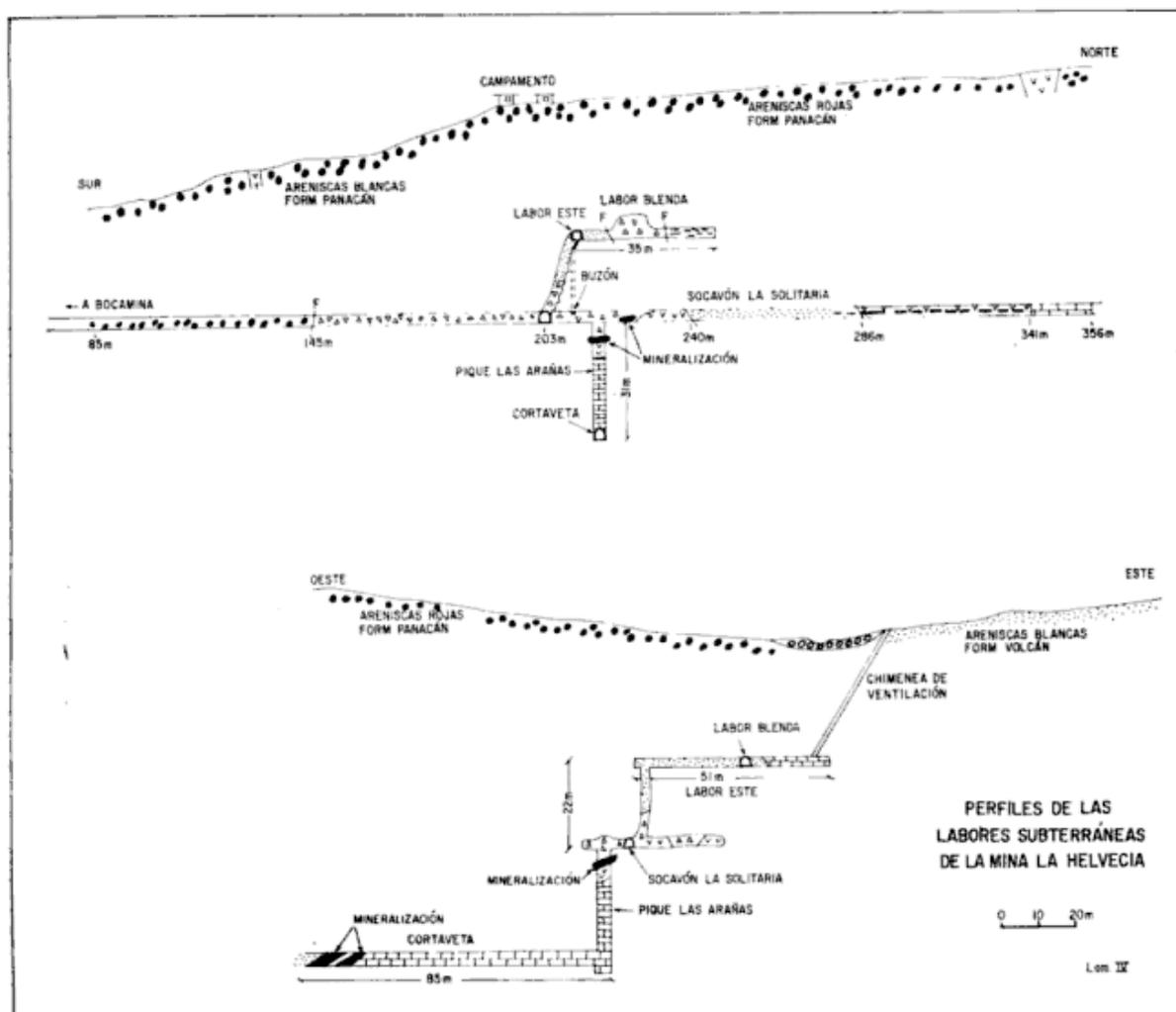
Las labores de la explotación del grupo Santa Rita están topográficamente a una altura similar y aproximadamente a 200 m al sur del grupo Corte Grande. No obstante en este sector se preservaron parcialmente las areniscas blancas de la Formación Volcán que cubren a las calizas.

La mayoría de las labores son de tipo pirquén y como las de los grupos Las Filipinas y El Halcón se ubican en el contacto de la brecha calcárea y las areniscas blancas. Las características y la mineralización son similares a las consignadas para esos grupos.

Labores del socavón La Solitaria

Se dará aquí una geología simplificada del socavón y sus dos principales labores transversales (lám. IV).

El socavón La Solitaria (perfil N-S de la lám. IV) atraviesa en los primeros 62 m areniscas blanco amarillentas de grano mediano, con escasos granos de pirita alterada. El rechazo de una falla introduce areniscas rojas (ambas Formación Panacán) que en forma de manchas y alternando con las blancas se extienden hasta la progresiva 145 m, donde otra falla rechaza a las areniscas por encima de la labor. El socavón continúa en conglomerados brechosos calcilíticos, que van pasando a una micrisubparita silicificada, donde comienza a manifestarse la presencia de baritina en guías y bochones mayores, como así también la mineralización de zinc y plomo. En corta distancia se desarrolla un espesor mineralizado próximo a los dos metros. Las leyes dan valores oscilantes, en promedios 10 % de Pb, 5 % en Zn y 50 gr/t de Ag. Aquí el contenido de galena es alto en relación a otros sectores mineralizados de este laboreo. El socavón después de otra falla en la progresiva 240 m, continúa hacia el norte, apareciendo en las paredes una arenisca que pasa a vaque cuarzosa y fangolita cuarzo micácea. Se aprecian pequeñas guías de baritina en cuyos bordes se encuentran granos de galena. Esta débil mineralización se ve incrementada suavemente hacia el norte hasta alcanzar una falla situada a los 286 m de la boca, que introduce en la galería a la "vulcanita alterada" con un complejo juego de diaclasas, que va dejando lugar en el piso de ambas paredes a una arenita conglomerádica cuarzosa con mineralización de



blenda y en menor cantidad galena. Avanzando, la "vulcanita alterada" desaparece sobre el techo de la galería, quedando la misma en la arenita conglomerádica cuarzoza con la mineralización que va decreciendo en espesor a menos de un metro (con un contenido aproximado de 14 % de Zn, 2 % de Pb). A los 341 m, una falla desplaza la mineralización hacia arriba, continuando la labor en las micritas de la Formación San Juan hasta su tope a los 356 m.

La tercer labor transversal (perfil W-E de la lám. IV) parte del socavón La Solitaria, a 203 m de la boca, hacia el este, girando inmediatamente al norte en pronunciada subida con peldaños en rocas; a unos 22 m sobre el nivel del socavón desemboca en la labor Este. De arriba hacia abajo se atraviesa subverticalmente la siguiente secuencia: 5 m de arenita cuarzoza blanca que contiene en proporción subordinada baritina; 1 m de conglomerados brechosos gris oscuros de clastos entre 1 y 3 cm; 2,5 m de vaques cuarzozas micáceas gris amarillentas;

1 m de conglomerado (intraclástico?) calcáreo; 2,5 m de vaque cuarzoza con menor selección que la anterior, y 8 m de conglomerado brechoso calcilítico gris oscuro con alguna escasa mineralización. De la labor subhorizontal Este, de 51 m de longitud, sale hacia el norte la labor Blenda. La primera comienza en arenita cuarzoza como la consignada en primer lugar de la serie atravesada, con huecos y nidos de calcita. A los 25 m, juegos de fallas introducen conglomerados brechosos calcilíticos intercalados con las arenitas cuarzozas para finalizar en micritas gris oscuras. La labor blenda corre principalmente en conglomerados brechosos calcilíticos en los cuales el trabajo a pirquén excavó un intrincado laboreo que comunicaba con el exterior, habiéndose explotado baritina y calamina. Los últimos 11 m entran en arenita conglomerádica cuarzoza similar a la que aparece entre los 286 y 341 m del socavón La Solitaria. Aquí también con buena mineralización de blenda y menor proporción de galena, que va incre-

mentándose hacia el norte, tope de la labor. En oportunidad de la apertura de esta galería el zinc tenía poco precio lo que explicaría la no prosecución de la misma.

La cuarta labor transversal sale al oeste del socavón La Solitaria, a los 220 m de la entrada (perfiles de lám. IV). Consiste en una labor subhorizontal de 9 m desde donde se ha excavado un pique de 31 m, en cuyo fondo comienza un cortaveta de 85 m hacia el oeste. La primera está en conglomerado brechoso calcilítico sin mineralización visible. El pique atraviesa 6 m del conglomerado mencionado en el que la mineralización de blenda, galena y algo de baritina va incrementándose hacia abajo. Por ello en la base de este banco se han hecho varios socavones pirquineros que le dieron el nombre de "Las arañas". Este descansa sobre 5 m de la "vulcanita alterada", compacta y muy dura. Entre ésta y la micrita infrayacente se dispone una mineralización de 0,5 m relativamente rica en baritina, galena y blenda. El cortaveta corre en micrisubesparrutas casi estériles, habiendo alguna mineralización visible de blenda, observándose al microscopio finos hilos de blenda concordantes con la sedimentación. A los 60 m aparece un plano de movimiento rellenado por calcita y algo de blenda y en su proximidad aparece una lente de yeso. A los 77 m de la progresiva se presenta un cambio importante: la caliza aparece brechada con buena mineralización de blenda, galena y escasa baritina (37 % de Zn, 2 % de Pb). El cortaveta termina con una vaque cuarzosa blanquecina.

Manifestación El Llanito

Está localizada a unos 2 km en línea recta al NE de La Helvecia (lám. II). Consiste en una brecha cuartaria producida por un deslizamiento de rocas pertenecientes a la Formación San Juan. La mena explotada estaba constituida por smithsonita, hemimorfita, hidrozinzita y en menor proporción auricalcita. Estas sales de zinc provenían de los estratos ubicados en niveles topográficamente superiores y presentan posiblemente mineralización de tipo I y II.

Mina Urcal

Se trata de un yacimiento de uranio. La geología local está constituida por un conglomerado perteneciente al Miembro Ca-

beza de Montero que sobreyace a micritas de la Formación San Juan. El conglomerado está fuertemente diaclasado y en esas diaclasas se precipitaron las sales de uranilo, tyuyamunita y metatyuyamunita, que conformaron la mena de dicho yacimiento. En las exploraciones por mineral de uranio se abrió un pique (no accesible actualmente) y a partir de él varias estocadas que penetraron en las micritas de la Formación San Juan. Se encontró mineralización de blenda, galena, baritina y calamina, que por la roca hospedante sugiere corresponder a la mineralización de tipo I.

Manifestación Los Sapitos

Se encuentra a 8,5 km en línea recta al ESE de La Helvecia en el primer cordón montañoso al W de Guandacol. La mineralización es de baritina y menor cantidad de galena, que se ubican entre la caliza de la Formación San Juan y la arenisca de la Formación Volcán. Se trata de la mineralización de tipo III.

Manifestaciones El Hoyo y El Ingenio

Se encuentran en la ladera norte de la quebrada del río Guandacol. Son cuerpos de baritina y escasa galena, discordantes. Por este emplazamiento se los considera removilizados desde su primitivo lugar de precipitación.

Evolución de las investigaciones genéticas en relación con yacimientos estratoligados

Así como en el siglo pasado en biología se postulaban creaciones consecutivas, aisladas, y recién Darwin impuso el razonamiento de la evolución, en el estudio de la génesis de yacimientos sólo en los últimos decenios se consideraron ideas evolutivas, es decir, el yacimiento se podía formar en varias etapas, sufriendo cambios y transformaciones ulteriores a su primer depositación.

En el caso de los yacimientos en sedimentos se agudizaba el problema. La mena ubicada en ellos provenía de profundidades no conocidas y el supuesto origen que salvaba todos los problemas era el "reemplazo". Von Groddek (1879, en Amstutz y Bubenicek, 1967) fue uno de los primeros que consideró parámetros observacionales o "geognósticos" y había reconocido ya, en

sentido formal, a los yacimientos estratoligados, denominándolos "tipo Raibl" según el clásico ejemplo del yacimiento que hoy se encuentra cerca de la ciudad italiana Cave di Predil. Desgraciadamente sus ideas cayeron al olvido pocos años después. Estas observaciones geognósticas que son imprescindibles en cualquier investigación científica, no fueron consideradas por mucho tiempo y es así como no se encuentran los términos diagénesis o recristalización diagenética en los textos de geología económica de principios a mitad de este siglo. Schneiderhöhn (1944, en Amstutz 1967) cita brevemente "cambios diagenéticos" y Routhier (1963) es el primero que menciona el rol de la diagénesis en la formación de menas. En los últimos veinte años hubo un vuelco que se acentuó año tras año y ahora es imprescindible la integración de la especialidad sedimentología a los estudios de yacimientos en sedimentos y se la considera esencial para una correcta interpretación, tanto en la importancia de los procesos de sedimentación como también de los diagenéticos que obliteran frecuentemente la fábrica sedimentaria primaria. La bibliografía de los últimos 20 años sobre este tema suma centenares de trabajos.

Mientras que en un yacimiento vetiforme el origen, transporte, el lugar de deposición y la causa de la precipitación son constantes definidas, en el caso de los yacimientos estratoligados todos estos tópicos son variables y en los diferentes depósitos que componen este grupo pueden coincidir uno o más de los puntos mencionados y diferir en los otros.

Para definir el origen de un depósito sedimentario estratoligado hay que precisar dos conceptos fundamentales:

- 1) Si los rasgos del depósito son singenéticos, diagenéticos o epigenéticos.
- 2) Cuál es el origen, transporte y deposición de los minerales o iones.

Sin duda los yacimientos implicados con el nombre de "depósitos de Pb-Zn-baritina-fluorita en sedimentos calcáreos" presentan una enorme variedad de modos de yacencia. Pueden estar asociados a arrecifes, plataformas continentales o brechas. A medida que fueron diagenizados o removilizados se formaron depósitos con características epigenéticas. También suele encontrarse en un mismo lugar una cierta variedad de evolu-

ciones desde depósitos singenéticos hasta removilizaciones epigenéticas.

Callahan (1967 y 1974) propone para depósitos norteamericanos de Pb-Zn-baritina-fluorita en calizas, una clasificación que comprende yacimientos "encima de una discordancia" (above unconformity) y "debajo de una discordancia" (below unconformity) que implica a su vez una clasificación genética en singenéticos y epigenéticos. Para los primeros menciona los depósitos asociados a 1) arrecifes y 2) brechas de talud o bancos acuñados. Para los segundos, 1) brechas de colapso relacionados a relieves kársticos y 2) estructuras de colapso originadas por el lavado de aguas circulantes en bancos subyacentes.

Cabe mencionar también el trabajo de Assereto *et al.* (1967) que relaciona numerosos yacimientos de Pb, Zn y baritina de Italia con superficies de emersión, considerando las etapas de emergencia como importantes para la concentración de minerales. Es de hacer notar que a través de las consultas bibliográficas realizadas, surge que una notable cantidad de yacimientos se ubican en una discordancia.

Consideraciones genéticas propuestas

El problema principal subsistente en cuanto a la dilucidación de la génesis del yacimiento La Helvecia fue por lo tanto determinar si se trata de un depósito de origen hidrotermal o sedimentario. Para ello fue necesario:

- 1) Analizar la posibilidad de un origen hidrotermal de la mineralización. Este análisis ha permitido constatar los siguientes hechos:
 - a) La existencia de un control exclusivamente litológico y no tectónico evidenciado por la tipificación de las tres mineralizaciones, I) mineralización diseminada y en finas guías de Pb, Zn (Ba) en la micrita; II) mineralización de Pb, Zn (Ba) en los conglomerados; III) mineralización de Ba, Pb (Zn) en la superficie de discordancia.
 - b) Ausencia de vías de acceso subverticales desde una supuesta fuente magmática hasta su lugar de emplazamiento, a través de rocas masizas e

impermeables, como así también ausencia de un estrato impermeable que frene el avance de las soluciones hacia superficie y en cambio posibilite su migración lateral.

La falta de reacciones químicas en esos supuestos accesos, como serían las texturas de reemplazo en el sentido lateral del banco mineralizado, (dado la sistemática ubicación de la mineralización en posiciones definidas) hace difícil imaginar un reemplazo selectivo a partir de soluciones hidrotermales epigenéticas.

La falla inversa inferida que estaría ubicada en el contacto caliza-arenisca, supuesto camino propuesto por Sister (1960) y Thébault y Pasquin (1964) para el ascenso de las soluciones hidrotermales, no existiría según lo demostraron los recientes estudios de campo.

- c) En el análisis de las posibles fuentes mineralizadoras se deben diferenciar las "rocas volcánicas-subvolcánicas alteradas" de edad incierta, los diques y filones capa andesíticos de edad triásica y el intrusivo monzodiorítico postcarbónico. Las primeras no presentan indicios de transformaciones en la roca de caja ni de aporte de mineralización hacia ella. Los diques andesíticos están ubicados en una zona de máxima densidad a unos 500 m al oeste de la mina La Helvecia, pero no se encuentran cerca de otras áreas mineralizadas como ser El Llanito, Urcal, Los Sapos, etc. En ellos no se observan evidencias de alteración hidrotermal, de mineralización ni transformaciones de la roca de caja. Con respecto al intrusivo monzodiorítico del cerro Urcuschún cabe mencionar que hasta ahora no había sido considerado, por desconocerse su existencia, como posible fuente de la mineralización (Angelelli, 1950; Sister, 1960; Thébault y Pasquin, 1964). El mismo presenta, como fue descrito por Toselli (1971) una aureola metasomática de 1,5 km en la que la caliza tactizada presenta sólo mineralización de piritita y de molibdenita. Si bien las manifestaciones de galena, blenda y baritina del área se encuentran en cercanías a dicho cuerpo, por el tipo de mineralización observada en él, no se lo considera el responsa-

ble de dichos depósitos. Por otra parte y con respecto al yacimiento La Helvecia no existe tactización de las calizas que pudieran hacer pensar en fenómenos metasomáticos producidos por dicho intrusivo.

2) Considerar un posible origen sedimentario de la mineralización. Del estudio de estructuras y texturas identificables en el área del distrito minero La Helvecia surgieron las siguientes evidencias:

- a) La mineralización del tipo I (en micrita) es de tipo estratoligada, mientras que la mineralización de tipo II está circunscripta a una "facies litológica definida". La mineralización del tipo III se encuentra localizada en relación directa a la discordancia que media entre las calizas de la Formación San Juan y las areniscas del miembro superior de la Formación Volcán.
- b) En la mineralización de tipo I se ha reconocido a nivel macro y microscópico ritmicidad entre la depositación carbonática —micrita y dolomita— y la de sulfuros (y baritina). En la mineralización de tipo II se observan texturas geopetales (calcos de carga) en las que se evidencia la deformación de los barros sulfurados, como también cierta ritmicidad de los sulfuros dentro de las vaques y arenitas. También en la mineralización de tipo II se hallan texturas botrioidales de blenda, si bien como tales no son indicadores exclusivos de un ambiente sedimentario, su disposición en los bancos y sus texturas de sinéresis sí lo señalan.
- c) Efectos diagenéticos están sugeridos por el desarrollo llamativo de la baritina como por la tendencia preferencial de localización de nódulos de galena en la periferia de los cuerpos de baritina.

La deformación tectónica de los estratos calcáreos al sur del cerro Urcuschún, ha motivado la removilización de la baritina formando bolsones dentro de las calizas.

De las características evaluadas quedaría definido el aspecto genético de estas manifestaciones dentro del campo sedimentario singenético. Es posible intentar un cuadro evolutivo acorde con las observaciones surgidas de este trabajo.

La sedimentación en el área de La Helvecia se inicia con la depositación de las calizas de la Formación San Juan, en condiciones muy costeras con formación de bancos de dolomita y chert. Conjuntamente con la depositación de las micritas tuvo lugar la de los minerales metalíferos, si bien en forma esporádica en cantidad y en el tiempo, precipitándose en aguas tranquilas probablemente euxínicas e hipersalinas. Los cationes y aniones intervinientes en dicho proceso podrían estar relacionados a eventos vulcanogénicos (Brodtkorb y Brodtkorb, 1973) o a un origen bio-rhexistásico no habiéndose encontrado hasta ahora elementos indicadores de uno de ellos en particular. La subsidencia reinante hizo que se encuentren varios niveles de esa mineralización.

Mientras se depositaban en la mitad sur del área el Conglomerado de Las Vacas en el Ordovícico superior, la mitad norte continúa en área positiva donde se instalaba un régimen de erosión que comienza a disolver y a socavar las micritas de la Formación San Juan aflorantes, concentrando posiblemente los cationes liberados de esa destrucción.

Al comenzar el Carbónico la transgresión marina encuentra un relieve que presentaba irregularidades con altos y bajos. Algunas zonas de relieve negativo se rellenaron con los conglomerados líticos, calcilíticos, areni-

tas y vaques procedentes de áreas emergidas.

En las áreas deprimidas de este ambiente costero se precipitaron los sulfuros (en menor cantidad la baritina), estando atestigüado el singenetismo de la mineralización por los calcos de carga y la depositación de las blendas coloidales.

Algunos autores sostienen que la precipitación de los sulfuros se produce en ambientes euxínicos, hipersalinos, mientras que otros sugieren que en el choque de aguas dulces con saladas se produce una importante depositación de cationes.

La ingesión del mar carbónico fue moderada y el mar tuvo tiempo de retrabajar los sedimentos terrígenos dejando sedimentos de mayor madurez (arenitas). Las condiciones oxidantes hicieron que el bario encontrara su ambiente propicio y precipitara conjuntamente con algo de galena y escasa blenda. Se encuentra aquí la típica posición de los mantos de baritina en relación a una discordancia. La existencia de baritina a manera de finas guías o de diseminación (tablillas de tamaño microscópico) en las arenitas de la Formación Volcán indicaría la persistencia durante un cierto lapso de las condiciones ambientales mencionadas anteriormente.

El ciclo sedimentario carbónico culmina con la depositación de la Formación Panacán y la instauración de un régimen continental que perdura hasta nuestros días.

Lista de trabajos citados en el texto

- Adelhardt, W., 1968. *Untersuchungen an schichtgebundenen Blei-Zinklagerstätten bei Santander, Spanien*. Univ. Munich, Alemania. Tesis.
- Amstutz, G. C. y L. Bubencek, 1967: *Diagnosis in sedimentary mineral deposits*. Dev. in Sedimentology Nº 8: Diagenesis in sediments. Elsevier Publ. Co., 417-575.
- Angelelli, V., 1950. *Recursos minerales de la Rep. Argentina. I. Yacimientos metalíferos*. Rev. Inst. Nac. y Museo Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia. Cs. Geol., tomo II.
- Asseretto, R., L. Brigo, C. Brusca, P. Omenetto y P. Zuffardi, 1976. *Italian ore/mineral deposits related to emersion surfaces, a summary*. Min. Deposits, 11 (2): 170-179.
- Brodtkorb, M. K. y A. Brodtkorb, 1973. *Consideraciones sobre la génesis sedimentaria-singenética de la mineralización de Pb-Zn y baritina del yacimiento La Helvecia y áreas vecinas, provincia de La Rioja*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXVIII (2): 311-313.
- Callahan, W. H., 1967. *Some spatial and temporal aspects of the localization of Mississippi Valley - Appalachian type deposits*. Ec. Geol. Monogr. 3: 14-19.
— 1974. *Syngenesi versus epigenesis of Mississippi Valley - Appalachian type Base metal Mineral Deposits*. Ec. Geol. 69 (1): 123-124.
- Furque, G., 1963. *Descripción geológica de la Hoja 17 b, Guandacol, Prov. de La Rioja y San Juan*. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. Nº 92 Buenos Aires.
— 1972. *Los movimientos caledónicos en Argentina*. Museo de La Plata, Rev. n. s. VIII, Geol. 65: 129-136.
- Leveratto, M. A., 1976. *Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (1): 53-58.

- Lucero, H. N., 1966. *Breve informe sobre el relevamiento geológico de la manifestación Urcal y adyacencias*. Com. Nac. En. At., Inf. in.
- Rodríguez E., y A. E. Belluco, 1969. *Aportes al conocimiento de la Precordillera, Región del Cerro Urcuschun, Guandacol (prov. de La Rioja)*. IV Jorn. Geol. Arg. II, 255-272, Buenos Aires.
- Sister, R., 1960. *Estudio geológico económico de la mina La Helvecia, Dpto. Gral. Belgrano, prov. de La Rioja*. Dir. Nac. Geol. Min. Anales XII, Buenos Aires.
- Spiegelman, A., 1974. *Caracterización petrológica de las sedimentitas del Distrito minero La Helvecia, prov. de La Rioja*. Serv. Geol. Nac., Inf. In., Buenos Aires.
- Thebault, J. y C. L. Pasquin, 1964. *Estudio de las minas Helvecia, El Llanito y El Ingenio, prov. de La Rioja*. Banco Ind. Rep. Arg., Inf. in., Buenos Aires.
- Toselli, A. J., 1971. *Efecto de contacto de calizas por un intrusivo monzodiorítico en el Cerro Urcuschun, La Rioja*. Acta Geol. Lillona, IX (9): 179-207.

Recibido: junio 16, 1979.

ALEJO BRODTKORB
Servicio Minero Nacional
Santa Fe 1548 - 4º piso
1060 Buenos Aires.

INDICE ALFABETICO DEL TOMO XXXIV

BALDIS, B.; E. R. ULIARTE Y A. VACA, <i>Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan</i>	294
BLASCO, G.; F. NULLO Y C. PROSERPIO, <i>Aspidoceras en Cuenca Austral, lago Argentino, provincia de Santa Cruz</i>	282
BRODTKORB, A., <i>Helvecia: Un depósito estratoligado de Pb-Zn y baritina, provincia de La Rioja</i>	311
BRODTKORB, M Y A. BRODTKORB, <i>Consideraciones genéticas de la scheelita presente en las metamorfitas de San Luis</i>	131
CECIONI, G., <i>Grupo El Taco, Desierto de Atacama, Chile</i>	211
CUERDA, A. J., C. A. CINGOLANI, R. VARELA Y O. C. SCHAUER, <i>Depósitos carbónicos en la vertiente occidental de la sierra del Valle Fértil, provincia de San Juan</i>	100
DANGAUS, N., <i>Presencia de dunas de arcilla fósiles en la Pampa Deprimida</i>	31
DRISTAS, J. A., <i>Pisanita zincífera en la mina Las Picazas, Departamento de San Rafael, provincia de Mendoza</i>	108
GONZÁLEZ, M., <i>Condiciones de inestabilidad del cierre de la laguna del Atuel, provincia de Mendoza</i>	151
GONZÁLEZ BONORINO, F., <i>Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica</i>	184
GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., <i>La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapí</i>	113
MON, R., <i>Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino</i>	53
PARKER, G., <i>Geología de la planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, provincia de Buenos Aires</i>	167
PESCE, A., <i>Génesis y clasificación de rocas ignimbríticas</i>	125
RABASSA, J., <i>Geomorfología cuantitativa de la cuenca del río Manso superior, Río Negro, Argentina. Parte II: Análisis hipsométrico</i>	141
REINOSO, M., <i>Ciclo exógeno del manganeso, áreas potencialmente mineralizadas</i> ..	203
RIGGI, J. C., <i>Nuevo esquema stratigráfico de la Formación Patagonia</i>	1
RIGGI, J. C., <i>Estratigrafía cretácica-terciaria del subsuelo de cabo Buen Tiempo, Santa Cruz</i>	255
SPALLETTI, L. A., <i>Diferenciación textural de arenas de playa frontal, playa distal y médano de la provincia de Buenos Aires en base a análisis estadísticos</i>	87
SPALLETTI, L. A. Y M. M. MAZZONI, <i>Caracteres granulométricos de arenas de playa frontal, playa distal y médano del litoral bonaerense</i>	12
SPALLETTI, L. A. Y M. M. MAZZONI, <i>Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhue Huapí, provincia del Chubut</i>	271
VALENCIO, D. A.; E. LINARES; J. F. VILAS Y P. E. NABEL, <i>Eldades magnéticas y radiométricas de algunas magmatitas Cenozoicas de las provincias del Neuquén y Mendoza</i>	36
VERGARA M. Y R. DRAKE, <i>Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales Postneocomianas de Chile central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas</i>	42
ZANETTINI, J. C. M., <i>Geología de la comarca de Campana Mahuida (provincia del Neuquén)</i>	61
ZANETTINI, J. C. M., <i>Geología del pórfiro cuprífero Campana Mahuida, (provincia del Neuquén)</i>	224

Indice alfabético del tomo XXXIV

NOTAS BREVES

- LIZUAIN, A., *La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut* 69
- TOUBES, R. O. Y J. P. SPIKERMANN, *Nuevas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza* 73

COMENTARIOS

- CAMACHO, H. H., *Significados y usos de "Patagoniano", "Patagoniense", "Formación Patagónica", "Formación Patagonia" y otros términos de la Estratigrafía del Terciario marino argentino* 235
- RAMOS, V. A. Y H. A. PESCE, *Metalogénesis de la provincia del Chubut* 80
- RIGGI, J. C., *Nomenclatura, categoría estratigráfica y correlación de la Formación Patagonia en la costa atlántica* 243

NECROLOGÍAS

- DR. INOCENCIO O. BRACACCINI 249
- DR. OMAR M. VICENTE 84

ACLARACIONES Y ADICIONES 83

CRÓNICAS DE LA ASOCIACIÓN 85, 164 y 252

**EL NUMERO 4 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 15 DE
MARZO DE 1980 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA.**

**El presente número se ha financiado
con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
que no se hace responsable del contenido del mismo.**

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina,
deberá ser dirigida a:**

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

La correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista deberá dirigirse a **LIBRART S.R.L.**, Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.



PERFORACION

TERMINACION

MANTENIMIENTO Y LIMPIEZA

DE POZOS PETROLIFEROS

COMODORO RIVADAVIA - MENDOZA

NEUQUEN - PICO TRUNCADO

COLONIA CATRIEL

CERRITO 822 - 7º PISO

BUENOS AIRES

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXIV - Nº 4

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

CONTENIDO

Estratigrafía Cretácica Terciaria del subsuelo de Cabo Buen Tiempo, Santa Cruz JUAN CARLOS RIGGI	255
Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhué Huiapí, provincia del Chubut LUIS A. SPALLETTI Y MARIO MAZZONI	271
Aspidoceras en Cuenca Austral, Lago Argentino, prov. de Santa Cruz, GRACIELA BLASCO, FRANCISCO NULLO Y CÉSAR PROSERPIO	282
Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan BRUNO B. BALDIS, ENRIQUE R. ULIARTE Y ALEJANDRO VACA	294
La Helvecia: Un depósito estratoligado de Pb-Zn y Baritina, provincia de La Rioja, ALEJO BRODTKORB	311

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

(1977-79)

Presidente: DR. VÍCTOR A. RAMOS; *Vicepresidente:* DR. VICENTE MÉNDEZ; *Secretario:* LIC. JULIO LAGE; *Tesorero:* LIC. GUILLERMO TURAZZINI; *Vocales Titulares:* LIC. ALFONSO GIUDICI, LIC. MARIO A. HERNÁNDEZ, LIC. JUAN VÍCTOR PLOSKIEWICZ
Vocales Suplentes: DRA. MILKA K. DE BRODTORB, DR. JORGE CODIGNOTTO, LIC. A. PESCE.

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. FRANCISCO F. NULLO; *Coordinador:* LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ.

EDITORES RESPONSABLES

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. CARLOS GORDILLO, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. VÍCTOR RAMOS, DR. MARIO TERUGGI, y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.
Bariloche: Dra. Guida Aliotta, C.C. 1025, 8400 Bariloche.
Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín Oeste, 9000 C. Rivadavia.
Córdoba: Angel Maza, Corro 63, 2º, "16", 5000 Córdoba.
La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, C.C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.
Mendoza: Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, C.C. 44, 8300 Neuquén.
Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518, 9103 Rawson.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabo de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Dr. Juvenal Jorge Zambrano, Gral. Acha 343 Sur. 1º piso, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchaeider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Dr. José Antonio de Ormaechea, Lorenzini 245, 6300 Santa Rosa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Bº Independencia, 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Dr. Federico Madel. Distr. Geol. YPF, 4562 Vespucio.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Luis Alberto Soruco, Maipú 88, P. B. (1084).
CIRCEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.), Dr. Jorge F. Kimsa, Mitre 3100, 1663 San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 63 (1426).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídrica: Lic. Corina Ganduglia, Casilla Correo 9. 1802 Aeropuerto Ezeiza.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldís, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. Marta Godeas, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dr. Gualter Chebli, Diagonal Norte 777 (1035).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson. Dep. Geol. Univ. Chile. Casilla 13518 - C. 21. Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morigo, Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones, Oliva y Alberdi, 5º piso, Casilla de Correo 1662, Asunción.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geomínero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.
Bolivia: Dr Arturo Castaño, Fac. Cs. F. y Nat. Cajón Postal 4455. La Paz.
Venezuela: Dr. Oscar Odreman R., Dirección de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Centro Simón Bolívar, Torre Norte, piso 19, Caracas.