

GEOLOGIA DE LA REGION AL NORTE DEL PARALELO 54° S DE LA ISLA GRANDE DE LA TIERRA DEL FUEGO

JORGE OSVALDO CODIGNOTTO y NORBERTO MALUMIAN

Resumen

En la parte norte de la Isla Grande Tierra del Fuego, Argentina (extremo sur de la cuenca Austral o Magallánica extraandina), en afloramientos reducidos se reconocieron principalmente formaciones entre el Eoceno medio al Plioceno:

Formación La Despedida: Pelitas grises de aguas someras, en la parte inferior de la Formación, y areniscas conglomerádicas y conglomerados en la parte superior. Contiene foraminíferos planctónicos: *Acarinina pseudotopilensis*, *Truncatulinooides collactea*, *Globigerinatheka index*, asociados con foraminíferos bentónicos similares o idénticos a aquellos del piso Bortoniano (Nueva Zelanda) y Formación Agua Fresca (Chile).

.... Discordancia angular (Fase Incaica)

Formación Cabo Peña: Oligoceno, fangolitas, limolitas y limolitas arenosas verde oliva claro a grises, de ambiente batial a plataforma externa, con frecuentes radiolarios. Sus foraminíferos planctónicos más importantes desde el punto de vista cronológico: *Globigerina brevis*, *G. angustumbilicata*, *Subbotina linaperta*; asociados principalmente con arenáceos: *Martinottiella* spp., *Cyclammina* spp. y *Spirosigmoilinella* sp.

.. Discordancia erosiva (Fase Pehuénchica) ..

Conglomerado Cerro Aguila: Mioceno inferior, conglomerado marino con moluscos.

Formación Carmen Silva: Mioceno inferior a medio. El miembro inferior, pelitas de prodelta, contienen una asociación de baja diversidad dominada por especies de los géneros: *Buccella*, *Epistominella*, *Trifarina* y *Nonionella*, que comúnmente constituyen más del 90 % de las especies de la asociación. Muy escasos foraminíferos planctónicos: *Globigerina angustumbilicata*, *Globigerinita glutinata*, *G. cf. uvula* y *Globorotaloides cf. suteri*. El miembro superior, areniscas con estratificación diagonal, tobas, y conglomerados con frecuentes moluscos; los gastrópodos más frecuentes *Struthiolarella densistriata*, *Turritella ambulacrum silva*, *Polinices* spp., "*Nassa*" *fueguina*; los bivalvos más frecuentes: *Pleuromeris elegantoides* y *Eurhomalea?* cf. *fuenzalidai*.

Formación Castillo: Mioceno medio, conglomerados fluviales y continentales relacionados con el levantamiento general del área.

..... Discordancia (Fase Quéchuica)

Arenisca Punta Basilica: Mioceno cuspidal-Plioceno inferior, areniscas grises, marinas, con

Abstract

In the northern part of the Isla Grande de Tierra del Fuego (southernmost extra-andean Austral or Magellanes Basin) in small outcrops it was recognized mainly Tertiary marine formations ranging from Middle Eocene up to Pliocene. The following formations were recognized:

La Despedida Formation: Middle Eocene near shore gray pelites in the lower part and conglomeradic sandstones and conglomerates in the upper part. It contains planktonic foraminifera: *Acarinina pseudotopilensis*, *Truncatulinooides collactea*, *Globigerinatheka index*, associated with benthonic foraminifers similar or identical to those of the Bortonian Stage (New Zealand) and Agua Fresca Formation (Chile).
..... Nonconformity (Incaic fase)

Cabo Peña Formation: Oligocene, green olive to gray mudstones, silstones to silty sandstones, of upper bathial up to outer shelf environments with frequent radiolaria. Its main chronological planktonic foraminifers are: *Globigerina brevis*, *Globigerina angustumbilicata*, *Subbotina linaperta*, associated with *Martinottiella* spp., *Cyclammina* spp. and *Spirosigmoilinella* sp.
..... Disconformity (Pehuénchic fase)

Cerro Aguila Conglomerate: Lower Miocene marine conglomerate with molusk.

Carmen Silva Formation: Lower to Middle Miocene. The lower member, prodelta dark pelites, with a low diversity assemblage of benthonic foraminifera dominated by species of the genera: *Buccella*, *Epistominella*, *Trifarina*, *Nonionella*, which commonly constitute more than 90 per cent of the assemblage. Very scarce planktonic foraminifera: *Globigerina angustumbilicata*, *Globigerinita glutinata*, *G. cf. uvula* and *Globorotaloides cf. suteri*. The upper member, brownish sandstones with diagonal cross-bedding, tuffs, and conglomerates, with frequent mollusks: *Struthiolarella densistriata*, *Turritella ambulacrum silva*, *Polinices* sp. "*Nassa*" *fueguina* into the most frequent gastropods, and *Pleuromeris elegantoides* and *Eurhomalea?* cf. *fuenzalidai* into the pelecypods.

Castillo Formation: Middle Miocene fluvial and continental conglomerates, related with the general uplift of the area.

..... Disconformity (Quechic fase)

Punta Basilica Sandstones: Uppermost Miocene-Lower Pliocene marine gray sandstone with

Barnea (B.) cf. ornata, que representan la última ingresión en el área.

..... Discordancia erosiva

(Fase Magmática Principal)

Formación Cullen: Tobas y areniscas tobáceas, continentales, lacustres.

Los ambientes de sedimentación, movimientos y cambios faunísticos de esta área se correlacionan con los eventos registrados en el Océano Atlántico sur.

La cubierta cuartaria se caracteriza por su diversidad genética, que se revela por las siguientes formaciones y depósitos:

Drift Tapera Sur: Pleistoceno (más antiguo que 43.000 años), arcillas amarillas a areniscas limosas, que se expresan por una topografía "hummocky".

Formación La Sara: Pleistoceno (más antiguo que 43.000 años). Conglomerados calados, marinos, con conchilla que pertenecen a un nivel de terraza de 20 metros de altura sobre el nivel del mar.

Formación San Sebastián: Holoceno (edad C14 1.310 y 2.990 años). Nivel de terraza 6-8 metros s.n.m. Conglomerados calados marinos y arenas limosas marinas grises con conchillas.

Depósitos de Valle: Conglomerados, limos y arcillas, de amplia distribución. Depósitos eólicos: restringidos a arenas próximas a la costa, con alto contenido de minerales pesados.

Turbas con crioturbarciones (Thufur).

Barnea (B.) cf. ornata, representing the last ingresión.

..Disconformity (Magmática Principal fase)..

Cullen Formation: Upper Pliocene continental, lacustrine, tuffs and tuffaceous sandstones.

Its depositional environments, related movements and faunal changes are correlated to events registered in the South Atlantic Ocean.

The Quaternary cover is characterized by genetic diversity which is showed by the following formation and deposits:

Tapera Sur Drift: Pleistocene (older than 33.000 years), yellow clays to silty sandstones, expressed by a hummocky topography.

La Sara Formation: Pleistocene (older than 43.000 years) marine openwork conglomerates with shells, belonging to a terrace level at 20 meters above sea level.

San Sebastian Formation: Holocene (C₁₄ age: 1.310 and 2.990 years). Terrace level 6-8 m above sea level. Gray marine calate conglomerates and silty sands.

Valley deposits: Widespread conglomerates, silts and clay. Eolic deposits: restricted near shore sands with high contents of heavy minerals, and Peat bog with crioturbarciones (Thufur).

Introducción

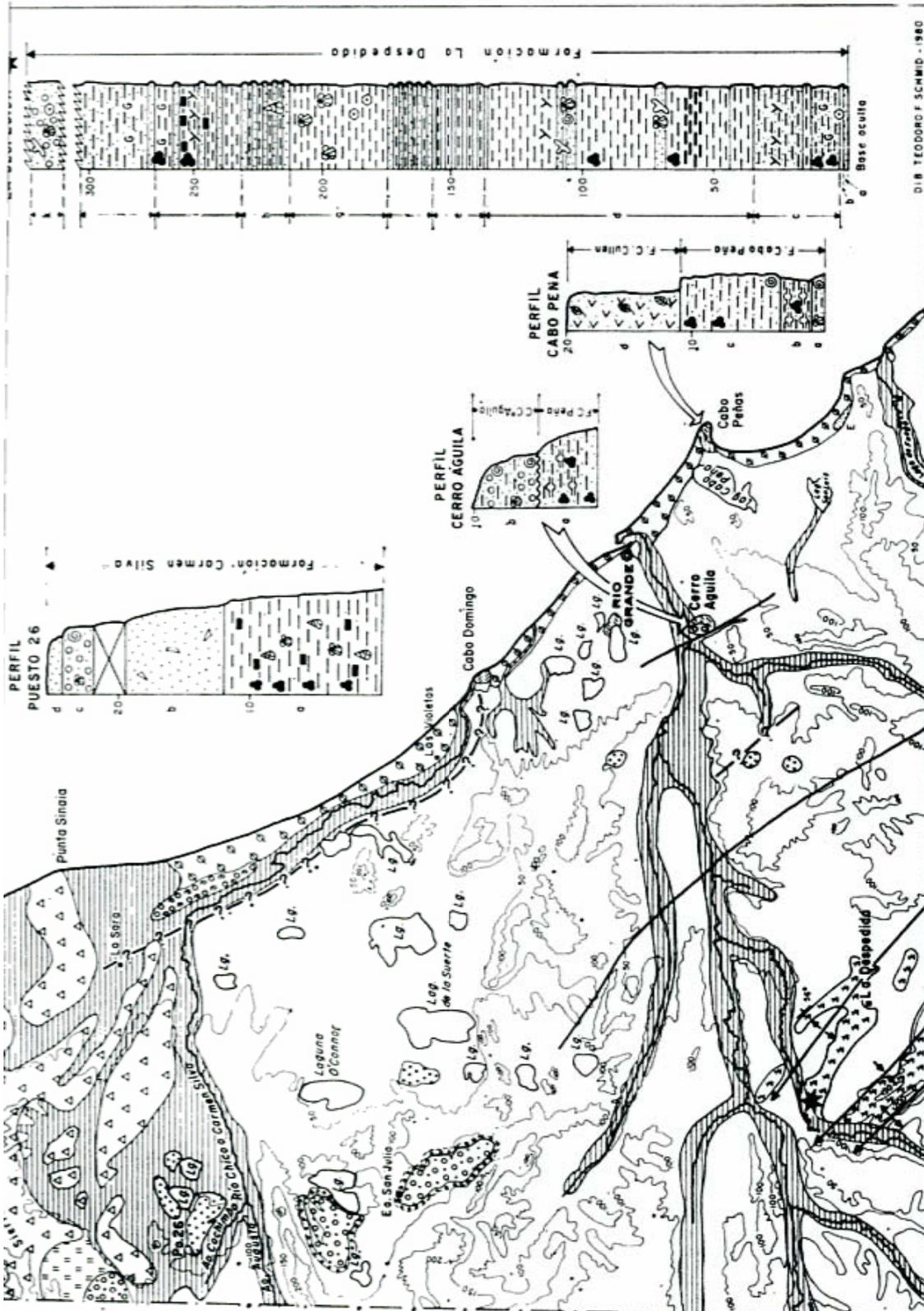
El objetivo fundamental del trabajo es el relevamiento geológico de las Hojas 63 a, Cullen; 64 a, Bahía San Sebastián; 65 a, Cerro Mesa y 65 b, Río Grande, cuyos resultados parciales se adelantan en la presente entrega con especial atención a la geomorfología y estratigrafía.

El reconocimiento de la comarca se efectuó en diferentes oportunidades; en la primera NM reconoció el norte de la Hoja 65 a, durante 15 días en mayo de 1973, campaña realizada mediante fondos otorgados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. JOC recorrió en enero de 1971 el sector costanero comprendido entre el cabo Espíritu Santo y Punta María, cuando se desempeñaba en el Servicio de Hidrografía Naval. Asimismo realizó una campaña en noviembre de 1977 y finalmente en febrero, marzo y octubre de 1978, a raíz del levantamiento de las Hojas 63 a, 64 a y 65 b efectuado mediante convenio realizado entre el Servicio Geológico Nacional y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A. Finalmente, en una campaña conjunta entre ambos autores, financiadas por sus respectivas Instituciones (S.G.N. y F.C.E.N.), en noviembre de 1979.

El área bajo estudio corresponde a la región más austral de la cuenca Austral o Magallánica extrandina. Su caracterización está dada desde el punto de vista estratigráfico, por contener la secuencia terciaria marina más completa del país, pero exhibida en forma de reducidos y discontinuos afloramientos que asoman bajo una extensa cubierta cuartaria.

Esta secuencia terciaria ha provisto de una amplia información microfaunística cuyo conocimiento, sumada al existente del Cretácico del subsuelo, brinda una visión sobre el importante grupo de los foraminíferos, de vasto interés en áreas y regiones adyacentes a las que nos ocupa, tanto en la exploración petrolera como en las recientes investigaciones sobre los fondos oceánicos y su historia. Asimismo, el detalle estratigráfico de dicha secuencia señala importantes acontecimientos tectónicos registrados mediante conglomerados marinos, que son tipos litológicos infrecuentes dentro de los extensos depósitos terciarios del país.

Hasta el presente, la inextricable estratigrafía terciaria fueguina, por los diversos problemas inherentes al área, sumados a la falta de estudios especializados generó una



terminología ambigua: más de una docena de expresiones de valor formacional o grupal. Estas que se aplicaron sin las correspondientes descripciones, criterios y/o relevamientos precisos, en definitiva cayeron dentro del término "Magallanense".

Respecto de la estratigrafía cuartaria, cabe señalar que el detalle de la secuencia, refleja numerosos e importantes registros eustáticos, evolutivos geológicos y ecológicos.

En especial se destaca la importancia de los depósitos glaciares y marinos por su significado en la evolución de la comarca pese a que en superficie predominan aquellos fluviales que alcanzan a cubrir el 30 por ciento del área considerada.

Este panorama alentó la realización del presente trabajo, en el que aún quedan pendientes dudas y problemas, y por ello inconcluso, en la convicción de que la difusión de los resultados alcanzados y la interpretación ofrecida promuevan y faciliten la comprensión de la estratigrafía terciaria-cuartaria argentina, la que a su vez redundará en beneficio de la cabal comprensión del área bajo estudio.

Metodología: La metodología de trabajo empleada es la habitual en el relevamiento habiéndose contado con las hojas topográficas a escala 1:100.000, del Servicio Geológico Nacional; fotografías aéreas obtenidas por el SHN e imágenes satelitarias y se contó, además, con la fotointerpretación de la Compañía Tennessee, realizada en el año 1962.

Los recorridos y reconocimientos se realizaron fundamentalmente en camioneta, y en menor medida a pié, en bote y avioneta. Debido a los escasos y discontinuos afloramientos terciarios se intensificaron los estudios de laboratorio en los aspectos micropaleontológico y mineralógico con el fin de componer un cuadro estratigráfico.

Al efecto se analizaron más de un centenar de muestras desde el punto de vista micropaleontológico, en donde se diferenciaron más de 130 especies de foraminíferos, en gran parte clasificados a nivel específico, y se reconocieron 30 géneros de ostrácodos. En 12 muestras se determinaron arcillas por difracción de rayos X, y se determinó la mineralogía a grano suelto en 20 muestras.

En la datación de cordones litorales y terrazas se utilizó el método del Carbono sobre conchillas marinas.

II. Terciario

Antecedentes

Los antecedentes geológicos del Terciario de la Isla Grande de Tierra del Fuego se tratan de reconocimientos preliminares con los que se intentaron establecer relaciones con secuencias en la región magallánica chilena, sin un relevamiento que discriminara unidades estratigráficas; ello es debido principalmente a lo reducido y esporádico de los afloramientos, que impiden la concreción de este objetivo con la sola base de la observación de campo.

Si bien se realizaron estudios faunísticos sobre diversas localidades (Ortmann, 1898; Steinmann y Wilckens, 1908; Ihering, 1907; Malumíán *et al.*, 1979) y florísticos (Dusen, 1907; Menéndez, 1965; Pöthe de Baldi, 1966), el aporte de estos estudios hacia la resolución estratigráfica se vio disminuido en muchos aspectos por la falta de precisión e información sobre los niveles fosilíferos y sus características litológicas tanto en las localidades comprendidas en la zona bajo estudio, como en las de las secuencias comparadas dentro de la cuenca. Por largo tiempo, el continuo intento de homologar los sedimentos aflorantes en el NNE de Tierra del Fuego, con secuencias conocidas con mayor detalle por su mejor exposición, en la parte chilena, creó sobre esas bases ambiguas, una generalizada asimilación al denominado "Magallanense", especialmente referidas a las series descritas por Felsch (1913) y Keidel y Hemmer (1931).

Los primeros antecedentes relativos a la geología de la comarca magallánica fueron detalladamente mencionados por Bonarelli (1917) y considerados por Feruglio (1950), no serán incluidos aquí salvo que en ellos se hayan nominado entidades de carácter formacional.

Doello-Jurado (1922), a raíz de la primera expedición de la Universidad de Buenos Aires a Tierra del Fuego, en 1921, con una sucinta descripción: capas marinas con *Balanocrinus* sp. y abundantes pelecípodos y gastrópodos, diferenció las "capas de La Despedida" del piso Magallaniano, apuntando que sus moluscos muestran por un lado afinidades con aquellos del "Patagoniense", y por otro con los del Cretácico superior, ubicando cronológicamente las "capas" entre dichas edades.

De Ferrariis (1938), ante la imposibilidad de obtener un perfil completo que mues-

tre toda la sucesión terciaria visto los reducidos y espaciados afloramientos, la ausencia de niveles guías y características litológicas distintivas, reconoció preliminarmente, en orden decreciente de edad, las siguientes entidades:

Estratos del río Claro: "de edad Cretácica y correspondientes al llamado 'Flusch' de Krank", "areniscas muy finas, arcillas y margas de color gris oscuro, con capas calizas. Aoman a lo largo del río Claro y en la pendiente septentrional en la sierra de Beauvoir".

Estratos del río Turba: "areniscas a veces conglomerádicas y arcillas con fósiles marinos, que afloran en el valle del río Turba y cerca de la sección La Despedida".

Estratos de La Pilarica: "areniscas con lechos conglomerádicos oscuros", considerándolos como probable "facies lateral de los Estratos del Cabo Peña".

Estratos del Cabo Peña: "margas y arcillas en parte arenosas y areniscas finas con algunas intercalaciones conglomerádicas de color gris plumizo, azul o bandado de blanco, pardo y negro" (homologándolos a la "serie margosa" de Felsch y Bonarelli, Estratos de Boquerón de Hemmer y Keidel).

Estratos del Cabo Domingo: "areniscas amarillentas, con interposiciones más bien delgadas de margas y arcillas arenosas grises, y gris verdosas", con fósiles marinos y plantas. (Homologado al 1º y 2º grupo arenoso del Felsch).

Estratos del Cerro Aguila: "conglomerados y areniscas con fósiles marinos" (correspondido con el 3º grupo arenoso de Felsch).

Estratos de Castillo: "conglomerados probablemente continentales y equivalentes al Santaeruciano".

Petersen y Methol (1948) brindaron algunos rasgos geológicos de la porción septentrional de la Isla, reconociendo cuatro niveles dentro de los sedimentos "Magallanianos", particularmente al más joven de ellos "que acusa caracteres de depósitos estuarino-deltaico", cuya mayor representación se encuentra al norte de la bahía de San Sebastián; lo distinguieron como "Estratos de Cullen".

Posteriormente Petersen (1940 ms) en su geología generalizada de Tierra del Fuego, incluyó los "Estratos de Castillo" y "de Cullen" dentro de un mismo grupo: "Magallaniano superior"; y dentro de su "Magallaniano medio" a los "Estratos del Cabo Peña" y las "Capas de La Despedida".

Feruglio (1950), correlacionó los "Estratos del Cabo Peña" con los "Estratos de La Pilarica" y del Río Turba.

Yrigoyen (1962), presenta un bosquejo de la geología de la Isla proponiendo las

relaciones de los sedimentos del subsuelo y Formaciones chilenas, con las aflorantes en la comarca bajo estudio. Agrupó los sedimentos del Terciario en tres complejos, nominando al más antiguo como Formación Aurelia, asignándole edad oligocena-cocena superior, y la equiparó con la "Margosa inferior y media" (cf. Criado Roque *et al.*, 1960). Asignó su segundo complejo al Mioceno inferior, formado por el "Glaucónítico A" y "Margosa superior" "Brush Lake", y finalmente el tercero, a la "Serie Arenosa superior".

Camacho (1967) cubre con su ingresión del Eoceno superior a la zona bajo estudio, e incluye a los "estratos de Castillo" en el Mioceno medio. No diferencia claramente la Formación Aurelia de su Formación Río Claro.* Incluye al "Magallanense", en el Mioceno medio, equiparándolo al "Patagónico", indicando que se apoya en discordancia sobre el Paleoceno y Eoceno. Recomienda a su vez el abandono del primer término, por la subdivisión sufrida en Chile.

Yrigoyen (1969), dentro de un panorama sintético del Terciario argentino, equipara su Formación Aurelia con parte de la Formación Agua Fresca, Discordancia y Santa Clara y el Glaucónítico B. A la Formación Castillo con Río Oro y "Glaucónítico A", que los ubica en el Mioceno inferior y compara con la parte inferior de la Formación Loreto.

Borrello (1972) coloca al "Magallanense" entre los movimientos pirenaicos y valáquicos, y estratigráficamente sobre las Formaciones Río Bueno y Río Chico.

* El término Río Claro fue utilizado por Camacho (1948) como serie para nominar los sedimentos aflorantes en el valle del río Claro. Posteriormente dentro de esta Serie se incluyeron los estratos de Policarpo, Leticia y Río Bueno (Furque y Camacho, 1949). Camacho (1967) hace uso del término como Formación Río Claro, pero excluyendo del mismo los estratos mencionados. Agrupó además las Formaciones Río Claro y Río Bueno dentro del mismo ciclo sedimentario (cuadro p. 260, op. cit.), indicando que la verdadera vinculación entre estas formaciones sobre la costa atlántica no está establecida.

Con anterioridad, De Ferrariis (1938) había utilizado el término de "estratos del Río Claro y Formación Río Claro" que de acuerdo con las localidades de afloramiento, litología y posición estratigráfica dadas por De Ferrariis, se plantea la seria dura, que, fuera de la obvia homonimia, se trate de la misma Formación de Camacho, al menos en parte. Esto ha sido desconocido incluso en revisiones recientes sobre la stratigrafía de la Cordillera Fueguina (cf. Caminos, 1980).

Finalmente, Natland *et al.* (1974) proponen un sistema de pisos basado en la distribución de foraminíferos bentónicos guías. Este sistema ha podido extenderse a la región estudiada siendo de gran utilidad para la integración de la estratigrafía de la cuenca en general. Al respecto es conveniente aclarar que la correlación realizada por Natland (*op. cit.*) entre los pisos propuestos y el estándar europeo es tentativa, tal como ellos puntualizaron, y que sólo han dado a conocer las formas guías, en su mayoría bentónicas, para la parte chilena de la cuenca Austral. La suma de estas características de este sistema de pisos limita vigorosamente su aplicación en forma más sencilla y amplia.

EOCENO

II.a. Formación La Despedida

Doello-Jurado, 1922

(Sinonimia: Estratos del Río Turba, De Ferrariis, 1938; Estratos del Río Menéndez, Petersen, 1946; Magallaniano medio (en parte), Petersen, 1949; Estratos del Río Turba, Feruglio, 1950; Formación Aurelia (en parte?), Yrigoyen, 1962, 1969; Formación Río Claro, Camacho 1967 en parte, *non* Formación Río Claro de Ferrariis, 1938.)

Dentro de las diversas nominaciones aplicadas a la presente entidad tiene prioridad aquella de Doello-Jurado (1922) quien propuso el término de "Capas de La Despedida". De Ferrariis las reconoció como "Estratos del Río Turba" describiéndolas como: "Areniscas a veces conglomerádicas y arcillas con fósiles marinos, que afloran en el valle de Río Turba y cerca de la Sección Despedida". Su reconocimiento, pese a tan sintética descripción, es claro y manifiesto en su área tipo.

Se trata de estratos marinos que afloran en el valle del río Turba entre las actuales estancias La Despedida y La Aurelia conformando un anticlinal y sinclinal cuyo eje tiene rumbo 300° y buza hacia el NW, son conspicuos en relación a las Formaciones horizontales aflorantes en el norte del área bajo estudio, pues su inclinación alcanza hasta registros de 57°. La Formación se manifiesta en la alineación mostrada por los cerros próximos a las mencionadas estancias, cuyas crestas están constituidas por las areniscas conglomerádicas, único tipo litológico

que sobresale entre la cobertura del regolito. Estas areniscas son fácilmente identificables por su alto contenido calcáreo debido a niveles microcoquinoideos que se caracterizan por la presencia de artejos de crinoideos y pequeños bivalvos. Los afloramientos se encuentran restringidos a la parte suroccidental de la Hoja 65 a, entre las mencionadas estancias, asomando en los cerros Kia-Sherik, Tebai-chil y Poo-Telk.

El perfil levantado en las proximidades de la Estancia Aurelia sobre la margen derecha del río Turba y adyacente al puente, de base y techo ocultos, muestra un espesor mínimo de 300 m con dominio de sedimentos terrígenos limoarcillosos de 25° de inclinación. Constituye su mejor exposición y se lo interpreta como perfil tipo.

Observación: El color de la roca húmeda y con pátina de alteración muestra una notable diferencia con la de la roca fresca y seca, por lo que se dan ambos. El último se lo diferencia mediante la sigla MS y está referido a la Rock-Color Chart, Geol. Soc. Amer. (1953). El número de muestra coincide con la distancia en metros referida a la base del afloramiento.

a) 1 m: Areniscas y areniscas limoarcillosas grises aceradas a azuladas. Frecuentes fragmentos de conchillas de moluscos y artejos de crinoideos. Muestra seca y fresca (MS) gris amarillento 5Y 7/2.

Mineralogía: Heulandita, plagioclasa zonal, vestigios de yeso, cuarzo y feldespato.

Arcillas (M 0,75):

Montmorillonita	50 %
Illita	25 %
Caolinita-Clor.	25 %

b) 0,50 m: Arenisca calcárea con artejos y pequeños moluscos indeterminables. Gris acerada.

c) 35,5 m: Limolita arenosa, pardo verdosa a azulada con intercalaciones arcillo-limosas. MS, castaña amarillenta oscura, 10 YR 4/2.

Mineralogía: Cuarzo prolado a equidimensional, con escasas inclusiones líquidas o gaseosas. Cuarzo microcristalino. Heulandita de frecuente a escasa. Plagioclasa diversamente alterada (plagioclasa zonal subordinada). Glauconita y yeso presente en todo el tramo, pero sólo frecuente en la parte superior. Minerales accesorios escasos: Zircón, granate, apatita,

- microlino alterado, biotita, hornblenda.
- Arcillas (M 19,50):
- | | |
|---------------------------|------|
| Montmorillonita | 25 % |
| Illita | 63 % |
| Caolinita y clorita | 12 % |
- Microfósiles: Restringidos a la parte más alta del tramo (muestra 33,5). Frecuentes foraminíferos y diatomeas. Escasos ostrácodos. Espinas de equinodermos. Dientes de peces.
- d) 103 m: Limolitas arcillosas masivas, castaño azuladas. MS, castaño verdosa 10 YR (4/2 a 6/2. En la parte inferior del tramo frecuentes restos carbonosos. En la parte media se intercala un banco duro de microcoquina, destacándose entre los fragmentos de moluscos pequeños pectínicos, escafópodos, artejos de crinoideos, briozoarios y foraminíferos distinguibles a simple vista por su gran tamaño (2 a 4 mm).
- Mineralogía: Cuarzo prolado subredondeado, calcita, biotita cloritizada. Minerales accesorios: Apatita, sillimanita.
- Arcillas (M. 58,50):
- | | |
|---------------------------|------|
| Montmorillonita | 38 % |
| Illita | 44 % |
| Caolinita y clorita | 18 % |
- Microfauna: Restringida a la parte media del tramo. Muy frecuentes foraminíferos, escasos ostrácodos y radiolarios. Dientes de peces. Frecuentes briozoarios, es conspicuo el gén. *Spiropora*.
- e) 20 m: Limoarcillas sin contaminación de arena en la mayor parte de las muestras extraídas. Finamente estratificadas en bancos de 4 cm de diferente tono. Castaño azulado. MS, castaño amarillento pálido 10 YR 6/2.
- f) 15 m: Limolitas interestratificadas con bancos arenosos que forman bochones. Pardo oscuros.
- g) 38 m: Limolitas arcillosas masivas pardas a azuladas con escasas intercalaciones de bancos finos arenosos de no más de 10 cm de espesor, con bivalvos pequeños y crinoideos en posición de vida. MS, gris verdosa 5GY 6/1 en la parte inferior del tramo a marrón amarillento moderado 10 YR 5/4 en la superior.
- Arcillas (M 184):
- | | |
|---------------------------|------|
| Montmorillonita | 81 % |
| Illita | 9 % |
| Caolinita y clorita | 10 % |
- h) 22 m: Limoarcillas estratificadas en bancos de diferente tono, pardo azuladas oscuras. Escasos gastrópodos. MS, marrón amarillento moderado 10 YR 5/4.
- i) 43 m: Limoarcillas oscuras a casi negras azuladas con intercalaciones arenosas subordinadas de 5 cm de espesor. Artejos de crinoideos de color negro azulado. Niveles con pequeños bivalvos. MS, 5 YR 4/1.
- Mineralogía: Abundante cuarzo prolado angular y subangular. Relictos de rocas volcánicas, vidrio volcánico. Plagioclasa distintamente alterada. Biotita cloritizada. Glauconita escasa. Yeso frecuente en la muestra 247 asociado con piritita y foraminíferos piritizados.
- Arcillas (M 247):
- | | |
|-----------------------|------|
| Montmorillonita | 86 % |
| Illita | 7 % |
| Caolinita | 7 % |
- Microfósiles: Frecuentes foraminíferos restringidos a la parte superior del tramo.
- j) 30 m: Limoarcillas pardo-rojizas, cineríticas.
- k) Siguen areniscas conglomerádicas y conglomerados cuya potencia mínima se estima en 150 m. Caracterizados por microcoquinas con artejos de crinoideos (*Balanocrinus?*), bivalvos y gastrópodos pequeños. En excelente estado de conservación se encuentra *Aturia brueggeri* Ih. Camacho (1949) observó que en estos conglomerados hay clastos de hasta 25 cm, predominando los rodados negruzcos semejantes a las rocas de la Serie Beavoir. Cubiertos en su mayor parte por vegetación.

II.a.2. Contenido paleontológico y edad

La megafauna contenida se compone principalmente de artejos de crinoideos (*Balanocrinus?*), escafópodos, bivalvos (especialmente pequeños pectínicos), gastrópodos, nautiloideos muy bien conservados *Aturia brueggeri* Ih., dientes de peces, que se presentan en pequeños ejemplares dentro de los niveles microcoquinoideos que muestran una fuerte selección por tamaño. Dentro del perfil descrito se destaca un nivel con elementos en posición de vida; entre ellos los más notables son los crinoideos. Salvo estas excepciones, el material es indeterminable.

La microfauna está ampliamente dominada por foraminíferos bentónicos calcáreos en los tres niveles de mayor ocurrencia. El resto del perfil comprende niveles estériles o con restos de foraminíferos aglutinados en su gran mayoría indeterminables.

Estos tres niveles presentan una asociación peculiar de conservación aceptable a

muy buena. El inferior (muestra 33,5) contiene entre sus formas planctónicas las siguientes especies:

Globorotaloides turgidus (Finlay).
Subbotina angiporoides minima (Jenkins).
Truncorotaloides collectea (Finlay).
Pseudogloboquadrina primitiva (Finlay).
Acarinina pseudotopilensis Subbotina.
Globigerina ouachitaensis Howe y Wallace.
Globigerinatheka index (Finlay).

Las especies bentónicas:

Alabamina atlantisae (Cushman).
Bathysiphon eocenicus (Cushman y Hanna).
Ceratobulimina sp. de Todd y Kniker (1952).
"Cibicides" perlucidus Nuttal.
Cyclammina sp. cf. *C. incisa* (Stache).
Elphidium saginatum Finlay.
Glandulina laevigata d'Orbigny.
Globobulimina sp.
Gyroidinoides soldanii d'Orbigny.
Hoeglundina elegans (d'Orbigny).
Lenticulina alatolimbata (Güembel).
Lenticulina spp.
Nodosaria longiscata d'Orbigny.
Lituotoba chiliana Todd y Kniker.
Pleurostomella aguafrescaensis Todd y Kniker.
Pseudoglandulina sp. 11.
Pullenia eocenica Cushman y Siegfus.
Quinqueloculina sp. "ch."
Quinqueloculina sp. "gr."
Spiroplectammina sp.

El nivel intermedio se encuentra entre los 69,50 a 73 m sobre la base del perfil. Contiene una profusa microfauna caracterizada por frecuentes nodosariáceos de gran tamaño, en particular vaginulinas y lenticulinas. La conservación es mediana a muy buena en las formas grandes y regular a mala en las pequeñas debido a la recristalización incipiente. Los foraminíferos planctónicos son muy escasos, prácticamente inexistentes, y los ostrácodos están escasamente representados.

Los foraminíferos bentónicos registrados son los siguientes:

Anomalinoidea sp.
Allomorphina macrostoma Karrer.
Cassidulina cuneata Finlay.
Cibicides perlucidus Nuttal.
Cibicides pseudoconvexus Parr.
Cibicides cf. *C. hampdenensis* Hornibrook.
Cibicides cf. *C. verrucosus* Finlay.
Cibicides parki Finlay.
Dentalina mucronata Neugeboren.
Dentalina elgansoensis Todd y Kniker.
Elphidium spp.
Glandulina laevigata d'Orbigny.
Guttulina sp. cf. *irregularis* d'Orbigny.
Heterolepa sp. cf. *C. perforatus* Karrer.
Lenticulina cf. *inornata* d'Orb. de Todd y Kniker (1952).
Lenticulina arcuatostrata (Hantken).

Lenticulina alatolimbata (Güembel).
Marginulina sp.
Marginulina nuttalli Todd y Kniker.
Marginulina knikeriae Cañón y Ernst.
Marginulina sp. "L".
Marginulina sp. "C".
Nodosaria spp.
Nodosaria latejugata Gümbel.
Pseudoglandulina conica (Neugeboren).
Pyrgo sp.
Pyrulina sp. nov.
Quinqueloculina cf. *Q. imperialis* Hanna y Hanna.
Sigmomorphina cf. *S. trinitatis* Cushman y Ozawa.
Textularia magallanica Todd y Kniker.
Trifarina sp.
Triloculina sp. 16.
Vaginulinopsis sp. cf. *V. hochstetteri* (Stache).

El nivel superior se encuentra entre las muestras 242 y 247, comprende material muy bien conservado, habiéndose registrado entre los foraminíferos planctónicos:

Pseudohastigerina micra (Cole).
Subbotina angiporoides angiporoides (Hornibrook).
Subbotina linaperta (Finlay).
Acarinina pseudotopilensis Subbotina (muy raro).
Globigerinatheka index (Finlay).

Entre los foraminíferos bentónicos:

Anomalina sp. cf. *A. chiliana* Todd y Kniker.
Anomalinoidea sp.
Alabamina atlantisae (Cushman).
Bolivinopsis compta Finlay.
Bulimina spp.
Cibicides parki Finlay.
Cyclammina sp. cf. *incisa* (Stache).
Dentalina cooperensis Cushman var. *gracilescata* Cushman.
Elphidium saginatum Finlay.
Fissurina sp. cf. *F. orbignyana* Seguenza, de Todd y Kniker (1952).
Fissurina spp.
Gaudryina chiliana Todd y Kniker.
Heterolepa sp. cf. *H. coltinsi* (Finlay).
Karrerella spp.
Lagena hexagona, Williamson.
Lagena substriata Williamson, de Todd y Kniker (1952).
Lituotoba chiliana Todd y Kniker.
Lenticulina spp.
Marginulina nuttalli Todd y Kniker.
Marginulina asperuliformis (Nuttal).
Pleurostomella aguafrescaensis Todd y Kniker.
Pullenia eocenica Cushman y Siegfus.
Spiroplectammina sp.
Stilostomella sp.
Trochammina sp.
Uvigerina sp.

Los géneros de ostrácodos, en su casi totalidad provenientes del nivel micropaleontológico medio, son los siguientes:

Bradleya sp., *Caudites* sp., *Cytherella* sp.?, *Echinocythereis* sp., *Henryhowella* sp., *Hermanites* sp., *Munseyella* sp., *Mutilus* (*Aurila*) sp., *Propontocypris* sp.?, *Quadracythere* sp.

De acuerdo a Jenkins (1971), para Nueva Zelandia, y Stainforth *et al.* (1975) para los registros generalizados, los foraminíferos planctónicos determinados reconocen la siguiente distribución:

Acarinina pseudotopilensis: Especie reconocida como amplio índice zonal desde el Paleoceno tardío al Eoceno temprano. Zona de *G. wilcoxensis* a *G. index index*, Paleoceno tardío a Eoceno medio.

Globorotaloides turgidus: Z. de *G. (T.) inconspicua*, Paleoceno tardío a Eoceno tardío.

Globigerina higginsi: Eoceno inferior a medio. Z. de *P. primitiva* a *G. (G.) index index*, Eoceno medio.

Globigerina ouachitaensis: Z. de *G. (G.) index index* a *G. trilobus trilobus*, Eoceno medio a Mioceno temprano.

Subbotina angiporoides minima: Z. de *P. primitiva* a *G. (G.) index index*, Eoceno medio.

Subbotina linaperta: Paleoceno tardío a Eoceno tardío. Z. de *G. (G.) index index* a *G. (S.) linaperta*. Eoceno medio-tardío.

Pseudogloboquadrina primitiva: Paleoceno superior a Eoceno medio. Z. de *G. (S.) trilobus trilobus* a *G. (G.) index index*, Paleoceno superior a Eoceno medio.

Pseudohastigerina micra: Eoceno medio a Oligoceno basal, su frecuencia marca el Eoceno medio terminal de las regiones templadas. Z. de *G. (G.) crater crater* a *G. brevis* Eoceno inferior a Oligoceno basal.

Globigerinatheka index: Eoceno medio a tardío. Z. de *G. (G.) index index* a *G. (S.) linaperta*, Eoceno medio a superior.

Truncatulinoidea collactea: Z. de *crater crater* a *G. (T.) inconspicua*.

Las tres últimas especies se reconocieron e ilustraron para el Eoceno medio superior de la perforación SC-1 (cf. Malumián *et al.*, 1971; Jenkins, 1974). Además, *Globigerinatheka index*, especie sumamente distintiva y característico fósil guía de Eoceno medio y superior, fue mencionada para la Formación Elvira de la cuenca del Colorado en disidencia con estudios palinológicos que indicaron una edad oligocena (en Lesta *et al.*, 1979).

La distribución de algunas de las especies bentónicas determinadas es, según Hornibrook (1961, 1968), la siguiente:

Cibicides parki: Las formas de menor tamaño se reconocen desde la serie Dannerivique. Las típicas, desde el piso Porango-

niano (Eoceno medio superior) hasta el Oligoceno temprano, siendo una de las especies más características de la Serie Arnold de Nueva Zelandia (Eoceno superior). En la cuenca austral, esta forma se reconoció en ejemplares pequeños en la Formación Agua Fresca (Todd y Kniker, 1952).

Cibicides pseudoconvexus: Es una forma conocida desde el Paleoceno (Webb, 1973) en Nueva Zelandia, y registrada desde el Bortoniano cuspidal, Kaiatiano al Duntroiano. Es una especie relativamente frecuente en el Eoceno medio superior de la perforación SC-1 (Malumián *et al.*, 1971).

Elphidium saginatum: Fósil guía del piso Poranganiano (Eoceno medio), y en tal sentido lo es también en el ambiente fueguino por su amplia distribución.

Hay, además, más de una decena de especies comparables, que incluso pueden llegar a ser idénticas con especies neocelandesas de distribución conocida dentro del Eoceno medio.

Por otra parte se registraron 30 especies bentónicas que son comunes con las de la Formación Agua Fresca. Esta similitud debe considerarse con precaución dado que no se conocen las faunas totales o completas de otras Formaciones, de manera que no se puede establecer con cuál de aquéllas existe mayor afinidad dentro de la cuenca Austral.

De lo referido, queda en claro que se trata de una microfauna de edad eocena media. El más alto de los niveles microfósilíferos del perfil descrito corresponde al Eoceno medio cuspidal. En particular, la presencia conjunta de *Pseudogloboquadrina primitiva* y *G. index*, marcan la Zona de *G. index index* de Jenkins.

No es improbable, por su relación estratigráfica, que la parte más alta de la Formación, de carácter conglomerádico corresponda al Eoceno superior, por lo menos temprano.

En cuanto a los megafósiles *Aturia bruegeni* Ih., es una especie que según Feruglio (1949) se reconoce en las capas de Boquerón en Chile. Además Cañón (1968) la indica como un megafósil diagnóstico de la "etapa Bautismiano" la que a su vez contiene en asociación a *Elphidium saginatum* Finlay. *Spiropora* sp. es idéntica a la especie registrada en el Eoceno medio superior de la perforación SC-1 (cf. Malumián *et al.*, 1971).

II.a.3. Relaciones y correlaciones

Por encontrarse la Formación en el área de estudio con base y techo ocultos no se han podido observar directamente sus relaciones con las Formaciones infra y supraestantes. Pero de acuerdo con su distribución y posición de sus estratos, es evidente que sucede a la Formación Río Claro (De Ferrariis, 1938), tal como fue indicado por el mencionado autor, sin que se haya podido establecer en qué tipo de relación. Antecede en relación de discordancia angular a la Formación Cabo Peña, el brusco cambio faunístico existente entre ambas avala esta relación discordante discernible de la actitud estructural entre ambas.

En cuanto a la relación con la Formación Aurelia, de Yrigoyen (1962), ésta incluiría a la Formación La Despedida y probablemente estratos más jóvenes como la Formación Cabo Peña. Una precisa equivalencia es difícil de establecer debido a las escuetas descripciones originales.

La Formación La Despedida es correlacionable, al menos en parte, por su edad y similar contenido microfaunístico con la Formación Agua Fresca.

La edad de la Formación Agua Fresca merece especial atención, pues por el clásico trabajo de Todd y Kniker (1952) no sólo se describió e ilustró por primera vez una microfauna del Terciario de cuenca Austral sino del sur de América del Sur, habiendo sido el único ejemplo disponible por largo tiempo de las microfaunas terciarias australes de América del Sur, y su edad fue utilizada de referencia para estratos supra e infrayacentes dentro de los esquemas cronológicos del terciario austral.

Originalmente la edad de la Formación Agua Fresca fue asignada al Eoceno tardío por Todd y Kniker (1952), y estos autores indicaron además relaciones microfaunísticas con la Lutita Kreyenhagen de California. La edad de esta última actualmente se considera eocena cuspidal-oligocena (cf. Watkins, 1974).

Hornibrook (1958) fue el primero en indicar una edad mayor para la Formación Agua Fresca, al apuntar que su microfauna muestra una marcada semejanza con las faunas del Heretaungiano, Poranganiano y Bortoniano, que incluye especies de *Elphidium* muy cercanas a especies altamente características para los mencionados pisos neocelandeses.

Bergreen (1969) al referirse a *Globigeri-*

na patagonica Todd y Kniker; descrita originalmente para la parte superior de la Formación Agua Fresca, consideró que la asociación con *Pseudohastigerina wilcoxensis*, sugiere que la parte superior de la Formación Agua Fresca es de edad eocena temprana.

Según Charrier y Lahsen (1968) la base de la Formación Agua Fresca se encuentra dentro del Paleoceno tardío-Eoceno temprano. Al respecto de la microfauna ilustrada por estos autores McGowran (1970) sugirió que "*Globorotalia membranacea*" (Ehrenberg) de Charrier y Lahsen sea probablemente idéntica a *Planorotalites planoconica* (Subbotina) indicando que esta microfauna planctónica tiene un aspecto paleoceno, mientras que el nannoplancton calcáreo asociado, que sólo fue mencionado, tiene un aspecto eoceno temprano.

Cecioni *et al.* (1974) mencionan (sin ilustrar) la presencia de *Neoinoceramus ameghinoi* en la parte inferior de Agua Fresca indicando que de acuerdo a la edad dada por Charrier y Lahsen, y considerando la exclusividad y restricción que presenta este molusco, la parte de la Formación San Julián que lo contenga será de edad paleocena.

Jenkins (1974) concluye que Agua Fresca es probablemente equivalente al Eoceno inferior-Eoceno medio inferior, a partir de que:

- 1) *Elphidium lauritaensis* Todd y Kniker es probablemente *E. saginatum* que está limitado a las Zonas de *P. primitiva* y la parte más baja de la Zona de *G. index index*.
- 2) *Gaudryina jacksonensis* es probablemente *G. proreussi* Finlay, que está limitada entre la Zona de *G. index index* a la parte basal de la Zona de *Globorotalia inconspicua inconspicua*.
- 3) Y que el biocrón de *C. parki* Finlay, se reconoce del Eoceno medio al Oligoceno medio (Zonas de *P. primitiva* a *G. (S) angiporoides angiporoides*).

De acuerdo al material de comparación enviado por R. Todd, de *E. lauritaensis* y *chilenum*, y material neocelandés, y de la Formación La Despedida de *E. saginatum* (de este último la determinación verificada por N. de B. Hornibrook, como formas típicas), puede deducirse que:

- 1) *Elphidium saginatum* es una forma próxima a *E. lauritaensis*, pero mucho

más a *E. chilenum*, pues tal como lo expresaron Todd y Kniker en la descripción original de *E. lauritaensis*, esta especie tiene más cámaras y una conchilla más angular que *E. saginatum*. En este aspecto se acerca más *E. hampdenense* Finlay, del que aquí se plantea la presunción de que se trata de sinónimos. Estas relaciones están avaladas incluso por las distribuciones de *E. lauritaensis-hampdenense*, en Agua Fresca inferior basal-Heretaungiano, y de *E. chilenum-saginatum*, en Agua Fresca inferior alto-Porangiano respectivamente; es decir, que en Chile y Nueva Zelanda los dos conjuntos de posibles sinónimos o formas similares muestran la misma relación cronológica.

- 2) Todd y Kniker (1952) puntualizaron el carácter de fósiles guías de los elphidium de Agua Fresca. Es de observar que particularmente *E. lauritaense-chilenum-patagonicum*, indicados para Agua Fresca basal, inferior alto y superior, respectivamente, presentan notables semejanzas morfológicas, diferenciándose básicamente por mostrar un decrecimiento en el número de cámaras (10-11 en *lauritaense* a 4-5 en *patagonicum*) como así también en el número de procesos retrales (sobre un lado y por sutura 8-9 en *lauritaensis* a 4-5 en *patagonicum*). Esta tendencia se observa incluso en el material de *E. saginatum* de la Formación La Despedida.

Las relaciones con los pisos propuestos por Natland *et al.* (1974) para la cuenca Austral chilena, se infieren a partir de la edad, pues las formas o especies marcadoras de los pisos no se registran en la Formación La Despedida, o si se registran se tropieza con el inconveniente de que dichos pisos están delimitados por extinciones locales, que en casos como el presente no pueden verificarse, pues se trata de columnas incompletas.

Particularmente el Manzaniano debería considerarse de edad no mayor al Eoceno medio, debido a la presencia de *Candeina cecioni* Cañón y Ernst, pues en el presente trabajo se la interpreta como muy próxima o sinónima de *Candeina zeocenica* Hornibrook y Jenkins, debido a que el biocrón de la última según Hornibrook y Jenkins (1965) y Jenkins (1971), se reconoce desde el Eoceno medio al Oligoceno temprano.

De esta forma, la Formación Agua Fresca y el piso Manzaniano, en parte al menos, pertenecen al Eoceno medio.

Además el piso Brunswickiano contiene como forma conspicua a *Globanomalina micra* (Cole): *Hastigerina iota* (Finlay), especie también frecuente en la parte superior de la Formación La Despedida. La frecuencia de esta especie indica el tope del Eoceno medio en regiones templadas (Stainforth *et al.*, 1975). Por lo que la parte superior de la Formación La Despedida puede correlacionarse tentativamente con el mencionado piso.

El presente caso ejemplifica la necesidad de conocer la totalidad de las faunas de dichos pisos, pues en algunos casos las formas indicadoras o marcadoras carecen de la distribución necesaria para una correlación más simple y directa.

La Formación La Despedida es correlacionable con el tramo de igual edad y similar microfauna (660-676 mbbp) de la perforación SC-1, (Malumián *et al.*, 1971) de la provincia de Santa Cruz, y en general dentro del subsuelo, se corresponden con las denominadas "Margas inferiores".

II.a.4. Paleoecología y ambiente de sedimentación

En general la Formación se caracteriza por una sedimentación limoarcillosa, contiene frecuentes restos carbonosos, con un alto porcentaje de muestras estériles desde el punto de vista micropaleontológico, la microfauna contiene una muy baja proporción de foraminíferos planctónicos. Estos rasgos revelan condiciones predominantes de baja energía en ambientes marinos marginales y de comunicación restringida con el mar abierto.

Particularmente en los bancos microcoquinoideos de la parte media inferior (nivel d), en donde la selección por tamaño en los restos fósiles es evidente, se destacan los artejos de crinoideos que presentan piezas de más de un centímetro agrupados con partes esqueléticas de menor tamaño de otros grupos fósiles, esto debido a su baja densidad y alta porosidad de los artejos. Esta selección por tamaño parece haber afectado incluso a los foraminíferos, que en estos bancos presentan altas concentraciones de formas grandes.

En la parte media (niveles e y f) de estratificación fina y marcada, carentes de

foraminíferos, revelan facies cíclicas marginales.

La presencia de invertebrados, en especial de equinodermos, en su posición de vida en los tramos medios superiores (nivel *g*) del perfil es indicio de muerte por asfixia y enterramiento en vida por sedimentos y turbidez. La microfauna bien conservada, piritita y glauconita hablan a favor de ambientes reductores de fondo.

En la parte más alta del perfil (nivel *i*) se registran frecuentes bulimínidos de pequeño tamaño, que al parecer en el Paleógeno florecen en ambientes marginales y facies regresivas.

La parte superior de la Formación, en gran parte cubierta y no detallada en el perfil descripto, presenta el desarrollo de areniscas gruesas y coquinoideas, con frecuentes cnidarios, restos de moluscos y artejos, que indica un régimen de mayor energía, pero la cobertura hace difícil la estimación del desarrollo y la potencia de estos tipos litológicos.

II.b. Formación Cabo Peña

De Ferrariis, 1938

(Sinonimia: Estratos del Cabo Peña, De Ferrariis, 1938. Formación de Cabo Peña, Borrello, 1968; Magallaniano medio, en parte, Petersen, 1949).

Sólo se conocen dos afloramientos de esta Formación, ambos se encuentran dentro del ámbito de la Hoja 65 b Río Grande: el correspondiente a la localidad tipo en el cabo Peñas y el asomo en la parte inferior del perfil de cerro Aguila.

Se trata de limoarcilitas montmorilloníticas, a areniscas limoarcillosas, bien compactadas y fragmentosas, ásperas al tacto, con restos de moluscos, de tonos predominantemente verdes y grisáceos, de posición cuasi horizontal, de leve inclinación (2° a 3° hacia el SW).

II.b.1. Perfil tipo

En el sector sudeste del cabo Peñas se encuentra la mejor exposición de la Formación.

- a) 0-1,50 m: No se observa la base. Constituye una superficie de abrasión marina actual. Está representada por una arenisca

arcillosa limolítica gris verdosa que incluye fragmentos de arcilita. Muestra fresca: Oliva grisáceo 10 Y 4/2, muestra alterada: pardo amarillento moderado 10 YR 5/4.

Mineralogía: Abundante zeolita. Frecuente: plagioclasa con abundantes inclusiones, en parte alterada, plagioclasa zonal subordinada. Cuarzo en menor proporción que plagioclasa. Cuarzo microcristalino, hornblenda verde prismática y anhedral en parte alterada. Escasos: opacos, calcita en agregados microcristalinos cubiertos por una pátina limo arcillosa. Relictos de rocas volcánicas. Muy escasos: zircón, microclino, vidrio volcánico desvitrificado, piroxenos.

Arcillas:

Montmorillonita ...	80 %
Caolinita y Clorita .	13 %
Illita	7 %

Con moluscos: *Hemichenopus araucanus* Ph., *Neilo* sp. Corales.

- b) 1,50-6,50 m: Arcilitas limolíticas fragmentosas, compactas, ásperas al tacto. Gris oliva claro 5 Y 6/1. Forman un conspicuo banco netamente diferenciable por su carácter masivo y homogéneo.

Arcillas:

Montmorillonita ...	46 %
Caolinita y Clorita .	29 %
Illita	25 %

Microfósiles: Foraminíferos muy frecuentes, visibles a simple vista en el campo. Muy frecuentes radiolarios y diatomeas subordinadas.

- c) 6,50-21,50 m: Limos arcillosos masivos, gris amarillentos. En la base areniscosos, en el nivel 16 su color es gris oliva claro 5 Y 5/2 variando a gris oliva 5 Y 3/2 en el nivel 17 m.

Arcillas (nivel 18 y 19 m):

Montmorillonita ...	43 %
Illita	29 %
Caolinita y Clorita .	28 %

Con *Aturia* sp. cf. *A. caroliameghinoi* en la base. Frecuentes foraminíferos a partir de la parte media. Deficientemente conservados. Restos vegetales mal conservados.

- d) 21,50-31,50 m: En discordancia apoyan arcilitas limolíticas cineríticas con restos de hojas y tallos, asignables a la Formación Cullen.

II.b.2. Contenido paleontológico y edad

Se registraron megafósiles en los niveles más bajos reconocidos de esta Formación aflorantes, en baja marea, en cabo Peñas (nivel *a*). La megafauna es monótona y está caracterizada por *Hemichenopus araucanus* Ph. *sensu* Steinman y Wilckens, el que sería sinónimo, según Feruglio, 1949: 162, de *Dicroloma magellanica* Ih., y que según este autor se ha reconocido en bahía San Sebastián, cabo Domingo, Estratos de Boquerón y Estratos de Loreto. Este fósil originariamente fue descrito para la desembocadura del Río Grande. Tanto su sinonimia y situación taxonómica, como la mención de su presencia en la bahía San Sebastián debe ser motivo de revisión. Asociados al mismo se reconocieron frecuentes formas de *Neilo* sp., un bivalvo indeterminado y corales. Todos ellos de regular a buen estado de conservación, pero de difícil extracción por su conchilla delgada y las características de la roca continente.

En la base del nivel *c* se hallaron ejemplares de *Aturia* sp. cf. *caroliameghinoi* Ih. Este fósil por su estado de conservación es sólo comparable a la especie que según Feruglio (1949) ha sido reconocida para el "Juliense" y "Leonense" de Patagonia.

La Formación Cabo Peña contiene una microfauna sumamente característica. Muestra un grado de conservación de regular a deficiente en sus constituyentes calcáreos, que se presentan recristalizados en forma de frecuentes moldes internos, muchos de ellos piritizados. Los aglutinados tienen una preservación de regular a aceptable. Por lo que en este sentido se manifiesta una conservación diferencial muy evidente.

Los componentes más frecuentes son radiolarios esféricos y diatomeas subordinadas en el nivel *b*, las últimas aumentan su frecuencia hacia el techo del nivel *c*.

Los foraminíferos arenáceos más frecuentes son:

- Bathysiphon* sp.
- Spirosigmoilinella* sp.
- Martinottiella* spp.
- Karrelulina obscura* Srinivasan.
- Cyclammina* cf. *C. pusilla* Brady.
- Cribrostomoides* cf. *C. subglobosus* Stars.

Los foraminíferos calcáreos más frecuentes son:

- Sphaeroidina bulloides* d'Orb.
- Nonionella magnalingua* Finlay.
- Hoeglundina elegans* d'Orb.

Los foraminíferos acompañantes son:

- Ammodiscus* sp.
- Anomalinoidea* sp. 11.
- Cassidella* sp.
- Cassidella* cf. *C. bradyi* (Cushman).
- Fissurina* sp.
- Florilus* sp. 9.
- Gavelinopsis* cf. *G. balcombensis* Chapman, Farr y Collins.
- Gyroidinoides* cf. *G. neosoldaniti* (Brotzen).
- Haplophragmoides* sp.
- Heterolepa* sp.
- Hormosina* sp.
- Karriella* sp.
- Lenticulina* cf. *rotulata* (Lamarck).
- Lenticulina* spp.
- Miliolinella?* sp.
- Nodosaria* spp.
- Nonionella satiata* Finlay.
- Oridorsalis umbonatus* (Reuss).
- Plectofrondicularia* sp. nov.
- Pseudoglandulina* sp.
- Pseudopolymorphina* cf. *P. jacksonensis* (Cushman).
- Quadriformina* sp. cf. *advena* (Cushman y Siegfus).
- Rhabdammina* sp.
- Saccammina* sp.
- Stilostomella* sp.
- Uvigerina* sp.

Los foraminíferos planctónicos son sumamente escasos; el hallazgo de las especies que se listan a continuación requirió de búsqueda en gran cantidad de muestra: más de un kilogramo de muestra de diferentes puntos del nivel *b* brindaron una asociación que evidentemente muestra una fuerte preservación diferencial en la que han persistido las formas más robustas, siendo frecuentes los ejemplares deformados. En general comprenden formas globigerinoides grandes con frecuentes bullas, entre ellas los ejemplares que pudieron ser identificados son los siguientes:

- Catapsidrax* sp.
- Globigerina angustiumbilicata* Bolli.
- Globigerina brazieri* Jenkins.
- Globigerina brevis* Jenkins.
- Globigerina euapertura* Jenkins.
- Globigerina ex gr. bulloides* d'Orb.
- Globorotaloides* cf. *suteri* Bolli.
- Subbotina linaperta* (Finlay).
- Subbotina* cf. *angiporoides angiporoides* (Hornibrook).

La distribución cronológica de las especies bentónicas más conspicuas es la siguiente:

Spirosigmoilinella sp., pertenece a un género en el que hasta el momento no se le han reubicado un número suficiente de especies como para que se obtenga una apreciación cronológica del mismo; su poco conocido registro se encontraba desde el Mioceno inferior al medio. Es un excelente guía dentro de la cuenca; tanto por su abundancia como por la notable resistencia de la cóncula que la hace conservable incluso en muestras muy meteorizadas.

Nonionella magnalingua Finlay, especie muy frecuente, que en Nueva Zelandia se reconoce desde el Duntrooniano a la serie Wanganui (Oligoceno inferior-Pleistoceno).

Karrelulina obscura Srinivasan, se conoce en Nueva Zelandia desde el Eoceno superior al Oligoceno inferior (Srinivasan, 1966).

Oridorsalis umbonatus (Reuss), conocida desde el Oligoceno en diversas partes del mundo, incluso de la Argentina.

La distribución cronológica de otras especies, en particular aquellas ligadas al Miradoriano se discuten en el ítem correspondiente a las correlaciones.

En cuanto a los foraminíferos planctónicos, *Globigerina brevis* define la zona homónima en Nueva Zelandia que se ubica correspondiendo el límite Eoceno-Oligoceno según Jenkins (1971, 1974). Se ha reconocido en el subsuelo de cuenca del Colorado (Malumián, 1972). *G. euapertura* se conoce a partir de la Zona de *G. brevis*; *G. angustiumbilicata* desde la Zona de *S. angiporoides angiporoides*, y *G. brazieri* desde la zona de *Globoquadrina dehiscens*. Por otra parte, la asociación en sí presenta la característica que distingue a las pertenecientes al Oligoceno en el sentido de que se trata de formas grandes globigeriformes. En los aspectos generales es similar a la ilustrada por Tjalsma (1976) para el material oligoceno del crucero 36 del DSDP.

Esta microfauna de la Formación Cabo Peña fue denominada como asociación paleoecológica de *Martinottiella* por Malumián (1980), y asignada al Mioceno inferior y homologada con otras registradas por debajo de faunas entrerrienses o de *Protelphidium tuberculatum*. De acuerdo al nuevo material planctónico y bentónico estudiado debe entonces extenderse su edad al Oligoceno.

Por lo que antecede, en general puede asignarse una edad oligocena a toda la For-

mación, y en particular los estratos más bajos, aflorantes en cabo Peñas corresponden al Oligoceno inferior-Eoceno superior cuspidal equivalentes a las Zonas de *G. brevis* y *S. angiporoides angiporoides* de Nueva Zelandia.

II.b.3. Relaciones y correlaciones

La base de la Formación Cabo Peña se desconoce, por lo que no se ha podido observar su relación con las Formaciones infraestantes, pero es de suponer que la misma sea de discordancia angular por la actitud estructural de la Formación La Despedida. Por otra parte, su techo se encuentra en relación de discordancia erosiva cubierta por la Formación Cullen, en cabo Peñas, y por el Conglomerado Cerro Aguila, en cerro Aguila.

De Ferrariis (1938) correspondió la Formación Cabo Peña con la "Serie Margosa inferior de Felsh y Bonarelli (Estratos de Boquerón de Keidel y Hemmer)". Además la consideró como probable facies de los "Estratos de la Pilarica". En el presente trabajo se duda de dicha probabilidad. Los estratos de La Pilarica afloran al sur del área de estudio y en las proximidades de la estancia homónima, y según reconocimiento expeditivo de parte de los autores del presente trabajo, se verificó que se trata de areniscas, areniscas conglomerádicas y lutitas pizarreñas fuertemente dislocadas, que hasta el presente no han brindado fauna ni microfauna, pero tanto su litología, como su posición regional indican que se trata de estratos de mayor edad, probablemente de edad cretácica superior.

Feruglio (1949, II: 144-45) anexó los "estratos" del Río Turba, a la Formación Cabo Peña, que como aquí se desprende están totalmente desvinculadas por sus diferentes tipos litológicos y contenido micro y megapaleontológico.

Petersen (1949; en Petersen y Methol, 1948) incluyó los sedimentos de la Formación Cabo Peña entre los estratos basales de la serie "Magallaniana", puntualizando que se debía deshechar la idea de que en la costa atlántica, entre los cabos San Pablo y Espíritu Santo, aparezcan los términos de la "Serie Margosa inferior" de Felsch (1913) o de Boquerón de Keidel y Hemmer (1931).

Es de destacar que en la literatura mencionada se observa un uso indiscriminado o erróneo que ha llevado a interpretar las frecuentes limoarcilitas del Terciario fuegui-

no como margas o sedimentos margosos. Este tipo litológico, en sentido estricto, no ha sido reconocido en ninguna Formación terciaria del área estudiada y, aparentemente, ese uso ha llevado a correlaciones generalizadas incorrectas dentro de la estratigrafía.

Sobre la base del contenido micropaleontológico se incluye a la Formación Cabo Peña dentro del Miradoriano, del que contiene formas guías como *Spirosigmoili-nella* sp. = *Psaminopelta venezuelana* (Hedberg) *sensu* Natland *et al.* (1974, lám. I, fig. 3 non figs. 1 y 2), y otras que si bien no han sido ilustradas pudieron ser directamente comparadas con material miradoriano, como ser *Plectofrondicularia* sp. y *Karrululina obscura*. Además se registró la presencia de *Pullenia bulloides*, *Hoeglundina elegans*, *Martinottiella* spp., *Sphaeroidina bulloides*, comunes en el Miradoriano.

El Miradoriano, según Natland *et al.* (*op. cit.*) incluye las capas fosilíferas del río Minas y cerro Mirado, del área oeste de Punta Arenas, comprendiendo los términos medios del Grupo Loreto.

En cuanto a la edad del piso que contiene *Candeina* sp. (según com. epist. de Cañón, 17-IV-80), se interpreta en el presente trabajo como una forma planctónica relacionada a *C. zeocenica* Hornibrook y Jenkins, que en Nueva Zelanda es conocida del Eoceno superior al Oligoceno inferior.

Dentro de las edades tentativas asignadas por Natland *et al.* (1974) el piso Miradoriano fue incluido en el intervalo Mioceno inferior-Oligoceno superior.

Al respecto los antecedentes de las Formaciones comprendidas dentro de este piso presentan contradicciones. Martínez, P. *et al.* (1965) comunicaron sobre la presencia de *Globigerinoides trilobus inmatura* y *Candeina nitida*, asignándole en consecuencia, edad miocena a la Formación Ciervos, infrayacente a la Formación Loreto.

Fasola (1969) en el estudio palinológico de la Formación Loreto en su localidad típica interpretó, sobre la base de la datación eocena realizada por Cookson y Cranwell (1967) para la Formación Leña Dura, que la Formación Loreto, que se halla inmediatamente por encima de Leña Dura, sin mediar hiatos aparentes o discordancias, debería ser necesariamente referida al Eoceno (Archangelsky y Fasola, 1971).

Particularmente entre las formas registradas en Chile, y típicas del piso, se encuentra *Karrieriella cushmani* Finlay el que es

un microfósil típico del intervalo comprendido por las series Paerora a Wanganui (Mioceno inferior a Plioceno), pero esta forma, que no ha sido registrada en la Formación Cabo Peña, presenta ciertas diferencias con las neocelandesas.

Fuera del ámbito fueguino, la Formación Cabo Peña, se interpreta como parte de la ingresión que depositó la Formación Patagonia y Formaciones equivalentes que se reconocen hasta la cuenca del Colorado; particularmente en esta última se registró *Globigerina brevis*, en los términos inferiores a sedimentos depositados por esta ingresión (Malumián, 1969). Por otra parte, es notorio el contenido silicobiogénico y de vidrio volcánico en ambas Formaciones con la diferencia que en la Formación Patagonia—esta característica indicada por Casanova (1931) para la cuenca del Golfo, fue extendida por Riggi (1978) ampliamente sólo para la parte superior de la Formación Patagonia—dominan los frústulos de diatomeas mientras que en la Formación Cabo Peña son más frecuentes los radiolarios.

De acuerdo con las dataciones y correlaciones realizadas para la Formación Río Turbio (Prov. Santa Cruz), su asociación palinológica inferior (Archangelsky, 1969) se correlacionaría con aquella de Tres Brazos, y la superior con la de Loreto inferior, o Formación Ciervos; de manera que al menos en parte, la Formación Cabo Peña puede correlacionarse con la Formación Río Turbio.

II.b.4. Paleoeología y ambiente de sedimentación

La microfauna contenida en los términos inferiores de la Formación Cabo Peña presenta una gran cantidad de especies, que si bien pueden ser idénticas, han sido sólo comparadas por la calidad de su conservación con las que actualmente pueblan el fondo del Pasaje Drake y la zona antártica (cf. Herb, 1971). Entre ellas cabe mencionar *Cyclammina* cf. *pusilla*—bicariante en las regiones polares de *C. cancellata*—, *C. orbicularis*, *Cribristomoides* cf. *subglobosus*, *Hoeglundina elegans*, asociados con especies de *Martinottiella*. El género *Spirosigmoili-nella* a juzgar por su única especie conocida al momento: *S. compressa* Matsumoto, es un constituyente de faunas bentónicas de aguas profundas (Kurihara, 1977). Conforman así un cuadro indicador de aguas de más de

120 metros de profundidad hasta zonas batiales, de salinidad normal y fondos fangosos. La notable abundancia de organismos silíceos, en especial radiolarios que le otorgan un tacto áspero a estas fangolitas, indican una alta productividad producida probablemente por la influencia o surgimiento de corrientes frías polares. Por otra parte, representa una de las facies más profundas conocidas dentro del Terciario, no sólo fueguino, sino de todo el país (Malumián, 1980) la que se incluye en la denominada asociación de *Martinottiella*.

Las características generales de la conservación sugieren un ambiente de fondo por debajo de la línea de compensación de carbonato de calcio, que no necesariamente requiere profundidades mayores a las batiales superiores, pues en casos cercanos como en el de la plataforma de Las Malvinas en la actualidad se encuentra a 350 metros de profundidad (cf. Boltovskoy y Watanabe, 1980).

El nivel *c* del perfil, que muestra una neta diferencia del nivel *b*, presenta los mismos representantes específicos pero con una merma notable en el porcentaje de las formas indicadoras de aguas profundas. Este cambio va acompañado con el enarenamiento de las fangolitas, la presencia de restos carbonosos y vegetales.

Dentro de las líneas generales planteadas para la ecología del Miradoriano, Natland *et al.*, 1974, reconocen dos provincias: una occidental y otra oriental colindantes aproximadamente por el estrecho de Magallanes. La primera de ambientes someros (0 a 30 m) y la segunda de mayor profundidad (1.000 m), indicando que los sedimentos del Miradoriano aumenta de profundidad hacia el este. Siendo este Piso una clara manifestación de una ingresión de origen atlántico.

Finalmente, la presencia de microclino y zircón en los constituyentes minerales de los niveles más bajos, sugiere la magnitud del levantamiento producido por la fase Incaica.

II.c. Formación Cabo Domingo

De Ferrariis, 1938

(Sinonimia: Formación del Cabo Domingo, Borrello, 1976; Magallaniano medio, Petersen, 1949; Serie Arenosa superior, Yrigoyen, 1962).

II.c.1. Perfil tipo

En el acantilado de cabo Domingo se encuentra una de las mejores exposiciones del Terciario fueguino, considerada localidad tipo de la Formación homónima. Es también una clásica localidad fosilífera (cf. Steinman y Wilckens, 1908). Pero pese a esta exposición y conocimiento faunístico por el momento es azoroso delimitar la Formación Cabo Domingo a partir de su sucinta descripción original: "areniscas amarillentas, con interposiciones más bien delgadas de margas y arcillas arenosas grises y gris verdosas con fósiles marinos y plantas terrestres", correspondiéndose con el "primer" y "segundo grupo arenoso" de Felsch (De Ferrariis, 1938).

Esta indeterminación surge por otra parte debido a que no se han indicado los niveles estratigráficos para los fósiles mencionados y aún ilustrados para la localidad. Al respecto existe la presunción, por las características del acantilado que dificulta una búsqueda detallada de megafósiles por niveles, que la gran mayoría de ellos se obtuvieron de las concreciones que se desprenden y se acumulan al pie del mismo.

De acuerdo a las listas de fósiles, brindadas por diferentes autores, se han registrado formas como *Hemichenopus araucanus*, que aparentemente estaría restringido a la Formación Cabo Peña y sedimentos equivalentes, junto con especies conocidas de la Formación Cabo Peña y sedimentos equivalentes Conglomerado Cerro Aguila. Además en la localidad aflorarían los "Estratos con Carbón" o "Arenosa superior" según Yrigoyen (1962).

II.c.2. Contenido paleontológico

Lamentablemente las escasas muestras tomadas con fines micropaleontológicos han resultado ser estériles o contener material en pésimo estado de conservación.

I.c.3. Relaciones y correlaciones

Según De Ferrariis (1938: 44) esta Formación corresponde a la "Serie arenosa" "superior", que "es la serie que más aflora" "extensamente en la zona al N de la Isla" "Grande, distinguiéndose fácilmente de las" "demás; contiene restos de hojas muy tri-" "turadas y en general escasos fósiles. Esta" "serie ha sido subdividida en: areniscas"

“inferiores, intermedias y superiores. El ter-
“cero de estos grupos está constituido en”
“la base por un conglomerado de discor-
“dancia y contiene abundantes fósiles”. Pero
por otra parte acotó que el infraestante
“grupo inferior” (Formación del Cabo Pe-
ña) pasa a veces gradualmente por un
aumento sucesivo de arena a la “Serie su-
perior”. Por otra parte, de acuerdo con De
Ferrariis (1938) y Borrello (1976), la For-
mación Cabo Domingo se encuentra estrati-
gráficamente entre el Conglomerado de Ce-
rro Aguila y la Formación Cabo Peñas.
Pero los autores del presente trabajo han
verificado que el Conglomerado descansa en
discordancia sobre indiscutibles sedimentos
de la Formación Cabo Peña.

Finalmente, es posible que el cuerpo ma-
yor de sedimentos aflorantes en el Cabo
Domingo correspondan a un equivalente
facial de la Formación Carmen Silva, que
se describe más adelante, debido a la pre-
sencia de sedimentos de características del-
taicas, tal como puede verse en el perfil
confeccionado por Furque (en Petersen,
1946), y por los megafósiles reconocidos
para esta localidad comunes a ambas For-
maciones.

II.d. Conglomerado Cerro Aguila

De Ferrariis, 1938

(Sinonimia: Estratos del Cerro Aguila,
De Ferrariis, 1938; Estratos del Cerro Agui-
la, Borrello, 1976).

Bajo esta denominación se identifican a
los conglomerados y areniscas conglomerá-
dicas que afloran en Cerro Aguila, la referen-
cia original no deja indicaciones de que este
Conglomerado se reconozca en otras locali-
dades.

II.d.1. Perfil tipo

Corresponde a un reducido afloramiento de
10 m de espesor, cuya base descansa en
neta discordancia erosiva sobre las típicas
limoarcilitas fragmentosas de la Formación
Cabo Peña. Se trata de conglomerados y
areniscas conglomerádicas pardo amarillen-
tas grisáceas tufíticas. En la parte basal
contiene frecuentes clastos y rodados de limo-
arcilitas de similar carácter al de la Formación
infrayacente. Luego continúa un banco de
un metro de espesor con grandes concrecio-

nes portadoras de cangrejos y moluscos. Se-
guido por 6 m de conglomerados cuyos
clastos alcanzan tamaño pugilar, en donde
son frecuentes los rodados elongados de peli-
tas silicificadas, carbonosas con piritita y de
cuarcitas microgranosas, en forma subordi-
nada se encuentran rodados de cuarzo poli-
cristalino. La mineralogía de la fracción
arena está dada por: Minerales dominantes:
Calcita en cristales aislados y agregados.
Frecuentes: Hornblenda, verde prismática
con signos de alteración. Cuarzo prolado
subangular y subredondeado con abundan-
tes inclusiones sólidas, en ocasiones presenta
extinción levemente ondulada. Cuarzo mi-
crocristalino. Minerales opacos. Escasos: Pi-
roxeno, plagioclasa alterada. Muy escasos:
Granate, zircón.

II.d.2. Contenido paleontológico

El contenido megapaleontológico del
Conglomerado Cerro Aguila parece ser
abundante a juzgar por los comentarios y
colecciones realizadas por los insulares que
prácticamente han llevado al agotamiento
del yacimiento por lo menos en las partes
más expuestas. Las formas más frecuentes
son cangrejos, bivalvos y gastrópodos: *Stru-
thiolarella* sp., *Gibulla collaris* (Sow.): *G.
laevis* Sow. de Ortmann, *Achaegeryon peru-
vianus* (d'Orb.)?, *Turritella patagonica*
Sow., *Panopea ibari* Phil., los que en general
presentan un deficiente estado de conserva-
ción, salvo los ejemplares hallados en con-
creciones esféricas a subsféricas de 10 cm
de diámetro, en donde presentan muy buena
conservación.

Si bien se investigó la presencia de micro-
fósiles calcáreos de muestras obtenidas de
las intercalaciones arenosas o lentes arcillo-
sas, estas resultaron ser estériles.

II.d.3. Relaciones, correlaciones y edad

De Ferrariis (1938) incluyó al Conglo-
merado Cerro Aguila entre los estratos de
Castillo y los estratos del Cabo Domingo, y
Borrello (1976) los considera en relación
de aparente concordancia.

En realidad, se apoya sobre la Formación
Cabo Peña, en relación de discordancia ero-
siva.

Con respecto a su relación superior, no
se han registrado afloramientos del contacto
con formaciones suprayacentes, pues el

asomo de Cerro Aguila es el único conocido hasta el momento.

Según Feruglio (1949) sus megafósiles han sido reconocidos en: el Juliense, Leonense, Navidad a *G. collaris*; en Sierra de Carmen Silva a *A. peruvianus*; en el Juliense, Leonense y Navidad a *T. patagonica*; y en estratos de Boquerón y Loreto a *P. ibari*.

Al conglomerado se lo considera de edad post-oligocena en razón de encontrarse en relación de discordancia erosiva por encima de la Formación Cabo Peña. Su posición topográfica y contenido megapaleontológico sugieren una ubicación estratigráfica pre-Formación Carmen Silva, o al menos equivalente a sus términos inferiores, lo que limita al conglomerado a una edad miocena inferior.

Su correlación en el subsuelo puede realizarse con el "glauconítico A".

II.d.4. Paleoecología y ambiente de sedimentación

Se trata de sedimentos marinos de ambiente de alta energía y someros, se los interpreta como una consecuencia de la fase Pehuénchica y como posible comienzo del ciclo deltaico representado por la Formación Carmen Silva.

II.e. Formación Carmen Silva

Esta Formación se encuentra bien representada en la Hoja 64 a Bahía San Sebastián y, la denominación formacional proviene de la sierra homónima donde presenta buenos afloramientos. El perfil "Carmen Silva austral" se obtuvo a unos 5 km al este del Hito XI del límite internacional argentino-chileno y a unos 4 km al sudeste del cerro Cabeza de León. Otro sector con buenas exposiciones está ubicado al oeste del borde austral de la Hoja 64 a. Estos asomos se encuentran más precisamente, sobre la margen izquierda del río Chico o Carmen Silva en las proximidades de la unión de los arroyos Cachimba y Augusto y del puesto 26. Se propone como perfil tipo al levantado en puesto 26. Se reconoce además en el área septentrional de la Hoja 65 a, particularmente en las proximidades de la estancia San Julio.

Se trata de estratos marinos horizontales, diferenciables en general en dos miembros: uno inferior, formado por arcilitas y limos areniscosos coloración general variable del

gris verdoso oscuro, en muestras frescas, a amarillo rojizo y pardo ferruginoso, en muestras meteorizadas; otro superior, conglomerádico con frecuentes rodados de vulcanitas mesosilíceas (andesitas) y, en forma subordinada, de pelitas parcialmente silicificadas y de cuarzo policristalino con muy frecuentes moluscos que, en localidades, casi alcanza a ser una coquina. Este último miembro incluye bancos cineríticos a tobáceos, y por sus características litológicas es el de más amplio afloramiento.

Los afloramientos del área de Carmen Silva fueron mencionados por Nordenskjöld (1897). Posteriormente fueron señalados por Bonarelli (1917), en su mapa geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego.

De Ferrariis (1938), extendió hacia el norte su Formación del Cabo Domingo, sin embargo las diferencias litológicas existentes entre los sedimentos aflorante en cabo Domingo y Carmen Silva previenen sobre esta identificación.

En el perfil levantado en puesto 26, y propuesto como tipo, la Formación aflora con un espesor de 52 m, sin que se observe base ni techo. De abajo hacia arriba presenta:

II.e.1. Perfil tipo (Base oculta)

0-25 m: Limoarcilitas sin contaminación de arena, verde grisáceo, con piritas framboidal microscópica. Megafauna escasa, sumamente monótona: pequeñas turritelas y bivalvos de conchilla delgada, de pronunciada orientación, particularmente las turritelas se presentan con el eje de enroscamiento formando un ángulo aproximado de 45° con la vertical, con el ápice arriba. Esta posición se interpreta como producto de la estratificación diagonal que no es directamente observable por la monotonía litológica y escasa magnitud del afloramiento. Foraminíferos presentes a lo largo de todo el tramo (muestreado cada 3 metros). Ostrácodos subordinados. Diatomeas piritizadas.

Arcillas (0-7 m):

Montmorillonita	99 %
Caolinita	1 %

Arcillas (7-13 m):

Montmorillonita	95 %
Caolinita	3 %
Illita	1 %
Vestigios de zeolita	

Arcillas (13-25 m):

Montmorillonita	74 %
Caolinita y Clorita	18 %
Illita	8 %

- 25-40 m: Areniscas con clastos de arcilitas grises verdosas.
 40-45 m: Cubierto.
 45-50 m: Conglomerado rojizo con macrofósiles: *Ostrea torresi?*, *Polynices (Euspira)* sp., *Pleuromeris elegantoides* (Ortmann).

Mineralogía: dominante calcita en agregados cristalinos, abundante plagioclasa de contornos redondeados e inclusiones sólidas, fresca o en distintos grados de alteración; plagioclasa zonal subordinada, agregados arcillosos; frecuente hornblenda prismática verde con abundantes inclusiones sólidas, relictos de rocas volcánicas, piroxenos prismáticos con bordes aserrados; escaso cuarzo redondeado con escasas inclusiones sólidas. Foraminíferos bien conservados. Espículas de esponjas silíceas.

50-52 m: Arenas eólicas (Cuaternario).

Otros perfiles correspondientes a la Formación.

Perfil Carmen Silva Austral (Su ubicación ha sido señalada más arriba).

- 0-1,80 m: Arcilita amarillenta.
 1,8-2,6 m: Banco coquinoideo.
 2,6-4,6 m: Arenisca tobácea pardo amarillento con lentes de arcilla.

Arcillas:

Montmorillonita	99 %
Illita	1 %
Caolinita: vestigios.	

Perfil San Sebastián (Ubicado al oeste del cerro Cabeza de León). Presenta la base oculta.

- 0-15 m: Arenisca limosa gris amarillenta en parte parduzca, en la parte inferior con pequeños gastrópodos y pelecípodos. En la parte media con restos de hojas y tallos.
 15-16 m: Toba gris amarillenta. Junto con ostrácodos se registraron los siguiente foraminíferos:
Triloculina sp.
Pyrgo sp.
Quinqueloculina sp.
Cyclammmina cancellata Brady
Cyclogyra sp.
 16-21 m: Limo tobáceo con gastrópodos.
 21-51 m: Arenisca gris verdosa con estratificación gruesa.
 51-57 m: Cubierto.
 57-62 m: Tobas limolíticas amarillo-parduzcas.
 62-64 m: Cubierta cuaternaria.

Perfil San Sebastián Este.

El mismo se encuentra ubicado sobre el paleoacantilado sur de la bahía San Sebastián poco al este del cerro Cabeza de León.

Presenta 100 m de espesor. Presenta la base oculta, como asimismo el techo.

- 0-20 m: Arcilitas pardo amarillentas.
 20-60 m: Limos cineríticos pardo rojizos, con *Flavellum* sp.
 60-90 m: Areniscas conglomerádicas. En su base presenta pequeñas capas lenticulares coquinoideas con frecuentes ejemplares de *Turritella ambulacrum sylvia*, *Struthiolarella densestriata* (Ih.), *Ostrea* sp., *Austrocomiella fueguensis* (Ih.) y restos indeterminables de peccinidos.

II.e.2. Contenido paleontológico y edad

En la localidad de la Formación se reconocen dos miembros: uno inferior arcilloso con abundante microfauna bien conservada y escasa megafauna, y otro superior netamente conglomerádico a arenoso, con escasa microfauna pobremente conservada pero con abundante megafauna.

El miembro inferior contiene frecuentes turritelas y bivalvos de pequeño tamaño. La microfauna compuesta por ostrácodos y foraminíferos es la siguiente:

Foraminíferos muy frecuentes: (Componen hasta el 50 % de los ejemplares hallados).

Buccella frigida (Cushman) = *B. depressa* Andersen *sensu* Natland *et al.* (1974).
Epistominella cf. *exigua* (Brady).

Frecuentes, hasta el 40 %.

Trifarina sp.: *Trifarina angulosa* (Williamson) *sensu* Natland *et al.* (1974).
Nonionella auris (d'Orb.).
Globobulimina sp.
Bolivina sp.

Foraminíferos raros o accesorios (en orden alfabético):

Astrononion sp. = "*Astrononion ernsti*" del Gaviotiano en Chile.
Florilus cf. *bouenanus* (d'Orb.).
Florilus cf. *deceptrix* Hornibrook.
Gavelinella sp. = "*Planulina* sp. 5", del Gaviotiano en Chile.
Gyroidina sp.
Gyroidinoides zealandicus (Finlay).
Lagena sp. 2.
Lenticulina cf. *limbosa chiriguano* Boltovskoy.
Lenticulina spp.
Pyrgo elongata (d'Orb.).
Quinqueloculina cf. *pigmaea* Reuss.
Quinqueloculina arctica Cushman.
Quinqueloculina cf. *trigonula* Terquem.
Robertinoides sp. = *Robertina arctica* d'Orb. *sensu* Natland *et al.* (1974).
Triloculina lutea d'Orb.
Triloculina trigonula (Lamarck).

Foraminíferos muy raros:

Cyclammina cancellata Brady.
Haplophragmoides? sp.
Lagena sp. 1.

Dentro de los foraminíferos muy raros se encuentran los siguientes planctónicos:

Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina cf. *angustum* Bolli.
Globigerina woodi woodi Jenkins.
Globigerinita glutinata (Egger).
Globigerinita cf. *uvula* (Ehrenberg).
Globorotaloides cf. *suteri* Bolli.
Turborotalita? cf. *quinqueloba* (Natland).

Los ostrácodos están representados por los siguientes géneros:

? *Bensonia*, *Cytherella*, ?*Cytherissa*, *Copytus*,
Paracypris, *Polycopse*, *Henryhowella*, *Krithe*,
 ? *Lenguminocythereis*.

La megafauna de invertebrados contenida en el miembro superior ha sido recientemente ilustrada por Malumián *et al.*, (1979) para afloramientos de la Hoja 66 a. A estas especies se suman:

Arca (*Neonavicula*) cf. *patagonica* (Ih.).
Clamis (*Cl.*) *geminatus* Sow.
Dentalium octocostellatum Plsb. y Sh.
Neilo cf. *ornata* (Show).
Scalaria spp.

Los foraminíferos se presentan en un deficiente estado de conservación, se trata en general de moldes internos de miliólidos y *Florilus* sp. con ocasionales registros de *Gavelinopsis praegeri* (H-A y E). En las escasas intercalaciones arcillosas se registraron frecuentes ejemplares de *Globobulimina* sp.

De más de 20 muestras estudiadas de diferentes localidades, sólo en el nivel 45-47 m del perfil tipo se registraron foraminíferos bien conservados, en orden de frecuencia son:

Astrononion echolsi Kennett.
Gavelinopsis praegeri (Heron-Allen y Earland).
Quinqueloculina spp.
Pyrgo elongata d'Orb.
Cibicides cf. *fletcheri* (Walker y Jacob).
C. disparis (d'Orb.).
Buccella frigida (Cushman).
Trifarina sp.: *T. angulosa* de Natland *et al.*

Es una asociación de baja diversidad que muestra selección por tamaño. Está formada en un tercio por la especie nombrada en primer término. Los miliólidos conforman

un cuarto, y las especies del género *Cibicides* un décimo de los componentes específicos. Las especies restantes son muy raras.

La edad de la Formación Carmen Silva sobre la base de los foraminíferos planctónicos hallados se encuentra en el lapso Oligoceno superior-Mioceno inferior. Los escasos ejemplares con que se cuenta y el bajo número de especies halladas no permiten una mayor definición cronológica.

El análisis de las formas planctónicas es el siguiente:

Globigerinita glutinata: corresponde al grupo morfológico de *G. napaensis* Bronnmann *G. incrusta* Akers (cf. Parker, 1962). Su registro más antiguo es el de Nueva Zelandia, en donde se conoce desde la Zona de *Globoquadrina dehiscens*, Oligoceno superior (Jenkins, 1977).

Globigerina woodi woodi: Especie de amplio registro, conocida desde el Oligoceno al Mioceno superior. La especie ha sido registrada en la Formación Carmen Silva mediante formas con la abertura extendida hacia la periferia tal como las descritas e ilustradas por Jenkins (1977) para el Mioceno inferior del canal inglés. Poore (1979) observó que en el Mioceno inferior en el Atlántico norte esta especie presenta una notable variación de su abertura.

Globorotaloides cf. *suteri*: Formas idénticas a las de la Formación Carmen Silva se reconocieron en el Oligoceno superior y Mioceno inferior del cruceo 36 por Tjalsma (1977) y Boltovskoy (1978).

Globigerina cf. *angustum*: El único ejemplar disponible pertenece al grupo de formas cercanas a *G. ciperoensis*, sin que pueda confirmarse con certeza su identidad debido al escaso material, la especie a la que se compara se reconoce desde el Oligoceno superior al Mioceno superior (cf. Jenkins, 1971).

Turborotalita? cf. *quinqueloba*: El único ejemplar hallado presenta una ultraestructura de pared similar a la ilustrada por Colten y Vella (1973). El registro más antiguo de *T. quinqueloba* se reconoce a partir del Mioceno inferior de Nueva Zelandia (Jenkins, 1977).

Globigerinita cf. *uvula*: pertenece al grupo morfológico de *Globigerina bradyi* Wiesner, que se reconoce desde el Oligoceno su-

perior, zona de *Globigerina euapertura* (Jenkins, 1977).

Una edad dentro del lapso Mioceno inferior a medio es adjudicable a la Formación Carmen Silva, edad coherente con el marco estratigráfico y en clara relación con el piso Gaviotiano por su contenido de foraminíferos bentónicos. Pues, la microfauna bentónica comprende las especies índices del piso Gaviotiano que han sido ilustradas por Natland *et al.* (1974), como asimismo especies guías de este piso, aún no descritas o ilustradas que, gracias a la gentileza del Dr. A. M. Cañón, han podido ser comparadas directamente y resultan ser idénticas al material aquí mencionado.

El piso Gaviotiano ha sido considerado Mioceno por Natland *et al.* (1974), y de acuerdo a su posición y las edades de los pisos antecedentes y subsecuentes puede inferirse una edad probable en el Mioceno inferior y medio que concuerda con la interpretación aquí ofrecida.

En cuanto a la edad entre Eoceno y Oligoceno inferior dada por Malumián *et al.* (1978), al ilustrarse la malacofauna de esta formación, se basó, por un lado en sus semejanzas con las de las Formaciones San Julián, Monte León y Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*, que en la actualidad reconocen en conjunto edades menores (cf. Malumián, 1978 b). Estas formaciones, o miembros de la Formación Patagonia según los consideran diversos autores, desde el punto de vista foraminífero contienen *Buccella*, género típico, que hasta el momento no se reconoce en edades mayores al Eoceno superior, y especies de *Cribrorotalia* semejantes a las del Oligoceno de Nueva Zelanda (cf. Malumián y Masiuk, 1971).

Por otra parte, esta edad dada por Malumián *et al.* (1978) se basó la presencia de *Tudicla?* sp. nov., integrante de la malacofauna de la Formación Carmen Silva, que muestra algunas semejanzas con formas del Eoceno de Maryland. Sobre este punto, es conveniente aclarar, que si bien se colectaron más ejemplares en una nueva localidad para este fósil, en las proximidades del casco de la Ea. María Behety, estos y los que ya se tenían, no muestran sus características peristomales por razones de conservación, pues se trata de formas de conchillas frágiles de fácil rotura, de manera que no se puede establecer con rigor el grado similitud morfológica entre ambas especies e incluso si se trata de formas cogenéricas con aquellas de Maryland.

En cuanto a las formas típicas de la Formación Carmen Silva, que presentan afinidades con las neocelandesas o australianas, las de oceanía poseen registros de edad no mayor al Oligoceno, como en el caso de:

Turritella ambulacrum sylvia, similar a *Colpospira (Platycolpus) multicincturalis* (Chapman y Crespín) y *C. (P.) warburtonii* (Terrison-Woods), del Mioceno superior y del Oligoceno respectivamente, de Australia.

Nucula grandis, posiblemente relacionada a *Nucula otamaringaensis* Marwick, del Mioceno superior de Nueva Zelanda.

Neilo doellojuradoi, similar a *N. funiculata* (Hutton) del Oligoceno de Nueva Zelanda, pero que en general la especie fueguina se parece a especies más jóvenes.

Los naticidae, sumamente frecuentes en la Formación Carmen Silva, son en general similares a especies conocidas desde el Oligoceno al Reciente. Estas son las opiniones sintetizadas de T. A. Garrard, Dept. of Molluscs, The Australian Museum; P. A. Maxwell, N. Z. Geol. Surv.; N. H. Ludbrook, S. Australia; L. Marinovich, U. S. Geol. Surv.; coms. epistolares de diferentes fechas.

En resumen, la edad de la Formación Carmen Silva se circunscribe al lapso Oligoceno superior-Mioceno inferior de acuerdo a la información paleontológica disponible, y por razones de encuadre regional se la considera de edad miocena inferior.

II.e.3. Relaciones y correlaciones

Las relaciones con las formaciones infraestantes son desconocidas pues no se encontró la base descubierta de la Formación Carmen Silva. De acuerdo a la secuencia micropaleontológica conocida dentro de la cuenca, la Formación Carmen Silva sucede a la Formación Cabo Peña mediante un cambio faunístico dado por un brusco cambio de ambiente, por lo que posiblemente exista una vinculación entre la base de la formación con el Conglomerado de Cerro Aguila.

Antecede a la Formación Castillo, a la que pasa gradualmente.

Se incluye esta Formación Carmen Silva dentro del Piso Gaviotiano por su microfauna, correlacionándose así con la Formación Brush Lake, y la parte superior del Grupo Loreto.

En el lago Gaviota (territorio chileno), próximo a la localidad tipo de la Formación Carmen Silva, se encuentra la localidad tipo

del piso Gaviotiano, en donde alcanza un espesor de 320 m (cf. Natland *et al.*, 1974), mientras que el máximo espesor medido para la Formación Carmen Silva es de 250 metros.

Las correlaciones anteriores fueron realizadas a partir de la malacofauna que muestra vinculaciones faunísticas con aquellas del Patagoniano y del piso Navidad, particularmente con el último se convalida su relación temporal si se atiende a dataciones más modernas que lo ubican dentro del Aquitano-Helvetiano (Martínez y Osorio, 1964; Martínez, 1965, 1968).

Es de esperar mejores relaciones obtenibles a partir de los invertebrados, pero actualmente se carece de información sobre la posición de niveles estratigráficos, de la ocurrencia de muchos magafósiles cuya distribución se conoce sólo de citas, sin ilustraciones, y mediante determinaciones que requieren actualizaciones taxonómicas. Mayor uso de los mismos se ve fuertemente disminuido hasta tanto no se ilustren las formas componentes de las faunas en las localidades de clásica importancia, y se obtenga así, un cuadro de distribución dentro de esquemas estratigráficos y formacionales más modernos.

II.e.4. Paleocología y ambiente de sedimentación

La parte inferior de la Formación se interpreta como depositada en ambientes de escasa profundidad de biotopos encuadrados dentro de ambientes marginales de tipo deltaico.

En particular, las arcillas aflorantes en el Puesto 26 representan un ambiente anaeróbico o fuertemente deficitario en oxígeno.

Estas condiciones se basan principalmente sobre la baja diversidad de la asociación foraminifera y la alta dominancia que presentan los géneros *Buccella*, *Epistominella* sumado a la inexistencia de representantes de la familia Elphidiidae y foraminíferos aglutinados y miliólidos muy escasamente representados.

La presencia y abundancia de *Buccella* es indicadora de ambientes marinos, sedimentos fangosos, de aguas frías a templadas (Murray, 1973).

Epistominella alcanza su máxima abundancia en ambientes deltaicos marinos (Walton, 1964), con rápida sedimentación de arcillas (Murray y Wright, 1974). En estas

biofases deltaicas marinas usualmente carecen, o son muy escasos, los representantes de la familia Elphidiidae, y el carácter de sedimentos finos excluye a los miliólidos.

Las condiciones reductoras de fondo se aprecian en el pequeño tamaño individual de los caparzones de los foraminíferos.

Ilustrativo es, el ejemplo que puede brindarse en América del Sur dentro de la costa pacífica entre los 0° y 23° S (cf. Boltovskoy, 1972) en donde se registraron microfaunas enanas dominadas por *Brizalina* y *Epistominella*, en aguas con un contenido de oxígeno disuelto muy bajo (0,14-0,38 ml/l). Particularmente Boltovskoy (*op. cit.*) puntualizó la ausencia de foraminíferos arenáceos en este tipo de faunas, característica apreciable también en la microfauna de *Lenticulina nodosa*, microfauna de ambiente euxínico del Cretácico inferior (Malumián, 1978 a).

Avalan además, estas condiciones, la excelente preservación de la microfauna (cf. Phleguer y Soutar, 1973; Malumián, 1978 a) como así también el registro de ejemplares de *Epistominella cf. exigua* con pronunciadas anomalías morfológicas, como ser la última cámara en una posición tendiente a paralelizarse con el eje de enroscamiento. Este tipo de anomalías se ha interpretado como relacionada a facies específicas.

La asociación del miembro inferior de la Formación Carmen Silva puede compararse por su composición y estructura con la asociación faunística "Deltaico-marina" de Lankford (1959) descripta para el ambiente sedimentario "pendiente prodelta" del delta del río Mississippi.

Lankford (*op. cit.*) registró en esta asociación poco más de 40 especies, pero solo son frecuentes cuatro especies:

Epistominella vitrea Parker.

Nonionella opima Cushman.

Bolivina lowmani Phleger y Parker.

Buliminella cf. bassendorfensis Cushman y Parker, que forman el 90 por ciento de la asociación.

Una de las mayores diferencias entre las asociaciones comparadas radica en la presencia y abundancia de *Buccella* en Carmen Silva, pero puede deberse por la clara preferencia del género a las aguas frías. El resto presenta una composición similar, con especies posiblemente idénticas como el caso de *E. cf. exigua* con *E. vitrea*, o de morfología muy próxima como en los casos de las especies accesorias.

Por otra parte, es notorio el escaso desarrollo de la megafauna que está representada por pequeñas turritelas y bivalvos, éstos últimos de caparazón delgado, en la localidad tipo de la formación, mientras que en el resto de las localidades en donde aflora el miembro inferior, éste resulta ser estéril tanto del punto de vista micropaleontológico como megapaleontológico.

Indicaciones de ambiente reductor están dadas por la piritización que es frecuente como relleno de los caparazones, y alcanza también a los muy escasos foraminíferos planctónicos, por lo que debe considerarse la misma desarrollada incluso en estadios post-mortem.

Por otra parte, la pirita se presenta en forma framboidal: formando pequeños granulos; esta presentación singenética ha sido considerada como producto de actividad de microorganismos saprofiticos (cf. Love, 1958, 1962).

Estas características reductoras, la escasez de megafósiles y tipo litológico que presenta el miembro inferior de la Formación Carmen Silva, son propias de las facies prodelta (cf. Fisher *et al.*, 1969).

El miembro superior conglomerádico y con estratificación diagonal indica un régimen deltaico marino pero en condiciones de mayor energía. Algunas de las escasas intercalaciones limosas brindan frecuentes *Globobulimina* sp., género que generalmente se registra en los ambientes actuales de aguas templadas menores a los 10°, y aguas hiposalinas a normales. En general, tanto la mega y microfauna presentan signos de transporte, y por ende conservación de menor calidad que el miembro inferior.

En particular, la megafauna, muy abundante en los conglomerados, muestra claros signos de transporte, selección por tamaños y concentración de formas en lentes, que son muy evidentes en el caso de las finas y planas conchillas de los pectínidos.

En el perfil de cerro Castillo (Malumián *et al.*, 1978), el miembro superior, presenta su mejor exposición en donde se aprecia la estratificación diagonal dominante y canales con rellenos de conglomerados.

En suma, el miembro inferior corresponde tanto por su carácter litológico limo arcilloso, ambiente reductor, y características bióticas a sedimentos de prodelta; mientras que el miembro superior se identifica con sedimentos de frente de delta, dentro de un delta destructivo. Este tipo de delta está indicado por el escaso desarrollo de la facies

de prodelta, la dominancia del carácter marino, y la información regional disponible del piso Gaviotiano, pues la extensión areal del piso no permitió la existencia de ríos de gran longitud que requieren los deltas constructivos (Fisher *et al.*, 1969).

Finalmente, la paleoecología del piso Gaviotiano según Natland *et al.* (1974), reconoce dos provincias paleoecológicas, la oeste y la este, cuyo límite separatorio está dado aproximadamente por el estrecho de Magallanes. La última es en términos generales de mayor profundidad según los autores mencionados. En este aspecto la fauna estudiada se aproxima más a las condiciones dadas para la provincia occidental, considerada de ambientes de hasta 30 metros de profundidad.

II.f. Formación Castillo

De Ferrariis, 1938

(Sinonimia: Formación de Castillo y estratos de Castillo, De Ferrariis, 1938; estratos de Cullen, Magallaniano superior (en parte), Petersen, 1949. Formación de Castillo Borrello, 1976).

II.f.1. Perfil tipo

Esta formación corresponde a los "estratos de Castillo" de De Ferrariis, cuya somera descripción hace prácticamente imposible su exacta delimitación. Malumián *et al.* (1978) describieron el perfil geológico del cerro Castillo —adyacente al casco de la actual estancia San Julio— atribuyendo a esta formación el tercer paquete de areniscas conglomerádicas aflorantes: espesor mínimo de 6 metros, de color pardo a pardo amarillento, con estratificación diagonal, y cuya erosión a dado lugar a formas semejantes a castillos. El criterio utilizado en este caso se basa en la ausencia de restos de invertebrados marinos, en relación a los sedimentos infraestantes de la Formación Carmen Silva.

Borrello (*op. cit.*) consideró la localidad tipo "como la parte septentrional del territorio entre la sección Castillo y la Ea. María Behety", donde se "apoya directamente sobre la Formación del cabo Domingo". Opinando que en su conjunto parecen comparables a los "estratos de Cullen". Petersen (1949) en su mapa inédito sobre la geología de Tierra del Fuego, los incluyó dentro de su Formación Cullen.

La expresión morfológica de la Formación Castillo, se destaca netamente sobre la correspondiente a la de la infraestante Carmen Silva, no sólo por sus típicas formas de erosión sino que también por formar un relieve de mesetas con leves inclinaciones (2° a 3°) hacia el Este, que según la fotointerpretación de la Tennessee, se debería a un sistema de fallas.

II.f.2. Relaciones, correlaciones y edad

La Formación Castillo se apoya sobre la Formación Carmen Silva, y su límite inferior está dado por el último nivel fosilífero. El carácter de este límite, en cierta medida arbitrario, responde al pasaje gradual que existe entre ambas formaciones, de ambientes deltaicos marinos a probables continentales. No existe, por el momento, otro criterio para establecer más precisamente este límite, pues en pocos casos, y ellos en la reducida región a la que se restringen los afloramientos de la Formación Castillo, se puede observar la transición o contacto.

La Formación Castillo es, sin lugar a dudas, por sus características litológicas y posición estratigráfica la representación del piso Sebastiniano, como así también se corresponde en el mapa de extensión areal dado por Natland *et al.* (1974, fig. 7) con la "isla" que se extiende a ambos lados del límite internacional argentino-chileno.

Natland *et al.* (1974) consideran al piso Sebastiniano como una consecuencia del colmatamiento de la cuenca Gaviotiana y de la progresiva elevación de la cordillera Patagónica.

Las indicaciones de posible correlación y homologación con la Formación Cullen, se descartan en el presente trabajo debido a dos razones: una de carácter litológico, pues existe una notable diferencia entre el tipo litológico y estratificación de ambas formaciones; y la otra, de carácter cronológico, pues corresponden a dos ciclos sedimentarios de diferentes edades, que incluso se presentan en niveles topográficos distintos. La Formación Castillo ha sido relacionada con el "Santacrucense" o Formación Santa Cruz (De Ferrariis, 1938; Feruglio, 1949), fundamentalmente por su carácter continental y gradacional en relación a la infraestante formación marina, semejando en este aspecto al duplo Formación Patagonia y Formación Santa Cruz, asimismo fue re-

lacionada por Feruglio (1949: 187) con la Formación Palomares.

Más recientemente, Yrigoyen (1962) la equiparó con la Formación Río de Oro y al "Glaucónico A" y a Loreto, dentro del Mioceno inferior, y dentro de un conjunto de formaciones que señalan episodios de tendencia a la emersión.

Con respecto a su edad, la identificación con el piso Sebastiniano indicaría una edad Miocena media según Natland *et al.* (1974). Borrello (1976) la asigna con interrogante al Plioceno.

En el presente trabajo, de acuerdo con la edad obtenida para la infraestante Formación Carmen Silva, Miocena temprana-media, y atendiendo al hecho que la sucede en forma gradual, sumado a su escaso espesor y tipo litológico, se estima una edad Miocena media para la Formación Castillo.

II.g. Arenisca Punta Basílica

Se distingue esta unidad, de escasa representación superficial, por sus netas diferencias entre las rocas de la región y por representar la última ingresión marina.

II.g.1. Perfil tipo

En la base del acantilado del sector SE de la bahía de San Sebastián aflora la Formación en forma de un paquete sedimentario horizontal de 2 a 6 m de espesor, constituido por: areniscas limosas, de color verde grisáceo oscuro en la parte inferior del afloramiento a amarillento hacia el techo de la formación. Este cambio de coloración va acompañado por un aumento progresivo de intercalaciones con restos vegetales representando por tallos y hojas.

El análisis mineralógico indica: piroxenos (Hipersteno-augita), como minerales dominantes. Abundante plagioclasa de contornos subangulares y subredondeados, escasas inclusiones sólidas y alteración incipiente, plagioclasa zonal subordinada. Frecuente cuarzo prolado subangular y subredondeado, tanto limpio como con escasas inclusiones sólidas y alteración incipiente, plagioclasa zonal subordinada. Frecuente cuarzo prolado subangular y subredondeado, tanto limpio como con escasas inclusiones sólidas y alteración incipiente.

Hornblenda verde prismática. Relictos de

rocas volcánicas. Escaso vidrio volcánico incoloro y en menor proporción castaño.

La distribución conocida de la formación se restringe sólo a su localidad tipo.

II.g.2. Contenido paleontológico

La Arenisca P. Basílica presenta una monótona fauna de moluscos dominada por una forma: *Barnea (Barnea)?* sp. cf. *B. ornata* Borchet, en relativo buen estado de conservación pero algo descalcificados, por lo que suelen destruirse al ser extraídos.

Particularmente las formas de *Barnea*, se presentan con las valvas unidas y los intentos de separarlas a fin de acceder a su parte interna han resultado vanos. Externamente es comparable a la especie de Borchet que es característica de la Formación Entre Ríos.

Desde el punto de vista micropaleontológico la Arenisca P. Basílica ha resultado, hasta la fecha, ser estéril.

II.g.3. Relaciones, correlaciones y edad

La Arenisca Basílica se encuentra en discordancia con la suprayacente Formación Cullen, y se desconoce su relación inferior por estar cubierta su base. Pero por su carácter ingresivo, luego de la elevación de los sedimentos del ciclo Gaviotiano-Sebastiano, puede inferirse una relación de discordancia.

Se la incluye dentro del piso Macphersoniano, de Natland *et al.* (1974), piso extendido en la parte noreste del área bajo estudio, que corresponde a la última ingresión marina caracterizada por su escasa duración y extensión. De esta forma es correlacionable con la conocida Formación Filaret de Chile.

El piso Macphersoniano fue asignado al Mioceno superior por Natland *et al.* (1974), pero dada la posición estratigráfica de sus sedimentos, en el presente trabajo se plantea la posibilidad de una edad dentro del lapso Mioceno cuspidal al Plioceno inferior y post-fase Quéchuica.

II.g.4. Paleoecología y ambiente de sedimentación

Los sedimentos representan una facies marina marginal de ambiente ecológico inesta-

ble dada por la escasa diversidad de la fauna. Las delicadas valvas de *Barnea (B.)* cf. *ornata*, forma infaunal típicamente perforante, se encuentran unidas, relevando que se han mantenido en el lugar de vida o que han sufrido escaso transporte post-mortem.

El análisis mineralógico indica una procedencia de rocas ígneas básicas, en general, y volcánicas en particular.

II.h. Formación Cullen

Petersen, en Petersen y Methol, 1948

(Sinonimia: Estratos de Cullen, Petersen (*op. cit.*). Magallaniano superior, en parte, Petersen, 1949).

Petersen, en Petersen y Methol (1948) distingue los afloramientos terciarios correspondientes a la Hoja Cullen bajo la nominación de "Estratos de Cullen". Posteriormente en su mapa inédito (1949) los reúne con la Formación Castillo en su denominado Magallaniano superior.

Yrigoyen (1963) compara los depósitos del área fueguina chilena con los que afloran en el sector argentino, agrupándolos bajo la denominación de "Grupo Arenoso Superior".

Los mejores afloramientos se encuentran ubicados dentro de la Hoja 63 a Cullen, principalmente en su sector septentrional y costanero. También se los encuentra aunque restringidos a un corto sector de la costa ubicada en el ámbito de la Hoja 64 a bahía San Sebastián, entre el destacamento policial y Punta Basílica. Su afloramiento más austral se lo encuentra en la parte superior del cabo Domingo y del cabo Peñas, correspondientes ambos al ámbito de la Hoja Río Grande. En estos lugares los afloramientos no son de gran magnitud y se apoyan en discordancia sobre la Formación Cabo Peña y la Arenisca P. Basílica.

La formación está constituida por una sucesión monótona integrada por bancos arenolimosos o arenosos con intercalaciones de bancos limosos. Estos últimos comprenden una capa de restos vegetales con conspicuas improntas de pequeños tallos y hojas del género *Nothofagus*. El espesor de la misma es variable, oscilando entre los 5 a 30 cm, entre cabo Espíritu Santo, arroyo Beta, tapera Norte, cañadón Tortuga y que alcanza hasta 0,80 cm en las proximidades de cañadón Tapera Sur.

La coloración de estas sedimentitas varía

generalmente dentro de la gama de las tonalidades claras; amarillo limón pálido hasta, poco frecuente, pardo ferruginoso oscuro. Generalmente la coloración amarillo limón pálido está vinculada a una composición cinerítica limosa que da lugar a bancos poco densos y tenaces.

Los bancos pardo ferruginosos son en general areno-limosos, a veces conglomerádicos, los arenosos son más densos que los anteriores, pero son más fácilmente desagregables. Por esta razón los estratos más cineríticos se distinguen de los más arenosos en el campo, porque los primeros presentan paredes verticales, mientras que los otros tienen un frente más tendido.

El máximo espesor visible es del orden de los 50 m en las proximidades del cañadón Alfa.

Los afloramientos que muestran espesor se observan en la costa acantilada desde el cabo Espíritu Santo, hasta poco más al sur del cañadón Tortuga. A pesar de ello es sumamente difícil levantar perfiles, dado que existen extensos tramos, a veces de más de 6 km, en donde el acantilado es casi vertical. Solamente es accesible en Tapera Sur, cañadón Tortuga, tapera Norte, cañadón Beta, cañadón Alfa y cabo Espíritu Santo.

II.h.1. Perfil tipo

Este perfil se levantó poco al sur del cañadón Alfa, en las proximidades del cañadón Beta, y no se observa la base.

Se considera aquí el nivel cero (0), el nivel promedio de mareas de cuadratura. Es por ello que el perfil comienza con un valor negativo.

(-2)-0 m: Base oculta. Se observa en la superficie de abrasión de ola, en baja marea raigones de árboles (*Nothofagus*), en posición de vida. Esto es especialmente notable en las cercanías de cañadón Beta.

Se encuentran arraigados en una arcillita cinerítica areniscosa gris verdoso grisáceo.

0-3 m: Banco tobáceo de limos gris verdosos claro con rodados de pumicitas que alcanzan unos 7 cm de diámetro.

3-5 m: Banco tobáceo gris amarillento claro con capas de 3 a 5 mm de espesor con restos vegetales pardo negruzco. Mineralogía: Dominante: vidrio volcánico incoloro y en menor proporción castaño en parte algo desvitrificado abundantes trizas. Frecuente: plagioclasas con escasas inclusiones, ocasionalmente alteradas; la plagioclasa zonal está subordinada. Escasos: fragmentos de rocas volcánicas, cuarzo subangular. Hornblenda verde prismática. Muy escasos: hipersteno, epidoto.

5-7 m: Limolita tobácea gris amarillenta claro masiva con estratificación gruesa y diaclasas verticales.

11-15 m: Arenisca silícea conglomerádica con restos de troncos silicificados o carbonizados (lignito).

15-20 m: Arenisca limosa tobácea pardo amarillenta, con restos de vegetales. Estratificación gruesa.

Cerca de tapera Sur y hacia el río Cullen, aumenta el espesor del banco portador de restos vegetales, el que comienza a mostrar trozos de mayor tamaño, es decir no solo restos de hojas y pequeños tallos sino que también trozos de troncos, encontrándose éstos en su mayoría carbonizados (lignito), siendo de color pardo oscuro a negro. Otros, que se encuentran silicificados, tienen un color generalmente negro grisáceo.

II.h.2. Contenido paleontológico

Como se consigna en los ítems anteriores se reconocieron diversos tipos de restos vegetales de los que al momento carecen de información sistemática detallada.

II.h.3. Relaciones, correlaciones y edad

Yrigoyen (1962), incluyó esta formación dentro del 2º grupo "Arenoso Superior". Di Benedetto (1973), al correlacionar los afloramientos del terciario argentino-chileno, asigna a esta "Serie Arenosa" una edad oligocena tardía. Sin embargo, teniendo en cuenta que sobreyase a la Arenisca Punta Basilica, debe considerarse de edad no mayor que Mioceno tardío.

Dentro del cuadro de correlaciones del terciario de cuenca Austral, esta formación puede asignarse sin dudas al piso Divisadero debido a sus particulares características (cf. Natland *et al.*, 1974).

La edad asignada por estos autores al mencionado piso es Miocena tardía a Pliocena temprana.

II.h.4. Paleoecología y ambiente de sedimentación

La paleoecología de los depósitos de la Formación Cullen, fue interpretada por Petersen en Petersen y Methol (1948), como

EST. EUR.	PISOS CHILENOS	TIERRA DEL FUEGO SEPT.	FASES TECTO-MAGMÁTICAS	EVENTOS OCEÁNICOS	Relaciones con algunas entidades del terciario
Q.	MAZIANO	△ △ △ △	Magmática Princ. 2-2,2 ma	Hiatos	F. Entre Rios
PLIOC.	DIVISADER.	Cullen			
	MACPHEARS.	P. Basílica			
MIOCEN. sup.			Quéchuica (8-8,9 ma)	Hiatos coincidentes con glaciación antártica	
	SEBASTINIAN.	Castillo			
	MIOCEN. med.	GAVIOTIANO			
MIOCEN. inf.					
OLIGOCEN. sup.	MIRADOR	Cabo Peña		29ma Comien. de corriente antártica circumpolar	F. Patagonia (Grupo Loreto)
OLIGOCEN. inf.	ROSARIANO		Incaica (40-42 ma)	Comienzo depósitos Silicobio-génicos. Separación de Antártida - Australia	Fauna de Boltovskoyella Río Turbio, R. Leona (Leña Dura)
	MORITZIANO				
	CLARENCIANO				
	BRUNSWICK.				
EOCEN. sup.					(Tres Brazos)
	MANZANIANO	La Despedida			Eoceno SCI (C. Bola) Arroyo Verde (Agua Fresca sup.)

CUADRO 1

que "acusa los caracteres de un depósito estuarino-deltaico".

En estos depósitos son evidentes los elementos continentales como los restos de vegetales depositados en capas y raíces en posición de vida. El abundante material volcánico, incluyendo rodados de pumicitas, indica una importante actividad volcánica.

II.i. Análisis estratigráfico del Terciario

Se intenta, en el presente trabajo la paralelización y reconocimiento de los pisos propuestos por Natland *et al.* (1974) para el Terciario de la cuenca Austral, procurando a su vez integrarlos a un esquema de movimientos.

Se hace necesario destacar que en esta paralelización, si bien se han tomado en cuenta muy diversos criterios priva fundamentalmente la correlación mediante el contenido foraminiferológico. Al respecto, es conveniente aclarar que dichos pisos están originalmente definidos por las desapariciones locales de especies bentónicas las que, como norma general, están fuertemente influenciadas por parámetros ambientales de fondo. Esto es particularmente importante en el caso presente debido a la existencia de facies marinas someras y peculiar dentro del paquete sedimentario terciario que suelen variar rápidamente en sentido horizontal.

Es por ello que cierto grado de anacronismo puede registrarse entre diferentes localidades asignadas a estos tipos o en otras palabras, que las litofacies-biotopos crucen líneas de tiempo.

Debido a esto cobra importancia el análisis faunístico global y comparativo entre las tres principales microfaunas registradas en el terciario de Tierra del Fuego.

Las asociaciones de las Formaciones La Despedida, Cabo Peña y Carmen Silva, son netamente diferenciables entre sí y prácticamente no contienen elementos en común. Estas contrastantes diferencias muestran cambios radicales en las condiciones ecológicas que se encuentran espaciadas coincidentemente con las edades de los movimientos datados recientemente según diferentes criterios.

Se pone de manifiesto de esta forma un control de magnitud mayor en el desarrollo de las microfaunas y megafaunas mediante la intercalación de estas fases diastróficas o epigénicas que pueden extenderse y ligar-

se con los mayores eventos registrados en los océanos adyacentes, en donde pueden hallarse mayores argumentos explicativos de estos cambios ambientales que llevan a las netas diferencias faunísticas puntualizadas.

Aceptado este esquema, pueden presentarse, entonces, diferencias cronológicas dentro de la correlación microfaunística mediante foraminíferos bentónicos pero que reconocen una resolución aceptable para el progreso estratigráfico si se considera el estado anterior del conocimiento dentro de la región.

Las virtudes de contar con un sistema de pisos de carácter local ya ha sido puntualizada por Natland *et al.* (1974) por lo que no se insistirá al respecto, pero aún resta obtener una mayor resolución cronológica que permita valorar la magnitud de los hiatos existentes; una integración o correlación con otros sistemas zonales que presentan elementos faunísticos en común, haciendo uso de las relaciones existentes con las microfaunas y zonaciones neocelandesas, y el acabado reconocimiento de las faunas y sus elementos, ya sean o no considerados fósiles índices.

Finalmente queda por silenciar la perturbación que produce una sistemática plagada de sinónimos, que en el presente trabajo se pudo salvar parcialmente mediante la comparación directa de material paleontológico de las áreas o formaciones tratadas. Este aporte será de indudable valor para la interpretación geológica no sólo del área continental sino también como un elemento integrador o patrón dentro del reconocimiento geológico del hemisferio sur.

De la consideración general de las microfaunas surge que la de la Formación La Despedida, presenta escasos foraminíferos planctónicos, pero altamente característicos de zonaciones de regiones templadas; y una profusa fauna bentónica con marcadas afinidades con la de la Formación Agua Fresca. Sus afinidades pueden seguirse por la costa pacífica, y algunas de sus especies requieren comparaciones directas a fin de aventar sinonimias tal como el caso de *Cibicides pseudoconvexus*, que presenta notables semejanzas incluso con formas como *C. hettneri* Petters y Sarmiento del Oligoceno de regiones del norte de América del Sur.

La microfauna de ambas Formaciones presenta hasta el momento más de 20 especies idénticas o comparables con las de Nueva Zelanda, muchas de ellas guías de pisos o zonas neocelandesas.

Los foraminíferos de la Formación Cabo Peña tienen una baja relación de formas comunes con Nueva Zelanda, al momento sólo 5 especies entre idénticas y comparables. Si bien aún se requiere de material mejor conservado como para establecer porcentajes comparativos o datos semicuantitativos. En general sus características de conservación, composición y ecología muestran una fauna de relativa profundidad muy semejante a la que se distribuye en las zonas antárticas actuales. El alto contenido de radiolarios y diatomeas subordinadas refleja las condiciones imperantes para la época en el océano Atlántico sur.

Su neta diferenciación con la microfauna anterior, generalizable entre las faunas del Eoceno medio y post-Eoceno medio fue indicada por Malumián (1978 b) y se verifica también en el estudio de los foraminíferos del subsuelo de la península de Valdés (cf. Masiuk *et al.*, 1976) y de la Provincia de Santa Cruz (cf. Malumián *et al.*, 1971), en donde microfaunas indudablemente del Eoceno medio se encuentran nítidamente diferenciadas de las post-Eoceno medio, que incluyen la microfauna de *Cribrorotalia* de la Formación Patagonia y equivalentes, decayendo además el número de especies afines o comunes con Nueva Zelanda.

Finalmente, la microfauna del miembro inferior de la Formación Carmen Silva, representa un caso de ambiente deltaico marino, por lo que en primera instancia dificulta su interpretación, pero en general se trata de especies muy afines o idénticas a las conocidas en las costas actuales. Particularmente es llamativa la excepción de *Robertinoides* a nivel genérico, que no se reconoce en nuestras microfaunas actuales, como así mismo de *Cavelinella* sp. Sus foraminíferos planctónicos muestran un aspecto moderno y, salvo una especie, se corresponden con especies vivientes en aguas antárticas, comparables incluso en sus variedades morfológicas.

En cuanto a la megafauna sólo está medianamente conocida, desde un punto de vista integral, la correspondiente al miembro superior de la Formación Carmen Silva (cf. Malumián *et al.*, 1979), que en sus componentes muestra semejanzas principalmente con invertebrados conocidos para el Miembro o Formación Monte León y en menor grado para San Julián. Además se reconocen afinidades con especies o géneros del Oligoceno-mioceno inferior de Australasia.

La Formación Cabo Peña contiene a

Aturia cf. *carliameghinoi*, la especie a la cual se la compara se conoce para la Formación Patagonia.

La Despedida contiene una profusa y diversa megafauna a juzgar por la abundancia y diversidad de formas en los restos fragmentarios presentes en sus niveles coquinoideos. Particularmente notorios son: los briozoarios, que incluyen a una especie de *Spiropora*, que es registrada reiterativamente en el Eoceno medio del país; cefalópodos por la presencia de *Aturia bruegggeni*; y el alto contenido de artejos de crinoideos (*Balanocrinus*?) que tal como lo mencionara el autor de la Formación (Doello-Jurado, 1922) caracteriza a la misma.

Lamentablemente aún no se ha hallado una localidad en donde la preservación permita el estudio sistemático de esta interesante megafauna.

De cualquier forma, y pese a los inconvenientes apuntados, e incluyendo la malacofauna de las Arenisca Punta Basílica, es notorio que se trata de megafaunas sumamente diferentes entre sí. Su aparente homogeneidad estuvo dada más bien por la falta de información estratigráfica y por la comparación de localidades geográficas más que por niveles formacionales.

Addenda

Prácticamente finalizado el presente estudio se tuvo acceso al trabajo publicado de Russo *et al.* (1980) referente a la geología de la cuenca Austral extraandina.

Estos autores reconocen tres ciclos sedimentarios dentro de su Grupo Magallanes, término que de esta manera reemplaza al Magallaniano de Russo y Flores (1972) que comprendía las Formaciones terciarias pre-Formación Santa Cruz.

Los ciclos sedimentarios delimitados por Russo *et al.* (1980) se sintetizan en el cuadro N° 2, que revela una coincidencia con los resultados obtenidos en el presente trabajo, difiriendo en las asignaciones nomenclaturales en algunos casos o en discrepancias cronológicas menores. En este cuadro se consideran sólo Formaciones que mayor relación muestran con las del área bajo estudio.

Algunas aclaraciones y comentarios se hacen necesarios para algunos de los términos y Formaciones incluidas en el mismo.

El primer ciclo de Russo *et al.* (1980) está representado por la Formación Campo

Según Russo et al(1980)			Presente trabajo		
Formaciones	Fases	Edades	Formaciones	Fases	Edades
F. PRINCIPAL III mov.			F. QUÉCHUICA		
Fn. Santa Cruz		Mioceno	Fn. Castillo	}	Mioceno med.
Superpatagoniano			Fn. Carmen Silva		Mioceno inf.
	F. SANTA CRUZ		Congl. Co. Águila		
F. CHALIACA			F. PEHUENCHICA		
Patagonia		Oligoc.med-sup.	Fn. Cabo Peña		Oligoceno
Fn. Río Leona					
F. CHALIACA			F. INCAICA		
Fn. Campo Bola		Paleoc.-Oligoc.	Fn. La Despedida		Eoceno med.
F. CALAFÁTICA					

CUADRO 2

Bola. Formación originariamente asignada al Coniaciano o algo más joven, y para el subsuelo de la Provincia de Santa Cruz, fue excluida del Cretácico por Malumián y Báez (1976) y asignada al Terciario, pues su descripción original se corresponde con el tramo Paleoceno-Eoceno medio de la Perforación SC-1 (cf. Malumián *et al.*, 1971). Posteriormente Russo *et al.* (1980) la asignan al Paleoceno-Oligoceno medio, sobre su contenido micropaleontológico y correlación con la Formación Man Aike, sin aclarar cuál es el contenido fosilífero que avala esta reubicación. Además extienden la Formación al subsuelo de Tierra del Fuego asimilándole los términos "Margosa inferior y media" y el "Senoniano". Tal como la interpretan Russo *et al.* (*op. cit.*) esta Formación Campo Bola contiene una discordancia entre el Paleoceno inferior y el Eoceno medio (cf. Malumián *et al.*, 1971; Charrier y Malumián, 1973).

La Formación La Despedida es correlacionable, entonces, con la parte superior de la Formación Campo Bola del subsuelo de Tierra del Fuego.

La Fase Chaliaca de Russo *et al.* (1980), y asignada al Oligoceno por estos autores, corresponde a la Fase Incaica del Eoceno superior del presente trabajo, y su presencia fue puesta en relevancia por Charrier y Malumián (1973) para la cuenca Austral.

El segundo ciclo, representado por la Formación Río Leona y Formación Patagonia, se extiende al subsuelo de Tierra del Fuego suplantando a los términos "Margosa superior y Glauconítico A" y "Serie Arenosa". En superficie, la Formación Cabo Peña, que si bien cronológicamente se correspon-

de con la Formación Patagonia, se diferencia clara y notablemente de los sedimentos comúnmente asignados a la Formación Patagonia en la Provincia de Santa Cruz. No se reconocieron además sedimentos comparables a la Formación Río Leona en el área al norte del paralelo 54°, pero puede homologarse tentativamente con las arcillas y limoarcillas con frecuentes restos vegetales carbonizados aflorantes en Cabo San Pablo.

La Fase Santa Cruz de Russo *et al.* (1980), denominación homónima a la propuesta por Stipanovic (1969) para la fase del Jurásico de la misma área, por lo que es totalmente desaconsejable, equivale a la Fase Pehuénchica del presente trabajo. Russo *et al.* (1980) la ubican entre el Patagoniano (Monte León) y el Superpatagoniano. La resurrección de este término, desaconsejado o no considerado por quienes últimamente trataron el tema, crea problemas por su carácter indefinido. Sin embargo, es evidente la existencia de una discordancia dada por el Conglomerado Cerro Águila dentro de una secuencia marina, en tal sentido concuerda con lo propuesto por Russo *et al.* (1980).

Finalmente, el último ciclo de Russo *et al.*, comprende el Superpatagoniano y la Formación Santa Cruz, que encuentran su equivalencia en la Formación Carmen Silva y Castillo, este ciclo se cierra con la Fase Principal del III movimiento, que equivale a la Fase Quéchuica del presente trabajo.

Al respecto es de notar que queda un límite superior incierto para el Grupo Magallanes, en el sentido que no queda definido si concluye con el tercer ciclo sedimentario, con la Fase Santa Cruz incluyendo

o no, el denominado Superpatagoniano.

El Grupo Magallanes *sensu* Russo *et al.* (1980) equivale en gran parte al Magallaniano de Petersen (1949).

De cualquier manera el mantenimiento de este término y sus derivados, sin la concreta definición de sus partes integrantes, y máxime tratándose de Formaciones de subsuelo, de las que no se brindan los requisitos adicionales para unidades de subsuelo (cf. Art. 13 inc. g., Código de Nomenclatura propuesto en 1972) mantiene la continua imprecisión que ha acompañado siempre a los términos derivados de Magallanes.

III. Cuartario

Antecedentes

El cuartario en Tierra del Fuego presenta la particularidad de estar principalmente vinculado a los depósitos de origen glaciario y a los de playa. En general en los antecedentes se los encuentra señalados en forma genérica sin mayores datos sobre sus particularidades; asimismo no se prestó atención a los factores hidrodinámicos de la zona de interfase costanera, excepto en breves y genéricas consideraciones sobre las concentraciones auríferas de playa y fluviomarinas.

Nordensjöld (1898), junto con los depósitos terciarios, señala los asomos cuartarios, en especial los de origen glaciario. Bonarelli (1917), realiza un mapa geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, donde en el ámbito cuartario, señala los depósitos de turberas, glaciarios y costaneros. Caldenius (1932) realiza un trabajo cuyo objetivo fue la determinación del límite de las Glaciaciones. Methol y Sister (1947), estudian los depósitos auríferos en el área costanera septentrional de la Isla. Petersen y Methol (1948) y Petersen (1949), señalan características geológicas del sector septentrional de Tierra del Fuego.

Feruglio (1950), determina los moluscos de las terrazas marinas ubicadas en las cercanías de la ciudad de Río Grande. Auer (1959, 1970), estudia con detalle las terrazas próximas a la ciudad de Río Grande, en relación con capas de cenizas volcánicas, polen y carbono 14. También estudia los depósitos de turba asociados. Codignotto (1976), realiza un levantamiento geológico en escala 1:200.000 del sector ubicado al norte de la bahía de San Sebastián. Finalmente Codignotto (1979), levanta las Hojas

geológicas 63 a. Río Cullen, 64 a. Bahía San Sebastián y 65 a Río Grande.

PLEISTOCENO

III.a. Drift Tapera Sur Codignotto, 1979

Se propone esta denominación para los sedimentos de variada composición cuyo origen glaciario y glaci-fluvial.

Si bien estos depósitos tienen grandes variaciones de asociación granulométrica tanto vertical como horizontal como así también en la coloración, puede decirse que en general están constituidos por limo, arcillas arenosas con clastos tamaño grava, estos en general subredondeados, como a sí mismo bloques incluidos dentro de esta asociación granulométrica. A veces dentro de esta asociación no estratificada se observan núcleos lentiformes de granometría más homogénea que suele presentar estratificación. Los bloques observados sobre el frente del acantilado de la Hoja Cullen no sobrepasan la tonelada de peso.

En el sector de la Hoja antes mencionada, ubicada al norte del río Cullen no se observan bloques erráticos sobre la superficie de estos afloramientos.

En este sector en general no aflora la asociación limo arcilla arena, sino que entre el techo de ésta y la superficie, existe un espesor variable de 2 a 20 metros de gravas con pequeños bloques redondeados con poco material arenoso. A veces estas gravas presentan estratificación gruesa. Al este y principalmente al sur del río Cullen, en las cercanías de la costa, siempre dentro de la Hoja Río Cullen, existen numerosos bloques aflorantes en superficie. Aquí aflora la asociación limo arcilla arena.

Estos depósitos aparecen por el norte en las proximidades de cañadón o arroyo Beta, apoyando sobre las sedimentitas de la Formación Cullen. En las proximidades de cañadón Alfa el espesor de los sedimentos glaciarios no supera los 2 ó 3 metros. Hacia el Sur aumenta su espesor, a expensas del descenso del techo de la Formación Cullen y también por un aumento altimétrico de los depósitos de que se trata.

El espesor de los sedimentos glaciarios alcanza su máximo valor medido en las proximidades de cañadón Tapera Sur, con 70 m aproximadamente.

Este depósito posee características similares sedimentológicas y granulométricas al

denominado Drift Cabo Vírgenes (Codignotto, 1969, 1976).

Mineralogía: Dominante: cuarzo equidimensional y prolado en menor proporción; se presenta límpido de contornos subangulares y subredondeados; abundante cuarzo microcristalino. Abundante: vidrio volcánico incoloro con inclusiones gaseosas, generalmente desvitricado. Hornblenda verde prismática. Plagioclasa subeuhedral fresca o con alteración incipiente. Plagioclasa zonal subordinada. Frecuente opacos. Piroxenos (augita e Hipersteno con los bordes aserrados). Relictos de rocas volcánicas. Escasos: Zircón prismático incoloro. Turmalina.

III.a.1. Distribución

Como ya se mencionara estos depósitos están ampliamente representados en la Hoja Río Cullen. En el ámbito correspondiente a la Hoja Bahía San Sebastián encontramos en el sector NO, afloramientos correspondientes a las serranías de San Sebastián que constituyen la continuación sudoccidental de los depósitos de la Hoja Río Cullen.

Al sur de la Bahía de San Sebastián existen afloramientos de Drift. Estos se encuentran desde el límite internacional argentino chileno, hasta la costa atlántica entre las latitudes correspondientes a las sierras de Carmen Silva y el río Chico o Carmen Silva. Se destaca que los afloramientos presentan, a diferencia de los ubicados al norte de la Bahía, la característica de contener restos de conchillas de gastrópodos y aún clastos de sedimentitas terciarias que dada su alta friabilidad, denotan poco transporte. En la sierra de Carmen Silva, se ve cómo el Drift Tapera Sur, apoya en discordancia sobre la Formación Carmen Silva.

Finalmente se señala que tanto la Hoja Cerro Mesa como Río Grande es decir, inmediatamente al sur de la Hoja Bahía San Sebastián, no presentan depósitos de Drift como tampoco bloques erráticos.

Lo expuesto coincide con la distribución glaciaria según Nordenskjöld (1898) y Bonarelli (1917). En cambio se contraponen a la idea de Caldenius (1932), quien afirmaba que hubo una glaciación total de la Tierra del Fuego al norte de la cordillera durante una época remota de glaciación. Debe señalarse que Caldenius al referirse a "una época remota", se refiere como más antiguo a las glaciaciones Inicialglaciales ya que su finalidad fue el estudio de las glaciaciones cuaternarias.

Caldenius (1932), señala que no tuvo oportunidad de visitar el sector NE de la isla, consecuentemente interpreta para este sector la distribución de los depósitos glaciarios sobre la base de mapas topográficos. Es así que señala en su trabajo de 1932: 85: "Un resto del sistema externo (las morenas de San Sebastián) es el muy pronunciado istmo de El Páramo...". Sin embargo, este istmo según Caldenius es en realidad una espiga muy posterior a los depósitos glaciarios en consideración.

Finalmente, no señala afloramientos glaciarios en la Sierra de Carmen Silva y los depósitos ubicados al este, que llegan al Atlántico.

Sin embargo, señala como glaciarios los depósitos ubicados al este del recodo del río Carmen Silva o Chico, ubicado en las proximidades del casco de la estancia la Sara, cuando en realidad estos depósitos son de origen marino, posteriores a la glaciación.

III.a.2. Edad

Caldenius (*op. cit.*), asignó como dani-glaciales a los depósitos anteriormente tratados, es decir que le atribuye una edad no menor de 16.500 años.

Es evidente, que para establecer edades es necesario estudiar estos depósitos en el sector proximal, es decir en el área chilena, pues es allí, donde engranan con otros depósitos y consecuentemente se ve facilitada su datación.

Sin embargo, a pesar que los afloramientos estudiados corresponden a la parte distal, el hecho de que las lenguas glaciarias hayan llegado hasta el Atlántico, que hayan ocurrido variaciones del nivel del mar y que el material biogénico contenido en esta terraza haya sido datado por el método del $Cl4$; ha posibilitado la obtención de una edad mínima hasta el momento. Este valor es de más de 43.000 años, para conchillas pertenecientes a dicha terraza (véase Formación La Sara).

III.b. Formación La Sara

Codignotto, 1969

III.b.1. Distribución

Hacia el SSE de la Hoja Bahía San Sebastián, en las cercanías del casco de la estancia la Sara, existe un nivel de terraza

con una cota de 20 m s. n. m. Esta unidad está constituida por gravas arenosas, en algunos niveles coquinoideas, de textura parcialmente calada.

Los clastos son redondeados a subredondeados, contienen niveles de restos de conchillas. Estos niveles son de pequeño espesor, 1 a 10 cm y la proporción de material biogénico es del orden del 15 %.

Los granos de arena y grava se encuentran en general cubiertos por una pátina de color ocre. Los clastos en general son de cuarzo lechoso y de fragmentos líticos.

En los 15 cm cercanos a la superficie aumenta la proporción de material fino. Se nota además un incipiente proceso de edafización.

III.b.2. Edad

La conchilla, datada por el método del C14 dio una edad mayor que 43.000 años. Si bien la conchilla extraída no se encontraba en posición de vida, cabe considerar, que dado que se encuentran en un ambiente de alta energía no pueden haber sufrido un transporte muy prolongado. Por otra parte es, con las limitaciones consideradas el único dato hasta el presente que tiende a acotar el entorno temporal.

HOLOCENO

III.c. Formación San Sebastián

Codignotto, 1969

III.c.1. Distribución y características

Se agrupan bajo esta denominación a aquellos depósitos de origen marino que conforman crestas de playa, topografía rítmica, también aquellos que representan terrazas marinas ascendidas. Esta Formación se encuentra representada por tres miembros, ellos son (a), (b) y (c).

Los miembros (b) y (c), son de igual edad, posiblemente el miembro (a), tenga un pequeño desfase temporal respecto de los anteriormente mencionados, es decir que sea poco más antiguo.

Miembro (a)

Estos depósitos se encuentran en el sector SSE de la Hoja Cullen y NNE de la

Hoja Bahía San Sebastián. Al norte limita con el paleoacantilado de la bahía, al este por el océano Atlántico, al oeste con el miembro (b) y por el sur no supera la latitud del antiguo cementerio de El Páramo. Están representados por crestas de playa de morfología muy suave. Están constituidas por rodados cubiertos y semicubiertos en la parte nordoccidental por depósitos eólicos finos. Sobre ellos crece una rala vegetación halófila. Numerosos rodados superficiales sirven de arraigo de líquenes.

Se encuentra a 6-8 m snm.

Miembro (b)

Este miembro se encuentra en la bahía de San Sebastián. Su límite sur es el río San Martín, su límite norte el paleoacantilado de la bahía, por el este las aguas de la bahía, extendiéndose por el oeste más allá del límite argentino chileno.

Está representado por sedimentos finos limo arena a limo arcilla de coloración gris plomizo a blanco grisáceo.

Estos depósitos suelen estar cubiertos por un suelo turboso de muy pequeño espesor, presentando a unos 50 cm de profundidad conchillas. Asimismo se ha encontrado en el norte del cerro Gato, también a 50 cm de profundidad restos óseos de cetáceos.

La composición del material arcilloso por difracción de rayos X da 100 % de montmorillonita.

La composición mineralógica para la fracción arena:

Abundantes: piroxenos, Hornblenda prismática verde y en menor proporción castaña. Cuarzo subangular y subredondeado con inclusiones sólidas; la extinción levemente ondulada es frecuente; abundante cuarzo microcristalino, Plagioclasa con inclusiones sólidas; algunos cristales frescos, otros con distintos grados de alteración; plagioclasa zonal subordinada; frecuentemente relictos de rocas volcánicas, agregados microcristalinos (zeolitas), opacos. Escasos restos orgánicos, vidrio volcánico incoloro generalmente desvitrificado, biotita. Muy escasos: granate incoloro.

Miembro (c)

En el sector de la bahía, comprendido entre el río San Martín, el paleoacantilado sur de la bahía y el mar, se encuentran depósitos de acreción representados por roda-

dos de textura calada. También se encuentran depósitos del mismo tipo, en la espiga Páramo, Punta de Arenas, como asimismo en el sector sudeste de la Hoja Bahía San Sebastián. Igualmente se los encuentra a lo largo de casi toda la costa correspondiente a la Hoja Río Grande. Entre puesto de la Costa y estancia Las Violetas entre el Cabo Peñas y el Borde SE de la Hoja; a la altura de la estancia Viamonte.

Se estima que el espesor de estos depósitos es del orden de los 5-10 m.

III.c.2. Edad

Los depósitos anteriormente considerados se atribuyen al Holoceno. Fueron señalados por Feruglio (1950), como recientes.

Auer (1959, 1970), en sus estudios de niveles de cenizas volcánicas en los depósitos de turba asociados a los cordones costaneros señala que la edad no es mayor que el correspondiente al nivel II de cenizas volcánicas, es decir aproximadamente 3.500 a 4.000 años.

Los lugares donde Codignotto (1979), obtuvo el material biogénico se encuentran ubicados poco al norte del cerro Gato, el primero, ubicado a 1 km de la línea de costa actual y que se encuentra sobre la línea de una antigua línea de topografía rítmica, da una edad por el método del C14 de 1.310 ± 100 años.

El segundo lugar de extracción se encuentra sobre el mismo paralelo, a 2 km de la costa actual, también sobre una antigua línea de costa de topografía rítmica. Asimismo, este punto se encuentra a 2 km del límite internacional argentino chileno; la edad obtenida es de 2.990 ± 100 años.

Cabe señalar, que estos depósitos se encuentran, al menos dentro del territorio argentino, en un mismo nivel altimétrico 5-8 m.

III.d. Depósitos de Valle y Turbales

En el área correspondiente a la Hoja río Cullen los depósitos de origen fluvial son abundantes, en especial los que corresponden al río Cullen y al cañadón de las Piedras.

En el ámbito de la Hoja Bahía San Sebastián, los depósitos aluviales se encuentran bien representados especialmente en el valle del río Carmen Silva o Chico y el arroyo

Gamma. En el sector SO de la Hoja los depósitos aluviales se encuentran interrelacionados con turbales y pequeñas lagunas.

Finalmente en las Hojas Cerro Mesa y Río Grande los depósitos aluviales son más abundantes y están principalmente relacionados con el río Grande, Avilés, y sus respectivos tributarios.

De lo observado, en el área de trabajo se hace evidente que tanto los ríos principales como los tributarios han sufrido las consecuencias de un notable cambio climático, que ha conducido a la disminución del caudal de los cursos fluviales.

Sedimentológicamente estos depósitos pueden diferenciarse de acuerdo al siguiente esquema; todos aquellos cursos ubicados al norte de la bahía de San Sebastián, presentan planicies aluviales constituidas esencialmente por arenas y rodados, mientras que los cursos ubicados al sur de la bahía, más precisamente al sur de la sierra de Carmen Silva presentan depósitos areno limoso-arcillosos.

Turbales

En su gran mayoría estos depósitos son de poca magnitud. Dentro del ámbito de la Hoja Río Cullen son escasos y de reducida dimensión areal, no sobrepasando el metro de espesor. En su casi totalidad integran planicies aluviales. Otros, los menos se encuentran asociados a depresiones de la topografía glaciaria, principalmente a SO de la sierra de Carmen Silva.

En el ámbito de las Hojas Cerro Mesa y Río Grande, existen numerosos turbales pero en general son de reducida superficie y no sobrepasan el 1,50 m de profundidad.

III.e. Depósitos eólicos

Son de escasa importancia y están relacionados a las costas marinas, fluviales y lacustres. Las relacionadas a las costas marinas son de mayor importancia. Análisis de la fracción psamítica de una muestra de sedimento de origen eólico correspondiente al área de punta María, perteneciente a la Hoja Río Grande:

Abundante: hornblenda prismática verde y castaña. Cuarzo prolado subredondeado con escasas inclusiones, la mayoría de los cristales poseen extinción ondulada. Cuarzo microcristalino. Frecuente: piroxeno con abundantes inclusiones sólidas.

Plagioclasas alteradas; se observa plagioclasa zonal. Muy escasos: Zircón. Granate. Apatita. Pirofilita.

IV. Geomorfología

En el área bajo estudio los tipos morfológicos pueden ser considerados de la siguiente manera:

Ambientes principales

- a. — Morfología glaciaria.
- b. — Morfología costanera.
- c. — Morfología fluvial.
- d. — Morfología eololacustre.

Ambientes secundarios

- e. — Morfología de remoción en masa.
- f. — Morfología de turberas (geliturbación).

IV.a. Morfología glaciaria

Esta morfología está representada en las Hojas Río Cullen y Bahía San Sebastián. En la Hoja Río Cullen la morfología glaciaria se encuentra principalmente ubicada al sur del río Cullen conformando las serranías de San Sebastián, de rumbo OSO-ENE. Esta serranía se encuentra representada por un típico relieve de elevaciones y depresiones (hummocky topography). Estos desniveles pueden llegar a los 20 m en tramos que suelen variar de 50 a 100 m. Por esta razón y por haber sobre dicha superficie pequeños bloques erráticos el paisaje presenta un aspecto muy peculiar.

Hacia el SE de la Hoja Río Cullen y NO de la Hoja Bahía San Sebastián ésta serranía de morfología glaciaria limita netamente por medio de un paleoacantilado de conformación rectilínea de rumbo general OSO-ENE; con las tierras bajas de la bahía de San Sebastián.

Al norte del río Cullen la morfología glaciaria tiende a desdibujarse, en favor de una planicie desarrollada sobre los depósitos glaciarios.

En la Hoja Bahía San Sebastián el ambiente glaciario presenta también una típica morfología de elevaciones y depresiones algo más acentuadas que las anteriores y, con abundantes bloques erráticos de gran tamaño, en especial en el sector ubicado al este del cerro Laucha, como asimismo en un sec-

tor de rumbo E-O ubicado poco al norte del casco de la estancia La Sara.

Debe señalarse que gran parte de las sierras de Carmen Silva están conformadas por los depósitos glaciarios con topografía de montículos.

Hacia el sur, hasta casi el río Chico o Carmen Silva, se presentan expresiones de origen glaciario que conforman sectores aislados entre sí por cursos fluviales. En ese mismo sentido la morfología glaciaria se suaviza hasta desaparecer bajo el influjo de la acción fluvial.

IV.b. Morfología costanera

La morfología costanera está representada por los siguientes tipos:

Acantilados activos.

b1. Costas acantiladas.

Acantilados inactivos.

bI. Espigas y crestas de playa, ascendidas o no.

b2. Costas de acreción.

bII. Topografía rítmica.

b1. COSTAS ACANTILADAS

Acantilados activos

Estos se encuentran representados en forma casi continua entre el cabo Espíritu Santo y Mina María, corresponde a la Hoja Cullen y tienen presencia casi ininterrumpida en 40 km. En la Hoja San Sebastián la costa acantilada se encuentra en las proximidades de punta Basilica, en el cabo San Sebastián y, finalmente, en un pequeño sector ubicado al norte de punta Sinaia.

Esta morfología costanera está representada por el típico acantilado activo que alcanza los 70 m de altura en algunos sectores de la Hoja Cullen.

Estos acantilados tienen la característica de no estar cortados con frecuencia por cursos fluviales, lo que hace que el acceso desde o hacia la playa sea imposible en la mayoría de los casos.

Estos sectores de acantilados están representados por una playa incompleta, según la definición de Johnson (1919), ya que en muchos lugares, en alta marea, el mar queda en contacto con la base del acantilado.

Consecuentemente este tipo de costa desde el punto de vista morfológico representa una típica costa de erosión muy activa.

También es zona de acantilado activo, la del cabo Domingo y del cabo Peñas, aunque en ambos casos sólo se extienden en pocos centenares de metros. Ambos se encuentran en el ámbito de la Hoja Río Grande.

Acantilados inactivos o paleoacantilados

Hay ejemplos de este tipo en el norte y sur de la bahía San Sebastián. El que está ubicado en el norte, tiene un rumbo aproximado E-O y se encuentra ubicado entre punta Basílica y el límite internacional argentino-chileno. Ambos se prolongan en el territorio chileno.

Al sur de punta Sinaia existe otro acantilado de rumbo aproximado E-O, que al llegar a la altura del casco de la estancia La Sara se incurva hacia el sur y, continua con rumbo casi NNO-SSE, hasta la altura de la estancia las Violetas donde se flexiona hacia el E y termina en el cabo Domingo.

El cabo Domingo, como se señalara más arriba, es un pequeño sector de costa acantilada activa.

Del cabo Domingo al sur, prosigue otro paleoacantilado en dirección E-O y a unos 1.000 m se incurva hacia el sur tomando la dirección aproximada NNO-SSE, siendo subparalelo a la costa actual, hasta la desembocadura del río Grande.

Al sur del río Grande y a unos 2.500 m de la costa actual prosigue el paleoacantilado hacia el SSE, en forma subparalela a la costa actual para incurvarse hacia el E, terminando en el cabo Peñas.

Del cabo Peñas hacia el sur, el paleoacantilado con rumbo E-O, se aleja de la costa actual unos 800 m, para adoptar el rumbo NNO-SSE, siendo subparalelo a la costa actual. Se acerca a la costa actual a la altura de punta María, para finalmente volver a lejarse al sur de la misma. Se hace subparalela a la costa actual alcanzando los 54° de latitud sur, que corresponde aproximadamente a la ubicación del casco de la estancia Viamonte.

b2. COSTAS DE ACRESIÓN

b1. *Espigas y crestas de playa, ascendidas o no*

Dentro del ámbito de la Hoja Cullen los depósitos de este tipo se encuentran ubicados

en el sector comprendido entre Mina María y punta de Arenas, que constituye una espiga de más de un ciclo. Tiene 20 km de longitud con un mínimo de 200 metros y un máximo de 2.000 m de anchura.

Estos cordones o crestas de playa de gran longitud de onda, están constituidas por rodados de granometría variable pero en general son de gran diámetro. Son muy comunes los de 7 cm de diámetro, y no son raros los de 15 y aún 20 cm de diámetro.

Finalmente debe señalarse que existe una clara tendencia a que los términos más antiguos de la espiga posean los rodados de mayor diámetro. Se señala además que la espiga Mina María punta de Arenas presenta dos lineaciones de cordones litorales o crestas de playa, lo que significa un cambio en las condiciones hidrodinámicas.

Un segundo sector ubicado dentro del ámbito de la Hoja Bahía San Sebastián está constituido por rodados. Se encuentra delimitado hacia el sur, por el paleoacantilado sur de la bahía San Sebastián, hacia el este, por las aguas de la bahía, hacia el norte por el río San Martín y hacia el oeste por el límite internacional argentino-chileno.

Estos depósitos están representados por cordones o crestas de playa de mediana longitud de onda. Los rodados presentan menor tamaño que los de la espiga anteriormente descripta. En general no superan los 10 cm de diámetro.

Un tercer sector ubicado al SE del casco de la estancia La Sara están representados por una faja de rodados, comprendidos entre el paleoacantilado ubicado en las proximidades del casco de la Estancia La Sara y la costa actual, con una anchura aproximada de 1.500 m.

Tiene dos subsectores, uno constituido por cordones litorales relictos que constituye un nivel de terraza con cota aproximada de 20 metros. Estos depósitos de rodados presentan la superficie de las crestas de playa muy suaves, son de gran longitud de onda. En general los rodados no sobrepasan los 4 ó 5 cm de diámetro. Este depósito-terracea tiene una longitud de unos 12 km según el rumbo NNO-SSE. Su mayor desarrollo areal se encuentra en la Hoja Bahía San Sebastián penetrando unos 2 km en el borde NE de la Hoja Cerro Mesa.

Adosados por el este y por el sur a esta terraza de cota 20 m se encuentra otra, con una cota de 8-10 m igualmente constituida por rodados, que se distribuyen desde poco

al sur de punta Sinaia hasta el cabo Domingo.

Estos cordones litorales presentan sus términos más antiguos erosionados por la hidrodinámica actual.

Desde el cabo Domingo hasta el límite SE de la Hoja río Grande prosigue el nivel 8-10 m. La continuidad de los cordones es interrumpida por la presencia del cabo Peñas.

bII. Topografía rítmica

Esta morfología está representada en la parte nordoccidental de la bahía de San Sebastián de la Hoja homónima. Estos depósitos limo arenosos arcillosos, están condicionados solamente por la existencia de un sector al reparo tanto del intenso oleaje como de la existencia de fuertes corrientes costaneras. Este tipo de acreción de material clástico fino en forma cuspidal, determina una costa de topografía rítmica. Dichas condiciones se dan en el interior de la Bahía que se encuentra semicerrada por la espiga Mina María-Punta de Arena.

IV.c. Morfología fluvial

Estas formas se encuentran representadas en toda la comarca abarcada por las cuatro Hojas, con la característica que de norte a sur hay un notable incremento de la morfología fluvial, conjuntamente con diferencias entre la relación entre río y estructura.

Al norte del Río Grande debido a que los estratos son horizontales o subhorizontales, la acción fluvial a veces se refleja por la presencia de terrazas estructurales.

En cambio al sur del Río Grande se destacan numerosos cursos transversales a las estructuras; son los que drenan el flanco nordoriental de la cordillera de Darwin, ubicada poco al sur del área en cuestión.

Lógicamente asociado a este diseño existen cursos secundarios longitudinales a la estructura.

Finalmente cabe señalar la existencia de terrazas fluviales principalmente en la cuenca del Río Cullen. Ellas son: nivel I, cota 70-80 m; nivel II, cota 50 m; nivel III, cota 15-20 m; nivel IV, cota 10 m, nivel V, cota 3-4 m.

Por encima, y siempre en la Hoja Cullen, de los niveles anteriormente señalados se encuentra una planicie representada por la pampa de Beta de 100 m de cota. Esta planicie es casi perfecta en sus partes relictiacas.

IV.d. Morfología eololacustre

Como se señaló anteriormente estas formas se encuentran ubicadas en las Hojas Bahía San Sebastián, Cerro Mesa y Río Grande.

Dentro de esta relación general se puede establecer dos subtipos:

- 1) Formas eololacustres derivadas de la topografía rítmica.
- 2) Formas eololacustres implantadas en el ambiente terciario.

1. — Formas eololacustres derivadas de la topografía rítmica

Se encuentran limitadas por el límite internacional argentino chileno hacia el oeste y el mar hacia el este, por el paleoacantilado norte de la bahía y el río San Martín hacia el sur.

Las lagunas están ubicadas en las depresiones originadas por el acrecimiento de topografía rítmica.

Este fenómeno hace que las lagunas se encuentren alineadas por su frente, según la primitiva orientación de las respectivas y sucesivas líneas de costas, o sea en un diseño curvilíneo paralelo a la costa actual. Además en los cuerpos lacustres más antiguos se observa migración hacia el este, bajo el influjo de los vientos provenientes del oeste.

Este régimen hace que las lagunas modifiquen progresivamente sus formas originales, presentando las más evolucionadas un perfil asimétrico según el rumbo O-E.

Del lado de barlovento la costa es suave y tendida, mientras que del lado de sotavento la costa es abrupta. Suelen tener acantilados que varían de 0,50 m a 5-6 m. Además en las lagunas más grandes, en el sector de sotavento, se depositan sedimentos eólicos aumentando el valor relativo de la altura de los microacantilados.

Visto en planta estas lagunas también modifican su forma, pasan de la forma subcircular original, a una cuspidal o subtriangular, en donde un vértice generalmente sinuoso se proyecta hacia el oeste, mientras que los dos restantes apuntan uno al norte y el otro al sur, estando unidos entre sí por un borde de costa acantilada de contorno convexo hacia sotavento.

2. — Formas eololacustres implantadas en ambiente terciario

Estas lagunas superan varias veces el

tamaño de las anteriores, del orden de 10 veces o más. Sus perfiles y vista en planta son parecidas a las descritas anteriormente, se encuentran ubicadas al sur del río Chico o Carmen Silva y poco al sudeste del Río Grande, Hojas Cerro Mesa y Río Grande.

IV.e. Morfología de remoción en masa

Las formas derivadas de estos fenómenos no son muy importantes y están concentradas principalmente en los acantilados activos donde son comunes los fenómenos de asentamientos y los deslizamientos.

IV.f. Morfología de Turberas

(Geliturbación-Micromorfología)

Esta morfología es de reducida extensión superficial y en general se presenta en áreas pequeñas y discontinuas del orden de 5 a 10 hectáreas separadas por amplias zonas carentes de la misma. Su mayor expresión se encuentra en el suelo turboso de la bahía San Sebastián.

Está formada sobre un suelo turboso de pequeño espesor (5-7 cm), que por congelamiento produce centros de presión que originan microelevaciones que en algunos casos presentan fracturas en su parte superior con derrames de agua saturada con limo arena arcilla. Es decir que estas formas constiuyen thufur de origen actual.

V. Historia geológica

a) Historia geológica terciaria y sus relaciones con los eventos del océano Atlántico Sur

El desarrollo de los eventos geológicos del área bajo estudio es particularmente interesante por tratarse de una comarca insular que penetra en la masa oceánica del Atlántico y Pacífico Sur. Es así que su historia está profundamente relacionada con la del terciario del Atlántico Sur, y los hechos y particularidades registrados en su estratigrafía muestran un notable grado de isocronismo con los eventos registrados en los fondos oceánicos adyacentes a partir de los estudios derivados del "Deep Sea Drilling Project".

Las sedimentitas más antiguas pertenecen

al Eoceno medio, y están representadas por la Formación La Despedida. Estas sedimentitas se han depositado hasta el apogeo de la Fase Incaica, cuyos efectos se aprecian en el Conglomerado Ballena adyacente al área de estudio, y en la regresión parcial desarrollada en la parte central de la Isla de Riesco en Chile, en la parte sur de la región de Última Esperanza (Natland *et al.*, 1974) y en parte de Tierra del Fuego septentrional.

Esta misma fase produce un amplio retiro dentro del esquema de intrusiones-regresiones sobre las cuencas atlánticas del sur de América del Sur (Charrier y Malumíán, 1975). La relación con el magmatismo y su consecuente edad de apogeo fue fijada en 40-42 m.a., por Ramos y Ramos (1979).

La subsiguiente Formación aflorante: Cabo Peña, es el testimonio de la siguiente ingresión, la que alcanza cierta profundidad de aguas. Su alto contenido de radiolarios y diatomeas subordinadas, refleja las condiciones generales imperantes a partir del Eoceno superior. Según Melguen *et al.* (1978), la penetración de aguas antárticas se acentúa en el Oligoceno, paralelamente al desarrollo de la calota glaciaria antártica y a la separación de Antártida de Australia. Este desarrollo de facies biosilíceas a partir del límite Eoceno-Oligoceno (Van Andel *et al.*, 1977), reflejaría los primeros fenómenos de surgimiento de corrientes polares.

Esta ingresión muestra su retiro hacia los fines del Miradoriano en el oeste de la cuenca como consecuencia de la Fase Pehuénchica en el Mioceno inferior. Fase que en el apogeo de su magmatismo ha sido datada en 18 m.a. (Ramos y Ramos, 1979), y que en el área estudiada produce el Conglomerado Cerro Aguila.

Esta fase presenta sincronismo con hiatos inferidos en el Atlántico sur que indican la aparición repentina de corrientes de fondo (Ciesielski y Wise, 1977), coincidente a su vez con la predicción de Barker y Bunnell (1977) de la apertura de un canal de aguas profundas a través del pasaje de Drake.

A partir de la ocurrencia de esta fase los sedimentos registrados en el área, las Formaciones Carmen Silva y Castillo, testifican el continuo ascenso reflejado por sedimentos estuarinos deltaicos marinos, certificados tanto por la microfauna de la primera formación como por la estratificación y neto carácter conglomerádico de la segunda. Este ascenso y continentalización de carácter general en la cuenca (Natland *et al.*, 1974) se relaciona con la Fase Quechua del Mio-

ceno superior. De acuerdo a la edad asignada en el presente trabajo para el área fueguina y las edades relacionadas con el apogeo de su magmatismo (cf. Ramos y Ramos, 1979; Coira y Ramos, en prensa) coincide cronológicamente con hiatos registrados en los fondos marinos en el Mioceno medio-superior que son particularmente manifiestos en el Océano Atlántico Sur (Supko y Perch-Nielsen, 1977; Moore *et al.*, 1978).

La última ingresión, representada en la comarca por la Arenisca Punta Basílica, es de carácter somero y se extendió sobre el margen atlántico de la comarca durante el Mioceno superior-Plioceno inferior. Su regresión se relaciona con los movimientos que tuvieron lugar al cierre del Macphersoniano, y que son responsables del alabeo de la franja de estribaciones en el sur de Tierra del Fuego, isla Dawson, península Brunswick, isla Riesco y en el sur del área de Ultima Esperanza (Natland *et al. op. cit.*) siendo coevas de la Fase Magmática Principal de Ramos y Ramos (1979).

Finalmente, la Formación Cullen, representativa del Divisadoriano, muestra las características tufáceas generales a la actividad volcánica que caracteriza al piso (cf. Natland *et al.*, 1974) que se desarrolló a lo largo del borde occidental de la Cordillera.

En conjunto, las fases se correlacionan con los hiatos generalizados en los fondos oceánicos en el Eoceno superior y Mioceno medio-superior.

b. Cuartario

Tras la deposición del Terciario continental, se habría establecido en el Terciario tardío un régimen fluvial (Formación Cullen), que consecuentemente modeló el paisaje. La glaciación pleistocena estuvo representada por dos lenguas glaciarias que se encauzaron en el relieve fluvial preexistente (Nordenskjöld, 1898; Bonarelli, 1917), comportándose ellas como glaciares de descarga; se establecieron por el norte en el actual estrecho de Magallanes hasta llegar al océano Atlántico en su máximo desarrollo, poco más al este del actual cabo Vírgenes. Por el sur la lengua austral descargada el englazamiento de la cordillera de Darwin, por el actual seno Almirantazgo, canal Whiteside, bahía Inútil, bahía de San Sebastián.

Durante el máximo glaciario, y como consecuencia del hundimiento por sobrecarga,

gran parte del territorio insular actual se hallaba bajo el nivel del mar. La ablación glaciaria parcial posibilitó el ascenso isostático. Caldenius (*op. cit.*), señala cuatro subestados glaciarios. Inicialglacial, Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial. Los depósitos que se encuentran en nuestro territorio, como los que se observan en las serranías de San Sebastián y las sierras de Carmen Silva son como se vio, dos partes de un mismo depósito, asignados como daniglacial.

Por el norte de esta lengua daniglacial, se formó el proto río Cullen, que drenaba las aguas de ablación del área septentrional, y por el sur se formó el proto río Chico o Carmen Silva que cumplía igual función que el anterior.

El progresivo mejoramiento climático posibilitó la fusión total de la lengua glaciaria ubicada en la actual depresión, bahía Inútil-bahía San Sebastián, convirtiéndose ésta, en un estrecho de características similares al de Magallanes.

Al sur de punta Sinaia, el mar se encontraba próximo al actual casco de la estancia La Sara, de allí al sur de la costa se hacía paralela o subparalela a la costa actual, hasta recostarse en el cabo Domingo y volver a avanzar hacia tierra en forma subparalela a la costa actual; recostándose en el cabo Peña, volviendo a penetrar hacia el oeste bordeando a punta María para mantenerse poco desplazada al oeste de la actual costa y así hasta el límite de la Hoja Río Grande.

Puede señalarse que las sucesivas respuestas isostáticas terminaron por desvincular las actuales bahía Inútil y bahía de San Sebastián. Estas variaciones areales de los territorios sobre el nivel del mar produjeron la consiguiente modificación de las relaciones hidrodinámicas en la zona de interfase. Ello quedó evidenciado en los diferentes depósitos, como asimismo sus evidencias erosivas, reflejadas en los paleoacantilados.

Los ascensos quedaron evidenciados en las terrazas, algunas fluviales y otras marinas de 70-80 m, 50 m, 20 m, 6-8 m y 3-4 m de cota respectivamente.

Coincidentemente, en el postglacial, en el 9.000 A.P., según Auer (1959, 1970), se produce el nivel de cenizas volcánicas I, que coincide con una fase postglacial de máximo desarrollo de la estepa, luego hay un desarrollo de la flora arbórea austral a expensas de la estepa.

Esta fase la denomina Atlántica. Poco antes de depositarse el nivel de cenizas volcánicas II que corresponde a 4.500 A.P.

aproximadamente, se produce un nuevo cambio climático y la estepa avanza a expensas de la flora arbórea. Esta fase la denomina subboreal.

Una nueva y última deposición de cenizas volcánicas que corresponde al nivel III, tiene una edad de 2.000 A.P. aproximadamente y, coincide con un avance de la flora y un retroceso de la estepa. Corresponde a la fase Subatlántica.

En la actualidad hay un nuevo retroceso de la flora arbórea y avance de la estepa.

Conclusiones generales

Terciario

- 1) Se manifiesta una estrecha correlación entre los eventos oceánicos del Terciario y geológicos de la región estudiada. En particular como una notable coincidencia entre los hiatos registrados en los fondos oceánicos y las discordancias en Tierra del Fuego, y la difusión, de la sedimentación biosilícica en el Oligoceno.
- 2) La Fase Incaica se registra en la relación de discordancia angular entre los estratos plegados del Eoceno medio (Formación Despedida) y horizontales del Oligoceno (Formación Cabo Peña) coincidentemente con uno de los mayores cambios faunísticos.
- 3) Se desaconseja el uso de términos derivados del "Magallanense", sobre los cuales no ha existido acuerdo tanto en sus límites como en sus faunas, que comprenden diferentes formaciones, incluyen discordancias angulares, y que conceptualmente carecen de significado geológico o estratigráfico que justifiquen su uso agrupando ciertas o casi todas las formaciones terciarias. En su lugar se respetan en su gran mayoría las unidades diferenciadas por De Ferrariis (1938) y Doello-Jurado (1922), las que mayormente fueron omitidas o desconocidas por los autores que posteriormente tomaron en consideración el área estudiada.

Cuartario

- 1) No se encuentran depósitos glaciares en el sector ubicado al sur del río Chico o Carmen Silva.
- 2) La tendencia es de un neto ascenso

territorial, expresado en sucesivas terrazas marinas, posiblemente en relación al retroceso glaciario.

- 3) Son intensos los fenómenos de erosión acreción, por lo que la lineación general de la costa adopta una conformación rectilínea, a su vez paralela o subparalela a la lineación estructural.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Servicio Geológico Nacional por haber contribuido con los fondos necesarios que hicieron posible la ejecución del presente trabajo y por haber autorizado su publicación.

En particular el segundo autor desea dejar constancia de su agradecimiento a la Dra. Ruth Todd, del U.S. Geological Survey, y al Dr. Esteban Boltovskoy, Museo Bernardino Rivadavia, por sus comentarios sobre la identidad de varias especies. Y muy especialmente al Dr. Antonio M. Cañón (Enap. Chile), por material micropaleontológico característico de los pisos Gaviotiano y Miradoriano, aún no ilustrado, que han resultado ser de inapreciable utilidad.

Al Dr. N. de B. Hornibrook por sus valiosos comentarios sobre la identidad y comparación con especies descritas originariamente en Nueva Zelandia.

A los colegas del Servicio Geológico Nacional, Dr. Federico R. Roellig y a la Lic. Adelma Bayarsky, por las determinaciones roetnográficas de arcillas y mineralógicas respectivamente. A la Dra. Elsa Rossi de García y a la Lic. A. Echevarría, por las determinaciones genéricas de los ostrácodos; la primera de ellas, conjuntamente con la Dra. R. Levy de Caminos, colaboraron en la determinación de gran parte de los invertebrados. Al Dr. J. C. Riggi por las determinaciones petrográficas de los rodados de los conglomerados.

A los Dres. E. González Díaz y R. Caminos, por la lectura crítica de los borradores y manuscritos del trabajo.

Los autores agradecen a Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Dirección Río Grande por el apoyo logístico brindado en la última campaña.

Al Instituto de Geocronología Isotópica, Buenos Aires, por las dataciones de radiocarbono.

El presente trabajo es la contribución n° 6 del Comité Argentino de Geología y Dinámica Costanera.

Lista de trabajos citados en el texto

- Archangelsky, S., 1969. *Estudio del paleomicroplancton de la Formación Río Turbio (Eoceno), provincia de Santa Cruz*. Ameghiniana VI (3): 181-218.
- Archangelsky, S. y A. Fasola, 1971. *Algunos elementos del paleomicroplancton del Terciario inferior de Patagonia (Argentina y Chile)*. Museo La Plata, Rev. (n.s.) VI, Paleontología 36: 1-16.
- Auer, V., 1959. *The pleistocene of Fuego-Patagonia. Part III. Shore line Displacements*. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A. 60, Helsinki: 1-247.
- 1970. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V. Quaternary problems of Southern South America*. Ann. Acad. Sci. Fennicae A. 100, Helsinki: 1-193.
- Barker, P. F., I. W. D. Dalziel; D. H. Elliot, C. C. von Der Borch, R. W. Thompson, G. Plafker, R. C. Tjalsma, S. W. Wise, M. G. Dinkelman, A. M. Gombos, A. Lonardi y J. Tarney, 1977. *Init. Repts. DSDP 36*. Washington (U.S. Gov. Print. off.) 1080 pp.
- Barker, P. F. y J. Burrell, 1977. *The opening of Drake Passage*. Marine Geol., 25: 15-34.
- Bergreen, W. A., 1969. *Paleogene biostratigraphy and planktonic foraminifera of northern Europe*. First. Int. Conf. Plank Microfossil, Proc. I: 121-160.
- Boltovskoy, E., 1972. *Nota sobre los valores mínimos de oxigenación que pueden soportar los foraminíferos bentónicos*. Soc. Biol. de Concep., Bol. XLIV: 135-143.
- 1978. *On the age of the Neogene deposits of site 329 (DSDP, leg. 36)*. Rev. Española Microp. 10 (1): 145-163.
- Boltovskoy, E. y S. Watanabe, 1980. *Foraminíferos de los sedimentos Cuaternarios entre Tierra del Fuego e islas Georgias del Sur*. Mus. Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia, Rev. Geol. VIII (4): 95-124.
- Bonarelli, G., 1917. *Tierra del Fuego y sus turberas*. An. Min. Agric. Sec. Geol. Mineral. y Min. XII (3): 119.
- Borello, A. V., 1972. *Cordillera Fueguina*. En: *Geología Regional Argentina*, A. F. Leanza, ed., Acad. Nac. Cs., Córdoba: 741-753.
- 1976. En: *Léxico Estratigráfico de la República Argentina*. Primera parte A-Ch. Serv. Geol. Nac., Public. Esp.
- Caldenius, C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Nac. Minas y Geol., Publ. 95.
- Camacho, H. H., 1948. *Geología de la cuenca del del Lago Fagnano o Cami, Gobernación Marítima de Tierra del Fuego*. Tesis Doctoral 543, Univ. Bs. As., Fac. Cs. Exactas y Nat. (M.S.).
- 1967. *Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (4): 253-280.
- 1974. *Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. Anal. Acad. Cs. Ex., Fis. y Nat. 26: 39-57.
- Caminos, R., 1980. *Cordillera Fueguina*. II Simp. Geología Regional Argentina, vol. II: 1463-1501. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba.
- Cañón, M. A., 1968. *Cronoestratigrafía de los sedimentos terciarios de Tierra del Fuego, provincia de Magallanes*. III Jorn. Geol. Arg., Actas I: 91-110.
- Casanova, M., 1931. *Apuntes petrográficos sobre los terrenos atravesados por los pozos de Comodoro Rivadavia y sus alrededores*. I^o Reunión Nac. Geogr.: 1-40, Dir. Gen. Yac. Petrol. Fiscales.
- Cecioni, G., G. Goestche y J. Alvarez, 1974. *Anticlinales Prat y Canelos, Seno Otway, Magallanes*. Univ. Chile, Fac. Cs. Fis. y Mat. Geol., Publ. 42: 1-18.
- Ciesielski, P. F. y S. W. Wise, 1977. *Geological history of the Maurice Ewing bank of the Falkland Plateau (Southwest Atlantic Sector of the Southren Ocean) based on piston and drill cores*. Marine Geol. 25: 175-207.
- Codignotto, J. O., 1969. *Nota acerca de algunos aspectos geológicos de la costa patagónica comprendida entre Punta Loyola y el Cabo Virgenes*. SHN, Bol. VI (3): 257-263.
- 1976. *Geología y rasgos geomorfológicos de la Patagonia extraandina, entre el río Chico de Gallegos (Santa Cruz), y la bahía de San Sebastián (Tierra del Fuego)*. Tesis Doctoral, Univ. Bs. As., Fac. Cs. Exactas y Nat. (M.S.).
- 1979. *Hojas Geológicas 63 a Cullen, 64 a bahía San Sebastián y 65 b río Grande*. Servicio Geológico Nacional (inédito).
- Collen, J. D. y P. Vella, 1973. *Pliocene planktonic foraminifera Southern North Island, New Zealand*. Journ. Foram. Res. 3 (1): 13-29.
- Coira, B. L. y V. A. Ramos (en prensa). *Magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile*. Geol. Review (Symp. Mag. Evol. Andes), Ed., E. Linares.
- Cookson, I. y L. Cranwell, 1967. *Lower Tertiary microplankton spores and pollen grains from southernmost Chile*. Micropal. 13 (2): 204-216.
- Criado Roque, P., C. De Ferrariis, A. Mingramm, E. Rolleri, I. B. Simonato y T. Suero, 1960. *Cuenca Sedimentarias de la Argentina*. Bol. Inf. Petroleras 320: 3-21.
- Charrier, R. y A. Lahsen, 1968. *Contribution a l'étude de la limite Cretacé-Tertiaire de la Province de Magellan, extrême-sud du Chili*. Rev. Micropal. 11 (2): 111-120.
- Charrier, R. y N. Malumián, 1975. *Orogénesis y epeirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (2): 193-207.
- Darwing, C. H., 1942. *On the distribution of the erratic boulder and on the contemporaneous unstratified deposits of South America*. Geol. Soc. London, Trans. III, VI.

- De Ferrariis, C., en Fossa Manccini et al., 1938. *Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica*. Bol. Inf. Petroleras 171: 43-44, 94-95.
- Di Benedetto, 1973. *Caudro de correlación estratigráfica de Cuenca Austral*. YPF (inédito).
- Dusen, P., 1907. *Über die tertiäre Flora der Magellansländer I*. Wiss. Erg. Schweed. Exp. Magellanslând, 1895-97, Bd. I: 87-108.
- Doello-Jurado, M., 1922. *Note préliminaire sur les résultats géologiques de l'expédition de l'université de Buenos Aires a la Terre de Feu (1921)*. Comptes Rend. XIII Sess. Congr. Geol. Int., Belgique, 1922: 1519-20.
- Fasola, A., 1969. *Estudios palinológico de la Formación Loreto (Terciario medio), provincia de Magallanes, Chile*. Ameghiniana 6: 3-49.
- Felsch, J., 1913. *Informe sobre el reconocimiento jeológico de los alrededores de Punta Arenas y de la parte noroeste de Tierra del Fuego con el objeto de encontrar posibles yacimientos de petróleo*. Soc. Nac. Min. Chile, Bol. XXXIII: 433-445, 481-500.
- 1916. *Reconocimiento geológico de los terrenos petrolíferos de Magallanes del Sur*. Soc. Nac. Min. Chile, Bol. XXXIII: 214-23, 309-15.
- Feruglio, E., 1949-1950. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Y.P.F., Buenos Aires.
- Fisher, W., L. F. Brown, A. J. Scott y J. H. Mc Goven, 1969. *Delta system in the exploration for oil and gas*. Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Colloc.: 75.
- Furque, G. y H. H. Camacho, 1949. *El Cretácico superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IV (4): 263-2, 97.
- Hemmer, A., 1935. *Geología de los terrenos petrolíferos de Magallanes y las exploraciones realizadas*. Soc. Nac. Min. Chile, Bol. XLVII: 139-49, 181-88.
- Herb, R., 1971. *Distribution of recent benthonic foraminifera in the Drake passage*. Antarctic Res. Ser. 17: 251-300.
- Herm, D., 1966. *Micropaleontological aspects of the Magellanese Geosyncline, Southernmost Chile, South America*. Proc. Second W. African Microp. Coll.: 72-86.
- Hornibrook, N. de B., 1961. *Tertiary Foraminifera from Oamaru District (N.Z.). Part I. Systematic and distribution*. N. Z. Geol. Surv. Paleont. Bull. 34 (1): 1-192.
- 1968. *A Handbook of New Zealand Microfossil (Foraminifera and Ostracoda)*. N. Z. Dept. Scient. Ind. Res. Inf. Ser. 62: 1-136.
- Hornibrook, N. de B. y D. G. Jenkins, 1965. *Candeina zeocenica Hornibrook and Jenkins a new species of foraminifera from the New Zealand Eocene and Oligocene*. N. Z. Journ. Geol. Geophys. 8 (5): 839-842.
- Ihering, H., 1907. *Les Mollusques fossiles du Tertiare et du Crétacé supérieur de l'Argentine*. An. Mus. Nac. Bs. Aires, Ser. 3, 7: 1-611.
- 1909. *Nouvelles recherches sur la formation magellanienne*. Mus. Nac. Bs. Aires, An. 3 (12): 27-45.
- Jenkins, D. G., 1965. *Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to lower Miocene of New Zealand*. N. Z. Journ. Geol. Geophys. 8 (6): 1088-1126.
- 1971. *New Zealand Cenozoic Planktonic Foraminifera*. N. Z. Geol. Survey Paleont., Bull. 42: 1-278.
- 1974. *Paleogene planktonic foraminifera of New Zealand and the Austral region*. Journ. Foram. Res. 4 (4): 155-170.
- 1977. *Lower Miocene planktonic foraminifera from a bore hole in the English Channel*. Micropaleont. 23 (3): 297-318.
- Johnson, D. W., 1938. *Shore processes and shoreline development*. Ed. Williams: 405.
- Keidel, J. y A. Hemmer, 1931. *Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magallanes en los meses de verano de 1928-1929*. Bol. Minero 47: 706-717.
- Kurihara, K., 1977. *Correlation of Neogene formations between the Japan sea and the pacif coast regions of Japan by benthonic foraminifera*. Rev. Española Micropal. 9 (3): 307-315.
- Lankford, R. R., 1959. *Distribution and ecology of Foraminifera from east Mississippi delta*. Am. Asoc. Petrol. Geol., Bull. 43 (9): 2068-2099.
- Lesta, J. P., M. A. Turic y E. Mainardi, 1979. *Actualización de la información estratigráfica en la cuenca del Colorado*. VII Congr. Geol. Arg., Actas 1: 701-703.
- Love, L. C., 1958. *Micro-organisms and the presence of syngenetic pyrite*. Geol. Soc. London, Quat. Jour. 113 (4): 429-440.
- 1962. *Further studies on micro-organisms and the presence of syngenetic pyrite*. Paleontology 5 (3): 444-459.
- Malumián, N., 1968. *Foraminíferos del Cretácico superior y Terciario del subsuelo de la provincia de Santa Cruz, Argentina*. Ameghiniana 5 (6): 191-277.
- 1970. *Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la provincia de Buenos Aires (Argentina)*. Ameghiniana 7 (2): 173-204.
- 1978 a. *Aspectos paleoecológicos de los foraminíferos del Cretácico de Cuenca Austral*. Ameghiniana 15 (1-2): 149-160.
- 1978 b. *Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas del Terciario de la Argentina*. Ameghiniana 15 (1-2): 161-171.
- Malumián, N. y A. M. Báez, 1976. *Outline of Cretaceous stratigraphy of Argentina*. Ann. Mus. d'Hist. Nat. Nice IV: 1-10.
- Malumián, N., H. H. Camacho y R. Gorroño, 1979. *Moluscos del Terciario inferior de la isla Grande de Tierra del Fuego, República Argentina*. Ameghiniana 15 (3-4): 265-284.

- Malumián, N., V. Masiuk y J. C. Riggi, 1971. *Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-I, provincia de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV (2): 175-208.
- Masiuk, V., D. Becker y A. García Espiasso, 1976. *Micropaleontología y Sedimentología del Pozo Ch. Poes.-1 (Península Valdés), provincia de Chubut, República Argentina. Importancia y correlaciones*. ARPEL XXIV, Buenos Aires.
- Martínez, R., 1965. *Significado del hallazgo de Pulleniatina obliquiloculata (Parker y Jones) en la Formación Navidad*. Soc. Geol. Chile, Res. 11: 28-31.
- 1968 a. *Edad y paleoecología del "Piso de Millongue"*. En: *El Terciario de Chile*, 125-141, Soc. Geol. Chile.
- 1968 b. *Zonación preliminar del Terciario de Chile Central mediante foraminíferos planctónicos y su correlación regional y transcontinental*. En: *El Terciario de Chile*, 191-203, Soc. Geol. Chile.
- Martínez, R. y R. Osorio, 1964. *Discoasterídeos y Foraminíferos de la Formación Navidad: nuevos antecedentes para su datación*. Soc. Geol. Chile, Res. 9: 5-6.
- Martínez, R., R. Osorio y J. Lillo, 1965. *Com. n.º 1. Edad de la Formación Ciervos*. Soc. Geol. Chile, Res. 10: 5-7.
- Mc Gowran, B., 1970. *Late Paleocene in the Otway Basin: Biostratigraphy and age of key microfaunas*. Trans. R. Soc. S. Aust. 94: 1-14.
- Melguen, M., X. Le Pichon y J. C. Sibuet, 1978. *Paleoentorno de l'Atlantique sud*. Soc. Geol. Fr., Bull. 7, 20 (4): 471-489.
- Menéndez, C. A., 1965. *Microplankton fósil de sedimentos terciarios y cretácicos del norte de Tierra del Fuego*. Ameghiniana 4 (1): 7-15.
- Methol, E. y R. G. Sister, 1947. *Informe preliminar al estudio de los aluviones auríferos de la Gobernación Marítima de Tierra del Fuego entre río Gamma y cabo Espíritu Santo*. Min. Ind. Com. Nac., Dir. Gen. Ind. Min., Buenos Aires (M.S.).
- Moore, T. C., T. H. van Andel, C. Sancetta y N. Pisias, 1978. *Cenozoic hiatuses in pelagic sediments*. Micropal. 24 (2): 113-138.
- Murray, I. W., 1973. *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids*. Heinemann books Ltd.: 1-274. Londres.
- Murray, J. W. y C. A. Wright, 1974. *Palaeogene Foraminiferida and Paris Basins and the English Channel*. Spec. Pap. Palaeontology 14: 1-171.
- Natland, M. L., E. González, A. Cañón y M. Ernst, 1974. *A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments*. Geol. Soc. Am. Mem. 139: 1-125.
- Nordenskjöld, O., 1898. *Notes on Tierra del Fuego. An account of the Swedish Expedition of 1895-1897*. Scott Geograph. Hagaz. Edimburg, XIII: 393-399.
- Ortmann, A. E., 1899. *The fauna of the Magellanian beds of Punta Arenas*. Amer. Jour. Sc. VIII.
- 1902. *Tertiary Invertebrates*. Rep. Princ. Univ. Expedition to Patagonia IV (2): 45-332. Princeton N. J. y Stuttgart.
- Parker, F. L., 1962. *Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments*. Micropal. 8 (2): 219-254.
- Petersen, C. S., 1946. *Informe preliminar sobre estudios geológicos en el Territorio de Tierra del Fuego*. Min. Ind. Com. Nac., Dir. Gen. Ind. Min. (M.S.).
- 1949. *Informe sobre los trabajos de relevamiento geológico efectuados en Tierra del Fuego entre 1945-1948*. Idem.
- Petersen, C. S. y E. J. Methol, 1948. *Nota preliminar sobre rasgos geológicos generales de la porción septentrional de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. III (4): 279-291.
- Phleger, F. B. y A. Soutar, 1973. *Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima*. Micropal. 19 (1): 110-115.
- Pöthe de Baldis, D., 1966. *Microplankton del Terciario de Tierra del Fuego*. Ameghiniana 4 (7): 219-228.
- Ramos, E. D. y V. A. Ramos, 1979. *Los ciclos magmáticos de la República Argentina*. VII Cong. Geol. Arg., Actas I: 771-786.
- Riggi, J. C., 1978. *La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2): 158-171.
- Rossi de García, E., 1959. *Nuevos moluscos terciarios del Arroyo Verde*. Ameghiniana 1 (4): 9-15.
- Romero, E. J., 1977. *Polen de Gimnospermas y fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Santa Cruz, Argentina*. Fund. Educ. Ciencia y Cultura, Buenos Aires.
- Russo, A. y M. A. Flores, 1972. *Patagonia Austral Extra Andina*. En: *Geología Regional Argentina*, ed., A. F. Leanza, Acad. Nac. Ciencias, Córdoba.
- Russo, A., M. A. Flores y H. Di Benedetto, 1980. *Patagonia austral extraandina*. II simp. Geología Regional Argentina, vol. II: 1431-1462, Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba.
- Srinivasan, M. S., 1966. *Descriptions of New Species and Notes on Taxonomy of Foraminifera from Upper Eocene and Lower Oligocene of New Zealand*. Trans. roy Soc. N. Z., Geol. 3 (17): 231-256.
- Stainforth, R. M., J. L. Lamb, H. Luterbacher, J. H. Beard y R. M. Jeffords, 1975. *Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristics of Index Forms*. Univ. Kansas Paleont. Contr., Art. 62: 1-162; Appendix: 163-425.
- Steinmann, G. y O. Wilckens, 1908. *Kreide-und Tertiärfossilien aus den Magellansländern, gesammelt von der schwedischen Expedition 1895-97*. Archiv. Zool. 4 (5).
- Tennessee Argentina S.A., 1962. *Photogeologic evaluation of the Tennessee Argentina S.A. contract Area, Tierra del Fuego*.

- Tjalsma, R. C., 1976. *Cenozoic Foraminifera from the South Atlantic DSDP. Leg. 36*. En: Barker, P. F., Dalziel, I. W. D. et al., Init. Rep. DSDP, XXXVI: 493-517.
- Todd, R. y H. T. Kniker, 1952. *An Eocene foraminiferal fauna from the Agua Fresca shale of Magallanes Province, southernmost Chile*. Cushman Found. Foram. Research, Spec. Pub. 1: 1-28.
- Supko, P. R. y K. Perch-Nielsen, 1977. *General synthesis of central and South Atlantic drilling results, Leg. 39, Deep Sea Drilling Project*. Init. Repts. DSDP XXXIV: 1099-1131.
- van Andel, T. H., J. Thiede, J. G. Sclater y W. W. Hay, 1977. *Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years*. Journ. Geol. 85 (6): 651-689.
- Walton, W. R., 1964. *Recent foraminiferal ecology and paleoecology*. En: Imbrie, J. and Newell, N. D., ed., *Approaches to paleoecology*: 151-237. John Wiley and Sons.
- Watkins, R., 1974. *Palaeobiology of an offshore molluscan fauna from the California Oligocene*. Palaeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 15: 245-266.
- Webb, P. N., 1973. *Paleocene foraminifera from Wangaloa and Dunedin*. N. Z. Journ. Geol. Geophys. 16 (1): 109-157.
- Yrigoyen, M., 1962. *Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego*. Petrotecnia 4: 31-38.
- 1969. *Problemas estratigráficos del Terciario en Argentina (Relato)*. Ameghiniana 6 (4): 915-326.

Recibido: Enero 29, 1981.

JORGE O. CODIGNOTTO

Departamento Geología
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Ciudad Universitaria, Pabellón 2
1428 Buenos Aires

NORBERTO MALUMIAN

Servicio Geológico Nacional
CONICET
Avda. Santa Fe 1548, 2º
1060 Buenos Aires

EL PALEOZOICO SUPERIOR EN LAS PROVINCIAS DE SAN JUAN Y LA RIOJA

J. R. VASQUEZ, R. A. GORROÑO y J. IVORRA

Resumen

Se da a conocer una interpretación sobre el comportamiento estratigráfico de la secuencia sedimentaria del Paleozoico superior en las provincias de San Juan y La Rioja.

El cúmulo de datos geológicos recogidos en el trabajo de campo y de otros incluidos en la literatura especializada, permitió definir asociaciones litológicas, estableciéndose su distribución lateral y vertical. Se integró también un probable modelo sedimentario para la cuenca, destacándose dos importantes conclusiones:

- 1) La posibilidad de que el conjunto de las cuencas estructurales en que se encuentra el "Paganzo I" corresponda a una única cuenca sedimentaria.
- 2) El relleno de la misma correspondería al de una secuencia aulacogénica o de cuenca "pull-apart" abortada, integrado por una espesa columna de sedimentos continentales que progradan de este a oeste mediante una serie de asociaciones que conforman un complejo fluviodeltaico.

El análisis geoquímico de la materia orgánica y numerosos análisis de detalle evaluados mediante técnicas estadísticas tienden a confirmar el esquema propuesto.

Introducción

El presente informe es el resultado del trabajo encomendado a los autores por la Dirección de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales y que fuera realizado en las Provincias de San Juan y La Rioja, con el objetivo primario de la recolección de muestras adecuadas para realizar estudios oleogénicos sobre el registro litológico de la secuencia del Carbónico superior en las Provincias antes nombradas.

Las muestras fueron tomadas sobre la base de perfiles estratigráficos seleccionados de acuerdo a los trabajos existentes en la zona (Azcu y Morelli, 1970; Azcu, 1975; Di Paola, 1972; De La Mota, 1946, 1949, 1959; Mombrú, 1973; Ortiz, 1964, 1965; Parker, 1967, 1968).

Los perfiles estratigráficos medidos apor-

Abstract

An interpretation of the stratigraphic meaning for the Upper Paleozoic sediments of San Juan and La Rioja (Argentina) is outlined.

The data, gathered by field trips and the available bibliography, allowed the authors to define lithologic assemblages that have been integrated in a Sedimentary Model.

The most outstanding conclusions provided by this model are:

- 1) All the structural basins where the Upper Paleozoic is found at present time would have been an unique sedimentary basin.
- 2) The sediments that filled up the basin resembles noticeably those described for aulacogens or "pull-apart" basins, prograding from East to West through a fluvial-deltaic complex.

The geochemical analysis of organic matter tends to confirm the proposed schema.

taron un volumen interesante de datos sedimentológicos y ambientales, lo que decidió ampliar el objetivo inicial, con un intento de interpretación estratigráfico-ambiental.

Una vez procesadas las columnas de cada localidad elegida, se vincularon entre sí para tratar de distinguir el ordenamiento interno y las relaciones entre las secciones medidas y aquellas de edad similar detalladas en la literatura geológica.

Se seleccionaron y definieron asociaciones litológicas a partir de la posibilidad de seguimiento lateral y de las relaciones surgidas de acuerdo al párrafo anterior.

Se estableció la distribución lateral y vertical de la unidad estudiada, con control de espesores, por medio de un plano isopá-

quico (fig. 1) y se integró un probable modelo sedimentario para la cuenca sobre los datos elaborados anteriormente (fig. 2).

Finalmente se incluye un párrafo dedicado a geoquímica, en el cuál se realizan algunas consideraciones sobre el potencial oleogénico de las sedimentitas carbónicas y se tratan de explicar algunos fenómenos geológicos a partir de un importante número de datos analíticos (figs. 3 y 4).

Geología

Unidad estudiada

La unidad analizada es la que se conoce en la literatura geológica como "Piso I de los Estratos de Paganzo" (Bodenbender 1911). Se decidió mantener esta denominación pues, si bien se han propuesto unidades formales en varias localidades, son de valor puntual y de difícil correlación debido a la escasa distribución lateral de las unidades, provocado por la compleja geometría interna del conjunto. La denominación de Bodenbender es lo suficientemente amplia como para otorgarle validez en toda el área estudiada.

Asimismo su techo y base están bien definidos; de acuerdo con esto, se ubica la base del "Paganzo I" en la discordancia angular y erosiva que separa esta unidad del registro litológico atribuido al Carbónico inferior (en trabajos consultados), del Devónico, del Cambro-Ordovícico y del "basamento indiferenciado".

El techo muestra un pasaje transicional hacia el "Piso II de los Estratos de Paganzo" (Bodenbender, 1911) y se lo ubicó en el punto donde las arcillas y limos de la unidad se tornan predominantemente rojos.

La edad de esta entidad, sobre la base de estudios paleontológicos publicados por diversos autores, principalmente Azcuy (1975), es Carbónico superior. El techo probablemente represente un registro litológico de edad más o menos constante por colmatación de la cuenca, en tanto que la base podría ser más joven de oeste a este, transgrediendo en el tiempo hacia el este (Azcuy, 1975; Scalabrini Ortiz, 1972).

Litología de la unidad estudiada

La unidad representa una sucesión de rocas clásticas de geometría variable, se de-

tallarán de acuerdo al tamaño de grano en orden decreciente y dentro de las areniscas desde los tipos más abundantes hasta los menos abundantes.

PSEFITAS

Ortoconglomerados:

Se trata de rocas de coloración variable, tamaño de grano de mediano a grueso, redondeados a subangulosos, selección moderada, matriz arcósica a limoarcillosa, de espesor variable.

Paraconglomerados:

- a) Oligomícticos: conglomerados intraformacionales, provenientes de la destrucción de material fino en estado semiplástico, incluidos en una masa generalmente arcósica; espesor reducido.
- b) Polimícticos: conglomerados masivos, con redondeamientos y selección variable, matriz limosa y/o arenosa fina; espesor variable.

PSAMITAS

Arenitas:

De colores verde, micáceas, bien seleccionadas, con escasa matriz limoarcillosa, presentan restos vegetales principalmente tallos, macerados; esqueleto cerrado.

Arcosas y subarcosas:

Colores blanco, blanco amarillento y rosado, selección y redondeamiento variable, matriz arenosa fina o arcillosa, esqueleto cerrado, cemento de óxido de hierro o bien de ceolitas.

Wackes:

(Grauvacas y subgrauvacas en el sentido de Ortiz, 1968); de colores verdes a grises con clastos de conglomerados bien redondeados, dispersos, sin ordenamiento interno, hasta bloques, cemento calcáreo escaso, matriz arcillosa, esqueleto abierto.

Protocarcitas:

De color blanquecino, moderadamente seleccionadas, subangulosas a subredondeadas, cemento silíceo, esqueleto cerrado.

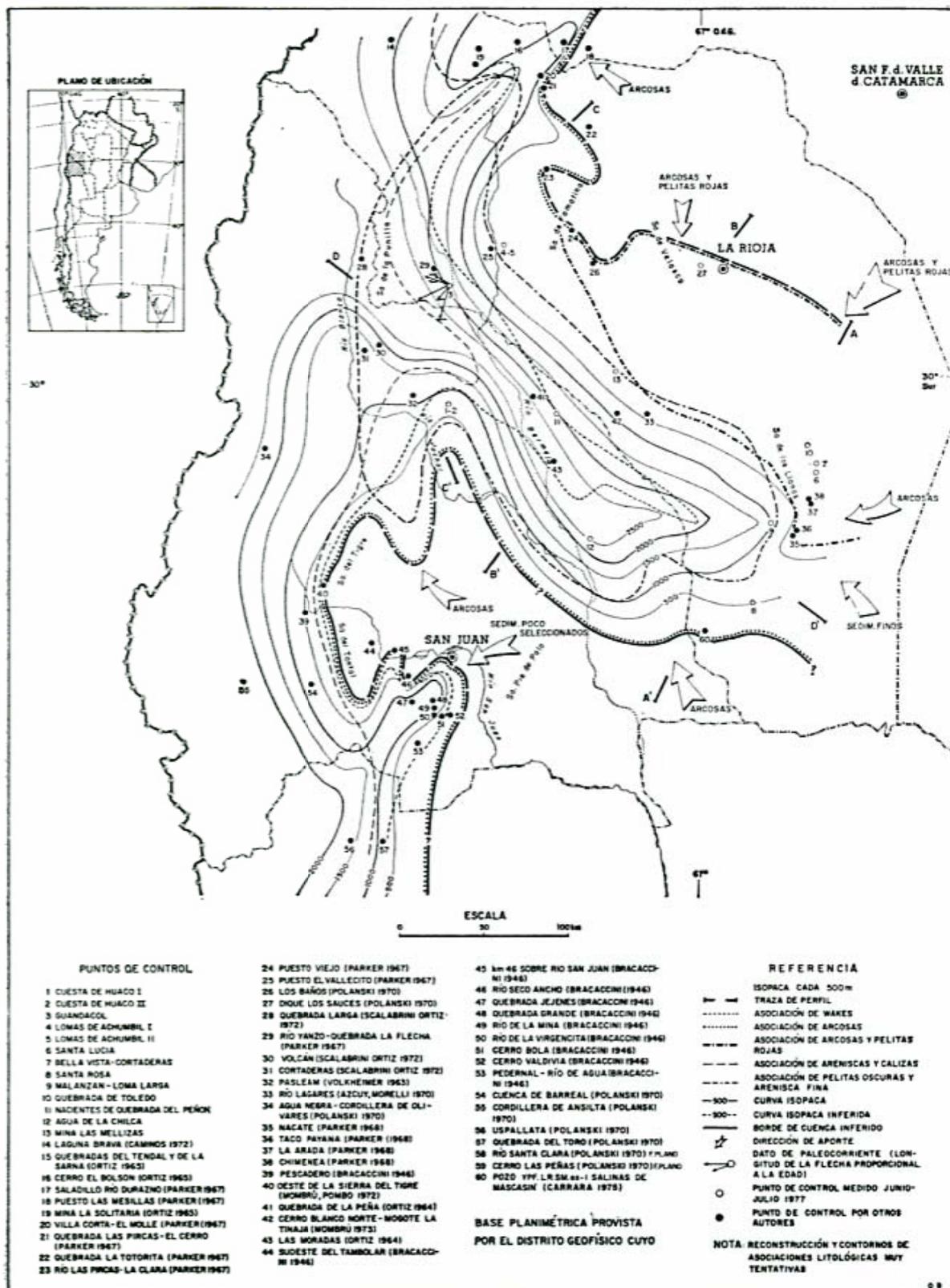


Figura 1.

PELITAS

Limolitas y arcillitas:

De colores negro hasta morado. Dominan los tonos pardos con diversos tintes verdosos y grisáceos. Incluyen rodados mayores (hasta bloques) dispersos.

OTROS COMPONENTES

Mantos y guías de carbón: de color negro a gris oscuro, quebradizo, astilloso, de muy poco espesor.

Lentes concrecionales de caliza oscura y de dolomita.

Porcentualmente la sucesión presenta un 60 % de areniscas, 30 % de pelitas y 10 % de conglomerados. Los componentes menores no llegan a conformar el 1 %.

Definición de las asociaciones litológicas - Correlaciones - Distribución areal

Para la elaboración del presente párrafo se utilizaron aquellos perfiles que tuvieran techo y base observables.

El ordenamiento observado es el siguiente:

Asociación de Wackes:

- a) Es una sucesión de wackes (grauvacas a subgrauvacas en el sentido de Ortíz, 1964); con escasas subarcosas, protocarcitas y paraglomerados, la mesoestructura es masiva a burdamente gradada, positiva y negativa indistintamente, megaestructura lenticular, a veces notablemente sigmoidea, con trucamiento en el techo y base neta. Esta asociación se la observa bien desarrollada en la base de la secuencia, perdiéndose al ascender estratigráficamente.

Asociación de arcosas:

- b) Arcosas, conglomerados arcóscicos, paraconglomerados oligamicticos, bancos de carbón y limolitas, estructura mesoscópica masiva, tendiendo a gradar hacia arriba, dentro de cada paquete a entrecruzada y finamente laminada, con marcas de suela. Paraconglomerados intraformacionales se encuentran en la base de cada sucesión, con las marcas de suela. La estructura me-

gascópica es lenticular y en cuñas prismáticas, a veces tabular. Se observa corte y relleno con canales. Se encuentra interdigitada en toda la sucesión con las demás asociaciones. Hacia el tope tiende a hacerse más continua y grada hacia su techo como parte integrante del "Paganzo II".

- b') Arcosas, conglomerados arcóscicos y protocarcitas con estructura mesoscópica entrecruzada o masiva, a veces tabular, con calcos y estructuras similares a las de la asociación anterior. La megaestructura no pudo ser bien definida. Se encuentra siempre asociada a sedimentos finos de las otras asociaciones. Presenta verticalmente distribución irregular.

Asociación de arcosas y pelitas rojas:

- c) Arcosas, conglomerados polimicticos, subarcosas, limolitas, arcillitas rojas micáceas con venillas de yeso. Estructura megascópica de bancos paralelos y laminación, la estructura mesoscópica es tabular, con corte y relleno de menor escala que el citado para la asociación de arcosas. Esta asociación se encuentra en la parte superior de la secuencia, manteniéndose aún en el "Paganzo II".

Asociación de pelitas oscuras y arenitas finas micáceas:

- d) Pelitas negras, grises y verdes, arenitas verdes micáceas con restos vegetales, a veces calcáreas, niveles arcillosos y carbonosos; estructura mesoscópica con laminación, entrecruzamiento de bajo ángulo, ondulitas simétricas o asimétricas, a veces con direcciones cruzadas en el mismo banco, laminación convoluta, pliegues de arrastre, estratificación contorsionada, marcas de punzado e impacto, estructuras caulifoliadas ("reidge casts"), calcos de flujo ("flute casts"), calcos de carga ("load casts"); estructura megascópica formada por paquetes bien definidos en la base y de techo gradacional; tabulares con buena continuidad lateral, ritmitas definidas, con ciclos persistentes tanto lateral como verticalmente. Cada ciclo presenta gradación normal. Se ubica en la parte media de la sucesión.

Asociación de areniscas y calizas:

- e) Arenitas cuarcíticas a subarcóicas, wackes, pelitas negras silicificadas y bancos de calizas con restos fósiles de fauna marina. Esta asociación se definió a partir de los trabajos de Scalabrini Ortiz (1972) y Volkheimer (1962) y no se encuentra representada en la zona de trabajo según el objetivo primario. Estructura mesoscópica laminada a masiva, según la litología. Estructura megascópica tabular paralela a lenticular en gran escala.

Se encuentra interdigitada con el tercio superior de la sucesión hasta constituirse en única representante de toda la unidad.

Sobre la base del adjunto 1, se puede definir la distribución areal de las asociaciones litológicas de la siguiente manera:

1. *Asociación de wackes:* Dominante hacia el oeste, norte y sur del área.
2. *Asociación de arcosas:* Presente en toda la cuenca. Hacia el norte y sur dentro del ambiente cordillerano, predomina el tipo b'. El tipo b tiende a presentarse en toda el área.
3. *Asociación de arcosas y pelitas rojas:* Abarca el sector norte del ámbito extracordillerano, dentro del área analizada.
4. *Asociación de pelitas oscuras y areniscas finas micáceas:* Es importante en el este del área, tiene una distribución más o menos central respecto del eje de máximo espesor y desaparece gradualmente hacia el oeste.
5. *Asociación de areniscas y calizas:* Restringida al oeste, dentro del ámbito cordillerano.

Geometría externa del conjunto sedimentario "Paganzo I"

Para analizar la geometría externa del conjunto se utilizará el plano isopáquico y se dividirá al mismo en un sector extracordillerano y otro cordillerano. El primero tiene un eje de máximo espesor orientado NO-SE y el segundo en el sentido N-S.

El sector extracordillerano se comporta como un prisma trapezoidal de base inferior estrecha y eje orientado NO-SE. El sector cordillerano se aproxima a una cuña abierta hacia el oeste.

La base de la sucesión transgrede sobre sedimentos del Carbónico inferior, siluro-devónicos, cambro-ordovícicos y basamento granítico de oeste a este.

El techo de la sucesión es transicional, habiéndose definido el límite en el detalle de la unidad de trabajo a utilizar.

Geometría interna del conjunto

De los datos obtenidos y comentados puede observarse:

- a) La sucesión no presenta una gradación positiva ni negativa en forma definida. Se observa un incremento del ordenamiento interno de los componentes hacia arriba, conservando el tamaño de grano y la dispersión de las granometrías.

La variación transicional del "Paganzo I" al "Paganzo II", se traduce en un cambio paulatino de las características fisicoquímicas del ambiente de sedimentación que de netamente reductor pasa a netamente oxidante. Azcuy y Morelli (1970), citan como posible explicación de este fenómeno a un cambio climático. Los autores se inclinan por una progresiva disminución en el nivel del agua dentro de la cuenca, avalado por la evolución de las estructuras sedimentarias en el mismo sentido y que indicarían una disminución de la energía necesaria para producirlas.

- b) La sucesión es groseramente traslapante de una asociación a otra hacia el norte, sur y este, y a través del tiempo (Azcuy, 1975), en el ambiente extracordillerano.

La secuencia cordillerana tiende a avanzar poco sobre las anteriores, permaneciendo estable en ambiente y posición.

- c) El gradiente de energía dentro de la cuenca, longitudinalmente, tiende a disminuir a medida que se asciende estratigráficamente, en tanto que el traslape lateral de la sedimentación aumenta a medida que disminuye el gradiente longitudinal.

Interpretación del conjunto

Una vez reunidos todos estos elementos, tratóse de aproximar un modelo o compor-

tamiento sedimentario a la sucesión en estudio, de forma tal que las distribuciones verticales y horizontales adquieran un cierto grado de coherencia.

Sobre la base de los perfiles medidos, de los puntos de control conocidos y de la bibliografía disponible, se arribaron a las siguientes conclusiones, que son meramente tentativas:

Asociación de wackes: Correspondería a un relleno inicial turbidítico asociable a una zona de delta afuera o cañón submarino.

Asociación de arcosas: El tipo denominado b) podría corresponder a depósitos de llanura déltica en deltas alimentados por ríos cortos (Flores, 1975). El tipo denominado b') se aproxima más al tipo de cuñas arcóscas que integran la cuenca de Pelotas (Brasil) (Asmus y Ponte, 1972; Closs, 1967).

Asociación de arcosas y pelitas rojas: Representaría un ambiente marginal asociado a la llanura de inundación aluvial.

Asociación de pelitas oscuras y arenitas verdes micáceas: Representarían depósitos de prodelta en deltas alimentados por ríos cor-

tos (secuencias tipo flischicas según Flores, 1975).

Asociación de calizas y areniscas: Correspondería a un ambiente marino abierto, en sentido amplio.

Sobre la base de la litología, las estructuras sedimentarias, la distribución areal y vertical de las asociaciones y el análisis de espesores, la cuenca se puede explicar como regulada por una subsidencia de menor velocidad que el relleno sedimentario aportado tendiendo a disminuir el perfil energético de la cuenca entre el área de aporte y el área de sedimentación a través del tiempo.

Ello da como resultado una secuencia progradante hacia el mar, que tiende a expandirse arealmente, causando un efecto similar a una regresión.

El cuerpo de agua puede haber sido salado inicialmente, pasando a dulce posteriormente a la sedimentación de la asociación de wackes, posiblemente por el gran aporte de aguas de escurrimiento superficial hacia un cuerpo marino ubicado hacia el oeste.

Las áreas de aporte pueden estar relativamente cercanas en la dirección transversal al eje de la zona extracordillerana y muy distante para el aporte de sedimentos en sentido

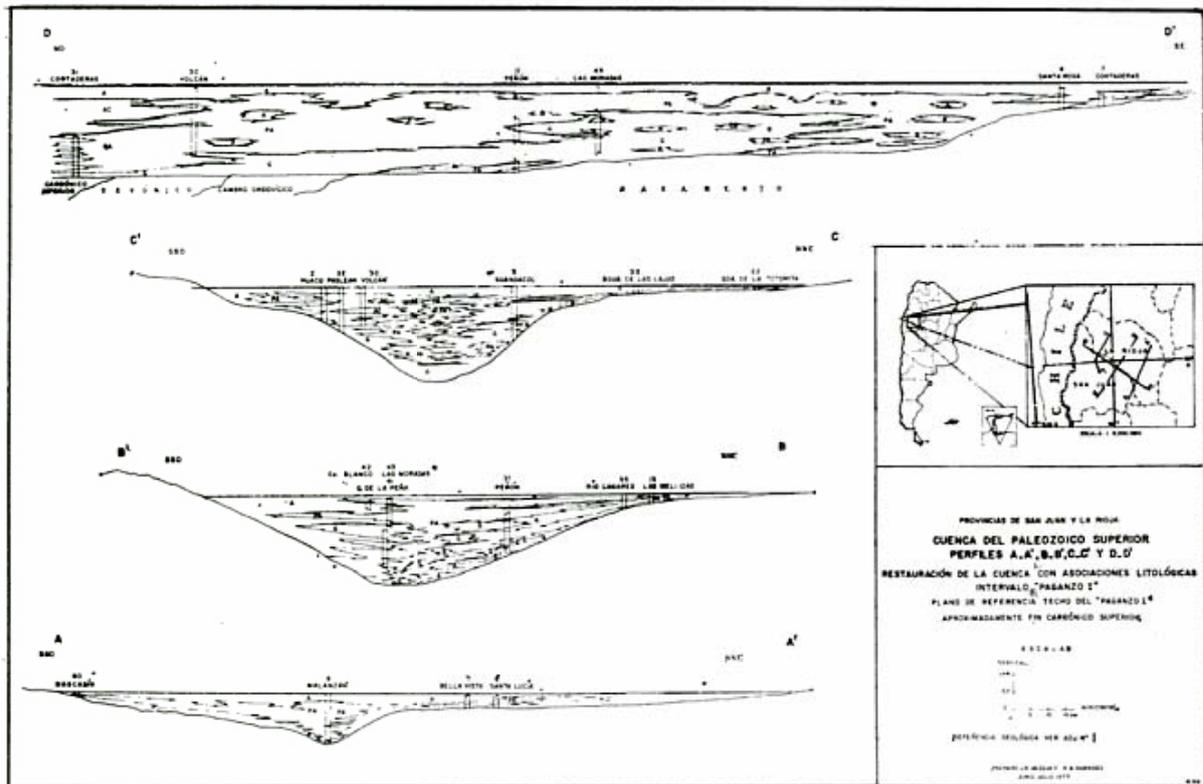


Figura 2.

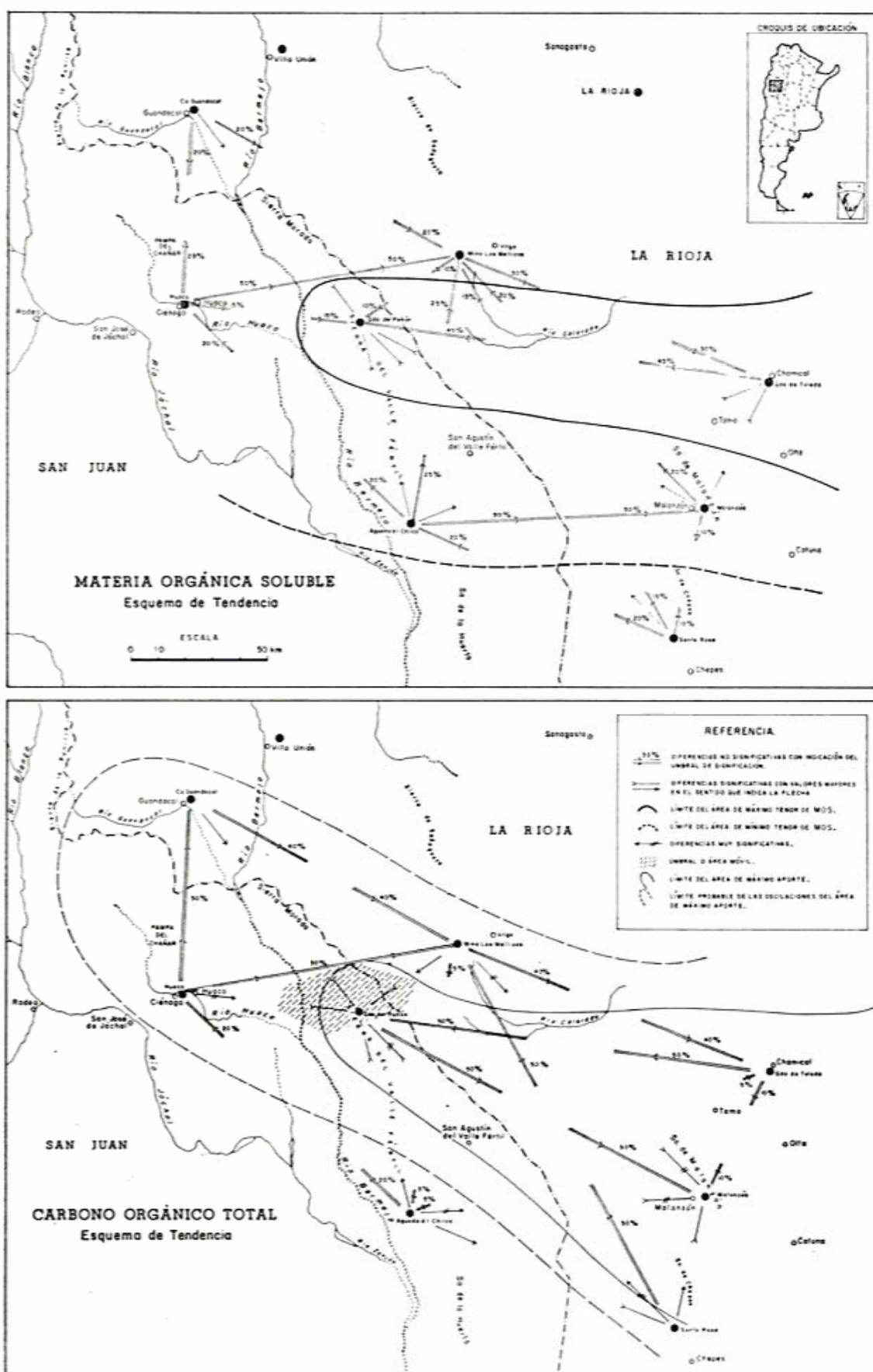


Figura 4.

dirigidas en sentido de los incrementos positivos. Las flechas cruzadas con una doble línea están indicando que la significación alcanza un nivel de 99 %.

Quedan determinadas franjas de convergencia incremental cuyos ejes pasan por Quebrada de Malanzán y Quebrada de Toledo. Como en el presente caso la mayor parte de la materia orgánica insoluble es aportada como detritos vegetales desde áreas emergidas, se puede inferir que estas zonas elongadas están asociadas con diferentes capacidades de transporte.

Desde Quebrada del Peñón el contenido de COT (carbono orgánico total) disminuye hacia Huaco y Guandacol; la zona rayada indica la posible presencia de un área móvil que condicionó el aporte de materia orgánica invirtiendo el gradiente.

Las relaciones entre Santa Rosa, Quebrada de Malanzán, Quebrada de Toledo y Mina Las Mellizas hacen suponer que el eje de la franja no siempre fue Quebrada de Malanzán-Quebrada del Peñón, sino que en algún momento pudo haber sido Quebrada de Toledo-Quebrada del Peñón y que este cambio tuvo un carácter oscilante.

De los análisis efectuados se desprende que estos perfiles se caracterizan por fluctuaciones notables en el contenido de COT.

El perfil Aguada La Chilca presenta características geoquímicas de un área de baja energía y aguas más profundas que en el resto de la región, lo cual ha sido avalado con estudios geoquímicos posteriores.

Conclusiones

Del presente estudio se desprende que:

- Existe la posibilidad de que el conjun-

to de las cuencas estructurales en que se encuentra el "Paganzo I" corresponda a una única cuenca sedimentaria.

- El relleno de la misma correspondería al de una secuencia aulacogénica o de cuenca "pull-apart" abortada, integrada por una espesa columna de sedimentos de origen continental que progradan de este a oeste mediante una serie de asociaciones que conforman un complejo fluviodeltaico. Hacia el oeste las condiciones marinas se hacen claramente visibles, en tanto que se mantiene un ambiente de tipo mixto para los dos tercios del área estudiada.
- De ser cierta esta posibilidad, las edades de los sedimentos involucrados tenderían a ser más jóvenes de oeste a este.
- La evolución posterior de la cuenca del Paganzo I, cerrada orogénicamente al oeste por la presencia del Batolito Pérmico, y el desarrollo del Paganzo II, serían evidencias interesantes que avalarían una evolución aulacogénica (Dickinson y Yarborough, 1979).

Agradecimientos

Los autores agradecen las opiniones de los colegas Gualter Chebli, Guillermo Ibáñez, Miguel Uliana, Valiente S. Ingrassia, Carlos Mombrú y Jorge A. Moreno en las distintas etapas de la elaboración del presente informe.

Se hace extensivo además al asistente de Comisión, Mario Di Giusto, que dibujó algunos de los originales.

Lista de trabajos citados en el texto

- Asmus, H. E. y F. C. Ponte, 1973. *The Brazilian Marginal Basins. The oceans*. Vol. I. The southern Atlantic. Chapter III, pp. 87-133.
- Andreis, R., L. A. Spalletti y M. M. Mazzoni, 1975. *Estudio Geológico del Subgrupo Sierra de Maz (Paleozoico superior), Sierra de Maz, provincia de la Rioja, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (3): 247-273. Buenos Aires.
- Aparicio, E. P., 1975. *Mapa Geológico de San Juan*. Inst. Inv. Fac. Cs. Mat. e Ing. Ind., Univ. Nac. San Juan, 35 págs., San Juan.
- Azcuy, C., 1972. *Paleontología estratigráfica de la cuenca Paganzo*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (1): 104-109. Buenos Aires.
- 1975. *Consideraciones sobre el Carbónico y Pérmico en las sierras de los Llanos y Malanzán*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (3): 291-293. Buenos Aires.
- Azcuy, C. y J. Morelli, 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El grupo Paganzo. Formaciones que lo componen, sus relaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 405-429. Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1911. *Contribución geológica de la parte meridional de La Rioja y Regiones limítrofes (República Argentina)*. Acad. Nac. Cs. de Córdoba, Bol. XIX (1). Córdoba.
- Bouma, H. A., 1962. *Sedimentology of some Flisch Deposits Graphic approach to facies*. International Elsevier Publishing Company, the Netherlands.

- Braccachini, I. O., 1946. *Contribución al conocimiento geológico de la precordillera sanjuanino-mendocina*. Reimp. Bol. Inf. Petrol. (258): 81-105. Buenos Aires.
- 1950. *Observaciones geológicas en la precordillera de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. V (1): 5-14. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1972. *Perfil geológico de la cordillera entre los 28° y los 28° 30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (1): 71-83. Buenos Aires.
- 1972. *Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. In: A. F. Leanza, ed. dir., *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 41-80. Córdoba.
- Closs, D., 1966. *Cenozoic stratigraphy of southern Brazil: proceeding of the 2nd. West African micropaleontological colloquium Ibadan*. Van Hinte, J. E., ed., Leiden, pp. 34-43.
- De La Mota, H. F., 1946. *Estudios Geológicos en el cerro Bola al sur de Villa Unión, Departamento General Lavalle, provincia de La Rioja*. Tesis Doctoral, Univ. Nac. La Plata, Y.P.F. Informe inédito.
- 1949. *Las características geológicas y las perspectivas petrolíferas en algunos sectores de las provincias de San Juan y La Rioja*, Y.P.F. Informe inédito.
- 1949. *Sobre las posibilidades petrolíferas en la depresión que media entre las sierras de Valle Fértil y de los Llanos, con preferente atención de las características geológicas visibles en el borde occidental de la sierra de Chepes, provincia de La Rioja*. Y.P.F. Informe inédito.
- 1959. *Reconocimiento geológico al oeste del cerro Blanco en el sur de las sierras de Vilgo, Paganzo y Velasco, La Rioja*. Y.P.F. Informe inédito.
- Dickinson, W. R. y R. Yarborough, 1978. *Plate Tectonics and Hydrocarbon Accumulation*. A. A. P. G., Cont. Educat. Course Note Series N° 1.
- Di Paola, E. C., 1972. *Litología de la sección media del Grupo Paganzo en las comarcas de Paganzo-Amaná y Olta-Malanzán, provincia de La Rioja, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (2): 179-187. Buenos Aires.
- Di Paola, E. C. y H. Marchese, 1973. *Petrología y Litoestratigrafía de las sedimentitas paleozoicas de Huaco, San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (4): 369-381. Buenos Aires.
- Flores, R., 1975. *Short-headed stream delta model for pennsylvanian Haymond Formation West Texas*. Am. Asoc. Petrol. Geol., Bull. 59 (12): 2288-2301. Tulsa.
- Furque, G., 1972. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. In: A. F. Leanza, ed., dir., *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 237-287. Córdoba.
- Mombrú, C. A., 1973. *Geología del extremo sur del Bolsón de Pagancillo, sierras del cerro Blanco y Vilgo, La Rioja*. Y.P.F. Informe inédito.
- Ortiz, A., 1964. *Observaciones Geológicas en el Bolsón del río Bermejo y zona de Myrayes*. Y.P.F. Informe inédito.
- 1965. Informe geológico sobre los realibados en el área del Bolsón de Jague y Quebrado de la Troya, Y.P.S. Informe inédito.
- Ortiz, A. y J. Zambrano, 1975. *Perfiles geológicos estructurales Agua Negra —La Punta y Pachón— Mascasín, provincias de San Juan y La Rioja*. Univ. Nac. de San Juan y Centro Reg. Aguas. Informe inédito. San Juan.
- Parker, G., 1967. *Perfiles realizados en ambos flancos de la sierra de Famatina, Faldeo oriental de la sierra de Maz y alrededores de Guandacol, provincias de Catamarca y La Rioja*. Y.P.F. Informe inédito.
- 1968. *Relevamiento de perfiles sobre la sierra de Los Llanos (La Rioja) y faldeo noroccidental de las sierras de Córdoba*. Y.P.F. Informe inédito.
- 1968. *Levantamiento del Bolsón de Pagancillo, provincia de La Rioja*. Y.P.F. Informe inédito.
- 1974. *Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (1): 23-29. Buenos Aires.
- Polansky, J., 1970. *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. Ed. EUDEBA, Buenos Aires.
- Scalabrini Ortiz, J., 1972. *El Carbónico en el sector septentrional de la precordillera Sanjuanina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (4): 351-377. Buenos Aires.
- Spalletti, L. A., 1968. *Estructuras sedimentarias de la Formación Guandacol (Carbónico), en el extremo sur de la sierra de Maz, provincia de La Rioja*. Univ. Nac. La Plata, Fac. Cienc. Nat. y Rev. del Museo de Cienc. de La Plata (N. Ser.), Sec. Geol. VI: 235-272. La Plata.
- Zambrano, J. J., 1975. *Plano geológico de la provincia de San Juan*. Centro Reg. de Aguas Sub. Informe inédito. San Juan.
- Volkheimer, W., 1962. *Nuevos hallazgos de Paleozoico Marino en la precordillera de San Juan (con un perfil estratigráfico detallado del Carbónico)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVII (1-2): 97-104. Buenos Aires.

Recibido: Marzo 9, 1981.

J. R. VÁSQUEZ
R. A. GORROÑO
Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Gerencia de Planificación Geológica
Diag. Norte 777, 10° piso
1364 Buenos Aires

J. IVORRA
Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Depto. de Investigación y Desarrollo
Avda. Calchaquí Km 23,5
1888 Florencio Varela

NOTAS BREVES

NUEVO NIVEL DE ARCILITAS SOBRE LAS CALIZAS DE LA ZONA DE BARKER, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

PATRICIA E. ZALBA

I. Introducción

En el mes de agosto próximo pasado, cuando efectuaba un muestreo de arcillas en la zona de Barker, para la realización de un estudio geológico-mineralógico para la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, pude comprobar la existencia de un nuevo nivel de arcilitas en la cantera de caliza Loma Negra de Barker, del cual no se tenía conocimiento. Esta cantera está ubicada en las proximidades de Villa Cacique, correspondiendo las coordenadas Gauss Kruger (y)⁵⁵53.10 y (x)⁵⁸29.75 de la hoja topográfica del I.G.M. N° 3760-35-1; La Negra.

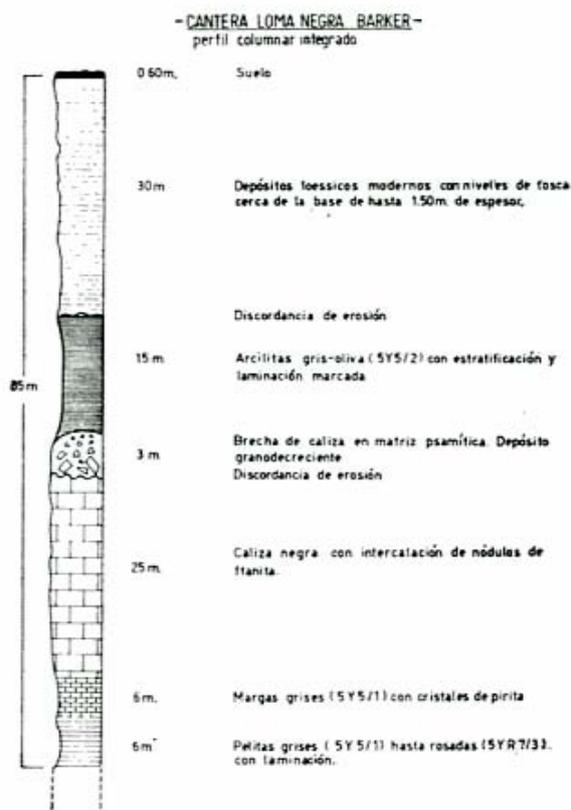
II. Geología

II-1. Estratigrafía

Varios autores (Amos *et al.*, 1972; Dalla Salda e Iñiguez, 1978; Zalba, 1978, 1979), han reconocido en la secuencia sedimentaria que constituye las Sierras Septentrionales, desde Olavarría hasta Mar del Plata, dos unidades litoestratigráficas diferentes y de distinta edad, denominadas Formación La Tinta (Amos *et al.*, 1972; Zalba, 1978) o bien Formación Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez, *op. cit.*); y Formación Balcarce (Amos, *op. cit.* y Dalla Salda e Iñiguez, *op. cit.*), llamada también Formación Las Aguilas (Zalba, *op. cit.*) de edades precámbrica y paleozoica inferior respectivamente, basándose en criterios bioestratigráficos y mineralógicos. Además de estos criterios, dataciones radimétricas Rb-Sr y K-Ar, realizadas en el Centro de Sedimentología y Geoquímica de la Superficie en Estrasburgo,

Francia, por Bonhomme y Cingolani (1978 y 1980), significaron un valioso aporte en apoyo a las teorías sustentadas.

La zona de Barker ha sido considerada clave para la interpretación estratigráfica de la secuencia sedimentaria de las Sierras Septentrionales, ya que en la Cuchilla de Las Aguilas y en la cantera Loma Negra de Barker, es donde ambas unidades se encontraron superpuestas, en discordancia (Dalla Salda *et al.*, *op. cit.*; Zalba, *op. cit.*).



El nivel de arcilitas en cuestión, se apoya concordantemente sobre las brechas de caliza en matriz psamítica, descrita por Dalla Salda *et al.* (1973) en la misma localidad, agregando, de este modo, un nuevo litosoma en la secuencia estratigráfica local.

Las labores de destape de la cantera, han dejado al descubierto 15 m de arcilitas de color gris-oliva (5 y 5/2) (Munsell Soil Color Charts, 1954). Sin embargo, no se tiene certeza de su potencia total, ya que están cubiertas por más de 30 m de depósitos loésicos modernos y es posible que se trate de niveles lenticulares. En cotas superiores, al S y SE de la cantera principal en explotación, aparecen estratos de ortocuarcitas, que si bien parecen suceder a las arcilitas gris-oliva, no tienen el contacto expuesto. Estas psamitas han sido consideradas por Dalla Salda e Iñiguez (*op. cit.*), "por nivelación con bancos de cuarcitas cercanos de la Formación Balcarce", como pertenecientes a la misma, destacando la "abundancia de ichnogéneros característicos de esta formación".

Las capas de arcilitas gris-oliva buzan hacia el S y SE entre 2° y 7°, probablemente debido a las frecuentes flexuras, de origen tectónico, que afectan toda la secuencia local. Las brechas de caliza, de tres metros de espesor máximo, aparecen como cuerpos discontinuos, de sección lenticular y con base ondulada. El rumbo de los ejes de las lentes de brecha, en el techo de las calizas negras, es de 295 grados. Lateralmente estos depósitos psefíticos disminuyen la proporción de fenoclastos y pasan a ortocuarcitas medias de color blanco (5 y 8/1). Verticalmente la brecha tampoco es homogénea, ya que se advierte que el depósito es grano-decreciente; los bloques en la base del depósito (en contacto discordante con la caliza negra infrayacente), disminuye su tamaño gradualmente hacia arriba, culminando en partes con niveles ortocuarcíticos con clastos de caliza de 2 a 5 mm de diámetro.

Las arcilitas gris-oliva, lateralmente pueden ser también rosadas (5 y R 7/3), localizadas a 150 m al NE de las anteriores, en otro frente de cantera, y se apoyan también sobre la brecha de calizas. La estratificación es fina y las capas presentan laminación notoria, que se reconoce por separarse en lajas. Están afectadas por dos juegos de diaclasas verticales, cuyo rumbo es 160° y 245° promedio respectivamente, coincidente con las diaclasas encontradas en la Formación La Tinta y Las Águilas (Zalba, 1978).

III. Mineralogía

Los análisis mineralógicos por difracción de Rayos X se efectuaron sobre muestra total y sobre muestra orientada, normal, glicolada y calcinada a 550° durante 2 horas.

Las arcilitas gris-oliva y rosadas están constituidas en su mayor parte por illita, de muy buena cristalinidad, con picos intensos y agudos. El índice de cristalinidad de la illita IK (Kubler, 1966, 1967 y Dunoyer de Segonzac, 1969) para ambos tipos de arcilitas es igual a 4. Estos índices concuerdan con los obtenidos por Bonhomme y Cingolani (1980) para las pelitas de las canteras de Barker, indicando que las mismas se encuentran dentro de la zona anquimetamórfica. Se observan también escasas proporciones de clorita, caolinita y montmorillonita (más elevadas en las arcilitas rosadas), confirmado por tratamientos de glicolación y calcinación. Aparentemente la clorita es neoformada, con picos bien definidos y agudos, evidenciando un buen grado de cristalización, de acuerdo a lo sostenido por Lucas y Jehl (1961). El cuarzo es abundante, sobreponiéndose la reflexión (101) con la (003) de illita y formando un doble pico. Los feldespatos son escasos.

El análisis químico, realizado por vía húmeda, arroja los siguientes valores:

	Arcilitas gris-oliva	Arcilitas rosadas
SiO ₂ , %	60,50	60,70
Al ₂ O ₃ , %	21,80	22,20
Fe ₂ O ₃ , %	4,50	4,70
TiO ₂ , %	0,75	0,70
OCa, %	0,38	0,10
OMg, %	1,35	1,45
ONa ₂ , %	0,65	0,50
K ₂ O, %	4,80	4,30
CO ₂ en (CO ₂ Ca), %	0,50	0,00
P x C	5,23	5,35

IV. Conclusiones

El nivel de arcilitas gris-oliva y rosado de la cantera Loma Negra de Barker, concordante con la brecha infrayacente marca, evidentemente, la iniciación de un nuevo ciclo sedimentario.

La forma de yacencia y la mineralogía de estas arcilitas, permiten suponer que son las mismas que se encuentran como relleno de aberturas en las calizas de la cantera El Infierno, a 11 km al SE en línea recta, de la

TABLA 1. — Mineralogía de arcillas cualitativa en forma comparativa. ab: abundante; sc: escasa; tr: trazas

Arcilitas rosadas	Illita (ab), montmorillonita (sc) (Smectita) clorita (tr)
Arcilitas gris-oliva	Illita, Clorita (tr), Caolinita (tr)
Arcilitas en relleno de calizas "EL INFIERNO"	Illita (ab), Montmorillonita (sc)
Corte de camino hacia "EL INFIERNO"	Illita (ab), Clorita (ab), Interstratíf. Clorita-montmorillonita (sc) Illita, Caolinita, Montmorillonita (sc) Illita (ab), Montmorillonita (sc), Caolinita (sc)
Formación Cerro Negro	Clorita (ab), Illita (ab), Interstratificado Clorita-Montmorillonita (sc)

cantera Loma Negra y también a las arcilitas blancas, ocreas, verdosas y rosadas de la apertura de camino que conduce a la cantera El Infierno y que fueron consideradas como inferiores a las calizas por Maisterrena (1979).

En efecto, las arcilitas amarillas (10 y R8/6) de El Infierno, rellenan aberturas de 5 a 7 m de ancho por 12 m de altura en las calizas. Estas arcilitas provienen sin lugar a dudas de un nivel estratigráficamente ubicado por encima de las calizas, en razón de que las aberturas han sido rellenadas desde arriba, ya que la base del relleno está expuesta y constituida por calizas silicificadas que continúan en profundidad. El depósito de arcillas del cual proviene el relleno, aflora en el corte de camino mencionado, ubicado en una cota superior al techo de las calizas de El Infierno, sin evidencias de fallamiento.

La mineralogía de estos depósitos es cualitativamente la misma y similar a la de las arcillas gris-oliva y rosadas de Loma Negra, conteniendo mayor proporción de clorita que estas últimas (Tabla 1). Este es un argumento decisivo para considerar la posición estratigráfica de las arcilitas de El Infierno,

y homologarla al nuevo nivel de arcilitas de Loma Negra.

Por último, la mineralogía y análisis químicos de estos depósitos, indican una marcada similitud con las pelitas de la Formación Cerro Negro de Olavarría (Iñiguez y Zalba, 1974), constituidas por illita, clorita y un interstratificado de clorita-montmorillonita, tal como puede observarse en la Tabla 1.

Posteriores trabajos en preparación, en la zona de Barker, permitirán conocer más a fondo las posibles relaciones entre los niveles arcillosos existentes y la ubicación geocronológica del nuevo nivel descripto, ya que su posición estratigráfica no ofrece lugar a dudas.

Agradecimientos

Agradezco al doctor Renato Andreis por la lectura del manuscrito y sugerencias aportadas; al doctor Carlos Cingolani por la lectura del manuscrito y valiosos comentarios y por el envío de muestras para su datación radimétrica a Estrasburgo, y así mismo al Sr. C. Brianese por la confección de los dibujos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A., B. Quartino y R. Zardini, 1972. *Grupo La Tinta, provincia de Buenos Aires, Argentina ¿Paleozoico o Precámbrico?* Anales XXV Congreso Brasileño de Geología, Sao Paulo, 211-221.
- Bonhomme, M. y C. Cingolani, 1978. *First isotopic dating of Upper Precambrian sediments in the Buenos Aires, Province Argentina.* Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, U.S. Geol. Survey, Open File Report 78-701, 45-46. Short Papers.
- 1980. *Mineralogía y Geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la Formación de La Tinta, provincia de Buenos Aires, Argentina.* Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (4), en prensa. Bs. Aires.
- Dalla Salda, L., M. Guichón y C. Rapela, 1972. *Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina.* A.M.P.S., 3, Nos. 3 y 4, 133. Buenos Aires.

- Dalla Salda, L. y A. M. Iñíguez, 1979. *La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*. Actas VII Congreso Geológico Argentino, I: 539-550. Buenos Aires.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1969. *Les Minéraux argilleux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme*. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 29, 1339.
- Iñíguez, A. M. y P. E. Zalba, 1974. *Nuevo nivel de arcillas en la zona de Cerro Negro, Partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. Rev. Anales LEMIT, Serie II, 264, 95-100. La Plata.
- Kubler, B., 1966. *La cristallinité de l'illite et les zones toutáfait supérieures du métamorphisme*. In: "Colloque sur les étages tectoniques", Nèuchatel, 105-122.
- 1967. *Anchimetamorphisme et schistosité*: Bull. Cent. Dech. PAU, SNPA, 1-259.
- Lucas, J. y G. Jehl, 1961. *Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction de Rayons X. Application a la distinction de ces minéraux*. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 14 (4), 159-172. Strasbourg.
- Maisterrena, E., 1979. *Sobre la interpretación de la estructura en la cantera "El Infierno", en las cercanías de Barker, provincia de Buenos Aires y su consecuencia en la interpretación estratigráfica y en el aprovechamiento de recursos minerales*. VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 157-169. Buenos Aires.
- Zalba, P. E., 1978. *Estudio geológico mineralógico de los yacimientos de la zona de Barker, Partido de Juárez, provincia de Buenos Aires y su importancia económica*. U.N.L.P., Fac. de Ciencias Naturales y Museo, Tesis (inédito).
- 1979. *Clay deposits of Las Aguilas Formation, Barker, Buenos Aires Province, Argentina*. Clays and Clay Minerals, 27 (6): 433-439.

Recibido: Noviembre 17, 1980.

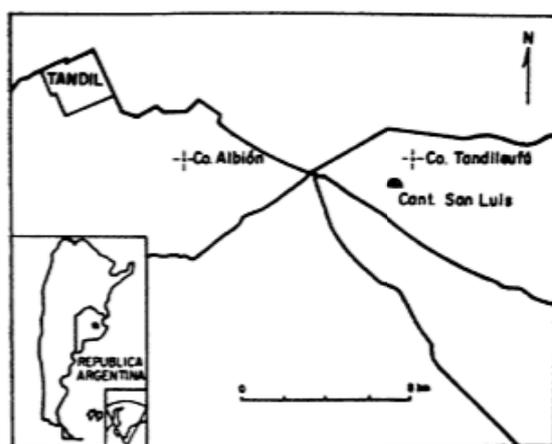
PATRICIA ZALBA

Centro de Tecnología de
Recursos Minerales y Ciencia. CIC
Cno. Parque Centenario entre 505 y 508
1897, Gonnet.

HALLAZGO DE METAVULCANITAS EN EL CERRO TANDILEUFU, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

HEBE LEMA y RUBEN J. CUCCHI

Se da a conocer el hallazgo de metavulcanitas ácidas efectuado por los autores en el cerro Tandileufú, también conocido con el nombre de San Luis, próximo a la ciudad de Tandil (Figura 1) en una región donde este tipo de litología no había sido reconocido con seguridad hasta el presente.



Dicho cerro está constituido por rocas migmatítico-graníticas (s.l.) de grano grueso, rocas de grano fino sobre cuya naturaleza nos referiremos en particular y algunas rocas anfibólicas.

Estas últimas fueron mencionadas por Benvenuti (1951); Villar Fabré (1957) y Teruggi *et al.* (1958) mapearon esta localidad como migmatitas graníticas. Recientes investigaciones (Teruggi *et al.*, 1973) asignan estos afloramientos a un complejo compuesto por metamorfitas de grano fino y granitoides. Con posterioridad¹ Teruggi y Kilmurray (1980) citaron en las sierras septentrionales cercanas a Tandil, rocas de grano fino de filiación no establecida que estaban en proceso de estudio.

¹ Cortelezzi y Rabassa (1976) revelan la presencia de rocas filonianas básicas y de metasedimentitas.

Nuestras observaciones en el cerro Tandileufú revelan, en líneas generales, la presencia de fajas alternantes de rocas de grano fino, más resistentes a la erosión, y de grano grueso, granitoides, que en algunas áreas ocupan partes topográficamente deprimidas y niveles intermedios hacia el extremo este-noreste de la sierra.

Las rocas de grano fino más importantes por su volumen y significación geológica, son aquellas cuyas texturas relicticas y mineralogía indican su origen volcánico de filiación riolítica (s.l.); procesos posteriores han modificado parcialmente su fábrica y mineralogía pero no logran disimular sus caracteres primigenios. Las *metavulcanitas* reconocidas, son rocas de color gris o castaño claro en fractura fresca, con escasos fenocristales de 1-2 mm de largo en una base afanítica, y un índice de color que varía entre 2 y 10.

La textura relictica es porfídica y en algunos casos, glomeruloporfídica, a la que, en ciertas variedades, se superponen efectos cataclásticos. Los cristales mayores son generalmente de oligoclasa y ortoclasa albitizados; idiomorfos a subidiomorfos, presentan aún caras cristalinas y son comunes sus bordes corroídos. Junto con ellos puede haber cristales de cuarzo con extinción fragmentosa y de tamaño intermedio. En algunas variedades en las que aumenta la proporción de fenocristales aparece cuarzo en individuos engolfados.

La base de grano fino está recrystalizada; está compuesta por cuarzo, feldespato alcalino albitizado y plagioclasa subordinada. El feldespato alcalino, en algunas muestras es microclino, que se presenta fresco, en contraste con la alteración a sericita, epidoto y material arcilloso que muestra la plagioclasa.

Los minerales melanocráticos están representados por biotita, epidoto y escasos opacos; en algunas muestras hay agregados fibrosos de stilpnomelano.

Rocas afines a las metavulcanitas descriptas fueron identificadas por los autores en el cerro Albión, en las cercanías de la cantera San Felipe.

La historia de estas rocas —como es sabido— es compleja. A los procesos de recristalización y cataclasis se suma el responsable de la formación de microclino en la base de grano fino. Dichos procesos están al presente en vías de estudio por los auto-

res y su reconocimiento se extenderá a áreas vecinas.

La presencia de las metavulcanitas silíceas en el basamento de Tandilia, una vez conocida su extensión regional y confirmada exhaustivamente su naturaleza volcánica original, permitiría la comparación con el basamento de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, en el cual la existencia de riolitas y metavulcanitas ácidas se ha reconocido hace largo tiempo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Benvenuti, J. C., 1951. *Fenómenos de granitización en el cerro Tandileufú (Tandil, provincia de Buenos Aires)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VI: 207-212.
- Cortelezzi, C. R. y J. Rabassa, 1976. *Contribución al conocimiento de la geología del área del cerro Tandileufú*. Act. VI Congr. Geol. Arg. T. I., 475-480.
- Teruggi, M. E., V. E. Mauriño, T. A. Limousin y O. C. Schauer, 1958. *Geología de las sierras de Tandil*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIII, 185-204.
- Teruggi, M. E., J. O. Kilmurray y L. Dalla Salda, 1973. *Los dominios tectónicos de la región de Tandil*. An. Soc. Cient. Arg., CXCIV, 81-94.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1980. *Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. IIº Simposio Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cs. Cba, 919-965.
- Villar Fabre, J. F., 1957. *Descripción geológica de la Hoja 32 q*. Dir. Nac. Minería, Bol. 86.

Recibido: Marzo 9, 1981.

HEBE LEMA
RUBEN J. CUCCHI
Servicio Geológico Nacional
Avda. Santa Fe 1548 - 12º
1060 Buenos Aires.

RESUMENES

A NEW SODIAN-BERYLLIAN CORDIERITE FROM SOTO, ARGENTINA,
AND THE RELATIONSHIP BETWEEN DISTORTION INDEX,
BE CONTENT, AND STATE OF HYDRATION

W. Schreyer, C. E. Gordillo, and G. Werding

RESUMEN

In a cordierite marking the contact of a granite massif one of the large porphyroblasts of cordierite was found to contain relatively high amounts of BeO (0.93 wt. %) and Na₂O (1.25 wt. %), while others are very poor in these components. Na and Be were introduced following the substitution NaBe → Al. Like in other sodian beryllian cordierites the distortion index Δ is low (0.12), and a negative correlation between Δ and Be contents is established using additional data from the literature.

Dehydration of NaBe-cordierites through heating consistently leads to increasing Δ , and subsequent hydrothermal rehydration of the Soto sample reestablished low Δ . This behavior is consistent with that implied by the model of Stout (1975) which, however, does not apply to the pure system Mg-cordierite-water. Nevertheless it is not certain that the unusual behavior of NaBe-cordierites is due to hydrogen bonding of H₂O molecules within the structural channels of cordierite to oxygens of the framework, although the Type II water molecules occurring exclusively in alkali-bearing cordierites and having their H-H vectors parallel [010] (Goldman *et al.*, 1977) would seem mechanically fitter to have this effect than the Type I water with H-H parallel [001] as proposed by Stout (1975). An alternative explanation of this dehydration/rehydration behavior implies positional shifts of sodium within the channels depending on whether or not water is available.

Contributions to Mineralogy and Petrology, 70: 421-428, 1979.

LATE CENOZOIC ENVIRONMENTAL CHANGES IN TEMPERATE ARGENTINA

Ana M. Báez y Gustavo J. Scillato Yané

RESUMEN

La actual zona templada de América del Sur incluye (de acuerdo con la clasificación climática de Köppen): Uruguay, la mayor parte de Paraguay, partes de Bolivia, Brasil y Argentina, así como una porción territorial a lo largo de la costa pacífica al sur de los 38° S. Para los fines del presente estudio, se han considerado también la región subandina y Patagonia, donde actualmente prevalecen climas áridos. Esto se debe a que su historia paleoambiental se halla íntimamente ligada a la de los aludidos ámbitos actualmente templados.

La mayor parte de las evidencias disponibles indicadoras de cambios ambientales, especialmente durante el Terciario tardío, se refieren al territorio argentino, en el que pueden considerarse cuatro regiones principales: 1) Patagonia, 2) Área Subandina, 3) Mesopotamia, y 4) Llanura Chaco-Pampeana.

Una adecuada comprensión de los cambios climático-ambientales acaecidos en Sudamérica templada durante el Cenozoico tardío requiere inevitablemente, la consideración de los tiempos geológicos anteriores. Los datos disponibles indican un pronunciado deterioro de las condiciones que, aún hacia el Mioceno medio a tardío, eran mucho más benignas y uniformes que las actuales.

Cabe señalar que en esta parte de América del Sur la mayoría de las unidades litoestratigráficas y cronoestratigráficas del Cenozoico continental no han sido formalmente establecidas. De hecho, ha sido el reconocimiento de "Edades mastozoológicas" (tentativamente referidas a las Epocas de la escala geocronológica mundial) lo que ha provisto, para toda Sudamérica el principal criterio de correlación.

Estudios de diversa índole (litológicos, geomorfológicos, paleontológicos, fitogeográficos) han suministrado información que permite esbozar un relato de la evolución ambiental en las regiones consideradas.

Hasta el Mioceno medio a tardío las condiciones prevalecientes en Patagonia fueron mucho más cálidas y húmedas que las hoy allí vigentes; así lo indica el registro de numerosos vertebrados cuyos parientes actuales viven en áreas intertropicales, parcialmente boscosas o selváticas. A partir del Mioceno tardío se produjo un notable desecamiento (motivado por la circunstancia de que los Andes australes alcanzaron ya una altura suficiente como para actuar como efectiva barrera a los vientos húmedos del Pacífico) y una más progresiva atemperación (en parte coincidente con un parcial englazamiento de Antártida occidental). Estos cambios determinaron la retracción hacia el norte y oeste de muchos elementos de la biota.

La consideración en particular del Cenozoico tardío nos remite, primeramente, al problema de los límites entre las Epocas implicadas (Plioceno, Pleistoceno y Holoceno). El límite plio-pleistocénico no ha sido aún claramente determinado en Sudamérica; tentativamente se lo ubica hacia el Uquiense temprano (Blanquense tardío de USA). Tal incertidumbre responde a la ausencia de un criterio unánime a nivel mundial en esta materia, como a las dificultades implícitas en correlacionar las Edades locales sudamericanas con las de otros continentes. El límite pleisto-holocénico coincide aproximadamente con el fin de la Edad Lujanense, señalado por una extinción masiva de la megafauna.

El estudio de los eventos glaciales —cuya importancia fundamental en la evolución climática del Cenozoico tardío es universalmente reconocida— se halla aún en una etapa preliminar. No existe acuerdo en cuanto al número y extensión de las glaciaciones, pero puede desde ya deshecharse el esquema simplista que establecía una exacta correspondencia con las cuatro clásicamente reconocidas en el Pleistoceno del Hemisferio Norte. En el SO de Patagonia fueron recientemente reconocidos varios episodios glaciales que datan del Plioceno tardío y Pleistoceno temprano. Mucho mejor documentada está la glaciación supra-pleistocénica, groseramente correlacionada con Würm-Wisconsin del Hemisferio Norte; pero debe remarcarse que afectó especialmente a la región andina, y que sólo al sur de los 52°S los glaciares alcanzaron la actual costa atlántica.

La evolución ambiental durante el Cenozoico tardío en las cuatro áreas del territorio argentino mencionadas precedentemente puede sintetizarse así:

Patagonia. — Con excepción de la región más septentrional, el clima fue frío y semi-árido a árido durante la mayor parte del Plioceno. Estas condiciones parecen haberse acentuado durante el Cuaternario, si bien ciertas evidencias sugieren algunos lapsos más húmedos. Los datos disponibles no indican un extenso englazamiento.

Area Subandina. — Durante el Plioceno el registro paleomastozoológico incluye numerosos taxa típicamente intertropicales, que indican condiciones parcialmente boscosas y cálidas, posiblemente algo más húmedas que las actuales; de tal modo, esta área (continua entonces con la chaqueña hacia el norte) obró como una "vía de conexión" del SO de la llanura pampeana con ámbitos francamente subtropicales. No obstante, como consecuencia de los Movimientos Andinos, existían ya cuencas intermontanas en la parte septentrional donde pudieron prevalecer condiciones más áridas. Los eventos tectónicos del Plioceno tardío-Pleistoceno temprano acentuaron notablemente el bloqueo a los vientos húmedos del NE, con la consecuente desecación progresiva del clima en toda esta región.

Mesopotamia. — Durante el Plioceno las condiciones fueron aún más cálidas y húmedas que las hoy vigentes. El área influenciada por el río pre-Paraná obró ya entonces

como una importantísima "vía de conexión" entre la llanura bonaerense y ámbitos biogeográficos más septentrionales. En el transcurso del Cuaternario siguieron prevaleciendo condiciones cálidas y húmedas, pero muy probablemente algunos lapsos más secos hicieron sentir su influencia tanto en esta región como en territorio uruguayo.

Llanura Chaco-Pampeana. — Casi toda la documentación disponible se refiere a la mitad austral de esta área (Pampasia). Los estudios de las sucesivas "faunas" y sedimentitas pliocénicas y pleistocénicas no han revelado la ocurrencia de cambios drásticos. No obstante, a partir del Plioceno temprano tuvo lugar una progresiva atemperación. Desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno es factible reconocer varias fluctuaciones climáticas: lapsos relativamente cálidos y húmedos (con frecuente depositación fluviolacustre) alternaron con otros relativamente fríos y secos (en los que predominó ampliamente la sedimentación de "limos loessoides", o aún de verdaderos loess). Un análisis preliminar del contenido paleomastozoológico de las respectivas unidades estratigráficas avala, en general, esta interpretación. Es muy importante señalar que los lapsos presumiblemente cálidos y húmedos parecen coincidir con intrusiones marinas, en tanto que los fríos y secos corresponden a regresiones. Estos ascensos y descensos del nivel marino podrían ser de origen eustático.

En lo que atañe a otras áreas fuera del territorio argentino, no existe información suficiente sobre el Terciario tardío. En cambio, hay claras evidencias de fluctuaciones climáticas cíclicas especialmente para el Cuaternario del sudeste del Brasil. De acuerdo a datos de diversa índole, lapsos cálidos y húmedos alternaron con otros relativamente fríos y secos.

Duelleman, W., ed., 1979. The South American Herpetofauna: Its origin, evolution and dispersal, Univ. Kansas, Mus. Nat. His., Mon 7.

THE SOUTH AMERICAN HERPETOFAUNA: AN EVALUATION OF THE FOSSIL RECORD

Ana M. Báez y Zulma B. de Gasparini

RESUMEN

En este trabajo se sintetiza la información disponible sobre el registro fósil de los grupos que integran la actual herpetofauna de América del Sur, en un intento de valorar el aporte que el mismo brinda al conocimiento del desarrollo histórico de dichos grupos en ese continente. En tal sentido, se han tomado en cuenta no sólo los registros sudamericanos, sino también aquellos otros directamente relacionados y provenientes de otras partes del mundo. Para integrar los resultados en un contexto coherente se consideró muy especialmente la idiosincrasia y relación de América del Sur con respecto a otras masas continentales a partir del Mesozoico medio. También se tomaron en cuenta los principales eventos geológicos ocurridos desde fines del Cretácico a la actualidad en dicho continente, valorando su incidencia en los cambios fisiográficos a los que, evidentemente, actuaron sobre la composición y distribución de la herpetofauna.

La mención de anfibios y reptiles cenozoicos en América del Sur es relativamente frecuente, sin embargo, muchas de las asignaciones taxonómicas como las referencias geográficas y cronoestratigráficas son dudosas. Ello, conjuntamente con el hecho de que la mayoría de los hallazgos son aislados, sin formar parte de asociaciones representativas, hace que las conclusiones resulten aún tentativas. En general los datos disponibles permiten un análisis a nivel familiar.

El examen del registro señala la notable antigüedad, en América del Sur, de muchas de las familias de anfibios y reptiles que viven en ese continente. Todas las familias regis-

tradas en el Terciario temprano son integrantes de la herpetofauna actual sudamericana, excepto las tortugas meiolánidas y los cocodrilos sebécidos, ambos extinguidos. Es evidente que esas familias tienen distinto abolengo, habiéndose integrado o diferenciado *in situ* alocrónicamente, desde fines del Cretácico al menos. De acuerdo a las evidencias paleontológicas la antigüedad en América del Sur de los pípidos, iguánidos, pelomedúsidos, meiolánidos, muy probablemente los quélidos, y posiblemente los leptodactílidos se remonta al Mesozoico tardío. De estas familias, los pípidos, meiolánidos y quélidos son de origen gondwánico. La diferenciación de los sebécidos y leptodactílidos, en sentido estricto, habría tenido lugar en América del Sur. Los datos paleontológicos son aún insuficientes para dilucidar el origen de otras familias ya presentes en el Terciario temprano. En el Terciario medio y tardío se constata la presencia de familias no registradas en sedimentos más viejos. Algunos de esos grupos pudieron haber arribado a América del Sur por medios de dispersión accidental en diferentes momentos durante su aislamiento. Tal sería el caso de los testudínidos, trioníquidos, gaviálidos, crocodílidos directamente relacionados a las formas actuales y tal vez los emídidos. Los cocodrilos nettosúquidos, actualmente extinguidos, se diferenciaron *in situ*. De la confrontación con la herpetofauna actual se desprende que numerosas familias no están presentes en el registro. Algunas de ellas tales como los ránididos, ánguvidos, chelídridos y tal vez kinostérnidos podrían ser invasores tardíos, llegados a través del Istmo de Panamá. Otras por el grado de endemismo y relaciones filogenéticas serían más antiguas integrantes de la fauna de este continente no obstante no habérselas registrado fósiles hasta el momento. Tal es el caso, por ejemplo, de dendrobátidos y rino-dermátidos.

La localización geográfica de los depósitos portadores de anfibios y reptiles ha sido también tomada en consideración. Resulta evidente que, con pocas excepciones, es escasa o nula la información disponible sobre las faunas de anfibios y reptiles que habitaron la parte norte del continente, tanto en las áreas cratónicas como en las cuencas intercratónicas. Estas regiones revisten especial interés por cuanto se ha señalado su importancia como áreas de origen de diversos grupos. Recién a partir del Oligoceno se conocen registros de los grupos considerados en el extremo más septentrional, fundamentalmente en Colombia y Venezuela. En cambio, en la parte sur del continente, en la Patagonia extrandina, varias han sido las localidades donde depósitos del Terciario temprano brindaron restos de anfibios y reptiles. Según diversas evidencias, en ese tiempo las condiciones ambientales fueron más benignas que las actuales en esa región, por lo que la herpetofauna fósil que allí se registra es muy distinta de la que habita ese área en nuestros días.

El registro fósil es aún inadecuado para brindar un panorama integral de los cambios ocurridos en la composición de las diversas faunas regionales en consonancia con las modificaciones ambientales; del mismo modo limita el conocimiento de la evolución intrafamiliar a través del tiempo. La búsqueda sistemática y la aplicación de técnicas adecuadas permitirán, sin duda, un mayor aporte de la paleontología al conocimiento de la historia de la herpetofauna sudamericana.

Duelleman, W., ed., 1979. The South American Herpetofauna: Its origin, evolution and dispersal, Univ. Kansas, Mus. Nat. His., Mon 7.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Nuevos premios

Por resolución de la C. D. de la Asociación se instauraron dos nuevos premios con el objetivo de cubrir un importante vacío que tenía nuestra comunidad en lo referente al reconocimiento de aquellos colegas que a lo largo de una vida de trabajo e investigación han producido importantes aportes tanto a las Ciencias Geológicas como a su trascendencia en nuestra sociedad. Los reglamentos aprobados de los nuevos premios, que regirán a partir del VIIIº Congreso Geológico Argentino de San Luis, son los siguientes:

Premio Juan José Nágera

“A la difusión de la Geología”

Bases y reglamentos

Art. 1º. — La Asociación Geológica Argentina instituye este premio consagración al geólogo que se haya destacado más en la difusión de las ciencias geológicas argentinas.

Art. 2º. — Se entiende por difusión de las ciencias geológicas, además de la actividad profesional, docente y científica, la acción continuada y de promoción de dichas ciencias en esferas no geológicas y a nivel de la comunidad en general.

Art. 3º. — Este premio será otorgado cada tres años coincidiendo su entrega con el acto de clausura de cada Congreso Geológico Argentino.

Art. 4º. — El premio consistirá esencialmente en un diploma.

Art. 5º. — El premio no podrá ser otorgado más de una vez a la misma persona y tampoco podrá ser conferido a un miembro actuante de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, o de la Junta Ejecutiva del Congreso o de su Junta Or-

ganizadora local, sean éstos titulares o suplentes.

Art. 6º. — Dadas las características del premio se establece una edad mínima de 55 años.

Art. 7º. — El jurado será integrado por cinco miembros, menores de 55 años, así elegidos: un miembro de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, designado por ella, un miembro de la Junta Ejecutiva y un miembro de la Junta Organizadora local del Congreso Geológico correspondiente, nominado por éstas, y dos geólogos propuestos por la Asamblea de Apertura de cada Congreso Geológico Argentino.

Art. 8º. — Los cinco miembros del Jurado elegirán, de entre ellos, un Presidente.

Art. 9º. — El Jurado deberá comunicar su dictamen con anterioridad a la Asamblea de Clausura del Congreso Geológico correspondiente a la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina para las acciones que correspondiere.

Premio Franco Pastore

“A la investigación científica”

Bases y reglamentos

Artículo 1º. — La Asociación Geológica Argentina instituye un premio para distinguir al geólogo que se halla destacado en el campo de la investigación científica, durante los últimos 20 años.

Art. 2º. — Serán acreedores a este premio aquellos geólogos cuyos aportes originales hayan contribuido al avance científico de la geología de nuestro país o a través de conceptos universales trascendentes.

Art. 3º. — Este premio será otorgado cada tres años coincidiendo su entrega con el acto de clausura de cada Congreso Geológico Argentino.

Art. 4°. — El premio consistirá esencialmente en un diploma.

Art. 5°. — El premio no podrá ser otorgado más de una vez a la misma persona y tampoco podrá ser conferido a un miembro actuante de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, o de la Junta Ejecutiva del Congreso o de su Junta Organizadora local, sean éstos titulares o suplentes.

Art. 6°. — El jurado será integrado por cinco miembros, así elegidos: un miembro de la Comisión Directiva de la Asociación

Geológica Argentina, designado por ella, un miembro de la Junta Ejecutiva y un miembro de la Junta Organizadora local del Congreso Geológico correspondiente, nominados por éstas, y dos geólogos propuestos por la Asamblea de Apertura.

Art. 7°. — Los cinco miembros del Jurado elegirán de entre ellos, al Presidente.

Art. 8°. — El jurado deberá expedirse comunicando su dictamen antes de la Asamblea de Clausura del Congreso Geológico correspondiente, a la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina para las acciones que correspondiere.

Asociación Geológica de Mendoza

Las nuevas autoridades de esta Asociación nos informan de la renovación de su Comi-

sión Directiva que a partir del 29/XII/80 quedó constituida por:

<i>Presidente</i>	DR. EDDY LAVANDAIO
<i>Secretario</i>	DR. CRISTÓBAL DE LA MOTA
<i>Tesorero</i>	DR. PABLO NAVARRA
<i>Vocal Titular 1°</i>	DR. HORACIO DIAS
<i>Vocal Titular 2°</i>	DR. PEDRO GORELIK
<i>Vocal Suplente 1°</i>	DR. DANTE NESOSI
<i>Vocal Suplente 2°</i>	DR. ALEJANDRO PALMA
<i>Sindico</i>	DR. VÍCTOR BONFILS

Estamos seguros que los nexos que unen ambas asociaciones serán fortalecidos mediante el cumplimiento de nuestros comunes

objetivos en pro de las ciencias geológicas del país.

Premio Storni 1980

El jurado oportunamente designado por la Comisión Directiva de la Asociación seleccionó el trabajo del Licenciado Osvaldo Bordonaro "El Cámbrico de la quebrada de Zonda, provincia de San Juan", como desti-

nario del premio. La medalla y el diploma correspondiente se entregarán en un acto público cuya fecha será oportunamente determinada.

SIMPOSIO AMAZONICO

Entre los días 22 y 27 de marzo de 1981 se realizó en Puerto Ayacucho, Territorio Federal de Amazonas (Venezuela) el I Symposium Geológico Amazónico, organizado por el Ministerio de Energía y Minas de Venezuela y el Consejo Consultivo de Directores del Servicio Geológico de Latinoamérica.

Participaron representantes y colegas de Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia, Brasil, Guyana y Surinami y especialmente invitados representantes de Inglaterra, Los Estados Unidos y Argentina.

Las sesiones tuvieron lugar en el Salón de Conferencias del Hotel Autana, dentro de un bellissimo panorama acorde con el área tropical del temario. El Simposio fue presidido por el Doctor Gustavo Valdez, Director General de Minas y Geología de Venezuela siendo Secretario General el Doctor Alirio Bellizzia, quien representaba al Consejo Consultivo de Servicios Geológicos.

La inauguración del Simposio, a cargo del gobernador del territorio Federal de Amazonia, contó con la presencia de 170 técnicos y especialistas y en las palabras de presentación del gobernador se destacó el carácter regional latinoamericano del evento y la participación de colaboradores no amazónicos en el mismo.

Se presentaron 84 trabajos de los cuales 5 fueron conferencias por invitación, divididos a su vez en sesiones de geodinámica, estratigrafía, petrología y geoquímica, investigaciones geofísicas y sensores remotos, metalogénesis y recursos minerales y conservación de recursos.

Los cinco trabajos generales por invitación fueron:

Vicente Mendoza: "Evolución geológico-tectónica de la Guayana Venezolana".

Henri E. Guadette: "Geochronology of the Basement Rocks, Amazonas, Territory Venezuela".

D. H. Tarling (Inglaterra): "Geological Evolution of South America with Special

Reference to Economic Geology in the Amazonian Region".

Carlos Ulloa: "Panorama Geológico de la Amazonia Colombiana".

Bruno A. J. Baldis: "Paleogeografía Paleozoica del Sur de Amazonia y Génesis del Gondwana Sudamericano".

Dadas las especiales características geológicas de la cuenca amazónica y la predominancia de los Escudos de Guayana y Brasileño, en su composición la mayoría de los trabajos estuvieron dirigidos hacia el estudio de la sucesión de eventos precámbricos y de la composición petrográfica del basamento. Se destacaron además numerosos aportes de datación de edad absoluta y paleomagnética precámbrica-eopaleozoica.

En el aspecto de Geología Económica tuvo dominancia casi total la temática de génesis y explotación de lateritas, destacándose también la prospección de yacimientos ferríferos precámbricos y la explotación diamantífera. Es referente al estudio de los placeres diamantíferos y su mineralogía acompañante lo que ha podido determinar con casi certeza la presencia de Kimberlitas en el flanco occidental del Escudo Guayanés.

Por último debe destacarse el enorme adelanto en Geología de detalle basada en imágenes satélite y de radar.

A quien escribe estas líneas cuyo destacar la enorme importancia futura del estudio de las zonas de llanura o deprimidas pericratónicas de América del Sur que abarcando gran parte de la Amazonia se prolongan en la llanura Chaco-Paranense.

En la asamblea de clausura por unanimidad se decidió continuar con la organización de futuros Simposios Amazónicos, estableciéndose una periodicidad de dos años y eligiéndose a Brasil y en especial a la ciudad de Manaus como sede del II Simposio a realizarse en 1983.

BRUNO A. BALDIS

CUENCAS SEDIMENTARIAS DEL JURASICO Y CRETACICO DE AMERICA DEL SUR. (Volumen I). Editada por el *Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico* bajo la coordinación general de los doctores Wolfgang Volkheimer y Eduardo Mussacchio.

La obra consta de 24 contribuciones de prestigiosos especialistas de las Ciencias de la Tierra, impresas en formato 17,5 x 26 cm en lujoso papel ilustración. Diez trabajos están dedicados a la estratigrafía y análisis de cuencas vinculadas tanto a los dominios andinos y cratónicos como al margen continental atlántico. Otros doce trabajos se refieren a temas paleontológicos principalmente orientados a la síntesis e interpretación de la información disponible sobre distintos grupos fósiles, incluyendo vertebrados, ammonites, braquiópodos, decápodos, microfósiles calcáreos, palinomorfos y megafósiles vegetales. La obra se completa con una contribución sobre paleomagnetismo y otra sobre geología económica.

Todas las contribuciones cuentan con abundante material gráfico, ilustrándose sin limitaciones todos los temas tratados.

El volumen I puede ser solicitado a:

Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico
Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina
Precio del Volumen I (354 págs.): \$ 150.000
Los cheques o giros deberán ser a la orden de:
Asociación Geológica Argentina, sobre plaza Buenos Aires.

El volumen II se halla pronto a imprimirse y se estima aparecerá en agosto de 1981.

EL NUMERO 1 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 15 DE
JULIO DE 1981 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA

El presente Tomo se ha financiado con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, y del Consejo de Investigaciones Científicas de la Prov. de Buenos Aires, que no se hacen responsables del contenido del mismo.

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

1. **EXTENSION.** Se recomienda que la extensión de los originales no sea mayor de treinta páginas tamaño carta dactilografiadas a doble espacio (alrededor de 10.000 palabras). Cada trabajo podrá contener hasta tres páginas impresas de ilustraciones, las que podrán consistir indistintamente en mapas, perfiles, cuadros, diagramas, fotografías, etc. Cuando se acepten trabajos más extensos en texto y/o ilustraciones los autores deberán abonar la impresión del exceso, la que se les facturará a precio de costo. Los originales, tanto del texto como de las ilustraciones, se enviarán a la Asociación Geológica en duplicado.

2. **TITULO.** Debe ser sucinto e informativo sobre el tema y la localidad a que se refiere el trabajo. Es conveniente evitar iniciaciones o agregados tales como: *Sobre la importancia de...*, o *Consideraciones sobre la importancia del hallazgo de... y sus implicancias con respecto a...* etc. Los títulos deben redactarse teniendo presente la importancia de palabras claves que ayuden al fichaje en bibliotecas y servicios de documentación.

3. **RESUMENES.** Cada trabajo se iniciará con un resumen en español con su traducción al inglés, francés o alemán, sugiriéndose el primer idioma. Debe ser comprensible en sí mismo, sin referencia al trabajo y su extensión no deberá ser mayor de 150 palabras.

4. **CONCLUSIONES.** Las conclusiones consistirán en nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis, hallazgos significativos, etc. Deben constituir la apropiada finalización de una obra mayor y no un simple sumario o la extensión del resumen.

5. **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.** Conviene controlar dos veces las referencias y citas, una para comprobar que la cita tenga su correspondiente referencia, y la otra para verificar si la referencia está citada en el texto. La lista bibliográfica llevará como título: *Lista de trabajos citados en el texto*, y se confeccionará siguiendo el ejemplo del presente número, abreviando de igual manera las indicaciones de tomo (o volumen), número y página de las publicaciones citadas.

6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 x 21,5 cm. Los perfiles de largo excesivo podrán ser fraccionados y ordenados de manera que las partes resultantes no sobrepasen las dimensiones de una página. Las ilustraciones en colores, así como el exceso ocasionado por figuras de tamaño mayor que una página, que deban ser plegadas, correrán por cuenta de los autores. Las fotografías serán claras y con buen contraste, limitándose sólo al objeto que se desee ilustrar; los fósiles, muestras de mano, etc. deberán iluminarse desde el ángulo superior izquierdo.

7. **SEPARADOS.** Los autores recibirán, sin cargo, 25 separados de cada trabajo. Aquellos que deseen un número mayor deberán indicarlo claramente al enviar los originales y los mismos correrán por su cuenta a precio de costo.

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.

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXVI - N° 1

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N° 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión N° 3667

CONTENIDO

Homenaje al DR. PERCY DUDGEON QUENSEL. Miembro Honorario de A.G.A.	3
La Magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires: Su significado geológico P. E. NABEL Y D. A. VALENCIO	7
Sinopsis Estratigráfica de la región de "El Bolsón", provincia de Río Negro OSVALDO M. DIEZ Y MARIO A. ZUBIA	19
El basamento de la Isla Martín García, Río de la Plata LUIS DALLA SALDA	29
EDUARDO H. PERALTA	505
Geología de la región al norte del Paralelo 54° S de la Isla Grande de la Tierra del Fuego JORGE OSVALDO CODIGNOTTO Y NORBERTO MALUMIÁN	44
El Paleozoico superior en las Provincias de San Juan y La Rioja J. R. VASQUEZ, R. A. GORROÑO Y J. IVORRA	89
<i>Notas Breves</i>	
Nuevo nivel de arcilitas sobre las calizas de la zona de Barker, Provincia de Buenos Aires PATRICIA E. ZALBA	99
Hallazgo de metavulcanitas en el Cerro Tandileufú, Provincia de Buenos Aires HEBE LEMA Y RUBÉN J. CUCCHI	103
<i>Resúmenes</i>	105
Crónica de la Asociación	109
Simposio Amazónico	111

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