

RESUMEN

La Hoja Geológica 4566-II/IV, CAMARONES, está situada en la región costera de la provincia del Chubut, al norte del golfo San Jorge. Al pueblo de Camarones, ubicado sobre la costa, se accede desde la ruta nacional 3 por la ruta provincial 30, recientemente pavimentada. Esto ha favorecido un moderado incremento de la actividad turística vinculada a las reservas faunísticas costaneras. La principal actividad económica en la comarca es la cría de ovinos. Asimismo, en la zona de puerto Melo se ha instalado una factoría de algas marinas.

La unidad geológica más antigua es el Complejo Marifil, de naturaleza volcánica ácida y edad jurásica. Sobre este sustrato se apoya en discordancia la secuencia sedimentaria cenozoica.

La estratigrafía del Terciario se inicia en el Paleoceno con las sedimentitas marinas y litorales de la Formación Salamanca y los depósitos continentales de la Formación Río Chico. La Formación Sarmiento de edad eocena-oligocena y constituida por rocas epiclásticas y piroclásticas, se asienta en discordancia erosiva sobre las unidades anteriores. Una discordancia erosiva separa la Formación Sarmiento de las sedimentitas marinas de la Formación Patagonia de edad oligocena-miocena. La secuencia terciaria continúa con los depósitos continentales mio-pliocenos de la Formación Isla Escondida, y finaliza con los mantos

conglomerádicos pliocenos que cubren a la meseta de Montemayor.

Los depósitos cuaternarios constituyen cordones y terrazas marinas ubicados hasta una altitud máxima de 150-155 m sobre el nivel del mar. También cubren planicies de pedimentación ubicadas a distintas alturas debido a los sucesivos cambios del nivel de base ocurridos en la región.

Al Holoceno más reciente corresponden las acumulaciones coluviales, las vinculadas a la red de drenaje actual y los depósitos asociados al cordón litoral más moderno.

El basamento jurásico se caracteriza por una estructura regional de bloques fallados, deformación vinculada a la ruptura del continente de Gondwana. La sucesión cenozoica tiene una disposición subhorizontal, con pendientes hacia el este-nordeste y este-sureste inferiores a los 5°.

Los procesos de erosión fluvial y marina fueron los principales modeladores del paisaje, en el que la geoforma más destacada es la planicie estructural de la meseta de Montemayor.

La actividad minera de la región se restringió a la explotación de rocas de aplicación en la cantera Ceferino Namuncurá, actualmente abandonada. Los trabajos de prospección realizados en los afloramientos de alunita indican que su explotación no está económicamente justificada.

ABSTRACT

Geological Sheet 4566-II/IV, CAMARONES, is located in the littoral region of Chubut Province, to the north of San Jorge gulf. The provincial route 30 connected to national route 3 provides access to the town of Camarones placed on the coast. The recent pavement of the provincial route has promoted the tourist industry related to wild life reserves. The main economic activity consists of sheep breeding. In addition, Puerto Melo area has a marine alga factory.

The oldest geological unit in the mapped area is the Marifil Complex, composed of acid volcanic rocks of Jurassic age. A Cenozoic sedimentary sequence rests unconformable upon the basement.

The Tertiary stratigraphy comprises Paleocene marine and littoral sedimentary rocks of the Salamanca Formation and continental deposits of the Río Chico Formation. Erosive unconformities separate Eocene and Oligocene epiclastic and pyroclastic rocks of the Sarmiento Formation from older units, and Oligocene and Miocene marine deposits of Patagonia Formation from the underlying Sarmiento Formation. Stratigraphically above it, there are Miocene-Pliocene continental deposits of the Isla

Escondida Formation. The youngest Pliocene Montemayor Formation is composed of conglomerates that overlie the homonymous Montemayor plateau.

Quaternary rocks comprise marine terraces, offshore bars reaching a maximum altitude of 150-155 meters above sea level, and clastic deposits covering pediment surfaces placed at different altitudes due to regional changes of sea level. The youngest quaternary deposits comprise colluvial, alluvial and littoral ridge accumulations.

The Jurassic basement displays a faulted block style of deformation mainly inherited from the break-up of the Gondwana super continent. The Cenozoic sequence lies nearly horizontal with dips less than 5° to the east-northeast and east-southeast.

Fluvial and marine erosion prevails as geomorphic processes; the Montemayor structural plane is the most distinctive geomorphic feature.

Mining activity in the region has been restricted to the exploitation of building and dimensional stones in the "Ceferino Namuncurá" quarry, presently closed. Prospection activities in alunite-bearing outcrops indicate that mining is not profitable.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 4566-II y IV, Camarones, está situada en la región costera de la provincia del Chubut (departamento Florentino Ameghino), inmediatamente al norte del golfo San Jorge (figura 1). Comprende las Hojas 46g, Bahía Vera y 47h-48g, Bahía Camarones de la anterior subdivisión del Mapa Geológico-Económico de la República Argentina en escala 1:200.000.

El área mapeada está limitada por el paralelo 44° de latitud sur, el meridiano 66° de longitud oeste de Greenwich y el Mar Argentino. Algo más de la mitad de esta superficie está ocupada por la Meseta de Montemayor, cuyo borde oriental se encuentra a unos 300 m de altura.

Camarones, con su puerto ubicado en la península Albatros, es la única población de la zona, ya

que la otrora importante localidad de Cabo Raso está virtualmente abandonada. En Punta Tombo y Caleda Sara existen sendas pingüineras controladas por guardaparques.

NATURALEZA DEL TRABAJO E INVESTIGACIONES ANTERIORES

La presente Hoja ha sido confeccionada según normas del Instituto de Geología y Recursos Mineros, para la realización y presentación de hojas geológicas del Mapa Geológico Nacional de la Argentina.

Como base topográfica se contó con el mapa a escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar, posteriormente corregido por la Dirección Nacional del Servicio Geológico (actual IGRM).

Para la ejecución del mapa e informe geológicos se realizaron trabajos preliminares de recopilación bibliográfica y de relevamiento aerofotogramétrico (con fotografías aéreas a escala aproxi-

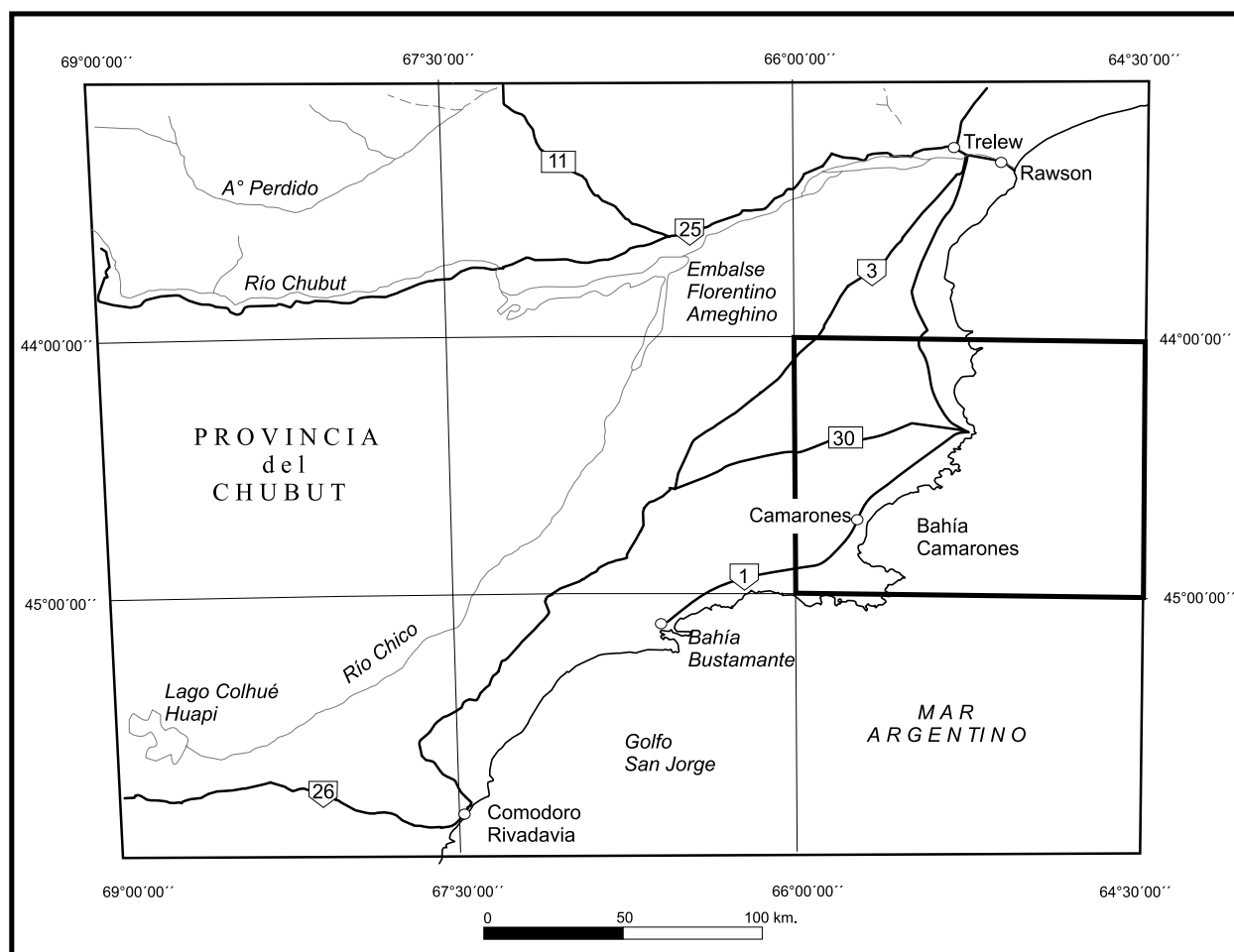


Figura 1. Mapa de ubicación.

mada 1:60.000 e imagen satelital). La información obtenida fue posteriormente controlada con trabajo de campo realizado en el transcurso del año 1995.

De los antecedentes bibliográficos utilizados, tienen carácter regional el «Reconocimiento geológico entre Malaspina y Camarones» (Flores, 1956), el «Levantamiento geológico de la zona comprendida entre sierra y meseta Cuadrada, Garayalde y curso inferior del río Chubut» (Chebli y Sciutto, 1977) y la «Descripción Geológica de la Hoja 47h-48g, Bahía Camarones» (Camacho, 1979). También los informes inéditos de las hojas a escala 1:200.000 46g, Bahía Vera y 47g, Garayalde, realizados respectivamente por Franchi (1976) y Ardolino (1980).

Se agradece a la Lic. Mara Janitens de Sabelli la colaboración prestada en las tareas de recopilación bibliográfica.

2. ESTRATIGRAFÍA

Relaciones generales

La región estudiada está localizada en el sector sudoriental del Macizo Nordpatagónico, inmediatamente al norte de la cuenca pericratónica del golfo San Jorge. La geología es relativamente sencilla y con escaso número de formaciones.

La secuencia estratigráfica comienza en el Mesozoico con las vulcanitas ácidas del Complejo Marifil. Sobre las mismas se apoyan sucesivamente las Formaciones Salamanca, Río Chico y Sarmiento, todas del Paleógeno.

La primera está representada en el sector sudoccidental de la Hoja. Los afloramientos son escasos y reducidos, pero portadores de interesante contenido fosilífero.

Los depósitos del Grupo Río Chico están distribuidos en todo el sector oriental de la Hoja, mientras que las tobas de la Formación Sarmiento asoman saltuariamente entre las estribaciones occidentales de la Meseta de Montemayor y la costa.

La secuencia continúa con los depósitos de la ingresión marina del Oligoceno-Mioceno (areniscas, areniscas calcáreas, tobas cineríticas y coquinas) de la Formación Patagonia.

En el borde occidental de la Hoja y en un área muy restringida, sobre la Formación Patagonia se apoyan los depósitos continentales de la Formación Isla Escondida.

La secuencia terciaria culmina con la Formación Montemayor, que cubre la alta meseta occidental del mismo nombre.

El Cuaternario está representado por el mismo material de la Formación Montemayor, redepositado en las lomadas y niveles de piedemonte, por sedimentos de terrazas marinas y cordones litorales, y por material aluvial y coluvial.

2.1. MESOZOICO

2.1.1. JURÁSICO

COMPLEJO MARIFIL (1)

Riolitas, leucoriolitas, ignimbritas y pórfiros riolíticos, tobas, brechas

Antecedentes bibliográficos

En la comarca, las rocas más antiguas que asoman en superficie pertenecen al Complejo Marifil.

Con tal nombre se denomina al conjunto de rocas predominantemente ácidas de origen volcánico y edad mesozoica, que afloran en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, y que anteriormente fueron conocidas como Serie Porfírica.

Fueron reconocidas por vez primera por Darwin (1839), quien las observó inicialmente en Puerto Deseado y luego más al norte, en Punta Tombo y Camarones. También se hallan referencias en trabajos de Ameghino (1906), Wichmann (1922) y Windhausen (1924). En épocas más recientes son numerosos los autores que se han ocupado del estudio de estas rocas.

El nombre de la unidad proviene de la estancia homónima, ubicada en la margen derecha del arroyo Verde, en el límite de las provincias de Río Negro y del Chubut. Allí afloran rocas riolíticas y leucoriolíticas, predominantemente ignimbríticas, a las que Malvicini y Llambías (1974) denominaron Formación Marifil. Los mantos ignimbríticos se apoyan sobre andesitas con alteración hidrotermal.

Cortés (1981b) elevó la categoría formal de la unidad al rango de complejo, incluyendo en el mismo a las rocas andesíticas subyacentes, además de los depósitos de pequeñas cuencas sedimentarias asociadas.

Distribución areal

En la Hoja Camarones, el Complejo Marifil aflora principalmente en los sectores cercanos a la costa.

Los asomos más extendidos se encuentran en el área comprendida entre punta Fabián, cerro Santa Elena y punta Lobería, y en la zona austral entre estancia La Península y las islas Tova y Leones. El más septentrional es el que configura la punta Tapera, y en la meseta de Montamayor sobresalen los del cerro Salpú.

Litología

En la región aquí estudiada no hay términos mesosilícicos ni intercalaciones sedimentarias, e incluso son excepcionales los depósitos piroclásticos de caída tan comunes en otras áreas. La heterogeneidad litológica se restringe a las distintas variedades de rocas ácidas eruptivas y depósitos de flujo piroclástico.

Los afloramientos son de colores rojizos, gris rojizo a morado, y constituyen en general lomadas de formas romas, aunque en algunos casos forman importantes paredones. Están circunscriptos aproximadamente al sector comprendido entre el mar y el borde de la meseta de Montamayor al norte, y su prolongación imaginaria por Paso Piedra hacia el sur. También forma en la costa los extremos de cabos, pequeños islotes e islas cercanas a tierra.

Aceptando para este magmatismo la hipótesis de la existencia de centros o aparatos volcánicos, puede conjeturarse que la zona al naciente y sur de la estancia La Península fue uno de ellos. Así lo atestiguarían el gran volumen de vulcanitas que allí afloran, la mayor abundancia relativa de riolitas como así también la presencia de diques, brechas volcánicas, diferenciados de grano grueso y piropefitas.

En los alrededores de la estancia y en caleta Sara afloran leucoriolitas desvitrificadas y transformadas en un agregado granofírico maculoso, en el que persisten algunos relictos de fenocristales. Igual que la mayoría de las rocas de esta zona, han sido afectadas por masivos procesos de silicificación que han obliterado sus rasgos texturales.

Sobre la costa, entre la entrada a la estancia y caleta Carolina, hay un ambiente de riolitas subvolcánicas. Las rocas tienen color rosado y textura porfírica seriada. Los fenocristales son de feldespatos y cuarzo, predominando los de plagioclasa. La pasta tiene una textura de intercrecimiento grueso, en la que el feldespato -preponderantemente potásico- está generalmente en cristales tabulares discretos alojados en una base continua de cuarzo. Hay escasa biotita deutérica. También se observan minerales opacos, titanita, apatita y circón.

En algunos sectores pasan transicionalmente a facies de grano mediano a grueso, que parecen corresponder a diferenciados póstumos enriquecidos en volátiles. La mineralogía es idéntica, salvo por la ausencia de plagioclasa. Los cristales de feldespato alcalino tienen diámetros que superan el medio centímetro, y el cuarzo se dispone en pavimentos de grano mediano; en el contacto entre ambos minerales se desarrollan anchas fajas de intercrecimiento.

Los afloramientos leucoriolíticos continúan por la zona de Caleta Sara hasta el extremo del cabo Dos Bahías, donde también hay pequeños asomos de aspecto brechoso, alterados y de filiación dudosa.

Facies filonianas fueron observadas en el camino que une la estancia La Península con el faro ubicado frente a la isla Leones.

En las márgenes del tajamar al que se llega por el camino que sale desde la estancia Larralde hacia el sur, los derrames riolíticos están fuertemente replegados y autobrechados.

Ya en el extremo suroccidental de la Hoja, frente a la isla Larga, un manto de riolitas que se apoya sobre ignimbritas forma un crestón que se destaca en el llano paisaje circundante.

Más al norte, sobre la ruta provincial 30 y aproximadamente unos 4,5 km al este de Paso Piedra, las leucoriolitas tienen bandeamiento por flujo, que por replegamiento alcanza disposición subvertical. Alternan láminas de pocos milímetros de espesor, rosadas y grises, que se diferencian por el tamaño de grano de la textura granofírica (atribuible quizá a una concentración diferencial de volátiles). Tienen lentes de sílice microcristalina rosada que acompañan al flujo, además de estar atravesadas por algunas venas discordantes de 3 a 4 centímetros de espesor y otras guías menores del mismo mineral.

Rocas muy similares afloran sobre la ruta provincial 1, entre sendas entradas a la estancia El Porvenir, aunque ya en la estancia reaparecen riolitas porfíricas sin laminación y muy alteradas. Según Franchi (1976), el cerro Santa Elena y el situado a unos 2 km al este de la estancia La Margarita están constituidos por riolitas de color morado oscuro. También citó riolitas en la zona de las estancias La Teutonia y Los Cipreses, en ambas márgenes del cañadón Zanjón de Castro a la altura de la estancia La Berna y unos 3 km al sur de la estancia Cabo Raso, donde estimó un espesor de 30 m para el afloramiento. Más al norte vuelven a aparecer, con intenso diaclasamiento, a unos 4 km de la desembocadura del cañadón del Andaluz.

El afloramiento más cercano a la ruta nacional 3, ya en el ámbito de la Meseta de Montemayor, es el pórfiro riolítico del cerro Salpi o Salpú. La roca tiene fenocristales de feldespato alcalino y otros más pequeños de cuarzo corroído por la pasta y de biotita metaestable; la pasta es microgranosa.

De mayor dispersión areal que las riolitas, la facies piroclástica de este vulcanismo está representada en la Hoja Camarones casi exclusivamente por depósitos de coladas piroclásticas.

El perfil descrito por Franchi (1976) en el cañadón El Pañuelo, 4,5 km al nordeste de la estancia La Maciega, sirve para caracterizarlas. En la parte basal, con una potencia de 10 metros, las rocas tienen color gris violáceo que vira a blanquecino por alteración. Están constituidas por litoclastos angulosos que alcanzan el tamaño lapilli, cristaloclastos y matriz vítrea desnaturalizada. Todos los fragmentos están moderadamente isorientados. Los litoclastos corresponden a rocas volcánicas ácidas, principalmente de tipo ignimbrítico, que por desvitrificación han sido ampliamente reemplazadas por un agregado fino de cuarzo y feldespato comúnmente asociado a caolinita. Son comunes también los piroclastos pumíceos y los esferulíticos. Los cristaloclastos son en su mayoría de cuarzo y sanidina corroída por la matriz; unos pocos más pequeños son de biotita y minerales opacos.

Cubre el relieve anterior un potente manto con espesor variable entre 2 y 15 m y de color violáceo oscuro a pardo oscuro. Las rocas, en contraste con las subyacentes, están frescas y tienen estructura eutaxítica mesoscópicamente visible. La mineralogía de los cristaloclastos es la misma, y aunque el tamaño es algo mayor, son mucho menos abundantes. Como asimismo carece de litoclastos, la matriz representa el 70% de la roca. Está integrada por trizas vítreas deformadas, aplanadas y muy soldadas, que por desvitrificación han sido reemplazadas por un agregado felsítico.

Franchi (1976), señaló que rocas similares forman la mayor parte de los afloramientos del Complejo Marifil situados en el sector suroriental de la Hoja Cabo Raso. En Bahía Vera constituyen el extremo de la punta Lobería, extendiéndose a escasa distancia tierra adentro, donde desaparecen bajo los depósitos de costa cuaternarios, que forman cordones litorales.

También en la cantera Ceferino Namuncurá hay buenas exposiciones de ignimbritas vitrocrystalinas semejantes a las descritas, con su matriz reemplazada por un agregado cuarzofeldespático esferulítico

o microgranoso. Las únicas ignimbritas en que el vidrio se ha preservado inalterado fueron localizadas unos 4 km al noroeste de la estancia Los Cipreses (Franchi, 1976). Son flujos vitrocrystalinos de color negro y brillo vítreo con textura eutaxítica muy bien desarrollada, y con algunos fragmentos vítreos mayores con textura perlítica.

Asimismo, son excepcionales los depósitos piroclásticos sin evidencias de flujo. Uno de los raros ejemplos encontrados está ubicado unos 5 km al naciente de Paso Piedra, cruzando el arroyo que corre paralelo a la ruta 30, al norte de la misma.

Es una toba fina vítrea silicificada con 4-5% de fragmentos de cuarzo y feldespato de diámetro generalmente inferior a 0,5 milímetros. El resto está integrado por trizas desnaturalizadas en un agregado arcilloso-silíceo, con diminutos minerales opacos y óxidos de hierro en los intersticios.

Características químicas

Para el sector de Patagonia extraandina Haller *et al.* (1990) hallaron un rango de variación en sílice de 52,3 a 82,7%. En sus diagramas se observa que la mayor densidad de muestras se ubica por arriba del 70%, indicando la abundancia de diferenciados leucocráticos de alta sílice.

Es una asociación hidromagmática (Llambías *et al.*, 1984) con alto contenido en potasio y bajos porcentajes de calcio y magnesio.

Haller *et al.* (1990) también señalaron el tren de correlación bien marcado entre sílice y alúmina, que forma una curva de pendiente negativa, cuyos valores van desde 60/17% hasta 83/8%.

Pankhurst y Rapela (1995) encontraron que aunque la serie tiene continuidad composicional entre los términos intermedios y las riolitas dominantes, en cada localidad hay siempre un intervalo variable no representado entre las rocas mesosilíceas y las ácidas.

En los diagramas de Índices de Shand publicados por distintos autores, los ploteos muestran en general una transición entre los campos peraluminoso y metaluminoso. Pankhurst y Rapela (1995) ubicaron a las rocas del Complejo Marifil dentro de las series transalcalinas y en particular a las provenientes de la península Camarones en un subtipo peralcalino de alto contenido en Zr y TiO₂.

Las características químicas y los grandes volúmenes del vulcanismo jurásico de la Patagonia extraandina fueron explicados por distintos autores (Bruhn *et al.*, 1978; Uliana *et al.*, 1985; Gust *et al.*, 1985; de Barrio, 1993) como resultado de anatexis

cortical en un ambiente extensional. Page y Page (1993) advirtieron que, en un contexto predominantemente anatóctico, existen rasgos de filiación calcoalcalina y orogénica.

Pankhurst y Rapela (1995) consideraron que la fuente más probable es una corteza inferior básica de edad proterozoica superior. Postularon asimismo que el fraccionamiento cristal-líquido es el principal mecanismo responsable de la diversidad litológica de la serie.

Esta asociación representa la mínima temperatura del sistema granítico (Llambías y Leveratto, 1975), en algunos casos con temperaturas de extrusión no muy inferiores a los 650° según Busteros *et al.* (1998).

Relaciones estratigráficas

Aunque en el área de la Hoja Camarones la base del Complejo Marifil no está expuesta, en otras regiones estas vulcanitas cubren a rocas graníticas consideradas permotriásicas.

En el tramo medio del río Chubut (Chebli, 1973, en Lesta *et al.*, 1980; Page y Page, 1993) se interdigita con el vulcanismo mesosilícico-básico representado por el Grupo Lonco Trapial y las Formaciones Taquetrén y Cañadón Asfalto, cuya actividad habría comenzado en el Toarciano y finalizado en el límite jurásico-cretácico.

En el Zanjón de Lema (Mastandrea *et al.*, 1983) las vulcanitas están cubiertas por el miembro superior de la Formación Salamanca (Daniano), y en varios sectores de la Patagonia extraandina por calizas de probable edad maastrichtiana.

En el área de la Hoja generalmente subyacen mediante discordancia a la Formación Río Chico.

Los procesos sin y postdiagenéticos que durante el Paleógeno actuaron sobre los depósitos de esta última, también afectaron al techo del Complejo Marifil, modificando profundamente su estructura y mineralogía originales (foto 1, foto 2 a y b).

La alteración ha desdibujado la superficie de contacto entre ambas unidades, imprimiéndole en muchos lugares un engañoso carácter transicional.

Correlaciones y edad

Las vulcanitas jurásicas de la Patagonia extraandina han recibido distintas denominaciones a lo largo del tiempo: Serie de las Rocas Porfíricas, Pórfiros cuarcíferos y sus Tobas, Complejo Porfírico de la Patagonia Extrandina, Serie Efusiva.

En los Andes Fueguinos, Tierra del Fuego y Cuenca Austral se las conoce como Serie Tobífera, y como Grupo Bahía Laura o Complejo Chon Aike en la parte oriental del Macizo del Deseado.

Sus relaciones estratigráficas indican una edad postpaleozoica y precretácica.

Las numerosas dataciones radimétricas realizadas hasta el presente mayoritariamente por el método K/Ar oscilan entre los 211 y 153 Ma (Cortés, 1981b; Busteros *et al.*, 1998), ubicando el inicio del vulcanismo en el Triásico superior y su finalización en el límite Jurásico medio-superior según la escala IUGS (1989).

Rapela y Pankhurst (1993) por cálculo de isocronas Rb/Sr en muestras de varias localidades, postularon un intervalo de aproximadamente 20 Ma en el Jurásico medio, dentro del cual la actividad de cada centro eruptivo habría estado restringida a cortos períodos de 1-2 Ma.

Un estudio cronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizado por Alric *et al.* (1996) arrojó resultados coincidentes pero con un intervalo algo más extendido, puesto que en ignimbritas de la provincia de Santa Cruz registraron una edad de $151,5 \pm 0,5$ Ma.

En el sector septentrional de la Hoja Camarones, el pórfiro del cerro Salpi o Salpú dio un valor de 168 ± 10 Ma, mientras que sendas muestras de los cañadones El Pañuelo y del Andalúz arrojaron cifras de 157 y 162 ± 10 Ma respectivamente, todas ellas analizadas por K/Ar (Franchi, 1976).

En la isocrona Rb/Sr realizada con muestras de la zona de Puerto Melo, Rapela y Pankhurst (1993) obtuvieron una edad de 178 ± 1 Ma.

2.2. CENOZOICO

2.2.1. PALEÓGENO

2.2.1.1. Paleoceno (Daniano)

Formación Salamanca (2)

Arcilitas y areniscas. Arcilitas y limolitas ferruginosas; areniscas glauconíticas y calcáreas

Antecedentes bibliográficos

La Formación Salamanca (*nom. subst.* Lesta y Ferello, 1972) fue conocida inicialmente por los trabajos de Ameghino (1906). Numerosos fueron los estudios posteriores, entre los que se pueden citar los realizados por Russo (1953), Simpson, 1935 (en Ardolino, 1980), Celeste (1940), Feruglio (1949a),

Méndez (1966), Andreis *et al.* (1975), Archangelsky (1976) y Legarreta y Uliana (1994).

En el área de la Hoja Camarones, estos depósitos fueron investigados por Flores (1956), Camacho (1979) y Mastandrea *et al.* (1983). Camacho (1979) los describió bajo el nombre de Estratos del Zanjón, denominación que Mastandrea *et al.* (1983) juzgaron impropia, criterio compartido por los autores del presente trabajo.

Asimismo, Bond *et al.* (1995) consideraron a esta unidad como Grupo Salamanca, por la existencia de discontinuidades de persistencia regional en el registro sedimentológico. Aquí se prefiere mantener la denominación tradicional dado que la poca envergadura de los afloramientos no permite extraer conclusiones al respecto.

Distribución areal

Aflora únicamente en el sector sudoccidental de la Hoja, en el área del Zanjón de Lema. Sobre las vulcanitas jurásicas se apoyan 23,4 m de areniscas y limolitas que configuran un afloramiento de reducida extensión cubierto por 0,8 m de areniscas tobáceas de la Formación Río Chico (Flores, 1956; Camacho, 1979).

Un nuevo asomo de esta unidad ha sido localizado unos 6-7 km al este del anterior, sobre la ruta 1.

Litología

Andreis *et al.* (1975) en su análisis estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante dividieron a esta unidad en un miembro superior y uno inferior a los que respectivamente denominaron Miembro Hansen y Miembro Bustamante. Este último está constituido por coquinas, mientras que el Miembro Hansen es predominantemente epiclástico y tiene horizontes oscuros ricos en materia orgánica, conocidos como «bancos negros».

En su investigación de fosfatos marinos radioactivos, Mastandrea *et al.* (1983) describieron detalladamente las características de la sección estratigráfica del Zanjón de Lema. Allí encontraron, subyaciendo en forma concordante a la Formación Río Chico, la siguiente sucesión (de techo a base):

- 4,00 m arcilitas muy diagenizadas con venillas y rosetas de yeso.
- 6,20 m arcilitas oscuras en parte carbonosas (banco negro).

- 4,00 m arcilitas grises claras a oscuras (banco negro).
- 0,85 m areniscas glauconíticas con espículas de esponjas e intercalaciones arcillo-ferruginosas.
- 0,15 m arcilitas ferruginosas con concreciones fosfáticas ferruginosas; espículas, diatomeas y trizas aglutinadas por collofano.
- 0,30 m areniscas y arcilitas gris verdosas intercalares.
- 0,50 m limolitas y arcilitas ferruginosas, finamente laminadas.
- 0,20 m areniscas finas grises verdosas, muy laminadas.
- 0,70 m areniscas y arcilitas intercaladas; restos de *Eocaiman* sp., vértebras de peces y placas de quelonios.
- 0,25 m arcilitas con nódulos fosfáticos.
- 0,80 m limolitas con lentes arcillosos muy ferruginosos.
- 1,45 m arcilitas intercaladas con limolitas y areniscas con estratificación entrecruzada, muy ferruginosas y con restos de troncos fósiles.
- 2,30 m areniscas medianas a gruesas con tubos de vermes.
- 0,10 m areniscas glauconíticas con cuerpos concrecionales altamente radioactivos; se determinó collofano y soddyta.
- 1,00 m areniscas en partes muy glauconíticas, con algunas concreciones fosfáticas esparcidas.
- 0,60 m arenisca calcárea gruesa con clastos provenientes del Complejo Marifil.

El asomo que se halla al este del Zanjón de Lema tiene un espesor de 5 m y está integrado por arcilitas verdes masivas.

Contenido paleontológico

En las arcilitas verdes del afloramiento ubicado sobre la ruta 1, entre el Zanjón de Lema y la entrada a la estancia La Ernesta, se han identificado (Náñez, 1997) bases de espinas de equinodermos y también *Dentalina insulsa* Cushman y *Lenticulina orbicularis* (d'Orbigny), *sensu* Plummer. Según Náñez (1997) ambas especies son conocidas del Daniano de la perforación SC-1, provincia de Santa Cruz (Malumián *et al.*, 1971; Caramés, 1993). *L. orbicularis* también fue reconocida por Bertels

(1975) en la Formación Salamanca, en la Bajada del Cerro Hansen.

En muestras del Zanjón de Lema se han encontrado abundantes radiolarios que se suman a los mencionados hallazgos de *Eocaiman* sp., vértebras de peces, placas de quelonios, espículas de esponjas, diatomeas, restos de troncos y de huesos no determinados (Mastandrea *et al.*, 1983).

Inmediatamente al oeste, ya en el área de la vecina Hoja Garayalde y unos 1.500 m al sur del puesto de la estancia La Isabel, Flores (1956) mencionó la existencia de abundantes troncos cuyos diámetros y longitudes alcanzan a medir uno y seis metros respectivamente.

Ambiente

A continuación de la transgresión epicontinental maastrichtiana se inició durante el Daniano el lento retiro del mar, que dejó sus depósitos de aguas someras, en parte de ambientes parálidos y semi-parálidos (Méndez, 1966; Yrigoyen, 1969).

La Formación Salamanca se depositó en un ambiente marino litoral y de pantanos debido, presumiblemente a la existencia de cordones litorales que reducían la circulación abierta (Petriella y Archangelsky, 1975; Andreis *et al.*, 1975).

Según Legarreta y Uliana (1995), la serie presenta bioturbación y un hábito estuarino con estratificación sigmoidal de mareas, con bancos negros formados en zonas de marismas.

Los diversos estudios de fauna y flora (Pascual y Odreman Rivas, 1971; Volkheimer, 1971; Gasparini, 1981) indican un clima tropical a subtropical muy húmedo. Asimismo, Cione (1978) explicó que la presencia de *Odontaspis* como principal integrante de la ictiofauna, indica un mar de aguas cálidas templadas a cálidas. Tales condiciones concuerdan con el paleoclima del límite cretácico-paleógeno a escala mundial.

Las evidencias paleontológicas señalan asimismo (Menéndez, 1971) que el Paleoceno-Eoceno inferior a medio fue el período de mayor expansión de la faja tropical a subtropical, la que llegó a muy altas latitudes.

Recientes paleorreconstrucciones basadas en polos paleomagnéticos paleocenos de América del Norte sugieren, según Somoza *et al.* (1995), paleolatitudes de 48° para la cercana región de la estancia Las Violetas.

Relaciones estratigráficas

La Formación Salamanca se apoya en discordancia angular sobre las vulcanitas del Complejo Marifil y según Mastandrea *et al.* (1983), soporta en concor-

dancia a las areniscas tobáceas de la Formación Río Chico, a las que pasaría en forma transicional.

Correlaciones y edad

Con la Formación Salamanca han sido correlacionadas la Formación Cerro Bororó del centro de la provincia del Chubut y las Formaciones Roca y El Fuerte de la Patagonia septentrional.

No hay todavía un acuerdo general en cuanto a la ubicación precisa de la base y el techo de esta unidad.

Las calizas del Miembro Bustamante fueron consideradas por Simpson (1941) como Formación Bustamante, criterio que mantuvo Ardolino (1980) en la vecina Hoja Garayalde.

Asimismo, el llamado Banco Negro Inferior fue incluido por Feruglio (1949a) y Flores (1956) en la Formación Río Chico. En cambio Andreis *et al.* (1975), Mastandrea *et al.* (1983) y subsiguientes confirmaron el criterio de Simpson (1935; en Ardolino, 1980) de incorporarlo en el tramo superior de la Formación Salamanca.

La edad de esta unidad también fue largamente debatida. A partir de estudios detallados de su rico registro fosilífero (entre otros Méndez, 1966; Masiuk, 1966, en Camacho, 1967; Bertels, 1975) hubo consenso generalizado en asignarle edad daniana.

Asimismo, Somoza *et al.* (1995) mencionaron estudios paleomagnéticos realizados en afloramientos de la zona de la estancia Las Violetas, que indican su correspondencia con el Chron 27r de la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética, datado en 63,3-61,9 Ma.

Sin embargo, Legarreta y Uliana (1995) en su estudio del Supracretácico-Neógeno de la Patagonia consignaron una edad maastrichtiana-daniana para la Formación Salamanca, sin mayores precisiones.

Los hallazgos de *Dentalina* insulsa Cushman y *Lenticulina orbicularis* (d'Orbigny), sensu Plummer arriba referidos avalan la edad daniana de la Formación Salamanca en el ámbito de la Hoja Camarones.

2.2.1.2. Paleoceno superior

Formación Río Chico (3)

Arcilitas montmorilloníticas con niveles aluniticos. Conglomerados, areniscas y areniscas volcánicas silicificadas y ferruginizadas

Antecedentes bibliográficos

La Formación Río Chico fue definida por Simpson (1933) quien le asignó edad eoterciaria.

Previamente había recibido distintas denominaciones, entre las cuales la de mayor aceptación fue la de Pehuenche, propuesta por Döering (1882) y utilizada con diferentes acepciones por Ameghino (1906) y Feruglio (1929).

El nombre de Pehuenche continuó siendo usado por autores más modernos, algunos de los cuales trabajaron en la zona de Camarones, como Russo (1953) y Flores (1956).

Andreis *et al.* (1975) dividieron a esta unidad en dos miembros, el Miembro Las Violetas (inferior) y el Miembro Visser (superior). El primero constituido por sedimentitas epi-piroclásticas grisáceas y amarillentas con varios niveles de paleosuelos, y el segundo por psamitas y psefitas arcósicas rojizas, junto a bentonitas de color gris claro a verdoso.

En el área de la Hoja, estos depósitos fueron denominados por Camacho (1979) como Formación Koluel Kaike, homologándolos a las Tobas de Koluel Kaike descritas por Feruglio (1949b).

Vilela (1971) coincide con este último autor al señalar que, aunque existen horizontes litológicamente muy semejantes a tales tobas también en el Grupo Chubut y la Formación Sarmiento, son más comunes y extendidos en el tope de la Formación Río Chico.

En trabajos más recientes, como el de Legarreta y Uliana (1994), esta unidad ha sido considerada como Grupo Río Chico, por la existencia de superficies de discontinuidad estratigráfica que sugieren la existencia de hiatos. Señalaron la presencia de incisiones amplias, con relieve de 2 a 3 metros, aunque hacia arriba en la serie las discontinuidades no son conspicuas y se expresan por un contacto arcilla-arcilla, la mayoría de las veces carente de relieve, que sólo se destaca por cambios en la coloración.

Para estos autores el Grupo Río Chico está integrado por tres unidades a las que denominaron, de base a techo, como Formaciones Peñas Coloradas, Las Flores y Koluel Kaike, subrayando el carácter tentativo e informal de esta nomenclatura.

En el área de la Hoja, aflora solamente la parte superior de la secuencia, razón por la cual no es posible extraer conclusiones respecto a la categoría de esta unidad.

Distribución areal

Esta unidad aflora en toda la franja paralela a la costa, hasta una distancia máxima de 22 km de la línea de ribera. Son asomos discontinuos, que generalmente ocupan zonas deprimidas. En el cerro Me-

seta se encuentran las mejores exposiciones del tramo arcilítico superior.

En el sector austral de la Hoja los afloramientos continúan hacia el oeste del meridiano de 66° 00' oeste. En el extremo septentrional se prolongan por algo más de 10 km en la Hoja Monte Triste -donde Franchi (1983) los asimiló a los depósitos de la Formación Sarmiento- formando una angosta faja adosada a la costa.

Litología

Según Andreis *et al.* (1975), esta unidad se caracteriza en la zona costera del golfo San Jorge por una sedimentación clástica, epi y piroclástica, con varios niveles de paleosuelos. Destacaron sin embargo que, como todo depósito de origen continental, muestra importantes variaciones faciales aún en sectores cercanos.

Mencionaron asimismo la presencia de capas tabulares y lenticulares con base erosiva y estratificación entrecruzada de escala mediana y grande.

Flores (1956) también citó afloramientos con estratificación entrecruzada en las cercanías de la estancia El Porvenir. Este autor describió los depósitos como integrados por conglomerados y areniscas gruesas, tobas y areniscas tobáceas con abundantes concreciones limoníticas, que culminan con arcilitas de color chocolate, portadoras de yeso y con niveles de alunita.

Posteriores trabajos en el sector de la Hoja y áreas vecinas coinciden en líneas generales con esta descripción.

Como ya ha sido dicho, en los alrededores de Camarones aflora solamente una parte de la secuencia. Ello obedecería posiblemente a la mayor altura relativa que tuvo esta región durante gran parte del Paleoceno, tal como fuera señalado por Lesta *et al.* (1980).

Asimismo, según Legarreta y Uliana (1995), las facies periféricas de la cuenca marina paleocena están sobrepuestas por un apilamiento de paleosuelos que ubican en el tercio superior del Grupo Río Chico, correspondiente al intervalo thanetiano (Formación Koluel Kaike).

De tal modo, en el área de la Hoja Camarones, los depósitos tienen uniformidad litológica, aunque difieren de los de otros sectores de la cuenca.

La parte basal tiene estratificación bien marcada, con estratos cuya potencia varía entre 0,1 y un metro, de granulometría generalmente grano-decreciente. Alternan estratos de colores predomi-

nantemente rojizos con otros anaranjados, rosas, amarillentos y blancos. En algunos sectores, el inicio de la secuencia está señalado por un conglomerado basal. Los mayores espesores, estimados en 12 metros, se encontraron en Paso Piedra y al sur de la cantera Ceferino Namuncurá.

La parte superior tiene características muy distintas. Está constituida esencialmente por arcillitas deleznales de color pardo oscuro, con un espesor máximo de unos 22-25 metros, medido en el flanco oriental del cerro Meseta (foto 3).

El conjunto tiene una inclinación regional de 4° al sureste. El paquete inferior está integrado por rocas de naturaleza epi-piroclástica, psefíticas y psamíticas, cuyas estructuras y mineralogía originales fueron profundamente modificadas por procesos secundarios.

Las rocas son en general matriz soportadas. Los porcentajes de fragmentos cristalinos, líticos y matriz son variables. Entre los primeros abundan los fragmentos subangulares de cuarzo y en cambio son escasos los de feldespato, todos ellos con diámetros inferiores al milímetro. Los fragmentos líticos tienen tamaño grava o arena y su grado de redondeamiento es muy variable. Proviene casi exclusivamente del complejo volcánico subyacente, predominando los de tipo felsítico. La matriz es fina, en parte arcillosa, con o sin participación de pequeños fragmentos de cuarzo. Sólo en unos pocos casos se han preservado las trizas originales puesto que generalmente el material vítreo sufrió un proceso de desvitrificación muy acentuado y está reemplazado por un agregado de cuarzo y feldespato.

Los procesos secundarios, en parte pedogénicos, reemplazaron parcialmente la mineralogía original por calcedonia, ópalo, y minerales de hierro. Entre estos últimos predominan la magnetita y el rutilo (Segal, 1996), aunque también abundan la goethita, las pátinas de «limonitas» y chispas de pirita.

Este reemplazo adoptó distintas formas. Puede estar como guías o lentes irregulares o ser de tipo masivo. También puede afectar principalmente a la fracción clástica o solamente a la matriz, a la que en algunos casos sustituye por completo.

Los sectores así alterados pueden tener límites netos o transicionales.

En muchos lugares la calcedonia y los minerales de hierro forman conjuntos de bandas horizontales subparalelas de unos 3 cm de espesor y de colores amarillentos a rojizos. Asimismo, abundan las venas más delgadas de calcedonia que cortan y brechan a tales bandas. Este material así fragmentado es fá-

cilmente erosionado e incorporado al nivel suprayacente, a modo de clastos (foto 4).

En una secuencia tipo se tiene un nivel inferior con fragmentos alineados que permiten reconstruir la geometría original de las bandas. Lateralmente o inmediatamente por encima, otro nivel o capa con gran densidad de fragmentos de formas más redondeadas y un nivel superior en el que los fragmentos están dispersos. Por la reiteración de los eventos, dicha secuencia puede repetirse más de una vez en sentido vertical en un mismo afloramiento, aunque no son pocos los casos en que las variaciones son más irregulares y alternan con fajas de reemplazo masivo (foto 5).

A esto se añade la presencia de algunas concreciones silíceas impregnadas de limonita y de posibles glóbulos ferruginosos (foto 6). Otros rasgos que podrían ser también indicadores de pedogénesis, tales como cutanes y fábricas sépicas muy rudimentarias son poco comunes y de dudosa identificación.

Esta alteración afectó también a las rocas subyacentes del Complejo Marifil. Entre otros lugares, esto puede observarse muy bien en las inmediaciones de las estancias Sacardi y Miramar, donde el contacto está muy desdibujado. En estas zonas puede haber desarrollo de fajas o bolsones arcillosos de color blanco (caolinita?) y ejemplos de esto se tienen en la última de las estancias citadas y al sur de la cantera Ceferino Namuncurá.

Sobre el paquete basal de intensa y variada coloración y bien estratificado se asientan las arcillitas que constituyen la porción superior de la Formación Río Chico en la región de Camarones. Por su carácter deleznable, los afloramientos tienen mucho derrubio que enmascara la estratificación. Puede haber cambios en la coloración general pardo oscura a «chocolate» y así aparecen niveles intercalados de tonos pardo grisáceos a verdosos u otros ocre amarillentos. También puede haber ligeros cambios en la granulometría, por mayor participación de material limoso. Según Camacho (1979), las arcillitas son predominantemente montmorilloníticas. Tienen yeso y sílice en porcentajes variables. El primero en rosetas o planchuelas, disperso o concentrado en niveles. La sílice está en vetillas entrecruzadas, pero más comúnmente como pavimentos con formas botroidales.

En el área de Camarones estas rocas se caracterizan por la presencia de un horizonte intercalado de alunita sinsedimentaria, generalmente silicificada. Se destaca en el paisaje como un nivel de color blanco

débilmente amarillento, por la existencia de óxido férrico (Palmeri, 1953). Generalmente es continuo pero puede tener interrupciones, sus límites no son netos y su potencia varía entre 0,5 y 0,7 m aproximadamente (foto 7).

En algunos lugares puede haber dos horizontes, como ya lo refiriera Flores (1956), quien mencionó un segundo nivel de alunita de 0,2 m de espesor en Paso Piedra.

Contenido paleontológico

En la Formación Río Chico se han registrado restos de reptiles, de mamíferos con marcado grado de autoctonía y de troncos silicificados.

En puerto Mazzarredo, Feruglio (1949b) menciona la presencia de diatomeas de formas variadas en el horizonte por él denominado Tobas de Koluel Kaike, ubicado en el tope de la Formación Río Chico.

En el ámbito de la Hoja Camarones, los niveles pelíticos superiores de distintas localidades han dado registros palinológicos de gran similitud en su contenido. El estudio efectuado por O. Papú (Lema *et al.*, 1996) sobre muestras recolectadas en las inmediaciones de la estancia El Sauce, le permitió reconocer restos y esporas de hongos, granos de polen de Gimnospermas y Angiospermas y especies pertenecientes a los géneros *Apiculatisporis*, *Biretisporites*, *Hypolepis*, *Ischiosporites* y *Tuberculatosporites*. En el estudio del microplancton de agua dulce identificó especies asignables a los géneros *Botryococcus*, *Limbycista*, *Pediastrum*, *Senedesmus* y *Wuroia*.

Ambiente

La Formación Río Chico ha sido asignada a un sistema fluvial meandriforme de envergadura regional, desarrollado en una llanura de escasa pendiente hacia el este y sureste. El espectro palinológico analizado indica un ambiente mixto de pastizales con vegetación arbustiva. En este escenario habrían existido cuerpos lacustres y/o esteros, a juzgar por la presencia de Salviniaceas y algas.

Los términos superiores recibieron el aporte eólico de ceniza volcánica en un régimen climático en el que, si bien se mantenían las características subtropicales húmedas instaladas desde el límite cretácico-daniano, comienza a insinuarse una retracción de las precipitaciones y de la temperatura.

Estas condiciones, sumadas a probables interrupciones del régimen sedimentario y frecuente exposi-

ción subaérea, favorecieron la alteración y/o pedogénesis de los depósitos, y la aparición de las tonalidades rojizas asociadas a ocres, amarillos y blancos que, según Andreis (1981), caracterizan a este tipo de secuencias.

Relaciones estratigráficas

En la literatura geológica no hay acuerdo general en cuanto a la relación que guarda la Formación Río Chico con la subyacente Formación Salamanca.

Feruglio (1949b) describió el pasaje entre ambas como absolutamente gradual. En cambio Andreis *et al.* (1975) señalaron la presencia de discordancias erosivas e importantes cambios texturales y composicionales. También Legarreta y Uliana (1995) citaron traslapes erosivos.

En la Hoja Garayalde, Ardolino (1980) observó niveles conglomerádicos por encima de la Formación Salamanca en la zona del río Chico. Pero destacó la existencia de bancos negros en la Formación Río Chico en la zona noroeste, donde el pasaje no está claro.

Hugo *et al.* (1981) interpretaron a las Formaciones Río Chico y Salamanca como constituyendo un ciclo sedimentario evolutivo, coincidiendo con Feruglio (1949b) al considerar que la relación es claramente transicional. Según estos autores las discordancias erosivas tendrían un carácter sumamente local.

En el sector de la Hoja Camarones, ambas unidades están en contacto solamente en el Zanjón de Lema, en una relación concordante según Mastandrea *et al.* (1983). En el resto del área la Formación Río Chico se apoya mediante discordancia erosiva sobre el Complejo Marifil.

En el contacto superior con la Formación Sarmiento las dudas son similares. La mayoría de los autores coinciden en que en unos casos el pasaje es gradual y en otros está marcado por una discordancia erosiva. Asimismo, en algunos sectores donde la superficie de contacto carece de irregularidades, se observó un acentuado contraste litológico entre ambas unidades.

En el área de la Hoja, el contacto está cubierto por derrubios, pero el cambio litológico es abrupto. Esta característica, sumada a la posible edad deseada de los restos fósiles hallados en Barrancas Blancas, permite inferir un contacto discordante entre ambas unidades.

Correlaciones y edad

Los distintos autores han coincidido en ubicar la Formación Río Chico en el Paleoceno superior.

De acuerdo a Lema *et al.* (1996), el análisis de los palinomorfos hallados en el área de la estancia El Sauce permitiría extender la edad hasta el Eoceno basal, lo que deberá ser corroborado en sectores adyacentes de la cuenca.

Tales autores destacan la presencia de las especies *Malvacipollis subtilis* Stover 1973, *Liliacidites bainii* Stover 1973 y *Psilatricolpites pulcherrimum* Freile 1972, además del reducido número de especies y cantidad del género *Nothofagidites* y la notoria ausencia de *Classopollis*.

2.2.1.3. Eoceno- Oligoceno

Formación Sarmiento (4)

Tobas y chonitas mesosilíceas a ácidas, areniscas y arcilitas tobáceas

Antecedentes bibliográficos

Los primeros estudios sobre las formaciones continentales con mamíferos se deben a Carlos y Florentino Ameghino (1903).

Ya en 1933 Simpson definió como Grupo Sarmiento a cuatro unidades litoestratigráficas que contenían las faunas de: *Notostylops*, *Astraponotus*, *Pirotherium* y *Colpodon*. Posteriormente denominó como Formaciones Casamayor, Musters, Deseado y Colhué Huapi respectivamente, a los bancos portadores de los fósiles anteriormente mencionados (Simpson, 1941)

Feruglio (1949 b) utilizó el nombre Tobas de Sarmiento para reemplazar los términos «Tobas continentales o Tobas mamalíferas», incluyendo a sedimentitas y piroclastitas portadoras de fósiles del Terciario inferior.

Más tarde, Pascual *et al.* (1965) y Pascual y Odreman Rivas (1973) usaron la división propuesta por Simpson (1941) para distinguir las edades mamífero: Casamayorensis, Mustersense, Deseadense y Colhuehuapense.

En los estudios de Chebli (1973; en Lesta *et al.*, 1980) y Nakayama (1975) estas sedimentitas comúnmente intercaladas con mantos de basaltos fueron designadas como Formación Sarmiento.

En cambio Andreis *et al.* (1975) y Spalletti y Mazzoni (1977) le asignaron categoría de Grupo.

Los primeros trabajos realizados en la Hoja fueron los relevamientos efectuados por Flores (1956) quien nominó a esta unidad como Sarmientense, haciendo una breve referencia a los depósitos aflorantes al nordeste de la estancia La Ernesta.

Camacho (1979) no incluyó a esta unidad en el cuadro estratigráfico de la Hoja Bahía Camarones. Sí lo hace Franchi (1976), quien en la Hoja Bahía Vera denominó Grupo Sarmiento a las sedimentitas y piroclastitas aflorantes en el sector nororiental de la zona que nos ocupa.

Legarreta y Uliana (1994) en un estudio detallado de las faunas y discontinuidades del Cenozoico de la Patagonia consideraron que en la región costera existe, en la base de esta unidad, una discontinuidad que representa un valor mínimo de hiato. Observaron asimismo que internamente los depósitos loésicos parecen incluir otras superficies de incisión, aunque los autores no han podido determinar su alcance regional.

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad se hallan mejor representados en el sector nororiental de la Hoja, extendiéndose en la parte austral hasta el sur de las estancias La Ernesta y El Sauce, donde desaparecen bajo los cordones litorales y terrazas marinas.

En el sector costanero (distancia mínima 3 km. de la línea de costa) los asomos son más reducidos y discontinuos, aquellos más cercanos al litoral marítimo están en el cerro Meseta, donde quedaron preservados bajo la cubierta de un antiguo pedimento.

Litología

Los afloramientos tienen amplio desarrollo regional y están compuestos por rocas textural y composicionalmente homogéneas. Se trata en general de material piroclástico fino, tobas, chonitas y en menor proporción tobas de segundo ciclo, de composición mesosilíceas a ácidas y generalmente deleznable, de colores claros (blanco grisáceo, verdoso, amarillento, rosado). Se presentan en estratos tabulares macizos, raramente con laminación incipiente. Son poco comunes los bancos argilíticos y conglomerádicos que alternan con el material piroclástico. El espesor varía según la localidad, en general disminuye hacia el este, lo que podría deberse a la ingresión marina del Patagónico que erosionó parte de los depósitos (Ardolino, 1980).

En el área de estudio la potencia oscila entre escasos metros hasta alcanzar alrededor de 20 m en el sudeste de la estancia La Aurora y en el perfil de Barrancas Blancas.

En el sector nororiental de la Hoja se hallan los depósitos más extensos, ubicados al sur de la estancia San Eliseo, a ambos lados del cañadón de los Vascos y al sudeste de la estancia La Aurora. En la última localidad alternan tobas y chonitas blanco grisáceas, macizas, algunos niveles de argilitas con mayor porcentaje de material silíceo y bancos de chonitas de aspecto terroso y colores ocres, rojizos, con tamaño de grano pelita a psamita fina y con incipientes estructuras de paleosuelos. Al microscopio, las piroclastitas muestran generalmente textura vitroclástica, con abundantes fragmentos vítreos alterados a montmorillonita y material ceolítico en una matriz sépica compuesta por material argilomicáceo. También tienen escasos cutanes de grano y abundantes fitolitos de forma esférica de dimensiones no mayores a 10 micrones, que representan estructuras epidérmicas de posibles gramíneas, recubiertos en algunos casos por cortos dientes o púas cónicas (foto 8). Al pie del faldeo fueron encontrados algunos fragmentos de restos fósiles indeterminados. Al sur de la cantera Ceferino Namuncurá los asomos de esta unidad tienen abundantes concreciones silíceas y venas de yeso blanco o incoloro.

En los alrededores de la estancia Los Cipreses, camino a la estancia La Teutonia, afloran chonitas y tufopsamitas con pigmentación ferruginosa en forma de bandas o concreciones. Son rocas compuestas por trizas vítreas angulosas, macizas o con burbujas. El vidrio es incoloro y en general está inalterado. En menor proporción hay cristaloclastos de plagioclasa de composición andesínica y raramente zonal, escaso cuarzo, hornblenda verde muy pleocroica, augita, y subordinados fragmentos líticos de vulcanitas mesosilíceas. También aquí se han identificado microestructuras paleoedáficas como cutanes que tapizan canales y huecos, pedotúbulos y argillanes largos y ramificados de composición montmorillonítica, en algunos casos teñidos por óxidos de hierro y originados por sistemas radiculares. Las piroclastitas retrabajadas presentan clastos redondeados de chonitas con matriz sépica y de cutanes de grano formados por procesos edáficos anteriores.

En la zona de Barrancas Blancas ubicada en el límite occidental de la zona mapeada, afloran en la base de la barranca tobas y arenitas tobáceas

friables, de color gris amarillento a blanco, en las que se encontraron dientes sueltos y fragmentos de mandíbulas de mamíferos. Están constituidas por abundante vidrio volcánico alterado a material arcilloso. Los cristaloclastos están representados por plagioclasa zonal, escaso cuarzo, hornblenda verde, raramente augita y fragmentos de vulcanitas. En general los clastos son redondeados a subredondeados. Por encima alternan niveles más areniscosos, con lentes conglomerádicos y argilíticos de colores rojizos; algunos bancos presentan incipiente laminación entrecruzada. En los niveles finos hay alternancia de capas más claras con otras más oscuras debido a la mayor concentración de minerales opacos. En el techo de la secuencia, cerca del contacto con la Formación Patagonia, afloran tobas de color pardo rosado y aspecto terroso que se interpretan como probables niveles de paleosuelos.

A 2.300 m al nordeste de la estancia La Ernesta, Flores (1956) mencionó 17 m de argilitas tobáceas con grosera estratificación, que asimiló a esta unidad. En esta misma localidad se hallaron rocas piroclásticas reemplazadas por carbonatos.

En el sector austral de la Hoja, en los alrededores del Zanjón de Lema afloran piroclastitas blanco-amarillentas alteradas a material carbonático. Poseen los mismos componentes clásticos que las muestras anteriores pero se diferencian por tener un mayor porcentaje de fragmentos líticos de rocas volcánicas y de pumicitas parcial a totalmente reemplazadas por carbonatos, al igual que la matriz.

Contenido fosilífero

Los bancos de esta formación son portadores de mamíferos. En la zona de estudio se han encontrado, en el perfil de Barrancas Blancas, fragmentos mandibulares y dientes aislados, los que fueron determinados por la Dra. M. Vucetich, M. Bond y M. Reguera (com. epist.). Se trata de:

- 1- *Mammalia, Macrauchenidae*: un astrágalo.
- 2- *Mammalia, Notoungulata, Notohippidae o Toxodontidae*: un calcáneo.
- 3- *Mammalia, Notoungulata, Typotheria*: un calcáneo.
- 4- *Mammalia, Notoungulata, Notohippidae*: un incisivo.
- 5- *Mammalia, Notoungulata, Homalodotheriidae*: *Homalodotheriidae*: Un P1.
- 6- *Mammalia, Notoungulata*: un incisivo.

- 7- *Mammalia, Notoungulata, Interatheriidae, cf. Plagiarthrus*: dos fragmentos mandibulares con dientes aislados.
- 8- *Vertebrata* indet.: fragmento indeterminado.

La presencia de *cf. Plagiarthrus* sugiere que estas sedimentitas son probablemente de edad deseadense.

Ambiente

Los depósitos de la Formación Sarmiento han sido interpretados por Andreis *et al.* (1975) como resultado de la acumulación eólica de material fino piroclástico (paleoloess) en un ambiente de llanuras, comparable con los depósitos de loess cuaternarios de la provincia de Buenos Aires.

Posteriormente Mazzoni (1985) los asoció a episodios eruptivos de tipo pliniano, relacionados con zonas de convergencia durante el Eoceno.

De tal modo pueden ser considerados como equivalentes distales de la «Serie Andésica» y también estarían vinculados a eventos más jóvenes acaecidos en el área extraandina, que serían los que originaron las coladas basálticas que se asocian en algunas localidades a estos depósitos (Spalletti y Mazzoni, 1977).

La presencia de estructuras paleoedáficas sugiere etapas de no deposición y exposición subaérea de los sedimentos, en un ambiente de amplias planicies con frecuencia atravesadas por ríos divagantes.

El contenido de yeso, en forma de láminas o placas, como así también las concreciones silíceas y costras carbonáticas indicarían períodos de climas áridos a semiáridos.

Relaciones estratigráficas

Feruglio (1949b) reconoció en distintas áreas un pasaje gradual entre la Formación Río Chico y la suprayacente Formación Sarmiento. Andreis (1977) mencionó una marcada discordancia entre ambas unidades. En contribuciones posteriores Spalletti y Mazzoni (1979) consideraron que la relación entre ambas formaciones no es homogénea a escala regional, existiendo variaciones según las distintas localidades.

En la zona de estudio los sedimentos piroclásticos y epi- piroclásticos se apoyan en discordancia erosiva sobre la Formación Río Chico, presentando contactos netos generalmente enmascarados por derrubio. En algunos sectores está delimitado el contacto por

una costra o por concreciones silíceas con dendritas e impregnaciones de óxidos de manganeso, como se observa en las inmediaciones de la estancia El Verdín. En los alrededores de la estancia La Aurora el contacto es fácilmente identificable, pues separa arcilitas castaño rojizas de la formación infrayacente de las típicas tobas blanco grisáceas de la Formación Sarmiento.

Estos cambios litológicos y la posible edad deseadense de los restos fósiles hallados en el perfil de Barrancas Blancas, permiten inferir una relación de discordancia entre estas unidades. En otros sectores de la Hoja cubre de igual forma a las vulcanitas del Complejo Marifil.

También tiene carácter discordante el contacto superior con la Formación Patagonia.

Edad y correlaciones

Los estudios paleontológicos realizados en zonas vecinas y la ubicación de edades mamífero respecto a la cronología absoluta (Marshall *et al.*, 1977, 1983; Pascual y Odreman Rivas, 1971, 1973), permiten asignar esta unidad al Eoceno-Oligoceno.

En el área de la Hoja se han encontrado restos de mandíbulas con dientes aislados de *cf. Plagiarthrus* (Vucetich, Bond y Reguera, com. epist.) lo que sugiere una probable edad deseadense para estos depósitos. Para confirmar este dato sería necesario contar con más elementos faunísticos determinativos.

2.2.2. PALEÓGENO-NEÓGENO

2.2.2.1. Oligoceno - Mioceno

Formación Patagonia (5)

Areniscas calcáreas, coquinas, areniscas y pelitas volcániclasticas; areniscas y arcilitas

Antecedentes bibliográficos

Las sedimentitas incluidas en esta unidad son conocidas desde mediados del siglo pasado a raíz de los trabajos de Darwin (1839) y d'Orbigny (1842). En estudios posteriores realizados en 1898, 1900 y 1902, F. Ameghino dividió a su «Formación Patagonia», sobre la base del contenido fosilífero en dos pisos, el inferior o «Juliense» cuya área tipo es el Gran Bajo de San Julián y el superior o «Leonense» aflorante en Monte León. En 1906 el mismo autor reconoció un horizonte más antiguo que denominó

«Camaronense», portador de variada fauna hallada en las inmediaciones de la localidad de Camarones.

Feruglio (1949 a-b) utilizó el término Patagónico y lo subdividió en los pisos Juliense, Leonense y Superpatagónico.

Posteriormente fueron varios los trabajos realizados por Camacho (1967, 1979) donde hizo referencia a sedimentitas terciarias que representan la ingresión y transgresión marina ocurrida en el Eoceno. El mismo autor (1974) designó como Formación Camarones a los depósitos terciarios marinos que forman las mesetas altas al oeste de la Hoja Camarones.

En el área de San Julián, Di Paola y Marchese (1973), subdividieron litológicamente a la Formación Patagonia en tres miembros (de mayor a menor edad): San Julián, Monte León y Monte Observación.

Riggi (1978) hizo un análisis sedimentológico de los depósitos aflorantes en la zona costera de Santa Cruz, diferenciando dos miembros, el inferior San Julián y el superior Monte León.

Haller y Mendía (1980), en Mendía y Bayarski (1981) propusieron denominar Formación Gaiman a las sedimentitas aflorantes entre las localidades de Camarones y Sierra Grande, reservando el nombre de Formación Patagonia a las sedimentitas marinas aflorantes en el área tipo, en la Patagonia austral.

En este trabajo, consideramos oportuno mantener el nombre de Formación Patagonia, dada la similitud litoestratigráfica existente entre los afloramientos analizados y los del área tipo y zonas vecinas a la Hoja en estudio.

Distribución areal

Esta unidad alcanza mayor desarrollo en el sector nororiental de la Hoja, al norte de las estancias San Eliseo y Santa Margarita y en los cañadones El Andaluz y Álvarez. También se extiende en forma discontinua en las barrancas de la meseta de Montemayor y en los alrededores de la estancia La Nueva. En Barrancas Blancas, límite occidental de la Hoja, se encuentran los afloramientos más australes.

Litología

Los afloramientos están compuestos en general por areniscas calcáreas de grano fino, coquinas, tobas cineríticas y areniscas tobáceas, y en menor proporción por areniscas de grano fino a muy fino y argilitas

de colores blanco grisáceo, gris amarillento y verdoso. En general los bancos presentan estratificación horizontal y en algunos casos se encuentran finamente laminados. La formación alcanza una potencia máxima de 45 metros.

En los alrededores de cañadón Salado, más precisamente en la meseta Cuadrada, Franchi (1976) describió el siguiente perfil de arriba hacia abajo:

- 5,00 m rodados patagónicos.
- 0,10 m arenisca muy fina, amarillenta con cemento calcáreo y abundantes dendritas de manganeso.
- 0,50 m toba cinerítica blanquecina, muy deleznable.
- 0,10 m arenisca muy fina, similar a la anterior, pero con pequeñas lentes de manganeso paralelas a la estratificación.
- 2,00 m toba cinerítica amarillenta muy deleznable.
- 0,20 m arenisca tobácea amarillenta a rojiza muy deleznable.
- 4,00 m arenisca muy fina, con dendritas de manganeso en menor cantidad que en los bancos anteriores, con lentes de areniscas grisáceas, bien consolidadas, de 0,10 metros.
- 0,15 m arenisca fina amarillenta con dendritas de manganeso en menor cantidad que en los bancos anteriores, con lentes de areniscas amarillentas de grano más grueso.
- (a) 0,50 m toba cinerítica deleznable, blanquecina.
- (b) 0,05 m arenisca amarillenta fina, con dendritas de manganeso.
- 1,00 m ídem (a).
- 0,20 m ídem (b).
- 10,00 m ídem (a).
- 0,25 m arenisca bien consolidada, grisácea a violácea, de grano mediano.
- 2,00 m toba cinerítica muy friable.
- 1,00 m arenisca bien consolidada, gris violácea.
- 4,00 m alternancia de bancos de areniscas finas, amarillentas, con tobas cinerítica blanquecina.
- 2,00 m arenisca de color pardo oscuro a negruzco de grano mediano a fino, con intercalaciones de areniscas más friables, amarillentas. Gradualmente la arenisca pardo oscura pasa a gris violácea y a grano grueso, incluyendo clastos bien redondeados de arenisca fina amarillenta y trozos de valvas, principalmente de ostreas.

- 1,50 m areniscas blanquecinas, con bancos de arenisca fina amarillenta.
- 3,00 m arenisca muy friable, de color grisáceo claro.
- 0,60 m areniscas violáceas, con trozos de valvas e intercalaciones muy delgadas de arenisca blanquecina.

En la margen izquierda del cañadón Salado al norte de la meseta Cuadrada, afloran areniscas tobáceas, tobas cineríticas y en la base, un banco de areniscas coquinoideas de un metro de potencia, que continúa hacia el este hasta el puesto Nuevo. En una loma situada al noroeste de la estancia La Margarita asoman areniscas finas, de color gris claro, con cemento carbonático. Por encima se observan areniscas finas amarillentas muy friables, con intercalaciones de areniscas violáceas claras a amarillentas de grano mediano, con cemento calcáreo. Uno de estos bancos posee un abundante contenido faunístico de ostreas y colonias de briozoarios y de corales.

Franchi (1976) describió otro perfil en los alrededores de la estancia Cabo Raso. El mismo se halla en la ladera septentrional de una loma, situada a 2,5 km al nordeste del citado establecimiento. El espesor aflorante es de 45 metros. Debajo de una delgada cubierta de rodados redepositados de la Formación Montemayor, aparecen interestratificadas tobas cineríticas friables, algo arenosas, escasamente calcáreas y de colores blanquecinos a amarillentos, con bancos delgados (0,10 a 0,20 m) de areniscas finas a muy finas, con cemento calcáreo. Las capas tobáceas tienen potencias que varían entre 4 y 15 metros. La base de esta secuencia la constituye un banco conglomerádico de 0,10 m de espesor, de color amarillento claro. Está formado por clastos redondeados de areniscas finas amarillentas, subangulosos de tobas riolíticas del Complejo Marifil, clastos de cuarzo y fragmentos de ostreas, en una matriz areniscosa fina a mediana.

En ambos márgenes del cañadón del Andaluz esta unidad está compuesta por tobas de colores blanquecinos a amarillentos con escasa proporción de calcita y yeso.

En el sector nordeste de la Hoja, en la entrada de la estancia Santa Ana hay un afloramiento que por su reducida extensión y potencia (0,40m) no ha sido mapeado. Está constituido por areniscas finas ocreas, con laminación horizontal y por encima areniscas coquinoideas blanco grisáceas, con

valvas enteras y/o fragmentadas y con clastos redondeados provenientes de la Formación Sarmiento.

Al norte de la estancia San Eliseo afloran areniscas tobáceas y tobas arenosas blanco grisáceas, de tamaño de grano arena fina a mediana, con clastos redondeados. Está formada por trizas vítreas incoloras a pardas, frescas, en algunos casos con canalículos o burbujas. Los cristaloclastos son de cuarzo límpido con extinción relámpago y de oligoclasa fresca. Los minerales máficos están representados por hornblenda verde, biotita tabular de color castaño rojizo y escasos clinopiroxenos. Los fragmentos líticos son de vulcanitas mesosilícicas y de tobas vitroclásticas. Son abundantes los agregados glauconíticos. La matriz está integrada por vidrio alterado a material arcilloso, con agregados y «parches» de calcita en varios sectores. Contienen restos de foraminíferos, gasterópodos, bivalvos juveniles y briozoarios.

Al nordeste de la estancia San Jorge, saliendo por el camino que va a la estancia El Verdín, y a ambos lados del mismo, afloran bioesparitas con escasos elementos terrígenos tales como cuarzo mono y policristalino, microclino con maclas polisintéticas, plagioclasa con incipiente alteración alofánica o sericítica, agregados cloríticos y fragmentos líticos de textura felsítica; el material cementante es calcita esparítica. Son muy abundantes los restos fósiles de bivalvos, braqueópodos y gasterópodos. Estos afloramientos son muy resistentes a la erosión y constituyen cornisas en voladizos.

En el perfil de Barrancas Blancas mencionado por Flores (1956), se ha observado, de la base al techo, una alternancia de areniscas ocre amarillentas, argilitas y areniscas gruesas coquinoideas portadoras de microfósiles, coronadas por areniscas tobáceas de color gris amarillento, con restos de ostreas. El espesor total es de aproximadamente 60 metros.

Contenido fosilífero

El estudio y determinación de la microfauna recolectada fue realizado por Náñez (1997), quien halló foraminíferos relativamente escasos con buena conservación, en el perfil de Barrancas Blancas. Entre las especies identificadas merece mencionarse la de *Cribrorotalia hornibrooki* Malumíán y Masiuk, *l.s.*

Los ostrácodos y las espículas de equinodermos son frecuentes. Los primeros fueron analizados por

Echevarría (1997) quien, entre otras especies, encontró *Callistocythere litoralensis* (Rossi de García).

La megafauna es muy abundante, está mejor representada en los niveles de areniscas coquinoideas y biosparitas donde se han encontrado restos de gasterópodos, bivalvos juveniles y briozoarios.

Ameghino (1906) citó para el área de Camarones (debajo de la meseta de Montemayor) numerosos fósiles de los cuales los géneros más importantes son: *Glycymeris camaronesis* Ih. y *Venericardia camaronesia* Ih.

Recientemente Náñez (1997) investigó la existencia de microfósiles en sedimentos del patagoniano, al norte de la estancia San Eliseo, donde identificó la siguiente asociación: *Spiroloculina* sp., *Pyro ringes* (Lamarck), *Elphidium* sp. cf. *E. lens* Galloway y Heminway, *Leticulina rotulata* (Lamarck), forma cultrata y *Discorbis betheloti* (d'Orbigny).

También encontró microbivalvos, dientes de peces y briozoarios. De las distintas especies de ostrácodos determinadas por Echevarría (1997) en la misma localidad, merece mencionarse la presencia de *Copytus malumiani* Echevarría.

Ambiente

Esta unidad se depositó en un ambiente es marino litoral de plataforma interna. La presencia de gasterópodos, bivalvos y ostrácodos son indicadores de aguas someras y claras, cercanas a la costa, con temperatura superior a la actual para la misma latitud y con posibles variaciones de salinidad. Los niveles de coquinas con macrofósiles fracturados y mayor porcentaje de arena registran antiguas líneas de rompiente.

Relaciones estratigráficas

La Formación Patagonia subyace en discordancia a la Formación Montemayor y en algunos sectores a la Formación Isla Escondida. Se apoya en discordancia erosiva sobre las piroclastitas de la Formación Sarmiento y en otras áreas cubre a la Formación Río Chico y al Complejo Marifil.

Correlaciones y edad

Riggi (1979) correlacionó los afloramientos del «Camaronense» de Ameghino o Formación Camarones (Camacho, 1979) con el nivel superior - Miembro Monte León - de la Formación Patagonia. Di-

cha unidad está constituida en general por material piroclástico asociado a sílice biogénica. Los afloramientos en el área aquí estudiada coinciden con lo expuesto y por tal motivo pueden ser asimilados a este nivel.

Distintas edades han sido propuestas para esta unidad. Camacho y Fernández (1956) fecharon en el Eoceno el comienzo de la transgresión en la zona costera atlántica.

Posteriormente, Camacho (1974) consideró que la ingresión que dio origen a estos depósitos tuvo lugar entre el Eoceno-Oligoceno.

Feruglio (1949 a-b) la asignó al Oligoceno superior-Mioceno inferior. Bertels (1980) le dio igual edad teniendo en cuenta el contenido de foraminíferos planctónicos.

En el área de la Hoja, por la presencia de *Cribrorotalia hornibrooki*, *Elphidium* sp. cf. *E. lens* y *E. discoidale*, Náñez (1997) confirmó una edad oligocena-miocena para estos depósitos.

2.2.3. NEÓGENO

2.2.3.1. Mioceno superior - Plioceno inferior

Formación Isla Escondida (6)

Areniscas, areniscas calcáreas, pelitas

Antecedentes bibliográficos

Esta denominación fue utilizada por primera vez por Spiegelman y Busteros (1978) para designar a los depósitos continentales que se encuentran sobre la Formación Patagonia y están cubiertos por la Formación Montemayor.

Windhausen (1921) describió sedimentitas de características semejantes en el valle inferior del río Chubut denominándolas Ríonegrense o areniscas del Río Negro.

Franchi (1983) caracterizó esta unidad al describir la Hoja Monte Triste.

Distribución areal

Existen asomos en el sector occidental de la Hoja en la margen izquierda del cañadón Salado. Franchi (1976) mencionó, en esta área, afloramientos de sedimentitas que denominó Formación La Filomena, a 7 km al sur de la estancia homónima, en la parte alta de la barranca que baja a dicho cañadón.

Litología

En el área de la Hoja Camarones los asomos de esta unidad son muy poco representativos. Están constituidos por areniscas de grano mediano a fino, deleznales y de color gris azulado y en menor proporción por pelitas epi y piroclásticas. Se disponen en estratos tabulares, subhorizontales, en algunas partes con estratificación entrecruzada.

Entre las sedimentitas epiclásticas abundan las areniscas líticas con matriz arcillosa. Tienen clastos redondeados a subredondeados de plagioclasa y cuarzo, de vulcanitas mesosilíceas y básicas, y en menor proporción de limolitas de tonos pardos a amarillento.

El espesor máximo medido es de 5 m y afloran a lo largo de unos 100 m aproximadamente.

Franchi (1976) describió el siguiente perfil:

- 1 Rodados Patagónicos.
- 2 arenisca gris azulada de grano mediano, con escasos clastos de mayor tamaño (hasta 1 cm), muy friable, con estratificación entrecruzada e intercalaciones delgadas de argilitas amarillentas a pardas. El conjunto tiene una potencia de 2,70 metros.
- 3 arenisca calcárea amarillenta, de 2,50 m de espesor, apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Patagonia.

En otros sectores de la Hoja resulta difícil diferenciar esta formación debido a la cubierta psefítica proveniente de la suprayacente Formación Montemayor.

Ambiente

De acuerdo a Spiegelman y Busteros (1978) los depósitos de la Formación Isla Escondida se acumularon en un régimen continental en el que los ríos actuaron como principal agente de transporte.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se asienta en discordancia erosiva sobre la Formación Patagonia y está cubierta por la Formación Montemayor, mediando entre ellas una discordancia de igual tipo.

Correlaciones y edad

Franchi *et al.* (1975) incluyeron a esta entidad en el tramo superior de una unidad sedimentaria marina del Mioceno- Plioceno.

Posteriormente, Franchi (1983) postuló una edad miocena superior-pliocena inferior para estos depósitos y mencionó la posibilidad de un engranaje entre los términos superiores de la Formación Puerto Madryn y las areniscas azuladas aquí tratadas, criterio que se comparte en este trabajo.

2.2.3.2. Plioceno superior

Formación Montemayor (7-7a)

Conglomerados polimícticos. a) Pelitas, areniscas y conglomerados friables a semiconsolidados

Antecedentes bibliográficos

Yllañez (1979) denominó por primera vez Formación Montemayor al conjunto de areniscas gruesas a medianas y conglomerados grises de grano mediano que cubren a la meseta homónima en el área de Uzcudum.

Esta unidad fue conocida desde mediados del siglo pasado por los estudios de Darwin (1846). Luego fue nombrada por Mercerat (1893) como «Rodados Tehuelches».

Posteriormente Feruglio (1949 a-b) publicó una síntesis de los trabajos más importantes sobre los «Rodados Patagónicos», los que fueron estudiados desde el punto de vista sedimentológico y geomorfológico por Fidalgo y Riggi (1965, 1970).

Distribución areal

Los afloramientos tienen un amplio desarrollo en el sector noroccidental de la Hoja. También se extienden en las Hojas vecinas al norte y oeste. Son los depósitos de agradación más antiguos y constituyen la parte superior de la meseta de Montemayor. Su altura topográfica es de 300 m y presentan pendiente gradual al nordeste (con gradientes menores al 0,3 %).

Litología

Los depósitos están constituidos por estratos macizos, tabulares y subhorizontales, de color castaño grisáceo. Están integrados por conglomerados polimícticos, con tamaño de grano grava fina a gruesa, con matriz arenosa y en menor proporción limosa, en algunos casos con cemento carbonático. Los clastos son fundamentalmente de rocas volcánicas ácidas y en menor proporción mesosilíceas y graníticas.

Es difícil encontrar afloramientos bien expuestos ya que por lo común están cubiertos por material redepositado; por tal motivo el contacto con las unidades infrayacentes es imposible de precisar. Se estima una potencia promedio variable entre 5 y 10 metros.

Ambiente

La naturaleza de estos depósitos fue bastante discutida por algunos autores, quienes interpretaron que podrían haberse originado por procesos vinculados a acción glacial, fluvio-glacial, fluvial y en algunos casos marino.

Fidalgo y Riggi (1970) consideraron que los Rodados Patagónicos forman parte de diferentes unidades geológicas y que la dispersión de estos depósitos se debe fundamentalmente a procesos relacionados con pedimentación, acción fluvial y remoción en masa, diferenciándose de los de origen glacial y marino.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad suprayace a la Formación Isla Escondida y en algunos sectores de la Hoja, a las Formaciones Patagonia, Sarmiento o al Complejo Marifil, mediando siempre entre ellas una discordancia erosiva.

Correlaciones y edad

La Formación Montemayor podría ser correlacionable con el miembro Malaspina descrito por Ardolino (1980), en la vecina Hoja Garayalde.

Por sus relaciones estratigráficas se le asigna tentativamente una edad pliocena superior.

Depósitos de paleocauce (7a)

Estos depósitos se originaron por la acción de antiguos cursos fluviales encauzados en la Formación Montemayor. Alcanzan mayor desarrollo en la vecina Hoja Garayalde. Allí Ardolino (1980) realizó un estudio de los sedimentos, y los ubicó como Miembro Laguna Colorada de la Formación Montemayor. Están circunscriptos a cauces bien definidos, de formas meandriformes y anastomosados.

Contrariamente a lo expuesto, en la Hoja Camarones la expresión topográfica de este paleovalle es poco conspicua. Al suroeste de la estancia San Eduardo se ensancha lateralmente y sus paredes

pierden altura gradualmente. Los depósitos que lo rellenan están constituidos por abundante material pelítico y psamítico, y en menor proporción psefítico, proveniente de las formaciones terciarias. El espesor es difícil de determinar, debido a la falta de perfiles bien expuestos, aunque se calcula en unos 4 a 5 metros.

Los depósitos se apoyan en discordancia erosiva sobre la Formación Montemayor.

2.2.4. CUATERNARIO

2.2.4.1. Pleistoceno - Holoceno

Depósitos de cordones y terrazas marinas (9,11,13,15)

Luego de los iniciales trabajos de Darwin (1846), otros autores examinaron estos depósitos entre fines del pasado siglo y principios del actual. Posteriormente Feruglio (1950) realizó un estudio integral de las terrazas marinas de la Patagonia. Sobre la base del contenido faunístico y posición planialtimétrica agrupó a estos depósitos en los siguientes niveles o sistemas, enumerados en orden de antigüedad creciente:

- VI. *Terraza de Comodoro Rivadavia*. Altura, por término medio, entre 6 y 12 metros, pudiendo llegar a 19 metros.
- V. *Terraza de puerto Mazarredo*. Altura entre 15 y 30 metros.
- IV. *Terrazas del Escarpado Norte (Puerto Deseado)*, bahía Sanguinetto, y Cordón con «*Mactra Isabelleana*» de bahía Bustamante. Este último de 26 a 42 m de altitud.
- III. *Terraza de Camarones*. Únicamente en el área comprendida por la Hoja Camarones. Altitud de 40 a 95 m (terrazza de Camarones: 40-55 metros; terraza del Faro de Cabo Raso: 44-74 metros; terraza de la península del cabo Dos Bahías: 89-95 metros).
- II. *Terraza de la estancia Cabo Tres Puntas (Puerto Deseado)*. Entre 105 y 140 metros.
- I. *Terrazas del cerro Laciari y cabo Buen Tiempo*. Altitudes de 170-186 y 131-138 m respectivamente.

Más tarde y con distintos enfoques, otros autores se ocuparon de examinar los depósitos cuaternarios litorales y entre ellos pueden citarse a Angulo *et al.* (1979, 1981), Bayarsky y Codignotto

(1982), Fasano *et al.* (1983, 1984), González Díaz y Malagnino (1984), Cionchi (1987), Trebino (1987) y Gelós *et al.* (1992).

Desde 1983, Codignotto efectuó numerosos estudios cronoestratigráficos y evolutivos. Realizó numerosas dataciones en material biogénico por el método ^{14}C , obteniendo un rango de edades pleistoceno-holocenas (Codignotto, 1984), con un hiato en el intervalo Pleistoceno tardío-Holoceno temprano (Codignotto, 1987). En un trabajo ulterior de la zona del golfo San Jorge, Codignotto *et al.* (1988) identificaron tres niveles (Terrazas de acumulación I y II y Terraza de erosión III).

Merece especial referencia el trabajo de Cionchi (1987) en el área de bahía Bustamante, en el que propuso el nombre de Formación Zanjón El Pinter para el cordón litoral reciente. Asimismo, integró los depósitos correspondientes al cordón con «Mactra Isabelleana» (Nivel IV) y al cordón de la estancia La Ibérica (Nivel V), asignándoles el nombre de Formación Caleta Malaspina.

En la descripción de la Hoja Bahía Camarones, Camacho (1979) reunió a estos depósitos bajo el nombre de Formación La Ernesta, designación que consideramos impropia pues los afloramientos identificados en el cañadón La Ernesta no corresponden a cordones litorales.

En el área aquí en estudio, los cordones y terrazas marinas se encuentran a lo largo del litoral atlántico. Su discontinuidad obedece a la presencia de elevaciones constituidas por las vulcanitas jurásicas, y a la acción erosiva de los cursos fluviales que desembocan en el mar.

Desde la estancia La Península hasta el límite septentrional de la Hoja puede hallarse desde un único cordón (el más reciente) hasta un máximo de cinco. Con alturas de 10 a 15 metros, continúan hacia el norte unos pocos kilómetros más, hasta la zona de punta Clara, donde Franchi (1983) los correlacionó con el Nivel VI de Feruglio (1950). Es en el sector meridional de la Hoja donde los cordones están presentes en mayor número, a mayor distancia de la costa (aproximadamente unos 10 km) y en cotas más elevadas.

A continuación se los describe agrupados en cuatro sistemas mayores. Los más antiguos y elevados afloran en las inmediaciones del cerro Unión. Luego siguen los depósitos y terrazas ubicados entre 40 y 110 m sobre el nivel del mar. Para los dos más jóvenes y próximos a la costa se adoptan las denominaciones de Formación Caleta Malaspina y Formación Zanjón El Pinter.

Depósitos del cerro Unión (9)

Conglomerados, areniscas, areniscas coquinoideas

En el faldeo oriental del cerro Unión, donde alcanza su punto más alto el camino que desde la estancia La Península conduce al faro ubicado frente a la isla Leones, asoma un remanente de reducidas dimensiones, ubicado a una cota de 150-155 m sobre el nivel del mar.

Son depósitos conglomerádicos con intercalaciones areniscosas, de color gris y con estratificación grosera.

Los niveles conglomerádicos están pobremente seleccionados; la matriz es areniscosa de grano medio y está presente en porcentajes muy variables. Los clastos mayores alcanzan a medir 10 cm de diámetro y son subangulosos a redondeados.

Entre las capas de grano más fino, algunas son estériles y otras son portadoras de abundante material fosilífero.

El estudio micropaleontológico (Náñez, 1997) reveló la existencia de escasos foraminíferos, siempre regular a mal conservados y en algunos casos muy recristalizados. Están acompañados por espículas de equinodermos y briozoarios.

Los foraminíferos más comunes son *Quinqueloculina triangularis* d'Orbigny y *Quinqueloculina seminulum* (Linne). Son raros *Quinqueloculina* sp.aff. *Q. angulata* (Williamson) y *Guttulina?* sp.

Esta asociación corresponde a un ambiente marino, de plataforma interna, somero. Aunque la relativa abundancia de miliólidos podría indicar un ambiente hipersalino, Náñez (1997) advierte que esta interpretación no es muy confiable debido a la escasez de ejemplares y su mal estado de conservación.

Las formas tampoco son cronológicamente diagnósticas, ya que estas asociaciones pueden encontrarse desde el Oligoceno hasta la actualidad.

La equivalencia de estos depósitos con otros niveles de cordones o terrazas ofrece muchas dudas. Únicamente por su posición altimétrica puede tentativamente correlacionarse con la terraza del cabo Tres Puntas - Nivel II, que Feruglio (1950) ubicó en un intervalo de tiempo indefinido entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior. Sin mayores referencias, se postula para estos depósitos edad pleistocena inferior.

Depósitos de cordones y terrazas ubicados entre 40 y 110 m s. el nivel del mar (11)

Conglomerados, coquinas y calizas coquinoides

Pertencen a este grupo: a) la terraza del faro de Cabo Raso, b) la terraza de Camarones (ambas descritas por Feruglio, 1950) y c) los cordones y terrazas del sector meridional de la Hoja, que se describen aquí por primera vez.

a) La base de esta terraza se apoya sobre las vulcanitas del Complejo Marifil, a 44 m sobre el nivel del mar. La altura va elevándose gradualmente hacia el oeste hasta los 74 metros.

Según Feruglio (1950) su fauna de moluscos se compone exclusivamente de especies actuales, a excepción de *Ostrea tehuelche*.

b) Es la terraza sobre la que está asentado el pueblo de Camarones, y en ella Feruglio (1950) mencionó la presencia de dos escalones: el superior entre los 54 y 45 m s.n.m. y el inferior, a 40 m sobre el nivel del mar. Se apoya sobre las vulcanitas jurásicas y sobre la Formación Río Chico.

En su estructura alternan niveles conglomerádicos con niveles de coquinas y calizas coquinoides. En los primeros abundan las grandes ostreas bien conservadas, fragmentos de otros moluscos y rodados de alunita. Cada nivel tiene estratificación granodecreciente y se caracterizan por una alta densidad de rodados en la base.

Comparte con la fauna de la terraza del faro de Cabo Raso la existencia de algunas especies de moluscos que actualmente viven a latitudes más bajas y de *Ostrea tehuelche* como única forma extinguida.

c) En el sector austral de la Hoja que se extiende entre el Zanjón de Lema y el pico Sota hay una sucesión de terrazas y cordones con alineamiento general noroeste-sudeste.

Se disponen en una franja de ancho variable entre 4 y 7,5 kilómetros, y descienden escalonadamente desde una cota máxima de 110 m hasta una cota aproximada de 50 metros. Continúan luego hacia la costa los depósitos de cordones de la Formación Caleta Malaspina.

Los afloramientos de esta unidad se prolongan hacia el oeste-suroeste fuera de los límites de la Hoja (Ardolino, 1980) y hacia el este, en dirección a la bahía de San Gregorio. En este último sector se hallan remanentes discontinuos de cordones cuya orientación es aproximadamente nordeste-suroeste, y restos de una terraza de superficie llana que fuera descrita por Feruglio

(1950) como Terraza de la península del cabo Dos Bahías.

Si bien este autor mencionó una cota máxima de 95 metros, en el extremo septentrional supera los 100 m sobre el nivel del mar. Está compuesta principalmente por depósitos conglomerádicos groseramente estratificados con granulometría variable entre guijarro y guija mediana, con matriz arenosa. En el estudio mineralógico de la fracción muy fina realizado por Bayarsky (1996) se determinó la presencia de abundante plagioclasa ácida a mesosilícica, en algunos casos con estructura zonal y pasta volcánica adherida a los bordes. Menos abundantes son los piroxenos, la hornblenda, los minerales opacos y el cuarzo. Hay también escasa glauconita y muy escasos microclino, vidrio, circón y fragmentos de vulcanitas.

Por su fauna y ubicación, Feruglio (1950) la correlacionó con la terraza de Camarones.

En muestras recolectadas para estudio micropaleontológico se encontraron abundantes foraminíferos y escasos ostrácodos, regularmente conservados y recristalizados. Según Náñez (1997) es una fauna con elementos característicos de la plataforma reciente.

Entre otros ostrácodos, Echevarría (1997) determinó *Callistocythere marginalis* Zabert 1978. También hay briozoarios, espículas de equinodermos y restos de bivalvos.

En todo el sector austral estos depósitos se asientan en general sobre rocas del Complejo Marifil, pero cerca del puesto La Colorada y en la zona del Zanjón de Lema los cordones más altos apoyan sobre unidades terciarias.

Muestras de este último sector son mineralógicamente idénticas a las anteriores a excepción de una mayor abundancia de hipersteno (Bayarsky, 1996). Aunque el cemento carbonático proveniente del material conchil es abundante, las rocas son friables. La presencia de grandes valvas enteras de ostreas en estos niveles que suprayacen a la Formación Sarmiento fue quizá uno de los motivos por el que fueron erróneamente asignados a la Formación Patagonia (Camacho, 1979).

De acuerdo a Náñez (1997), la fauna de foraminíferos arriba descrita corresponde a un ambiente somero de plataforma interna, cuyas aguas tenían según Feruglio (1950), temperaturas más altas que las actuales en esta latitud.

El estudio de la microfauna no permitió ubicar cronológicamente a estos depósitos. Feruglio (1950) adjudicó edad pleistocena al Nivel III - Terraza de

Camarones. Teniendo en cuenta que Cionchi (1987) consideró que la Formación Caleta Malaspina corresponde al interglacial «Sangamon» del Pleistoceno superior (aproximadamente 120.000 años AP), se acepta la edad pleistocena inferior a media que Ardolino (1980) propuso para depósitos equivalentes en el área de la Hoja Garayalde.

Formación Caleta Malaspina (13)

Conglomerados, coquinas, areniscas y calizas coquinoideas

Los depósitos de esta unidad se hallan distribuidos en forma discontinua a lo largo del litoral atlántico. Fuera de la Hoja se prolongan hacia el oeste-suroeste en la zona de bahía Bustamante, donde Cionchi (1987) los denominó Formación Caleta Malaspina.

Dentro de la unidad pueden diferenciarse hasta cuatro sistemas menores de cordones cuya altitud oscila aproximadamente entre 50 y 15 metros.

Dada su amplia distribución latitudinal, se los halla adosados a rocas y depósitos de edad jurásica hasta cuaternaria. Generalmente están separados del mar por un cordón litoral reciente (Formación Zanjón El Pinter).

Según Cionchi (1987), en bahía Bustamante comúnmente muestran buena estratificación en capas de 10 a 50 cm de espesor, horizontales o levemente inclinadas y localmente con estratificación entrecruzada. Su litología es similar a la de los otros sistemas de cordones ya descriptos.

De acuerdo a Feruglio (1950), los más jóvenes se caracterizan por la presencia de numerosas especies de moluscos actualmente retiradas al distrito fueguino-magallánico, mientras que en los más antiguos, junto a muchas formas del mar adyacente, aparecen otras que hoy en día sólo se encuentran algunos grados de latitud más al norte.

Se habrían originado en un ambiente marino litoral de aguas salobres a mixohalinas. Al integrar en esta formación cordones de los niveles IV y V de Feruglio (1950), Cionchi (1987) interpretó que representan los depósitos regresivos de un mismo evento transgresivo. La alternancia de niveles de playa *l.s.* y sedimentos de facies estuárica es el resultado de los avances y retrocesos acaecidos durante dicha fase regresiva.

La Formación Caleta Malaspina puede ser correlacionada con los citados niveles de Feruglio (1950), con la Formación Puerto Lobos interior (Bayarsky y Codignotto, 1982), con los Sistemas I a

IV de caleta Valdés (Fasano *et al.*, 1983, 1984, en Cionchi, 1987) y con la Terraza de acumulación marina II de Codignotto *et al.* (1988).

Esta unidad correspondería al Pleistoceno superior.

Formación Zanjón El Pinter (15)

Conglomerados y areniscas, consolidados a friables; gravas, arenas y limos con conchillas

En la zona de bahía Bustamante, Cionchi (1987) asignó el nombre formacional Zanjón El Pinter a los depósitos del cordón litoral reciente.

A semejanza de otras áreas del litoral patagónico, en la región de la Hoja Camarones, estos depósitos constituyen uno o más raramente dos cordones rectilíneos o concéntricos que bordean las actuales bahías o caletas. Longitudinalmente discontinuos, su altura en la mayoría de los casos promedia los 10 metros.

En dirección al mar pasan lateralmente a sedimentos de playa y en sentido vertical lo hacen en forma más o menos gradual a la cubierta detrítica, generalmente más oscura.

Al oeste de punta Lobería, en un corte del camino afloran 4 metros de conglomerados de matriz arenosa con algunas intercalaciones de areniscas cuyo espesor no supera los 0,2 metros. La estratificación es muy pobre y está definida principalmente por variaciones granulométricas. También presentan variaciones verticales y laterales en el porcentaje de matriz. El material conchil es escaso y en su mayoría consiste de valvas muy rotas.

De acuerdo a Cionchi (1987) los depósitos de la Formación Zanjón El Pinter corresponden a facies marinas regresivas.

Su fauna guarda gran semejanza con la fauna actual del mar adyacente, por lo que Feruglio dedujo que son posteriores a las grandes oscilaciones climáticas cuaternarias.

Esta unidad sería equivalente al Nivel VI de Feruglio (1950), a la Serie Puerto Lobos Exterior (Bayarsky y Codignotto, 1982), al Sistema V de caleta Valdés (Fasano *et al.*, 1983, 1984, en Cionchi, 1987), a la Formación San Antonio de la provincia de Río Negro (Angulo *et al.*, 1979, 1981) y a la Terraza de acumulación marina III de Codignotto *et al.* (1988).

Los valores radimétricos obtenidos, con un máximo de 6000 AP (Codignotto *et al.* 1988) son compatibles con la edad holocena atribuida a estos depósitos.

Depósitos que cubren pedimentos (8,10,12,14)

Un conjunto de planicies de pedimentación se extienden desde el borde sudoriental de la Meseta de Montemayor hacia la costa atlántica. Están cubiertas por una delgada capa de material detrítico proveniente de la erosión de las formaciones terciarias infrayacentes.

Habría al menos cuatro niveles de pedimentación/ agradación que se corresponderían con los cuatro sistemas de cordones litorales.

Depósitos que cubren el pedimento del cerro Meseta (8)

Conglomerados

Son los más antiguos y, análogamente a lo que sucede con los cordones litorales más elevados, los menos preservados. Tapizan la parte superior del cerro Meseta a una altura aproximada de 140-145m sobre el nivel del mar.

Forman una delgada cubierta detrítica en la que se destacan los grandes rodados provenientes de la Formación Montemayor.

Con este nivel se podría correlacionar quizá el que conforma un resalto al norte del puesto El Molle, en el sector apical de la superficie de pedimentación superior que desde allí se extiende meridionalmente hacia el sur.

Depósitos que cubren a la superficie de pedimentación superior (10)

Conglomerados, areniscas, areniscas calcáreas

Corresponden al tercer nivel de agradación registrado en la comarca, luego de los representados por la Formación Montemayor y el nivel del cerro Meseta. Están bien representados en la zona del cañadón Salado y al sur del paralelo de 44°45'.

Están constituidos por materiales psefíticos y psamo-pelíticos redepositados, provenientes respectivamente de la Formación Montemayor y de las unidades terciarias más antiguas.

Un buen ejemplo es el que se extiende desde el norte de la estancia El Sauce hacia el sur de la estancia La Ernesta. Su extremo distal está adosado a cordones litorales de 100 m de altura. Los depósitos tienen estratificación planar y diagonal y acentuadas variaciones granulométricas en sentido lateral y vertical. Los conglomerados son matriz soportados, con clastos redondeados de tamaño guija muy gruesa a muy fina. Según Bayarsky (1996) están com-

puestos en su totalidad por cuarzo y plagioclasa y el cemento es carbonático. Las areniscas son porosas aunque en ellas el porcentaje de cemento carbonático es mayor. Tienen grano mediano a fino y están compuestas por cuarzo, plagioclasa, hornblenda, hornblenda basáltica, opacos, microclino y piroxeno (Bayarsky, 1996).

El camino de acceso a la estancia La Margarita corta otro de estos niveles, en el que se ha medido un espesor mínimo de 5 metros. Aquí la estratificación es muy pobre y está definida por las variaciones del porcentaje de matriz. Son areniscas gruesas y conglomerados de guija fina pobremente seleccionados. En general tienen estructura granosostén pero en algunos predomina netamente la matriz. Los clastos son redondeados y de forma generalmente oblada; sólo excepcionalmente sus diámetros superan los 15 centímetros.

Depósitos que cubren a la superficie de pedimentación intermedia (12)

Conglomerados y areniscas semiconsolidados

Se han generado por destrucción del área de pedimentación superior. Son depósitos semiconsolidados de características similares a los anteriores, de los que se diferencian por su menor altura.

En el área de la Hoja Garayalde - al norte de la estancia San Miguel - Ardolino (1980) observó pedimentos correspondientes a este nivel que cortaban cordones litorales de 75 metros.

Depósitos que cubren a la superficie de pedimentación inferior (14)

Conglomerados y areniscas friables; gravas finas y arenas muy gruesas a finas

Los más extendidos se encuentran al norte y al sur de la estancia El Verdín. Su amplitud obedece a que en gran parte se han desarrollado a expensas de los materiales friables de los pedimentos más antiguos.

2.2.4.2. Holoceno

Depósitos coluviales (16)

Arenas y limos, gravas subordinadas

Estos depósitos inconsolidados acumulados en los faldeos tienen escasa selección. Están constituidos mayormente por sedimentos areno-limosos con

material psefítico subordinado y disperso. Su formación es actual.

Depósitos aluviales y de bajos y lagunas (17)

Gravas, arenas y limos; conglomerados, areniscas y limolitas friables

Los depósitos de origen aluvial ocupan las pequeñas planicies de inundación y los lechos de los arroyos permanentes o efímeros.

En los cauces menores que desembocan en la margen austral del cañadón Salado hay buenas exposiciones de estos depósitos.

En uno de ellos, la base de la pared está constituida por una capa conglomerádica friable a semiconsolidada que, de un espesor máximo de 70 cm se acuña lateralmente hasta desaparecer. Posee una estratificación grosera y lentes areniscos también con esbozos de pobre estratificación. Sus clastos son redondeados a subredondeados y tienen un diámetro máximo de 10 centímetros; la selección es moderada a buena. Un límite neto la separa del banco superior, compuesto por una arenisca mediana a fina, en algunos sectores masiva y en otros con estratificación fina. Tiene lentes conglomerádicos de 0,6 x 0,07 m y escasos clastos dispersos que pueden llegar a tener diámetros de 0,15 m (guijarro grande).

El conjunto pasa aguas arriba a facies de menor espesor, en las que aparecen pequeñas artesis de 0,5 m de ancho y 0,2 m de profundidad. Los conglomerados tienen mayor porcentaje de matriz y los clastos un diámetro promedio menor. También aumenta la proporción de bancos areniscos intercalados, aquí con espesores menores, del orden del decímetro. El espesor de la secuencia es aproximadamente de 3 metros.

Sobre la Meseta de Montemayor hay numerosos bajos topográficos que escurren agua ocasionalmente, en los que se depositan sedimentos finos, pelíticos. Tienen la estratificación muy fina o laminación gruesa característica de los depósitos límnicos. Su espesor no excede los 5 metros (Franchi, 1983).

Otra localización característica de estos depósitos se da en las depresiones existentes entre crestas sucesivas de cordones litorales.

3. TECTÓNICA

Dentro de la comarca, los lineamientos estructurales reconocibles son escasos y no muy conspicuos, pudiéndoselos distinguir únicamente por la ob-

servación de fotografías aéreas e imágenes satelitales. Se ajustan a dos rumbos predominantes de orientación noroeste-sureste y nordeste-suroeste, en coincidencia con lo que, en varios sectores de la región oriental de Chubut, fue descrito por otros autores, entre ellos Franchi (1976), Lapido y Page (1979), Yllañez (1979), Ardolino (1980), Cortés (1981) y Panza (1981).

Algunos lineamientos regionales están enmascarados por la cubierta cuaternaria. Otros, de menor envergadura, afectan únicamente al Complejo Marifil, por lo que no puede apreciarse si los bloques sufrieron desplazamientos relativos.

Posiblemente una de las fracturas de mayor extensión es la que, con rumbo nordeste-suroeste, se ubica 10 km al oeste de la costa del golfo de Camarones, constituyéndose en el límite occidental de los afloramientos del Complejo Marifil en ese sector. Por su disposición paralela a la línea de ribera, se interpreta como una falla normal asociada al rifting mesozoico.

Al oeste de punta Tombo, otras fallas menores pondrían en contacto vulcanitas del Complejo Marifil con sedimentitas de la Formación Río Chico.

Ya en 1918, Windhausen señaló que las actuales características morfológicas y geológicas de la planicie costanera patagónica se ajustaban a un diaclasamiento que afectó al antiguo basamento durante un episodio que ubicó en el Triásico-Jurásico, pero que sufrió posteriores reactivaciones.

La información obtenida con estudios geofísicos y de pozos de exploración, evidenció una configuración en bloques del zócalo cristalino. Según Lombard y Ferello (1963), los desplazamientos relativos de bloques afectaron inicialmente el basamento premesozoico, aumentaron notablemente su magnitud después del Jurásico medio y luego disminuyeron progresivamente en las sucesivas reactivaciones.

Uliana *et al.* (1985) interpretaron que el vulcanismo mesojurásico fue precedido y acompañado por deformaciones de tipo extensional que dieron lugar a la formación de depresiones tectónicas de tipo graben o hemigraben. Según estos autores, tales estructuras se reconocen claramente en las secciones sísmicas de la cuenca San Jorge.

Una tercera hipótesis vincula la génesis de la dislocación en bloques al comportamiento rígido con el que el basamento jurásico se ajustó a los movimientos de la región andina correspondientes a la fase Araucánica.

El hecho de que en algunos sectores el Grupo Chubut no esté afectado por el fallamiento (Franchi, 1983), acota temporalmente la génesis y/o reactivación de algunas de estas fracturas. Otras, sin embargo, continuaron activas en tiempos cenozoicos (Lombard y Ferello, 1963; Cortés, 1981a).

Para la región de Camarones, la información es insuficiente y algo contradictoria. Sobre la base de un pozo realizado en Camarones, que atravesó 914 m de rocas del Complejo Marifil, Lombard y Ferello (1963), arribaron a la conclusión de que este sector habría estado en situación deprimida respecto a la zona de Pampa de Salamanca, por lo menos en tiempos jurásicos.

Los estudios de Kostadinoff y Schillizzi (1996) indicarían que la zona litoral comprendida entre punta Tombo y Camarones correspondería al escalón austral del Alto de Rawson, constituido por rocas metamórficas e ígneas de edad precámbrica-paleozoica superior.

Por otra parte, del registro estratigráfico surge que en la zona de Camarones no existen o están prácticamente ausentes los depósitos cretácicos y danianos del Grupo Chubut y la Formación Salamanca, y faltarían asimismo los depósitos iniciales de la Formación Río Chico. Puede entonces suponerse que este sector se constituyó en un área topográficamente elevada al menos desde el Jurásico superior, y mantuvo tales características hasta mediados del Paleoceno (Lema *et al.*, 1996).

Finalmente, los movimientos registrados en el área durante el Cenozoico fueron únicamente de tipo epirogénico, con predominio de la epirogénesis positiva, especialmente desde el Plioceno. Según Isla *et al.* (en Codignotto *et al.*, 1993) la tendencia de ascenso de la costa patagónica se aproxima a una curva exponencial en los últimos 400.000 años. Para el sector de bahía Vera, Bayarsky y Codignotto (1982) y Codignotto (1987) han calculado un ascenso neto de 20-22 m en los últimos 40.000 años.

4. GEOMORFOLOGÍA

El paisaje de la Hoja Camarones ha sido modelado predominantemente por los procesos fluvial y eólico, y por el oleaje y las corrientes marinas en la zona de ribera.

Teniendo en cuenta estos procesos morfo-genéticos y las formas que de ellos resultan, podemos dividir el área en tres sectores: mesetiforme, intermedio y costanero.

Sector mesetiforme: La meseta abarca principalmente la parte noroccidental de la Hoja. Presenta una altitud media de 300 m y una suave pendiente hacia el este. Culmina en una escarpa de erosión muy recortada cuya altura promedio es de 60 m (Franchi, 1976). Es una extensa superficie cubierta por una delgada capa de gravas y arenas. La permeabilidad de las gravas facilita la infiltración, reduciendo el escurrimiento superficial y, por lo tanto, la erosión. De tal modo, estos mantos de gravas actúan como cubierta protectora para los friables depósitos terciarios subyacentes, permitiendo el desarrollo de una planicie estructural, con sus márgenes recortadas por cursos de agua efímeros y cañadones.

Sobresalen en esta planicie cerros aislados, compuestos por rocas del Complejo Marifil (cerros Salpi, Santa Elena y otros innominados ubicados al noroeste de este último) que constituyen remanentes de erosión que se levantan por arriba de la meseta. También hay pequeños bajos endorreicos, distribuidos irregularmente en el sector nororiental de la meseta. Son de forma elipsoidal y de pequeñas dimensiones, con diámetros variables de hasta 80 m y una profundidad máxima de 2 m (Franchi, 1976). Estas cuencas se generaron por sublavado de material fino de la Formación Montemayor y de las unidades terciarias infrayacentes. Concomitantemente las aguas de origen pluvial transportan material fino hacia los bajos, de donde es eliminado por deflación a causa de los fuertes vientos provenientes del oeste.

Los ríos son todos de régimen efímero y hábito anastomosado y en algunos sectores desarrollan amplias planicies aluviales.

La acción fluvial fue más importante en el sector centro-occidental, donde se observa un paleocauce de escasa expresión geomórfica.

Sector intermedio: A partir de la destrucción del antiguo nivel de agradación de la meseta de Montemayor se desarrolló una morfología diferente entre la franja costera y el nivel superior de dicha meseta. Se pueden distinguir tres paisajes distintos: las planicies de pedimentación, y los ambientes labrados en el Complejo Marifil y en las sedimentitas terciarias respectivamente.

Los pedimentos constituyen posiblemente el rasgo más destacado en este sector. Fueron elaborados en los depósitos terciarios, principalmente en las Formaciones Sarmiento y Río Chico. El material que cubre los antiguos niveles de pedimento está compuesto por una capa de rodados redepositados. Éstos provienen de la destrucción del nivel de la Forma-

ción Montemayor, por retroceso de la escarpa de erosión que bordea la meseta.

A partir de la degradación de los Rodados Patagónicos y de los sucesivos descensos del nivel de base, se generaron en la zona distintos niveles de pedimentación. Del más antiguo sólo se conservan remanentes en el cerro Meseta, que constituye un verdadero monte isla. El nivel inferior tiene su mayor desarrollo en los alrededores de la estancia El Verdín.

En general los mejor representados son los pedimentos litorales. En las áreas de las bahías Vera y Camarones inclinan suavemente hacia el naciente. En el sector austral que se extiende desde Barrancas Blancas, cerro El Molle, estancia El Sauce y cerro Colorado, la pendiente es hacia el sur.

También se han elaborado pedimentos de flanco s.s., labrados a favor de los niveles de base locales representados por los cañadones Salado y Davies. Los mejores ejemplos se encuentran en la margen septentrional del cañadón Salado.

El retroceso de la escarpa de erosión que bordea la Meseta de Montemayor fue dejando superficies de pedimentación, generalmente adosadas al pie de la escarpa. A partir de estas últimas superficies se han formado suaves lomadas redondeadas de escasa pendiente, desarrolladas sobre el Complejo Marifil. Esto representa la exhumación de la peneplanicie preterciaria labrada sobre esta unidad.

Con posterioridad a su exhumación esta superficie es rejuvenecida y la erosión vertical labra sobre ella profundos y estrechos valles encajonados donde se exponen en paredones subverticales los mantos ignimbríticos.

En los niveles de pedimento, como consecuencia del rejuvenecimiento, la disección llega a borrar por completo el plano de pedimentación, dejando como resultado un relieve de lomadas bajas, suaves o moderadamente empinadas. Un ejemplo de este proceso es el típico paisaje de *bad lands* formado en el sector del puesto El Molle.

La escarpa de erosión desarrollada principalmente en la Formación Patagonia muestra por sectores cornisas que sobresalen en un perfil, como resultado de la erosión diferencial sobre las areniscas coquinoideas y coquinas más resistentes.

En este ambiente la red de drenaje, de régimen efímero, presenta un diseño dendrítico bien desarrollado.

Sector costanero: Las geoformas elaboradas en este paisaje dependen fundamentalmente de las características litológicas de las rocas en las cuales están labradas.

El paleorrelieve del Complejo Marifil y la cubierta de sedimentitas terciarias, determina que en la línea de ribera queden alternativamente expuestas las resistentes vulcanitas jurásicas ó las friables sedimentitas terciarias. Cuando asoman las primeras se forma una costa recortada, generalmente alta, en algún caso acantilada o con caletas, bahías, puntas o cabos. En el segundo caso, las litologías poco resistentes de estas unidades favorecen un retroceso más acelerado de la línea de costa, originándose de este modo las dos grandes bahías Vera y Camarones.

La península Betbeder, situada en el centro de la zona costera, fue anteriormente un tómbolo doble. En el extremo oriental de la misma afloran las vulcanitas formando un promontorio que cae a pique hasta el mar. Hacia el oeste, el terreno baja paulatinamente. En algún momento la península constituía una isla, la cual posteriormente se unió al continente por medio de dos barras. La albufera circunscripta por estos accidentes fue posteriormente rellenada por material aluvial (Franchi, 1976). Procesos similares dieron origen a la península de San Antonio y la que se halla al naciente de Puerto Melo.

Desde la punta Atlas hasta el límite norte de la Hoja la costa vuelve a tener formas recortadas, aunque no tanto como en los sectores del centro y sur. El Complejo Marifil tiene escaso desarrollo y está separado por asomos de la Formación Río Chico y de la cubierta cuaternaria. El accidente más conspicuo es la punta Tombo, afloramiento de ignimbritas jurásicas semicubiertas por cordones litorales y playas de arena. Estas últimas aparecen también al norte y sur de la citada punta y en la bahía Janssen.

En el sector norte desde la punta Atlas hasta Cabo Raso, y en la parte austral desde la punta Guanaco hasta la punta Gaviota, la costa es baja con amplias entradas de mar - bahía Vera, caleta Raso y bahía Camarones - separadas por puntas donde aflora el Complejo Marifil. A lo largo de este sector de la ribera se desarrollan dos tipos de playas: de grava arenosa, en algunos casos con restos de valvas, con características semejantes a los depósitos de cordones litorales antiguos, y playas arenosas restringidas a pequeñas caletas y bahías. En la parte norte de las playas del puerto Larrea y en la caleta Raso existen médanos a veces fijados por la vegetación, originados por la acumulación de arena proveniente de las mismas playas, que es transportada por los vientos del sur y suroeste.

Las playas están flanqueadas hacia el oeste por sucesivos cordones litorales. Estos últimos y las te-

rrazas se disponen en general en forma discontinua en una faja paralela a la línea de ribera.

Pueden distinguirse varios niveles de cordones litorales. Los más antiguos afloran en los alrededores del cerro Unión, los más recientes se disponen en forma paralela a la línea de costa actual. En la zona austral los más antiguos permiten inferir una paleogeografía diferente.

Alcanzan mayor desarrollo en las zonas de las puntas Guanaco y Fabián, del puerto Santa Elena y especialmente en el extremo sur de la Hoja.

La altura sobre el nivel del mar aumenta con su distancia a la actual línea de ribera, del mismo modo se incrementa el grado de erosión y la densidad de la vegetación. En algunos casos hay cordones contiguos adosados, pero generalmente están separados por depresiones ocupadas por depósitos aluviales arcillosos o lagunas efímeras. Estas últimas tienen forma alargada y disposición paralela a la costa. Aunque algunos arroyos mueren en ellas, en otros casos la acreción de sucesivos cordones fue provocando la paulatina migración de los cursos en forma paralela a la línea de ribera, hasta encontrar su final desembocadura en el mar.

En las zonas de Cabo Raso, Camarones y cabo Dos Bahías los depósitos marinos litorales tienen aspecto mesetiforme y han sido descritos por Feruglio (1950) como terrazas marinas. Aunque subsisten dudas al respecto, el origen de las mismas parece obedecer a la acreción de crestas de cordones litorales sucesivos antes que a fenómenos de abrasión costera. Tal podría ser también el origen de la amplia planicie aterrizada que se extiende al sur de la estancia La Ernesta y el puesto La Colorada.

Los sucesivos niveles de cordones litorales y terrazas marinas, como así también las características generales de la línea de ribera, indicarían una costa de emersión.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Desde el inicio del Jurásico, cuando el supercontinente de Gondwana evolucionaba en condiciones de pre-rift y rift, la región estuvo sometida a procesos de extensión. Se generaron así cuencas de tipo graben y hemigraben, en algunos casos por reactivación de fracturas preexistentes. El vulcanismo riolítico asociado configuró un nuevo escenario, en el que el relieve previo fue en gran medida ahogado por los potentes mantos lávicos y piroclásticos del Complejo Marifil.

Durante el Jurásico superior, cuando la región fue presumiblemente afectada por los movimientos intraméricos, se habría acentuado la estructuración en grandes bloques, en su mayoría prefigurados por los lineamientos tectónicos previos. A partir de ese momento, la comarca habría quedado constituida como un área topográficamente elevada, sujeta a procesos de denudación que llevaron a la peneplanización regional del paisaje volcánico. Tales condiciones habrían perdurado hasta comienzos del Terciario. De tal modo, el episodio transgresivo-regresivo que aconteció en la Patagonia central y oriental en el límite cretácico-terciario, solamente afectó a un restringido sector del ángulo sudoccidental de la Hoja, donde quedó representado por los depósitos regresivos de la Formación Salamanca, de edad daniana.

Esta fase regresiva tuvo lugar bajo un clima cálido y húmedo pues la región cordillerana no había alcanzado todavía una elevación suficiente como para impedir el paso de los vientos del Pacífico. Este clima se mantuvo posiblemente hasta el Eoceno medio, cuando comenzó una retracción de las precipitaciones y la temperatura.

Es a partir del Paleoceno superior cuando la región se convierte en receptora de sedimentos, con la instauración de un ambiente continental de llanura. La sedimentación, predominantemente de tipo fluviolacustre, dio origen a los depósitos de la Formación Río Chico.

Aunque durante el Eoceno perduró el ambiente continental, se produjo un cambio de régimen sedimentario, con el aporte de importantes volúmenes de ceniza volcánica provenientes de la actividad volcánica del área occidental. El carácter pulsátil de la misma tuvo su correlato aquí en la discontinuidad de los procesos sedimentarios, lo que permitió el desarrollo de varios niveles de paleosuelos. Corrientes fluviales de baja competencia divagaban por paisajes arreicos mientras el viento contribuía a la dispersión y redepositación de los sedimentos de la Formación Sarmiento. Este episodio continuó durante la primera parte del Oligoceno en un contexto climático árido a semiárido, debido a que la cordillera ya representaba una barrera para la humedad de los vientos provenientes del Pacífico.

Luego, posiblemente como consecuencia de la tectónica andina, se habría producido un descenso continental que, sumado a posibles cambios eustáticos generados por variaciones del volumen de hielo polar, condujo a la ingresión del mar patagónico. Dicho mar, cuya profundidad no habría excedido los

200 metros, cubrió gran parte de la Patagonia costanera entre Río Negro y Santa Cruz durante el Oligoceno superior y el inicio del Mioceno.

Durante el Mioceno superior-Plioceno inferior, comenzaron a depositarse los sedimentos continentales de la Formación Isla Escondida.

Finalizando los tiempos terciarios actuó un proceso de pedimentación de escala regional, que dio lugar a la formación de un espeso manto de rodados provenientes de las comarcas occidentales. Así quedó configurado el nivel de agradación más antiguo, representado por la Formación Montemayor.

Posteriormente, sucesivos movimientos de ascenso continental y cambios en el nivel del mar por efecto de las glaciaciones, modificaron repetidamente el nivel de base regional. La consecuente reiteración de episodios de pedimentación-agradación condujo a la formación de nuevos niveles de agradación de origen fluvial y marino.

A fines del Pleistoceno el nivel del mar habría descendido en el litoral patagónico hasta un mínimo de 110 m por debajo del nivel actual. Luego, durante la etapa postglacial del Holoceno se produjo la última transgresión que dio origen a los depósitos de la Formación Zanjón El Pinter. Aunque es posible que haya habido breves oscilaciones en tiempos recientes, la tendencia que parece mantenerse actualmente es la de una costa en emersión.

6. RECURSOS MINERALES

En el ámbito de la Hoja Camarones no existen recursos mineros de gran importancia económica, aunque en las décadas del sesenta y setenta algunas expectativas de este tipo las albergaron los depósitos de alunita. Las manifestaciones fueron estudiadas por la Dirección Nacional de Minería, con el objeto de determinar su presunta utilización como materia prima para la obtención de aluminio y otros derivados. Los depósitos de guano en las islas de su litoral atlántico, a pesar de no ser de gran magnitud, poseen buenas leyes y permiten una explotación en forma muy esporádica.

Este trabajo es estrictamente de compilación bibliográfica, por lo que existen imprecisiones en la situación geográfica de las manifestaciones y depósitos. En el caso de las manifestaciones de alunita, cada punto de localización mineral representa en realidad un grupo de depósitos o manifestaciones próximas ubicado en la roca hospedante correspondiente.

DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES (Incluye Materiales de Construcción y Rocas Ornamentales)

Alunita

Los mayores depósitos de este mineral se localizan en las proximidades de la localidad de Camarones, a la que puede accederse a través de la ruta provincial 30 a partir de su empalme con la ruta nacional 3. Desde aquí se llega a las manifestaciones utilizando caminos y huellas vecinales. Existen otras manifestaciones de menor magnitud, situadas a unos 25 km al noroeste de Cabo Raso.

La alunita se presenta en forma de concreciones esféricas o “bochones”, en general con un alto grado de silicificación, intercalados dentro de un banco arcilloso de composición predominantemente montmorillonítica, y del cual pueden extraerse con suma facilidad. Su distribución es muy irregular tanto horizontal como en forma vertical. En la región de Camarones este banco constituye la porción superior de la Formación Río Chico (ver Formación Río Chico). Los bochones mineralizados tienen un tamaño variable entre 10 cm de diámetro mínimo y 1,50 m de diámetro como máximo. Las numerosas mediciones sobre los bochones efectuadas por Anselmino (1965, 1967) permitieron establecer una moda de tamaños de 30x40x50 cm, considerándolos como cuerpos en los que se pueden reconocer tres ejes distintos.

Los bochones, compactos y de aspecto porcelánico, presentan fractura concoidea y color blanco marfil a pardo rojizo. En algunos sectores, fueron puestos al descubierto por la erosión y esparcidos irregularmente sobre el relieve. Una vez liberados, por efectos de la meteorización se agrietan y rompen en fragmentos más pequeños de bordes agudos y filosos. En cambio los que permanecen en el interior del banco arcilloso soportan una cubierta de estéril de espesor variable entre 0,30 y 4 metros.

Ocasionalmente al romper algunos bochones se puede observar en su parte central alunita pura sin silicificar, de aspecto terroso, fácilmente disgregable, de color blanco y muy suave al tacto.

Existe la posibilidad de que algunas de las concreciones de alunita no se hallen *in situ*, sino que hayan sido transportadas a partir de los depósitos originales, ya que el hecho de encontrarse asociadas con abundante montmorillonita facilitaría su deslizamiento por gravedad.

CUADRO-RRESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA LOS CAMARONES

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLÓGIA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Piedra laja	Celerino Namuncurá	Camarones	5114600	3551200	4566-5	Tobas Ignimbrias	Complejo Marfil	Jurásico		Cantera
2	Alunita	Cabo Raso	Camarones	5110400	3549100	4566-5	Arena-Arenisca- Conglomerado	Formación Río Chico	Paleoceno superior, Eoceno inferior	Alu-Q-Feld-OxFe-Crs- Mont-Ca-Op	Pozos, Destapes
3	Alunita	Camarones 1-2-38-48	Camarones	5053100	3516100	4566-10	Arena-Arenisca- Conglomerado	Formación Río Chico	Paleoceno superior, Eoceno inferior	Alu-Q-Feld-OxFe-Crs- Mont-Ca-Op	Pozos, Destapes
4	Alunita	Camarones: 3-4-5-7-8-9-16-18-19-20-26-46	Camarones	5047300	3515100	4566-10	Arena-Arenisca- Conglomerado	Formación Río Chico	Paleoceno superior, Eoceno inferior	Alu-Q-Feld-OxFe-Crs- Mont-Ca-Op	Pozos, Destapes
5	Alunita	Arazu-Bamba Camarones: 6-10-11-12-15-16-17-21-22-25-30-31-32-33-34-35-37-40-41-42-43-45-47 Libertad Raya Corita Toba-Victoria 7 de Enero	Camarones	5042300	3510800		Arena-Arenisca- Conglomerado	Formación Río Chico	Paleoceno superior, Eoceno inferior	Alu-Q-Feld-OxFe-Crs- Mont-Ca-Op	Pozos, Destapes
6	Guano	Islas Blancas	Camarones	5042500	3526700	4566-16			Holoceno		
7	Alunita	Camarones: 12-13-14-24-36-39-44	Camarones	5041400	3504100	4566-16	Arcillas-Arenas- Conglomerado	Formación Río Chico	Paleoceno superior superior	Alu-Q-Feld-OxFe-Cln	Pozos, Destapes
8	Gravas Arenas	Playa Elola	Camarones	5037400	3521400	4566-16	Gravas-Arena-Conchillas	Formación Zanjón El Printer	Holoceno		Cantera
9	Guano	Isla Leones	Camarones	5011800	3531300	4566-22			Holoceno		

Abreviaturas: Alu: alunita, Ca: Calcita, Cln: caolinita, Crs: cristobalita, Feld: feldespatos, Mont: Montmorillonita, Op: opalo, OxFe: Oxidos de hierro, Q: cuarzo

Hayase *et al.* (1971) desde el punto de vista mineralógico determinaron que la alunita posee un hábito cristalino pseudocúbico, de dimensiones entre 2 y 10 micrones, constituida por un 70% de alunita potásica, 29% de natroalunita, y asociada con caolinita y cristobalita. La alunita opalizada aparece al microscopio como un panal de abejas, cuyas paredes están compuestas por una finísima película de ópalo (1 micrón), y las celdillas ocupadas por cristales de sulfato de aluminio (Sister y Klein, 1952)

Sister y Klein (1952) reconocieron 18 cuerpos mineralizados; 4 de ellos fueron estudiados, explorados y cubcados por Anselmino en la década del sesenta, realizando sobre ellos 108 pozos exploratorios, obteniendo leyes de Al_2O_3 variables entre 24% y 32%, y sus reservas fueron estimadas en 582.432 toneladas.

La génesis de estos depósitos fue considerada por Olivieri y Terrero (1952), Sister y Klein (1952), Anselmino (1967), Hayase *et al.* (1971) y Camacho (1979).

Áridos

En proximidades de la costa e inmediatamente al suroeste de la localidad de Camarones, se ubica la cantera "Playa Elola". Se trata de depósitos de suave relieve de los que se extraen arenas y gravas destinadas a abastecer las necesidades del mercado local.

Guano

Estos depósitos se encuentran ubicados en la isla Leones al sur-suroeste del cabo Dos Bahías y a unos 1.000 m del continente.

La isla está constituida por pórfidos riolíticos (Catalano, 1933) del Complejo Marifil, que configuran un paisaje de suaves lomadas en la parte central de la isla, y de acantilados abruptos en la costa. Las rocas fueron afectadas por diaclasas de rumbo general este-oeste que han facilitado su meteorización física, provocando la separación de la roca en bloques y abundantes fragmentos menores.

Cuatro muestras extraídas por Catalano (1933) en un pozo de aproximadamente 2 m de profundidad, donde cada una de ellas representa un común de 50 cm de espesor, dio valores entre 3,82 y 12,63% de fosfatos en P_2O_5 .

Catalano (1933) estimó que la cantidad mínima de guano que se podría extraer de este depósito se-

ría del orden de las 15.000 toneladas, con una ley en P_2O_5 no menor del 8%, destacando que si bien se trata de un yacimiento de poca magnitud, podría adquirir mayor importancia si se tienen en cuenta las demás islas del litoral atlántico.

El guano en superficie es lixiviado por el agua meteórica y sus materiales solubles arrastrados hacia abajo, produciendo un enriquecimiento de fosfatos en los horizontes inferiores.

Otros depósitos de guano que han sido motivo de explotación en forma esporádica están situados en las islas Blancas, frente a la localidad de Camarones y a una milla de la costa (Sister y Klein, 1952). Su entorno geológico y las características del yacimiento serían similares a las descritas para la isla Leones.

Piedra laja

El intenso diaclasamiento que suelen presentar en algunos sectores las tobas e ignimbritas del Complejo Marifil posibilita la extracción de piedra laja. Tal sería el caso de la cantera Ceferino Namuncurá, a la fecha inactiva, sobre la cual se han desarrollado algunas labores mineras que permiten inferir una incipiente extracción.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Península Betbeder - Tómbolo doble

Este sector reviste un moderado interés didáctico y geomorfológico. En él se puede observar la formación de un tómbolo doble. Los procesos de acreción marina produjeron la unión de islas - entre sí y con el continente - por crecimiento de barras y espigas.

Cantera Ceferino Namuncurá

Sitio de moderado valor didáctico y minero. Afloran potentes mantos ignimbríticos de hasta 50 m de espesor. Las rocas están inalteradas e intensamente diaclasadas según varios sistemas, entre los cuales predomina el de dirección norte-sur. La separación de los planos tiene un valor mínimo de 3 centímetros. Estas propiedades favorecieron la explotación de lajas utilizadas como material de revestimiento en la industria de la construcción. Las características del yacimiento permitirían una explotación de alcance nacional.

Sector de la estancia y puesto La Ernesta

Es un área de interés geomorfológico y didáctico moderado. Desde la estancia La Ernesta parte hacia el sur un camino que conduce hacia el puesto La Ernesta, cerca de la costa. El tramo septentrional del camino se extiende sobre un pedimento litoral cuya cota relativamente elevada permite una buena observación panorámica. Hacia el sureste

puede apreciarse la distribución de las sedimentitas eoterciarias, ajustada al paleorrelieve volcánico del mesozoico.

Continuando por el camino hacia el sur se llega al ambiente de cordones litorales, con una superficie suavemente ondulada que decrece paulatinamente hacia la costa. Antes de llegar a la misma se bordea una cresta formada por riolitas e ignimbritas del sustrato volcánico.

BIBLIOGRAFÍA

- ALRIC, V., M. HALLER, G. FÉRAUD, H. BERTRAND y M. ZUBIA, 1996. Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo jurásico de la Patagonia extrandina. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 243-250. Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológico. Segundo Censo de la República Argentina, 1: 111-225. Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1900-1902. L'Age des formations sédimentaires de Patagonie. Anales Sociedad Científica Argentina, 50: 109-130. Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Cretacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie. Anales Museo Nacional Historia Natural Buenos Aires, serie 3a., 15 (8): 1-568. Buenos Aires.
- ANDREIS, R., 1981. Identificación e importancia geológica de los Paleosuelos. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Livro/texto, 2, 67 p. Porto Alegre.
- ANDREIS, R., M. MAZZONI y L. SPALLETTI, 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia de Chubut, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (1): 85-103. Buenos Aires.
- ANGULO, R., F. FIDALGO, M.A. GÓMEZ PERAL y E. SCHNACK, 1979. Las ingresiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio Oeste y sus vecindades, provincia de Río Negro. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 1:271-283. Buenos Aires.
- ANGULO, R., F. FIDALGO, M.A. GÓMEZ PERAL y E. SCHNACK, 1981. Geología y Geomorfología del Bajo de San Antonio y alrededores, provincia de Río Negro. CIC (Río Negro), Serie Estudios y Documentos, 8, 25 p. Viedma.
- ANSELMINO, A.M., 1965. Breve información sobre lo realizado con motivo del estudio de la alunita zona de Camarones, Dpto. Florentino Ameghino, Chubut. Instituto Nacional de Geología y Minería, carpeta 1044: 1-11, (inédito). Buenos Aires.
- ANSELMINO, A.M., 1967. Estudio geológico-económico de la alunita zona de Camarones, Dpto. Florentino Ameghino. Chubut. Instituto Nacional de Geología y Minería, carpeta 477 : 1-57, (inédito). Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1976. Palinología del Paleoceno de Chubut. II. Diagramas polínicos. Ameghiniana. Asociación Paleontológica Argentina, 13 (1): 43-55. Buenos Aires.
- ARDOLINO, A., 1980. Descripción Geológica de la Hoja 47g Garayalde. Provincia del Chubut. Dirección Nacional de Servicio Geológico, 189 p., (inédito). Buenos Aires.
- BAYARSKY, A., 1996. Análisis mineralógico de material proveniente de la Hoja Camarones. Dirección Nacional de Servicio Geológico, 3 p., (inédito). Buenos Aires.
- BAYARSKY, A. y J.O. CODIGNOTTO, 1982. Pleistoceno-Holoceno marino en Puerto Lobos, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 91-99. Buenos Aires.
- BERTELS, A., 1975. Bioestratigrafía del Paleoceno marino en la provincia de Chubut, República Argentina. Actas 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 2: 271-316. Tucumán.
- BERTELS, A., 1980. Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos de la Formación Monte León (Oligoceno) en su área tipo, provincia de Santa Cruz, Rep. Argentina. Actas 2° Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, 2: 213-273. Tucumán.
- BOND, M., A. A. CARLINI, F. J. GOIN, L. LEGARRETA, E. ORTIZ JAUREGUIZAR, R. PASCUAL and M. A. ULIANA, 1995. Episodes in South American land mammal evolution and sedimentation: testing their apparent concurrence in a palaeocene succession from central Patagonia. Actas 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 47-58. Trelew.
- BRUHN, R. L., C. R. STERN and M. J. DE WIT, 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back arc basin in southernmost South America. Earth and Planetary Science Letters, 41: 32-46.
- BUSTEROS, A., R. GIACOSA y H. LEMA, 1998. Hoja Geológica 4166-IV Sierra Grande. Provincia de Río Negro. Dirección Nacional de Servicio Geológico, Boletín 241, 1-75. Buenos Aires.
- CAMACHO, H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (4): 253-280. Buenos Aires.
- CAMACHO, H., 1974. Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonía. Anales Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 26: 39-57. Buenos Aires.
- CAMACHO, H., 1979. Descripción geológica de la Hoja 47h-48g, Bahía Camarones. Provincia de

- Chubut. Boletín del Servicio Geológico Nacional, 153, 29 p. Buenos Aires.
- CAMACHO, H. y J. FERNÁNDEZ, 1956. La transgresión patagónica en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11 (1): 23-45. Buenos Aires.
- CARAMÉS, A. A., 1993. Foraminíferos y bioestratigrafía del Cretácico superior y Terciario inferior del sur de Argentina. Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires, 390 p., (inédito). Buenos Aires.
- CATALANO, L.R., 1933. Depósito de guano en la isla Leones (Territorio del Chubut), Dirección Nacional de Minas y Geología, 1.000: 1-19. Buenos Aires.
- CELESTE, R., 1940. Relaciones entre el Rocaneano y el Salamanqueano en la zona comprendida entre Mamelones de Pinedo y Vicente Mena y Alejandro Nay en el valle del río Chico, Chubut. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional La Plata, 56 p., (inédito). La Plata.
- CHEBLI, G. y S. SCIUTTO, 1977. Levantamiento geológico de la zona comprendida entre sierra y meseta Cuadrada, Garayalde y curso inferior del río Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 54 p., (inédito). Buenos Aires.
- CIONCHI, J.L., 1987. Depósitos marinos cuaternarios de Bahía Bustamante, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 61-72. Buenos Aires.
- CIONE, A., 1978. Aportes paleoictiológicos al conocimiento de la evolución de las paleotemperaturas en el área austral de América del Sur durante el Cenozoico. *Ameghiniana*, 15 (1-2): 183-208. Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., 1984. Estratigrafía y geomorfología del Pleistoceno Holoceno costanero entre los paralelos 53°30'sur y 42°00'sur. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3: 513-519. Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., 1987. Cuaternario marino entre Tierra del Fuego y Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 208-212. Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., S. MARCOMINI y S. SANTILLANA, 1988. Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 43-50. Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., R. KOKOT y S. MARCOMINI, 1993. Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina en el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (2): 125-132. Buenos Aires.
- CORTÉS, J., 1981a. El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 217-235. Buenos Aires.
- CORTÉS, J., 1981b. Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la península de Valdés, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (4): 424-445. Buenos Aires.
- DARWIN, C., 1839. Narrative of the surveying voyages of H.M.S. Adventure and Beagle, between the years 1826 and 1836, Colburn, H. (Ed.), 3, 615 p. Londres.
- DARWIN, C., 1846. Geological observations of coral reef, volcanic islands and on South America, 479 p. London.
- DE BARRIO, R., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 189-198. Buenos Aires.
- DI PAOLA, E. y H. MARCHESE, 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián, desembocadura del río Santa Cruz). Provincia de Santa Cruz. República Argentina. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 207-222. Buenos Aires.
- DÖERING, A., 1822. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia), 3, Geología: 299-530. Buenos Aires.
- D'ORBIGNY, A., 1842. Voyage dans l'Amérique meridionale. 3, 3, Geologie: 7-277. París.
- ECHEVARRÍA, A., 1997. Informe micropaleontológico (ostrácodos) de muestras de la Hoja 4566-II Camarones. Instituto de Geología y Recursos Minerales, 5 p., (inédito). Buenos Aires.
- FASANO, J. L., F. ISLA y E. SCHNACK, 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires) - Caleta Valdés (Chubut). *Actas Simposio «Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemicycle demiglaciar en la Argentina»*: 24-47. Mar del Plata.
- FASANO, J.L., F. ISLA y E. SCHNACK, 1984. Movimientos relativos de la interfase continental-oceánica en el sector oriental de la península de Valdés, Chubut, Argentina. Evidencias aportadas por depósitos litorales cuaternarios. Resúmenes Simposio «Cambios del nivel del mar y evolución costera en el Cuaternario tardío»: 32-35. Mar del Plata.
- FERUGLIO, E., 1929. Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San

- Jorge. Anales Sociedad Científica Estudios Geográficos. GAEA, 3, 2: 395-486.
- FERUGLIO, E., 1949a. Descripción geológica de la Patagonia. Publicaciones Especiales Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 1, 334 p. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949b. Descripción geológica de la Patagonia. Publicaciones Especiales Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 2, 349 p. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Publicaciones Especiales Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3, 431 p. Buenos Aires.
- FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1965. Los Rodados Patagónicos en la meseta de Guenguel y alrededores. (Santa Cruz). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (3): 273-325. Buenos Aires.
- FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 430-447. Buenos Aires.
- FLORES, M. A., 1956. Reconocimiento geológico entre Malaspina y Camarones. Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 200, 15 p., (inédito).
- FRANCHI, M., 1976. Descripción geológica de la Hoja 46g, Bahía Vera. Provincia del Chubut. Dirección Nacional de Servicio Geológico, 47 p., (inédito). Buenos Aires.
- FRANCHI, M., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45g, Monte Triste. Provincia del Chubut. Boletín Servicio Geológico Nacional, 191, 55 p., Buenos Aires.
- FRANCHI, M., M. HALLER, O. LAPIDO, R. PAGE y A. PESCE, 1975. Geología de la región nororiental de la provincia del Chubut, República Argentina. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4: 125-141. Buenos Aires.
- GASPARINI, Z., 1981. Los crocodylia fósiles de la Argentina. Ameghiniana, 18 (3-4): 177-205. Buenos Aires.
- GELÓS, E., J. SPAGNUOLO y R. SCHILLIZI, 1992. Las unidades morfológicas de la costa oeste del golfo San Matías y su evolución. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (4): 365-372. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. y E. MALAGNINO 1984. Geomorfología. En V. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 1 (13): 347-364. Buenos Aires.
- GUST, D. A., K. T. BIDDLE, D. W. PHELPS y M. A. ULIANA, 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. Tectonophysics, 116: 223-253.
- HALLER, M. J., A. H. DEMICHELI, J. B. CABREROS y M. A. PARDO, 1990. Litología y geoquímica del vulcanismo triásico jurásico en la Patagonia extrandina y su relación con el rifting gondwánico. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1: 56-59. San Juan.
- HAYASE, K., O. SCHINCARIOL y P.J. MAIZA, 1971. Ocurrencia de alunita en cinco yacimientos de caolín en Patagonia: mina Equivocada, mina Loma Blanca, mina Estrella Gaucha, mina Gato y Camarones, República Argentina. Revista Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 2 (3-4): 49-72. Buenos Aires.
- HUGO, C., H. LEANZA, O. MASTANDREA y C. OBLITAS, 1981. Depósitos fosfáticos continentales en la Formación Río Chico (Terciario inferior). Provincia del Chubut. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 4: 485-495. Buenos Aires.
- INTERNATIONAL UNION GEOLOGICAL SCIENCES, 1989. Global stratigraphic chart. Compiled by J. Cowie and M. Basset. Episodes, 12, 2.
- KOSTADINOFF, J. y R. SCHILLIZI, 1996. Geofísica y geología del litoral atlántico comprendido entre el río Chubut y puerto Camarones, provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (4): 387-392. Buenos Aires.
- LAPIDO, O y R. PAGE, 1978. Relaciones estratigráficas y estructura del Bajo de la Tierra Colorada (Provincia del Chubut). Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 299-313. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y M. A. ULIANA, 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el supracretácico-neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. Ameghiniana, 31 (3): 257-281. Buenos Aires.
- LEMA, H., A. BUSTEROS, O. H. PAPÚ y E. SEPÚLVEDA, 1996. Lito y palinoestratigrafía de la Formación Río Chico en la región de Camarones, Provincia del Chubut. Argentina. Resúmenes Simposio «Paleógeno de América del Sur»: 15. Buenos Aires.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Leanza, A.F. (Ed): Geología Regional Argentina, 601-653. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- LESTA, P., FERELLO, R. y G. CHEBLI, 1980. Chubut extraandino. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1307-1387. Córdoba.

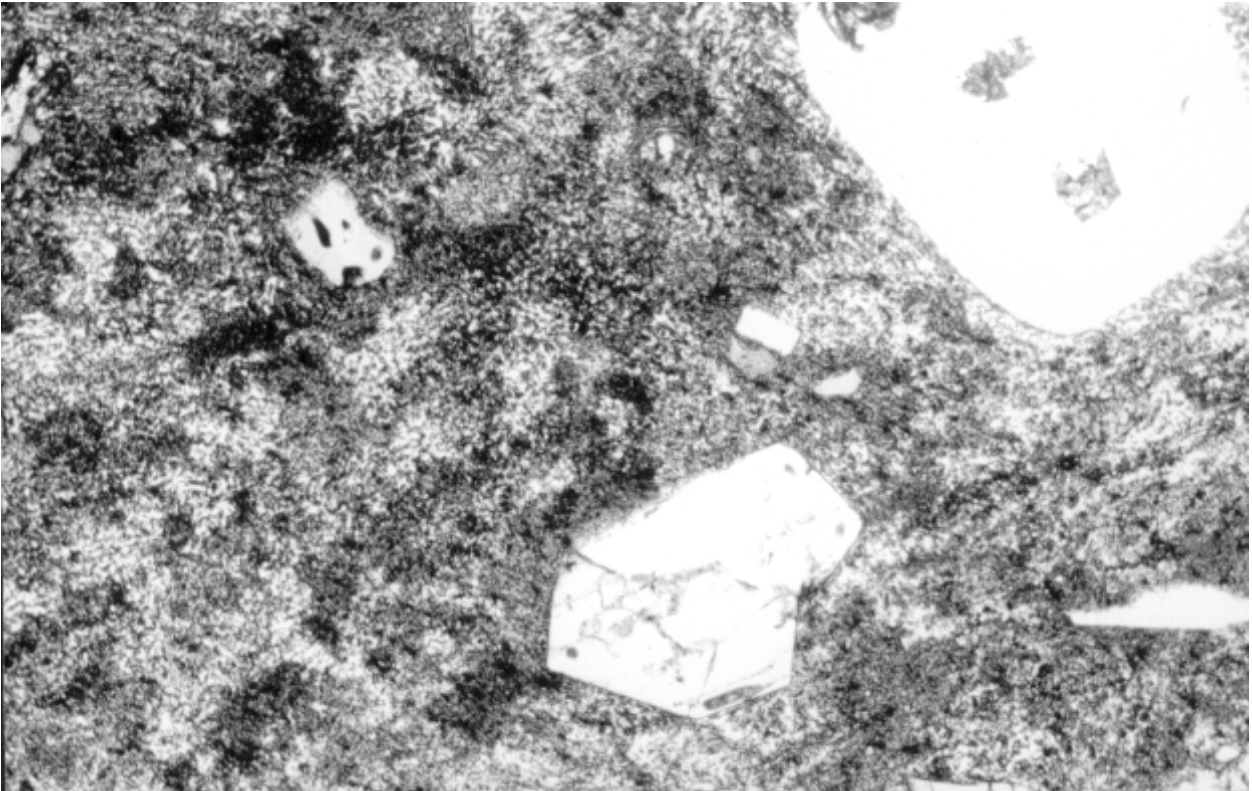
- LLAMBÍAS, E., R. CAMINOS y C. RAPELA, 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. En V. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Río Negro, 1 (4): 85-117. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. y M. A. LEVERATTO, 1975. El plateau ignimbrítico de la provincia de La Pampa. República Argentina. Actas 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 1: 99-111. Buenos Aires.
- LOMBARD, E. y R. FERELLO, 1963. Evidencias de escalonamiento en el zócalo cristalino y su influencia sobre la cubierta sedimentaria al norte de Comodoro Rivadavia. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 271-284. Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N., V. MASIUK y J. C. RIGGI, 1971. Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, provincia de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26 (2): 175-208. Buenos Aires.
- MALVICINI, L. y E. LLAMBÍAS, 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 2: 185-202. Buenos Aires.
- MARSHALL, L., R. PASCUAL, G. CURTIS and R. DRAKE, 1977. South American Geochronology: radiometric time scale from Middle to Late Tertiary Mammal-bearing horizons in Patagonia. Science 195: 1325-1328. New York.
- MASTANDREA, O., H. LEANZA, C. HUGO y C. OBLITAS, 1983. Fosfatos sedimentarios marinos radioactivos en la Formación Salamanca (Terciario inferior) Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (2): 185-191. Buenos Aires.
- MAZZONI, M., 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo Paleógeno, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (1-2): 60-68. Buenos Aires.
- MÉNDEZ, I., 1966. Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamanquense de Punta Peligro (45°30'S; 67°11'W). Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21 (2): 127-157. Buenos Aires.
- MENDÍA, J. E. y A. BAYARSKY, 1981. Estratigrafía del Terciario en el valle inferior del río Chubut. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 593-606. Buenos Aires.
- MENÉNDEZ, C. A., 1971. Floras terciarias de La Argentina. Ameghiniana, 8 (3-4): 357-371. Buenos Aires.
- MERCERAT, A., 1893. Contribución a la geología de la Patagonia. Anales de la Sociedad Científica Argentina, 26: 65-103. Buenos Aires.
- NAKAYAMA, C., 1975. Informe Geológico preliminar del área que comprende Sierra de los Chacays, Cañadón Trapaluco, Cerro Ponte y parte inferior del arroyo Perdido. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. 43 p. (inédito).
- NÁÑEZ, C., 1997. Informes micropaleontológicos de muestras de la Hoja Camarones. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 6 p. (inédito). Buenos Aires.
- OLIVIERI, J.C. y J.M. TERRERO, 1952. Comunicación sobre la alunita de Camarones. Instituto Nacional de Geología y Minería; carpeta 413: 1-8, (inédito). Buenos Aires.
- PAGE, R. y S. PAGE, 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 41-58. Buenos Aires.
- PALMERI, V., 1953. Propiedades de la alunita de Camarones y reconocimiento de alunita en ciertas arcillas argentinas. Revista Técnica Industria Minera, Unión Minera Argentina, 12, 137: 35-39. Buenos Aires.
- PANKHURST, R. and C. RAPELA, 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and Planetary Science Letters, 134: 23-36.
- PANZA, J., 1981. Descripción geológica de las Hojas 46e Gran Laguna Salada y 47f Meseta Cuadrada (Provincia del Chubut). Servicio Geológico Nacional, 232 p., (inédito). Buenos Aires.
- PASCUAL, R., E. HINOJOSA, D. GONDAR y E. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 6: 165-193. La Plata.
- PASCUAL, R. y O. ODREMAN RIVAS, 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos asociados. Ameghiniana, 8 (3-4): 372-412. Buenos Aires.
- PASCUAL, R. y O. ODREMAN RIVAS, 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 293-338. Buenos Aires.
- PETRIELLA, B. y S. ARCHANGELSKY, 1975. Vegetación y ambiente en el Paleoceno de Chubut. Actas 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 2: 257-270.
- RAPELA, C. y R. PANKHURST, 1993. El vulcanismo riolítico del noreste de la Patagonia: un evento meso-jurásico de corta duración y ori-

- gen profundo. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4:179-188. Buenos Aires.
- RIGGI, J. C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (2): 158-171. Buenos Aires.
- RIGGI, J. C., 1979. Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (1): 1-11. Buenos Aires.
- RUSSO, A., 1953. Levantamiento geológico al N de Pico Salamanca entre el mar y la Pampa del Castillo, Salamanca y Malaspina; escala 1:100.000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 165 p., (inédito).
- SEGAL, S., 1996. Estudio de secciones pulidas de la Hoja Camarones. Dirección Nacional de Servicio Geológico, 2 p., (inédito). Buenos Aires.
- SIMPSON, G., 1933. Stratigraphic nomenclature of the early Tertiary of central Patagonia. *American Museum Novitates*, 644:1-13.
- SIMPSON, G., 1941. The Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates*, 1120:1-15.
- SISTER, R.G. y M. KLEIN. 1952. Informe sobre el yacimiento de alunita de la zona de Camarones, Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia. Dirección Nacional de Geología y Minería, 247: 1-7, (inédito). Buenos Aires.
- SOMOZA, R., G. CLADERA y S. ARCHANGELSKY, 1995. Una nueva taoflora paleocena de Chubut, Patagonia. Su edad y ambiente de depositación. Actas 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 265-269. Trelew.
- SPALLETTI, L. y M. MAZZONI, 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del lago Colhué Huapí, provincia del Chubut. *Revista Museo La Plata, Obra del Centenario, Geología*, 4: 261-283. La Plata.
- SPALLETTI, L. y M. MAZZONI, 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhué Huapí, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (4): 271-281. Buenos Aires.
- SPIEGELMAN, A. y A. BUSTEROS, 1978. Caracterización litoestratigráfica de las sedimentitas terciarias en las localidades de Barrancas Blancas (Puerto Madryn), Bahía Cracker e Isla Escondida (Punta Lobos), provincia del Chubut, República Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 2: 659-671. Buenos Aires.
- TREBINO, L.G., 1987. Geomorfología y evolución de la costa en los alrededores del pueblo de San Blas, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 9-22. Buenos Aires.
- ULIANA, M., K. BIDDLE, D. W. PHELPS y D. A. GUST, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 231-253. Buenos Aires.
- VILELA, C., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 48c Lago Musters. Provincia de Chubut. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 113, 64 p. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1971. Aspectos paleoclimatológicos del Terciario Argentino. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», Paleontología*, 1 (8): 242-264. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). *Boletín Dirección General de Minas*, 30B: 34 p. Buenos Aires.
- WINDHAUSEN, A., 1918. Rasgos de la historia geológica de la planicie costanera en la Patagonia septentrional. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 23: 319-364.
- WINDHAUSEN, A., 1921. Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del territorio del Chubut, con referencia especial a la provisión de agua de Puerto Madryn. *Boletín Dirección General de Minas*, 24B. Buenos Aires.
- WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 27: 167-320. Córdoba.
- YRIGOYEN, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6 (4): 315-327. Buenos Aires.
- YLLAÑEZ, E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 46f Uzcudum, Provincia del Chubut. Dirección Nacional de Servicio Geológico, (inédito), 58 p. Buenos Aires.

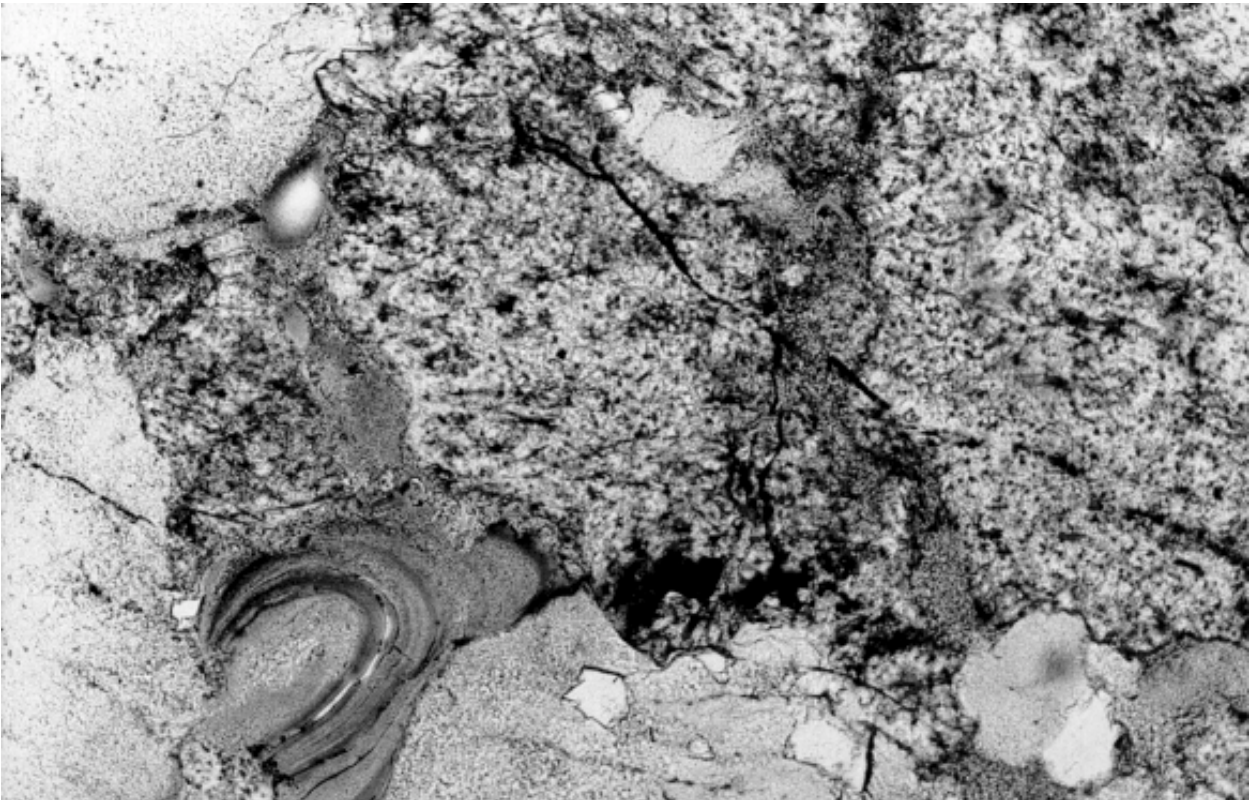
FOTOGRAFÍAS



Foto1.- Ignimbritas jurásicas con alteración epigenética cubiertas por la Formación Río Chico.



A



B

Foto 2.- Riolita porfírica en contacto con la Formación Río Chico; estancia Miramar. a) roca fresca (nicos cruzados; 40x); b) con reemplazo sílico-ferruginoso y crecimiento concéntrico de la calcedonia (nicos paralelos; 100x).



Foto 3.- Panorámica del cerro Meseta. Formación Río Chico. En el primer plano, bancos inferiores con buena estratificación. Los bancos superiores son de argilitas deleznales.



Foto 4.- Primer plano del reemplazo sílico-ferruginoso de diseño bandeado en rocas de la Formación Río Chico.



Foto 5.- Sección basal de la Formación Río Chico en el camino a la punta Tombo. Su estructura es brechosa, característica sobreimpuesta por procesos sin- y postdiagenéticos.



Foto 6.- Concreciones y fragmentos ferruginizados en la Formación Río Chico.



Foto 7.- Cerro Meseta. Horizonte aluínico asomando entre los derrubios de las argilitas del tramo superior de la Formación Río Chico.

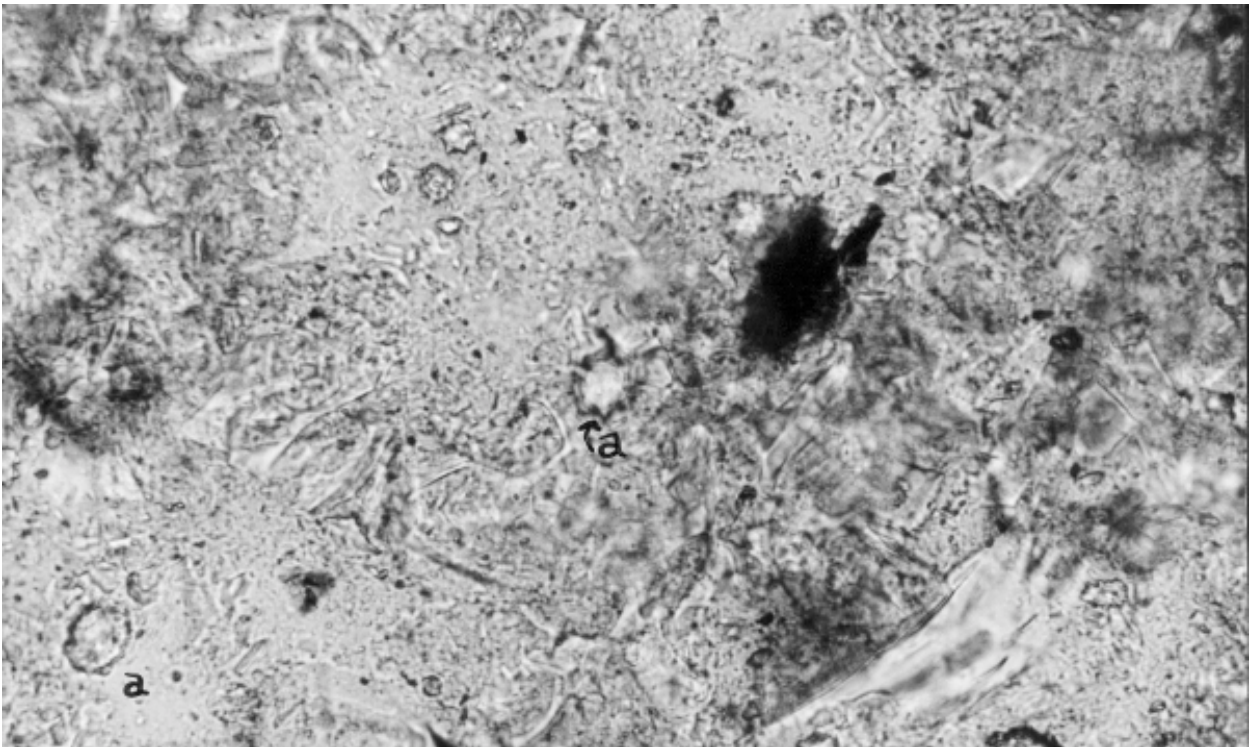


Foto 8.- Textura vitroclástica en piroclastita de la Formación Sarmiento. a) Fitolitos, de gramíneas?, estancia La Aurora (nicoles paralelos).

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 4566-II y IV
Camarones

Provincia del Chubut

Hebe Lema, Alicia Bustersos y Mario Franchi

Recursos Minerales: Cayetano Parisi y Marcelo Márquez
Supervisión: Alberto Ardolino

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente Lic. Roberto F. N. Page
Secretario Ejecutivo Lic. Juan Carlos Sabalúa

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director Lic. José E. Mendía

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director Dr. Antonio Lizuain

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / segemar@secind.mecon.gov.ar

Referencia bibliográfica

LEMA, H., A. BUSTEROS y M. FRANCHI, 2001.
Hoja Geológica 4566-II y IV, Camarones. Provincia del Chubut.
Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico
Minero Argentino. Boletín 261, 44 p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
2. ESTRATIGRAFÍA	4
2.1. Mesozoico	4
2.1.1. Jurásico	4
Complejo Marifil	4
2.2. Cenozoico	7
2.2.1. Paleógeno	7
2.2.1.1. Paleoceno (Daniano)	7
Formación Salamanca	7
2.2.1.2. Paleoceno superior	9
Formación Río Chico	9
2.2.1.3. Eoceno-Oligoceno	13
Formación Sarmiento	13
2.2.2. Paleógeno – Neógeno	15
2.2.2.1. Oligoceno – Mioceno	15
Formación Patagonia	15
2.2.3. Neógeno	18
2.2.3.1. Mioceno superior – Plioceno inferior	18
Formación Isla Escondida	18
2.2.3.2. Plioceno superior	19
Formación Montemayor	19
Depósitos de paleocauce	20
2.2.4. Cuaternario	20
2.2.4.1. Pleistoceno – Holoceno	20
Depósitos de cordones y terrazas marinas	20
Depósitos del cerro Unión	21
Depósitos de cordones y terrazas ubicados entre 40 y 110 m s.n.m.	22
Formación Caleta Malaspina	23
Formación Zanjón El Pinter	23
Depósitos que cubren pedimentos	24
Depósitos que cubren el pedimento del cerro Meseta	24
Depósitos que cubren a la superficie de pedimentación superior	24
Depósitos que cubren a la superficie de pedimentación intermedia	24
Depósitos que cubren a la superficie de pedimentación inferior	24
2.2.4.2. Holoceno	24
Depósitos coluviales	24
Depósitos aluviales y de bajos y lagunas	25

3. TECTÓNICA	25
4. GEOMORFOLOGÍA	26
5. HISTORIA GEOLÓGICA	28
6. RECURSOS MINERALES	29
Depósitos de minerales industriales	29
Alunita	29
Áridos	31
Guano	31
Piedra laja	31
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	31
BIBLIOGRAFÍA	33
FOTOGRAFÍAS	38