

Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano), en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut

Nora G. CABALERI^{1,2} y Claudia ARMELLA¹

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), CONICET, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

²Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Lacustrine facies from Cañadon Asfalto Formation (Callovian-Oxfordian), Las Chacritas, Cerro Cóndor, Chubut province.* The lower section of Cañadón Asfalto Formation (Callovian-Oxfordian) is located at Las Chacritas, Cerro Cóndor area, on the middle course of Chubut River. It is represented by lacustrine carbonate facies with interbedded volcanic layers accumulated in the rift system of the Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin. Eight microfacies (MF), defining the lake environments, and three biohermal facies (MFB) corresponding to an extensive microbialitic belt overlying eulittoral sediments have been recognized: The microfacies are: MF1, mudstone with microbial lamination, related to supralittoral shallow ponds; MF2, biohermal intraclastic floatstone linked to storm episodes; culminating with evaporitic levels; MF3, mudstone with evidence of dessication formed in stagnant water; MF4, microbial-peloidal mudstone/wackestone with evidence of sporadic wave currents, in a eulittoral environment; MF5, intraclastic grainstone/rudstone with pedogenic alterations showing evidence of wave action in a eulittoral area; MF6, oncoidal floatstone interpreted as an hiperconcentrated flow; MF7: Bio-intra-siliciclastic packstone/wackestone accumulated in infralittoral conditions and MF8, silicified bulbous stromatolites related to the outlet of fluvial channels. The biohermal facies are: MFB9, mudstone with stromatolites and wackestone levels; MFB10, planar stromatolites and MFB11, hemispherical stromatolites with chalk crust. Behind the biohermal belt, palustrine limestones locally show layers with episodic storm floods. The microfacial and facial distribution represents expansion and contraction cycles of a closed lake, controlled mainly by the precipitations.

Introducción

La Formación Cañadón Asfalto ha sido descripta como una de las unidades litoestratigráficas más importantes del Jurásico en la Patagonia Extraandina. Los primeros trabajos realizados en el valle del Río Chubut medio se deben a Piatnitzky (1936), quien denominó a la secuencia sedimentaria "Capas con Estherias", aunque con posterioridad Flores (1948) las describió como "Sección Esquistosa en la Serie Porfirica" y Feruglio (1949) la menciona como "Sección superior del Complejo de Olte". Petersen (1946) realizó un mapa geológico detallado de la región, que actualmente es utilizado como referencia. En estas primeras investigaciones se incluyen los trabajos realizados por Groeber (1942), Suerro (1946) y Flores (1956, 1957). Basados en los antecedentes disponibles y en investigaciones propias, Stipanovic *et al.* (1968) aportaron una nueva interpretación cronoestratigráfica general de las formaciones pre-neonianas presentes en el macizo Nordpatagónico y nominan Formación Cañadón Asfalto a un conjunto de depósitos que asignan al Caloviano-Oxfordiano, inte-

grado por rocas volcánicas, bioquímicas, epiclásticas y piroclásticas, con una flora fósil determinada por Frenaguelli (1949). Los primeros estudios bioestratigráficos, paleoecológicos y paleontológicos de la sección inferior de la Formación Cañadón Asfalto en la quebrada Las Chacritas (Cerro Cóndor) fueron realizados por Tach y Volkheimer (1970). Turner (1983) hizo el mapa geológico de la región, información que fue complementada con los mapas de las zonas adyacentes de Nullo (1983) y Proserpio (1987). Otros estudios de relevante importancia son la síntesis de Lesta y Ferello (1972), los trabajos de Cortés y Baldoni (1984), Musacchio *et al.* (1986), Cortés (1990), y Franchi *et al.* (1989, en Figari *et al.* 1994), entre otros. Un importante aporte al conocimiento de la región lo brindaron los estudios llevados a cabo por los geólogos de YPF, entre los que se destacan Nakayama (1972, 1973) y Chebli (1973). En los últimos años se ha interpretado la evolución de la Cuenca Cañadón Asfalto con la valiosa contribución de los estudios estratigráficos llevados a cabo por Homoc *et al.* (1991, en Cortiñas 1996) y tectosedimentarios realizados por Figari y Courtade (1993), Figari y García (1992), Figari *et al.* (1992, en Cortiñas 1996) y Cortiñas



Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto en el río Chubut Medio. Localización del perfil estudiado en la quebrada Las Chacritas.

(1996), quien establece los límites de la Cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto y hace referencia a sus posibilidades exploratorias. Estudios paleomagnéticos en las unidades jurásicas, aflorantes en el área del Río Chubut, fueron realizados por Geuna (1993) y Geuna *et al.* (1993).

La cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto se extiende desde el sur de la provincia del Río Negro y norte del Chubut, abarca la región central de la Patagonia Septentrional con una extensión de aproximadamente 72.000 km² de superficie. La cuenca se ha desarrollado sobre un basamento en el que existen cubetas cuneiformes, con uno de sus flancos limitados por fallas normales y listricas en profundidad. Los hemigrabenes de elongación general NO-SE, constituyen un sistema de *rift*, formado por esfuerzos extensivos a transtensivos que fueron afectados por una deformación póstuma (Figari y Courtade 1993). El principal registro sedimentario del evento extensional es la Formación Cañadón Asfalto, dividida en la localidad tipo en dos secciones estratigráficas. La inferior está compuesta por sedimentitas lacustres intercaladas con coladas basálticas y flujos piroclásticos, la cual fue incluida en la Megasecuencia I definida por Homoc *et al.* (1991, en Figari *et al.* 1994). La sección superior está representada por niveles de pelitas lacustres con *Estheria*, flujos de escarpa de falla y depósitos fluvio-deltaicos y corresponden a la Megasecuencia II de los mismos autores.

El contenido paleontológico de la Formación Ca-

ñadón Asfalto es rico en asociaciones de palinomorfos y microfósiles calcáreos que indican una edad caloviana-oxfordiana (Stipanovic *et al.* 1968; Stipanovic y Bonetti 1969; Tach y Volkheimer 1970). Mussachio (1995) reporta la presencia de ostrácodos dulceacuícolas de la Asociación de *Darwinula magna* del Lías tardío?-Dogger. En los "Estratos de Almada" con *Tharria ferugloi*, este autor reconoce ostrácodos lacustres de la Zona local de *Barrancalensis* del Jurásico medio (Caloviano?)-Jurásico superior. Estos términos son corroborados por la presencia de asociaciones típicas de reptiles terrestres del Caloviano (Bonaparte 1986). Los datos de taflores, si bien no son determinativos de la edad, debido a que no son fósiles guías, aunados con evidencias paleontológicas, sugieren una edad Jurásico medio para los afloramientos ubicados al sur de la localidad tipo (Baldoni 1986).

Esta unidad yace en suave discordancia sobre la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lonco Trapial (Megasecuencia I), la que representa depósitos de abanicos aluviales vinculados a escarpa de falla, en una etapa de hemigraben juvenil, de edad bajociana-bathoniana.

Los depósitos cretácicos se habrían acumulado en una etapa de *postrift*, con una fase de reactivación y control tectónico en la sedimentación continental de la Formación Los Adobes, Megasecuencia II (Figari y Courtade 1993), que cubrieron en marcada discordancia regional a la Formación Cañadón Asfalto.

La sección estudiada se encuentra situada en la quebrada Las Chacritas que desemboca en la localidad de Cerro Cóndor, ubicada sobre el borde oriental de la Sierra de Lonco Trapial, en la margen derecha del río Chubut. Se accede a la aldea de Cerro Cóndor a través de la ruta N°12 desde las localidades de Paso de Indios o Paso del Sapo. Las mejores exposiciones del perfil se reconocieron a 800 m de la desembocadura de la quebrada (Fig. 1).

El propósito de este primer trabajo es establecer la distribución de facies en la localidad para reconstruir la paleogeografía de la cuenca lacustre e integrarla con los estudios emprendidos en las secciones situadas en las inmediaciones de Cerro Cóndor.

Metodología

En la quebrada Las Chacritas se levantaron dos perfiles para análisis de microfácies que abarcan la sección inferior de la secuencia carbonática. Los trabajos se llevaron a cabo durante dos campañas. En la primera (año 1995) se hizo un muestreo de registro con recolección de muestras de todos los bancos y de sus variaciones laterales. Se identificaron los tipos de facies en el campo y se realizó el análisis de secciones delgadas; con los datos aportados se estableció un patrón inicial de facies. A estos resultados se sumaron los obtenidos

durante una campaña posterior (año 1996) donde se efectuó el muestreo estadístico en intervalos de 20 cm, en las secciones donde se observaron las mayores variaciones faciales y microfaciales. En esta oportunidad se completó el perfil con los criterios de muestreo antes mencionados, hasta abarcar la sección de la quebrada situada al norte de Cerro Cóndor, cubriendo un espesor de 630 metros. En laboratorio se estudiaron las secciones delgadas que fueron analizadas según las técnicas aplicadas en microfacies descritas en Armella *et al.* (1996) y modificadas según Arp (1995) para el estudio de carbonatos no marinos.

Microfacies

En los perfiles de la quebrada Las Chacritas se establecieron ocho microfacies (MF) que definen el cuerpo lacustre y tres facies biohermales (MFB) que caracterizan el cinturón microbialítico. La faja biohermal se extiende fuera del entorno de la quebrada Las Chacritas, y se la puede continuar tanto al norte, como al sur de esta localidad.

MF1: Mudstone con laminación microbialítica (Fig. 2a)

La laminación muy fina, está constituida por estromatolitos de micrita gruesa oscura formada por microcristales de calcita y materia orgánica, los cuales presentan perfiles ondulados y aparecen formando sets de niveles lenticulares de 10 cm de espesor de chert negro, sin estructura interna. En la microestructura se observa un predominio de peloides pedogénicos (20%), de color castaño oscuro, en los cuales predominan las formas elipsoidales a subesféricas con cortezas laminadas de 5 µm de espesor. El tamaño de estas partículas varía entre 20 y 100 micrones. En estas láminas de micrita gruesa oscura, no se observan filamentos algales y presentan aislados poros (2%) de contornos lobulados. Las láminas claras de microesparita constituyen niveles lenticulares de 5 cm de espesor, de fábrica fenestral con poros rellenos por calcita. A menudo están intercalados con niveles de peloides en contacto transicional. Se observan moldes de filamentos algales de 20 µm de diámetro pobremente preservados (Grupo A-I: *Indeterminate size filaments* Tipo 3 de Bertrand-Sarfati *et al.* 1994). Los escasos filamentos son subhorizontales y están rellenos por microesparita, atribuidos a huevos de insectos (Bertrand-Sarfati *et al.* 1994). Es frecuente encontrar en estas láminas esferas (10%) de 130 µm formadas por microesparita, con delgados films de micrita oscura. Los intraclastos son raros (1%), prolados y su composición es similar a las láminas oscuras, presentan envolturas micríticas formadas por algas filamentosas. La bioturbación es en forma de nidos producidos por excavación y están rellenos

por peloides de micrita oscura con materia orgánica y sin estructura interna.

Interpretación. Las características de la laminación, la presencia de filamentos algales y la fábrica fenestral, son propias de la actividad metabólica de las comunidades microbianas dominadas por cianobacterias en ambiente supralitoral. Asimismo, la segregación y aglutinamiento del fango original debido a procesos pedogénicos son indicativos de este subambiente. El sustrato fue suficientemente blando como para permitir la expansión de organismos infaunales. En este medio se formaron zonas estancas propicias para el desarrollo de huevos de insectos.

MF2. Floastone con intraclastos biohermales (Fig. 2b,c)

Los componentes (40% de la roca) están constituidos principalmente por partículas con recubrimientos pedogénicos con laminación micrítica (Arp 1995). Los intraclastos (33%) están representados por individuos subangulosos de tamaños variables (1,5-0,3 cm), su composición es de micrita/microesparita heterogénea y de micrita con microestructura peloidal, probablemente derivados de la MF1. Los intraclastos más pequeños (2-5 mm) están bien redondeados y son de micrita gruesa de color gris castaño oscuro. Estas partículas son cortoides. Se observan fenómenos de disolución y contactos curvados. Los silicoclastos (5%) son cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, cuarzo fragmentado, feldespato potásico y fragmentos de rocas volcánicas. Los constituyentes menores (2%) son peloides fecales con formas ovaladas, de micrita densa castaño oscuro y conchillas de ostrácodos. La fábrica es granosoportada, con partículas mal seleccionadas rodeadas por una matriz micrítica con textura gruesa. Se ha determinado en esta microfacies un nivel de remoción de 5 cm de espesor, con intraclastos angulosos de 2 cm de longitud y plasticlastos. La sección superior de la microfacies está asociada a un nivel de anhidrita de poco espesor (4 cm) que infrayace a un depósito de trizas, el cual no supera los 2,5 cm de potencia.

Interpretación. Las partículas con cubiertas pedogénicas, la presencia de intraclastos provenientes de las facies biohermales, junto con la disolución de algunos constituyentes y planos curvados, sugieren un ambiente supralitoral para la microfacies. Los fragmentos de rocas volcánicas fueron transportados por los afluentes que llegaban al lago y los cristales fragmentados resultaron de explosiones volcánicas cercanas a la cuenca. Se registra un episodio que corresponde a un evento de alta energía y de corta duración relacionado con una tormenta. Los niveles de anhidrita indicarían condiciones de desecación debido a un cambio climático marcado. Se determinaron períodos de sequía sucedidos por depósitos de cenizas volcánicas.

MF3. Mudstone (Fig. 2d,e)

La matriz es de micrita grumosa con cemento de calcita microcristalina. Son características las grietas de desecación rellenas con cristales de esparita cálcica y

los niveles con fenestras alineadas de 10 μm de diámetro, que en su mayoría están rellenas por cristales de anhidrita. Las partículas son muy escasas (menos del 1%) y están representadas por cristales angulosos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas

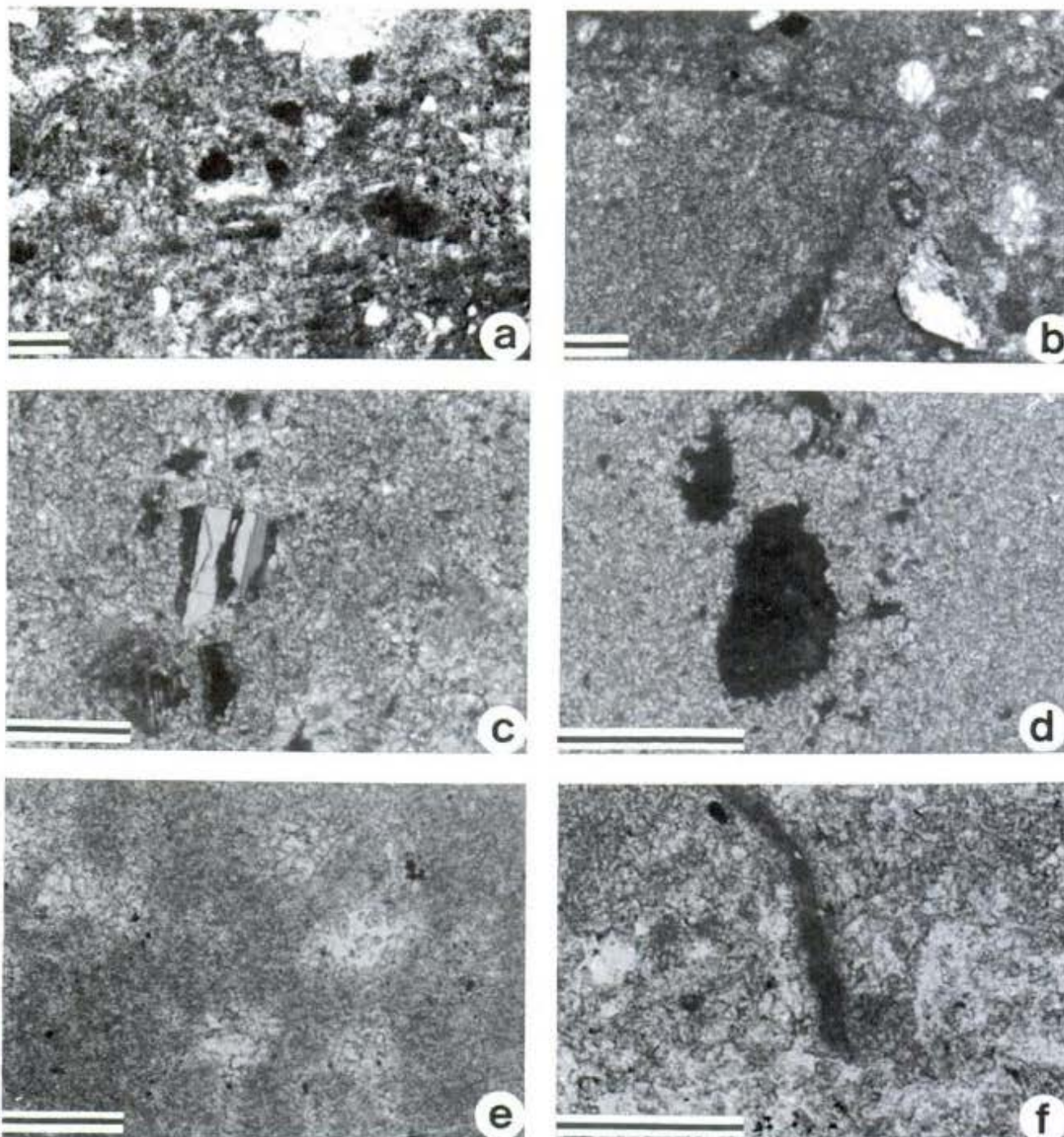


Figura 2: Microfotografías de las microfacies. Escala: la barra representa 200 μm . MF1: Mudstone con laminación microbialítica, **a**, lámina castaño claro compuesta por filamentos algales pobremente preservados y peloides pedogénicos. MF2: Floastone intraclástico, **b**, intraclasto micrítico, anguloso, cristales de cuarzo y feldespato potásico, cubiertos por una fina película micrítica (cortoides), inmersos en la matriz micrítica con textura grumosa; **c**, cristales angulosos de plagioclasa, en matriz de micrita grumosa. MF3: Mudstone, **d**, fragmento de roca volcánica alterada; **e**, micrita grumosa, con cemento esparítico. MF4: Mudstone/wackestone microbialítico peloidal, **f**, filamento algal micrítico, en una matriz micrítica con fábrica fenestral.

cuyos tamaños varían entre 250 y 600 micrones. Los componentes autóctonos son ooides radiales con núcleos compuestos por nódulos de hierro, las capas externas son irregulares y en ocasiones los ooides están fragmentados.

Interpretación. El ambiente definido para esta microfacies es supralitoral protegido, con aguas estancadas y períodos intermitentes de desecación. Los escasos componentes silicoclásticos habrían sido transportados por los ríos, o bien por el viento, como así lo indican las partículas originadas por eventos volcánicos explosivos. Los ooides se formaron en las zonas de alta energía y fueron removilizados por suaves corrientes.

MF4. Mudstone/wackestone microbialítico peloidal
(Fig. 2f y 3a,b)

Compuesta por micrita/microesparita con microestructura grumosa peloidal y fábrica fenestral. Las partículas (5-7%) corresponden a peloides micríticos, restos de talos de algas, gastrópodos de agua dulce, foraminíferos, ostrácodos, intraclastos micríticos de origen microbialítico, con textura peloidal y cristales de cuarzo. Se observaron niveles donde los peloides y poros elongados, posiblemente originados por disolución de filamentos algales, están paralelos a la estratificación mostrando un aspecto fluidal. Los poros están rellenos por chert y en sectores presentan características microbialíticas. En esta microfacies se observa un cemento de calcita radial. La porosidad es módica (30% en los niveles superiores), producida por disolución de los cristales de feldespato potásico y plagioclasa. Dicha variación está acompañada por un cambio en la textura fenestral que gradúa a esponjosa, en la que los poros no están cementados. Macroscópicamente la fábrica también es esponjosa y muy porosa, en contacto crenulado con lentes ameboidales de micrita maciza. Presenta superficies fracturadas, posiblemente originadas por pedogénesis.

Interpretación. Las características texturales indicarían un ambiente de formación eulitoral, asociado a esporádicas corrientes suaves de oleaje y retrabajo, que habrían originado los intraclastos. Las lentes ameboidales de micrita maciza con superficies fracturadas estarían vinculadas con procesos pedogénicos.

MF5. Grainstone/rudstone intraclástico con grietas de desecación (Fig. 3c)

Los intraclastos (70%) presentan una composición variada y responden a distintos orígenes: micrita/microesparita homogénea, sílice microcristalina y micrita peloidal. Sus contornos son angulosos y los tamaños mayores superan los 30 mm, mientras que los menores varían entre 5 y 0,5 mm y muestran características de

cortoides. La selección es mala y la fábrica grano soportada. En la microfacies se ha determinado un nivel de 4 cm de espesor formado por nódulos elipsoidales de sílice (Cabaleri *et al.* 1999) de 3 cm de eje mayor que pasan lateralmente a micrita grumosa. Se observan superficies de paleoexposición con rellenos de sedimentos carbonáticos (intraclastos de micrita). El cemento es de esparita drusiforme con cristales de calcita de bajo contenido en magnesio. Son frecuentes los meniscos de sílice radial y en algunos intraclastos se reconocieron estructuras geopetales.

Interpretación. Las características de la fábrica grano soportada y la ausencia de matriz estarían indicando un ambiente con fuerte agitación de las olas y períodos de exposición subaérea, en la zona eulitoral.

MF6. Floastone oncoidal

Forma un nivel lenticular de 15 m de espesor por 50 m de largo, con base erosiva. En la quebrada norte de Cerro Cóndor se hallaron restos del vertebrado *Tehuelchesaurus benitesii*, junto con troncos, piñas de aurocarias y helechos, (Rich *et al.* en prensa). Los componentes (40% de la roca) están representados por oncooides algales (16%) con relictos de su estructura concéntrica original. Los intraclastos (14%) son de tamaños variables (100 µm a 8 cm), en la mayoría los contornos están bien redondeados, no obstante se observaron otros de bordes angulosos. Estas partículas son de distintos orígenes y composición, los hay de micrita oscura con poros rellenos con microesparita, mientras que los más angulosos y de formas irregulares presentan evidencias de fábrica estromatolítica. Los bioclastos (5%) son conchillas desarticuladas y fragmentadas de foraminíferos, ostrácodos y restos de algas calcáreas. Son frecuentes los silicoclastos (3%) de fragmentos de rocas volcánicas y cristales de cuarzo (2%). La fábrica es fangosoportada, con estructura grandecreciente. El cemento es de calcita granular que rellena poros y cavidades de bioturbación en galerías. La porosidad módica es muy buena.

Interpretación. Flujo hiperconcentrado afectado al ambiente infralitoral.

MF7. Packstone/wackestone biointrasilicoclástico
(Fig. 3d,e,f y 4a)

Esta microfacies constituye el sustrato de los niveles pelíticos. Los componentes (25-35% de la roca) están representados por conchillas de ostrácodos, foraminíferos, restos vegetales indeterminados, oogonios, y filamentos algales del Grupo A-I *Intermediate size filaments* Tipo 1 de Bertrand-Sarfati *et al.* (1994). Los intraclastos (20%) tienen un tamaño promedio de 900 µm, son de micrita con recubrimientos pedogénicos

de color marrón. Los silicoclastos son de biotita y cuarzo. La matriz es de micrita peloidal. Se observan tubos de raíces de 70 a 250 μm de longitud y huevos de insectos de 370 μm de diámetro compuestos por esparita con una delgada cubierta de micrita de 10 micrones. La bioturbación es en canales rellenos por cristales de es-

parita, que en ocasiones, no sellan completamente la cavidad y dejan un espacio poral elongado. Las grietas de desecación son del tipo *joint planes* (Arp 1995).

Interpretación. La fábrica matriz soportada, la presencia de huevos de insectos y raíces de macrofitas acuáticas, junto con las características de la matriz pe-

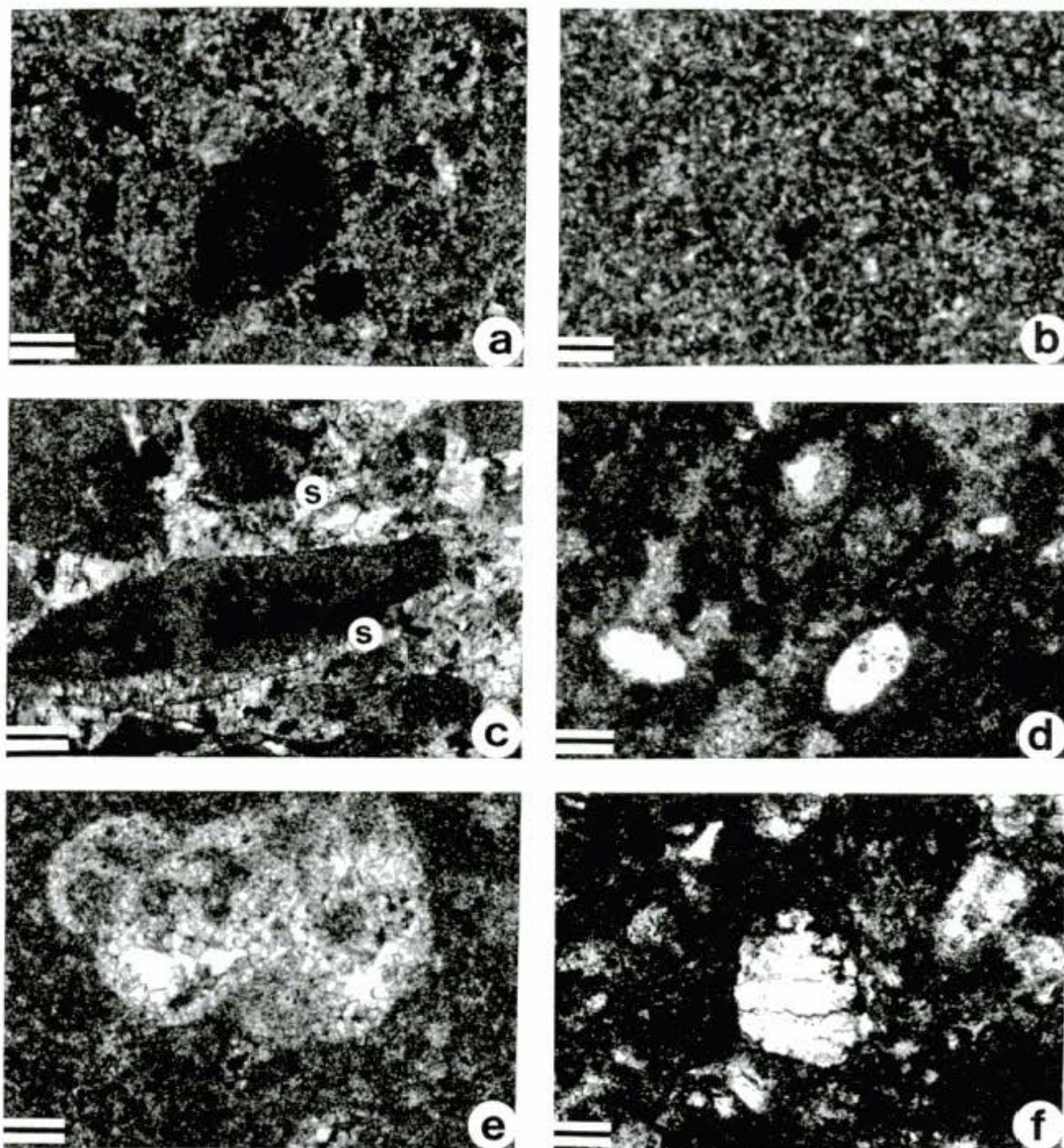


Figura 3: Microfotografías de las microfacies. Escala: la barra representa 200 μm . MF4: Mudstone/wackestone microbialítico peloidal, **a**, peloide lobulado, con estructura interna micropeloidal. La matriz es de micrita peloidal con fábrica fenestral. **b**, micrita peloidal, con cemento silíceo granular y radial. MF5: Grainstone/rudstone intraclástico, **c**, intraclastos, algunos con cemento colgante (*pendant*) silíceo (*s*), con características geopetales. El material ligante es cemento de esparita poligonal. MF7: Packstone/wackestone biointraclástico, **d**, huevos de insectos reemplazados por esparita y cubiertos por una película micrítica. El material ligante está compuesto por micrita peloidal y cemento esparítico; **e**, foraminífero en micrita peloidal, las cámaras se encuentran rellenas por esparita drusiforme y granular; **f**, ooconio de alga characea y cristales de feldespato en micrita peloidal.

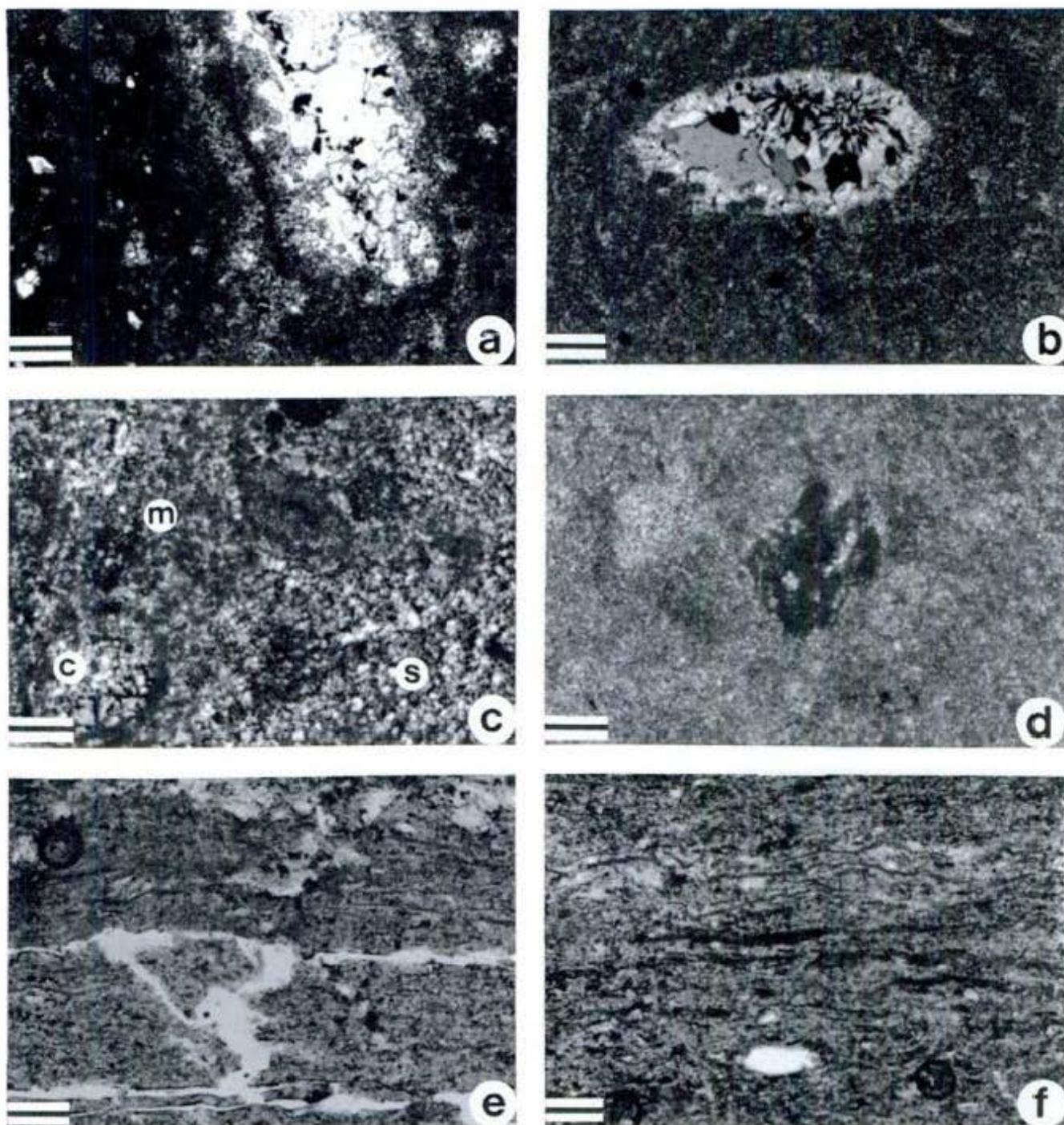


Figura 4: Microfotografías de las microfacies. Escala: la barra representa 200 μm . MF7: Pakstone/wackestone biointrasilicoclástico, **a**, rizolitos rellenos por esparita drusiforme, en micrita peloidal. MF8: Estromatolitos silicificados, **b**, ostrácodo relleno por sílice radial y microgranular, en una matriz micrítica densa, con textura peloidal; **c**, detalle del contacto entre estromatoides micrítico (m) (izquierda) y silíceo (s) (derecha), en ambos la textura es peloidal. Corte transversal de una characea (c) reemplazada por sílice. MFB9: Mudstone con estromatoides; **d**, micrita gruesa y fragmento de roca volcánica. MFB10: Estromatolitos estratiformes, **e** y **f**, estromatoides micríticos, compuestos por finos filamentos algales de actitud horizontal, **e**, afectados por grietas de desecación.

loidal estarían indicando una depositación infralitoral afectada por períodos de expansión y contracción del nivel del lago. Durante los primeros aumenta el nivel de agua y existe aporte de silicoclastos acarreados por los ríos, en los períodos de sequía se contrae el sustrato formando grietas de desecación. Los intraclastos estarían vinculados con este proceso.

MF8: Estromatolitos bulbosos (Fig. 4b,c)

Compuestos por láminas silicificadas onduladas de gran amplitud de onda que forman cuerpos aislados de 0.80 m de altura por 1 m de longitud. Son característicos los niveles de sílice de color negro de 5 cm de espesor intercalados con delgados bancos de carbonatos, el

conjunto alcanza una potencia de hasta 2 metros. La microestructura esta constituida por láminas de sílice con textura gruesa peloidal muy densa, se observan restos de nódulos silíceos tipo magadita (<1%) de formas esféricas y elipsoidales. Son frecuentes los poros rellenos por sílice microcristalina. El contacto con las láminas carbonáticas es gradual. Se observa tendencia lateral a la formación de pequeños domos estromatolíticos finamente bandeados de 0,5 a 1 cm de espesor.

Se diferencian dos tipos de láminas o estromatoides, basados en variaciones texturales. En todas las muestras analizadas los contactos son ondulosos pero netos, con interdigitaciones laterales. En muestra de mano, los estromatoides más oscuros (2-3 cm) de color gris castaño, están compuestos por micrita con microestructura peloidal de aspecto afieltrado, que evidencia el primitivo entramado filamentoso, y cianoides de sílice. Son comunes los oogonios, restos de talos de characeas mal conservados y filamentos algales del Grupo A-I *Intermediate size filaments* Tipo 4 de Bertrand-Sarfati *et al.* (1994). Los filamentos (20-40 μm) son de micrita oscura, forman ramificaciones que se entrelazan entre sí y encierran poros rellenos por microesparita y sílice microcristalina.

Los estromatoides de micrita peloidal (>5 cm), con fábrica esponjosa, están constituidos por numerosas fenestras de 1 cm de espesor, cementadas por calcita esparítica. Se observan fisuras irregulares bordeadas por micrita peloidal, interpretadas como reemplazo de filamentos algales. Los estromatoides presentan aislados intraclastos y restos de charas, en la matriz hay escasas arcillas y granos de cuarzo (<1%).

No se observan procesos de desecación. Las fenestras aparecen después del crecimiento del estromatoide y están localizadas en la parte central del reticulado algal (Bertrand-Sarfati *et al.* 1994).

En esta microfacies se identificó un nivel de 8 cm que corresponde a un packstone con intraclastos cuyos tamaños varían entre 2,5 y 1,5 cm, los prolados son de micrita oscura homogénea con recubrimientos originados por algas musilaginosas, mientras que los de contornos irregulares se formaron cuando el sustrato se encontraba aun en estado plástico. Los bioclastos son de *Estheria* y algas, se reconocieron también peloides fecales.

Interpretación. La morfoestructura de estos cuerpos aislados, junto con la microfábrica que resulta del entramado de los filamentos algales descritos, sugiere un ambiente de desembocadura de canales fluviales (Bertrand-Sarfati *et al.* 1994) en el que se registraron episodios de remoción por corrientes leves y aporte de partículas desde las zonas someras.

MFB9. Mudstone con estromatoides y niveles de wackestone (Fig. 4d)

Presenta bandeamiento grosero y discontinuo. Las

láminas estromatolíticas de 0,5 cm de espesor son de perfil plano, se disponen en forma horizontal y alternan con otras de mayor espesor (5 cm) constituidas por micrita maciza, que presentan contactos poco netos con los estromatoides. Otro tipo reconocido son las bandas fracturadas-lentiformes con interdigitaciones laterales. La microestructura de los estromatoides esta caracterizada por filamentos algales flabeliformes radiales densamente empaquetados. Los moldes están rellenos con microesparita y poseen recubrimientos de micrita oscura (Gupo A-II: *Thin filaments*, Tipo 1 de Bertrand-Sarfati *et al.* 1994). Los filamentos adoptan una trama en red con espacios vacíos, los que fueron posteriormente ocupados por esparita/microesparita de composición cálcica. La matriz es de micrita gruesa, con material arcilloso. Los bioclastos son muy raros y se identificaron solo conchillas disueltas de ostrácodos. La bioturbación, tipo galería, no es muy importante.

Interpretación. Esta facies corresponde a la parte central del biohermo.

MFB10. Estromatolitos estratiformes (Fig. 4e,f)

El nivel está formado por láminas horizontales de perfil plano, con bajo relieve sinóptico, constituidas por *sets* de estromatoides de color gris castaño claro, con fino bandeamiento interno originado por la presencia de sílice oscura. Algunos niveles presentan grietas de desecación reticuladas rellenas por sílice microcristalina. Están asociadas a superficies de pedogénesis vinculadas a niveles de 1 mm de espesor con intraclastos micríticos, que fueron transportados como rodados, o bien en suspensión, en este caso produjeron la deformación de la laminación algal. La microestructura estromatolítica está constituida por una alternancia de niveles de micrita con filamentos algales (Grupo A-I: *Intermediate size filaments*, Tipo 3 de Bertrand-Sarfati *et al.* 1994). Los filamentos se disponen subhorizontales, adoptando la forma del sustrato. El nivel afectado por pedogénesis tiene una matriz de arcillas, sílice y micrita, presenta grietas de desecación, "planes" (Brewer 1964; Freytet y Plaziat 1982). El complejo de grietas está caracterizado por planos reticulares, con rellenos de micrita peloidal y cristales, con ocasionales niveles donde los cristales de esparita sellan los espacios. Son comunes los canales de disolución. En la microfacies se encontraron ooides recristalizados rellenos por esparita.

Interpretación. Estromatolitos con evidencias de exposición subaérea, que señalan períodos de contracción del cuerpo de agua, mientras que las etapas de expansión del nivel del lago se manifiestan por el crecimiento acresional de las comunidades microbianas bentónicas. Los niveles con pedogénesis estarían indicando un buen drenaje en la zona (Freytet y Plaziat 1982).

MFB11. Estromatolitos hemisféricos con cubierta de calcreta (Fig. 5a, b, c, d)

La microfacies microbialítica se caracteriza por alternancia de estromatoides micríticos y niveles de chert con ooides. La textura de la micrita es gruesa peloidal, la fábrica es fenestral, en la que los poros se encuentran tapizados por cristales de cuarzo drusiforme-radial y calcedonia. Es frecuente encontrar también la formación de cuplas de estas láminas con micrita de aspecto más esponjoso, con grandes poros (3 mm) ameboidales vacíos y con desprendimiento de intraclastos micríticos peloidales. Las láminas de chert están compuestas por juegos de sets de a) micrita peloides-fenestral, interestratificada con chert laminado, esferulítico y fábrica vermiforme peloidal, con frecuentes grietas de desecación, y b) láminas de chert con micrita maciza, de bordes crenulados y textura esferulítica. El cemento es de sílice de aspecto coloidal, fibroso y localmente como mosaico cristalino (*blocky cement*) de cuarzo. Es frecuente observar cristales romboédricos de dolomita, dispersos en la sílice, y muy raramente se reconocieron cristales de titanita.

En algunos se observaron filamentos algales de mi-

crita oscura, algas ramosas con filamentos sinuosos de micrita, estructuras de tejido vegetal (parénquima) mal conservadas, carofitas, fitoplastos leñosos, talos de algas, ooides reemplazados por microesparita, huevos de insectos rellenos por sílice, foraminíferos y posibles restos de larvas de insectos.

Microscópicamente la facies corresponde a estromatolitos hemisféricos de bajo relieve sinóptico, lateralmente unidos, que pasan a suavemente ondulados y horizontales. Están compuestos por láminas irregulares y lobuladas de 3 a 5 cm de espesor aproximado, de micrita de aspecto esponjoso, que alternan con finas láminas crenuladas, lentiformes y nodulares de chert (*magadita*). Los estromatoides no presentan continuidad lateral, intercalándose e interdigitándose con los de micrita y los de chert. Es frecuente observar superficies de oxidación en los topes de las láminas, como así también la presencia de bandas de aspecto terroso de caliche o calcreta. Algunos ejemplares muestran brechamiento de las bandas micríticas, con rebordes de sílice, otorgándoles un aspecto muy localizado de "floatstone mal seleccionado" con matriz de wackestone.

Interpretación. La fábrica de las láminas, los bioclastos y la morfología de los cuerpos indican el desarrollo

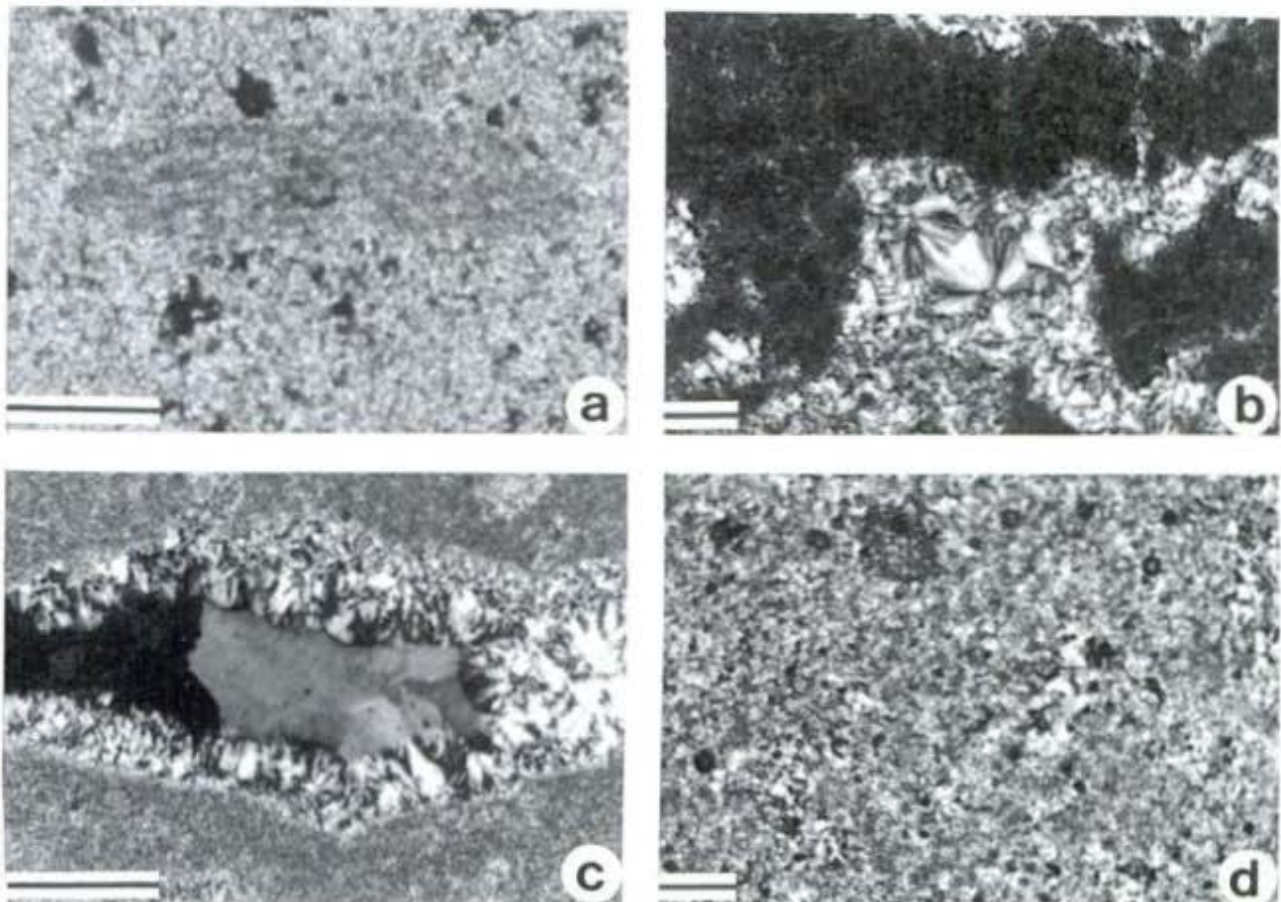


Figura 5: Microfotografías de las microfacies. Escala: la barra representa 200 μm . MFB11: Estromatolitos hemisféricos, **a**, restos de alga indeterminada, en matriz microesparítica peloidal; **b**, fragmentos de estromatoides compuestos por micrita peloidal densa, cementados por sílice esferulítica; **c**, poro tipo estromatolito tapizado por sílice esferulítica y sellado por cristales de cuarzo; **d**, estromatoides de micrita peloidal, con cemento silíceo.

de estas estructuras estromatolíticas en un ambiente eulitoral a supralitoral, sobre un sustrato de pendiente suave. Las microbialitas fueron afectadas por procesos de formación de complejos de grietas de desecación y cubiertas de caliche. La sílice es chert del tipo magadita, con textura esferulítica, característico de lagos salinos que han sufrido variaciones en el pH y salinidad debidos a la evaporación en los períodos de contracción del nivel del agua (Cabaleri *et al.* 1999).

Interpretación paleoambiental

En la localidad de Cerro Cóndor se ha determinado un complejo de facies, que corresponden a una asociación de microfacies lacustres vinculadas con ambientes costeros y biohermos de estromatolitos (Fig. 6). El cinturón biohermal está caracterizado por una superposición de facies formadas principalmente por algas verdes. La parte central del cuerpo (MFB9) muestra un patrón de crecimiento rítmico dado por la alternancia

de condiciones favorables para el desarrollo de matas algales y niveles de fangos micríticos. Este diseño sería la respuesta a cambios climáticos estacionales, durante la etapa de nivel alto del lago (*highstand*). Esta facies estaría interceptada localmente por los cuerpos estromatolíticos de la microfacies MF8.

La parte media del biohermo corresponde a la MFB10 constituida por niveles de crecimiento próspero de las algas durante los períodos de expansión del cuerpo lacustre. Estas condiciones se vieron interrumpidas por episodios estacionales de contracción del cuerpo de agua (*lowstand*) que provocó una marcada exposición del biohermo, como así lo manifiestan las evidencias de pedogénesis, asociadas con grietas de desecación.

El tope de la acumulación biohermal representa una etapa prolongada de expansión del nivel del lago, la cual causa el potente desarrollo de la facies de estromatolitos hemisféricos (MFB11), que provoca la colmatación local del lago y por ende la migración de la zona litoral hacia el sudoeste. Esta facies forma un cuerpo elongado que se extiende a través de 500 m y se lo iden-

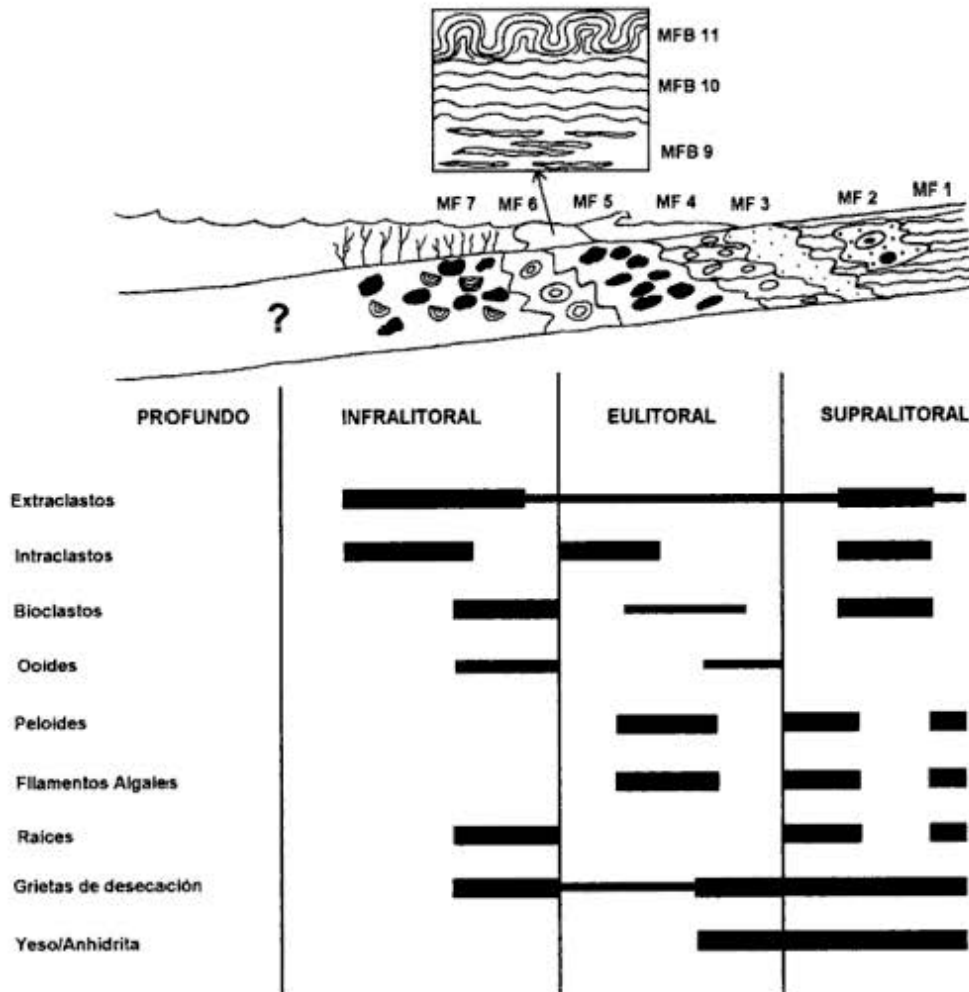


Figura 6: Reconstrucción del margen del lago en la zona de la quebrada Las Chacritas. Sin escala. Distribución semicuantitativa de elementos diagnósticos de las microfacies y del cinturón biohermal.

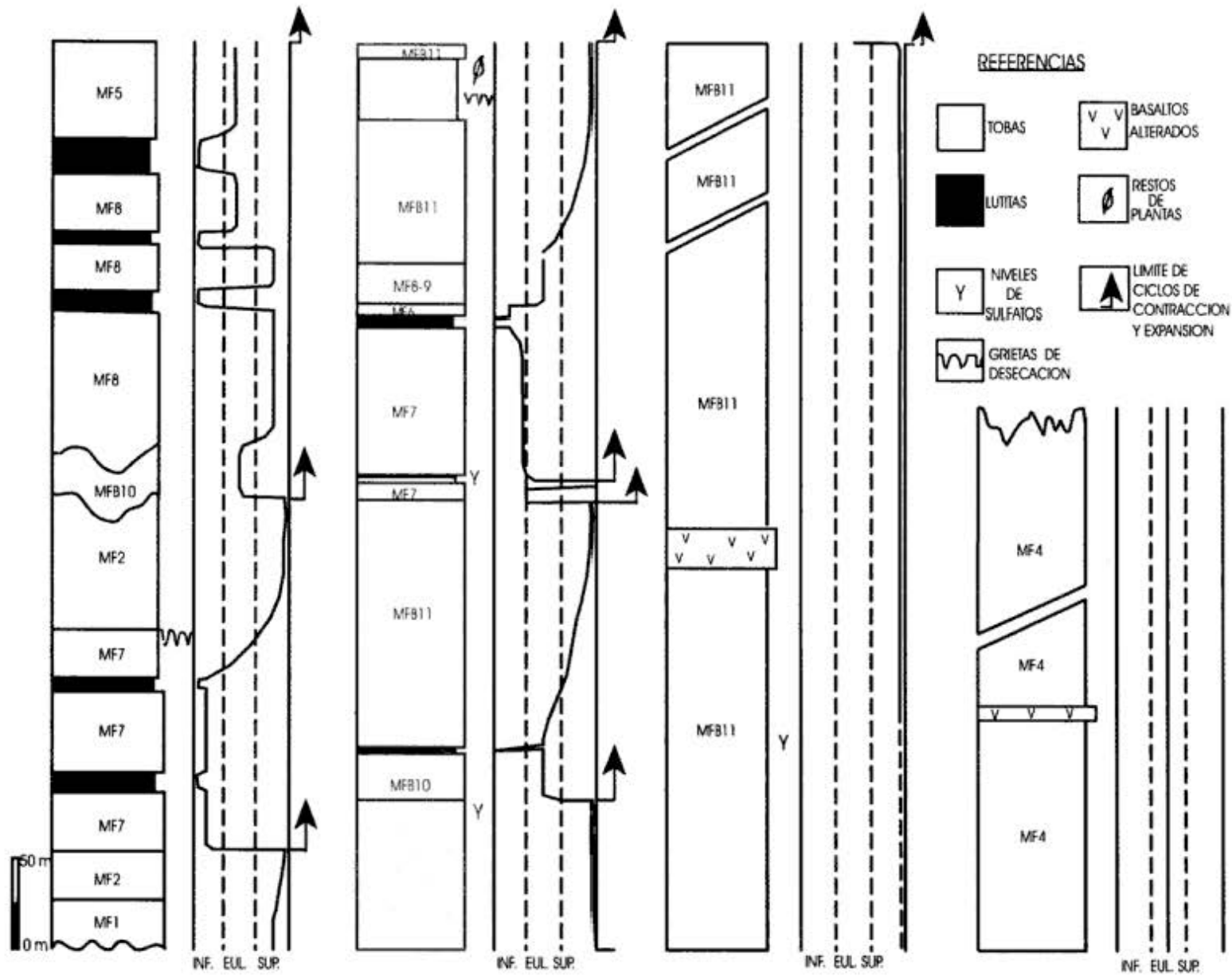


Figura 7: Distribución vertical de las facies, microfacies y ciclos de contracción y expansión del lago, de la Formación Cañadón Asfalto en el perfil aflorante en la quebrada Las Chacritas.

tifica en el Cañadón El Carrizal, donde se encuentran los mejores afloramientos. En la quebrada Las Chacritas las estructuras estromatolíticas (MFB11) indican un pasaje gradual del ambiente eulitoral al supralitoral (*lowstand*), con formación de cubiertas de calcreta y grietas de desecación. Las facies de flanco del cuerpo biohermal se reconocieron al norte de la localidad estudiada (Armella y Cabaleri, en preparación).

En el lago se han determinado ocho microfacies que definen a los subambientes de la cuenca lacustre (Fig. 6). En el ambiente supralitoral más cercano a la costa se habrían depositado fangos calcáreos propicios para el desarrollo de tapices microbialíticos y algas filamentosas (MF1), en condiciones de aguas estancas. Esta microfacies se encuentra interdigitada con la MF2 relacionada con un incremento en la energía del medio, reflejada en el nivel de remoción que podría atribuirse a una tormenta. La microfacies representa cambios climáticos intermitentes que afectaron a la región, alternando condiciones climáticas húmedas, con aportes de materiales acarreados por ríos efímeros y condiciones de extrema sequía, con precipitación de sulfatos.

La MF3 refleja un episodio en el cual el lago se habría endicado por un derrame basáltico que dejó aislado un sector del ambiente supralitoral y dio lugar a la formación de aguas estancadas. Este subambiente fue muy sensible a los cambios climáticos; en los períodos de sequía los fangos se contrajeron originando complejos de grietas de desecación (Arp 1995), mientras que en los húmedos recibió el aporte de precipitaciones y de cursos de agua temporarios.

En la zona eulitoral se depositaron fangos microbialíticos en condiciones de baja energía, interrumpida esporádicamente por corrientes de oleaje y retrabajo de poca intensidad, generadas dentro del lago (MF4).

Las microfacies MF5 corresponde a la zona eulitoral, con influencia de oleaje. En este subambiente se registran marcados períodos de contracción y exposición subaérea, evidenciados por las características de las partículas y la petrofábrica.

El medio infralitoral presenta características de aguas poco profundas, ricas en nutrientes como lo manifiesta la evidencia de crecimiento de macrofitas. Las aguas calmas y someras, a su vez, brindaron un medio propicio para que aovaran los insectos (MF7). Esta zona fue susceptible a las etapas de contracción del lago, en los que quedó temporariamente expuesta. Este subambiente estuvo afectado por un flujo hiperconcentrado (MF6) con material proveniente del ambiente litoral (oncoides, intraclastos, restos de saurópodos, piñas y troncos), y su origen habría sido el resultado de la reactivación de las fallas del sistema de *rift*.

En la zona infralitoral se formaron, en la desembocadura de los canales fluviales efímeros, estromatolitos bulbosos aislados construidos por cianobacterias (MF8). Durante los períodos húmedos (expansión), se reactivó el sistema de drenaje hacia la cuenca, con aporte de partículas desde las zonas más someras y se

produjeron esporádicos episodios de remoción originados por corrientes de poca magnitud.

El lago formado en la cuenca de Cañadón Asfalto presenta claros ciclos de expansión y contracción (Fig. 7), controlados por las precipitaciones. Este lago de tipo perenne, ha permanecido bajo condiciones hidrológicas cerradas, donde las fluctuaciones climáticas controlaron el nivel del agua. Estas variaciones de profundidad quedaron reflejadas en las áreas eu/supralitoral con la formación de niveles evaporíticos. De acuerdo con Van Houten (1962, 1964) y Hu y Textoris (1994) se han definido cinco ciclos de expansión y contracción (Fig. 7). Las microfacies lacustres (MF) habrían sido más susceptibles a los cambios del nivel del lago, mientras que el biohermo (MFB) desarrolló ciclos más espesos, propios de su crecimiento microbialítico acrecional (Fig. 7).

Conclusiones

El análisis del perfil de la Formación Cañadón Asfalto, en la quebrada Las Chacritas permite establecer un modelo de facies de ambiente litoral lacustre, en el que se reconocieron las zonas supralitoral, extensamente desarrollada, eulitoral donde se destacan las acumulaciones biohermales y el área infralitoral, muy somera.

El subambiente supralitoral está caracterizado por mudstones microbialíticos, con registro de episodios de tormentas y períodos secos, con formación de niveles evaporíticos.

En el subambiente eulitoral se diferenciaron dos zonas, una adyacente a la supralitoral, asociada a corrientes suaves, y otra proximal al subambiente infralitoral, la cual está afectada por la acción de olas en los períodos húmedos y permanece expuesta en los episodios de contracción del lago.

Sobre los sedimentos depositados en el área eulitoral, se desarrolló un extenso cinturón biohermal en el que se distinguieron tres episodios de crecimiento de las comunidades microbianas. El primero corresponde al corazón del biohermo, formado por algas verdes filamentosas densamente empaquetadas. El segundo está constituido por estromatolitos estratiformes con evidencias de períodos de aridez. El tercero representa la parte superior del cuerpo; en el que las condiciones se hacen más extremas con desarrollo de cubiertas de calcreta que interrumpen el crecimiento armónico de las comunidades microbialíticas.

El subambiente infralitoral es muy somero y está definido por packstone/wackestone rico en bioclastos y afectado por los períodos de expansión y contracción del lago.

El estudio de la secuencia refleja una influencia marcada de los cambios climáticos que se manifiestan en los ciclos de expansión y contracción del nivel del lago dentro en una cuenca hidrológicamente cerrada, en la cual las fluctuaciones climáticas menores se revelan en las

variaciones fisicoquímicas del agua, con precipitación de sílice y sulfatos, y en los ciclos de sedimentación.

Agradecimientos

Las autoras desean dejar expresado su agradecimiento a W. Volkheimer y P. Stipanovic. A E. Figari por la valiosa información regional de la Cuenca Cañadón Asfalto, la cual facilitó el desempeño en el campo. A R. Solís, Jefe de Geología de la Comisión Nacional de Energía Atómica, a A. Benítez, Jefe de la Regional Patagonia de la CNEA, a A. Fuentes, Jefe de Geología de la Regional Patagonia, a M. Páez, geólogo responsable del Campamento Los Adobes y al personal, por el apoyo brindado durante las tareas de campo y el material fotográfico facilitado para la realización de este trabajo. A F. Salani y A. Concheyro, por sus valiosas sugerencias y colaboración en los trabajos de campo. A E. Llambias por la confección de las secciones petrográficas. Asimismo se expresa el agradecimiento a los árbitros de este trabajo, en especial a R. Palma, por sus oportunos comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Armella, C., Cabaleri, N.G. y Valencio S.A., 1996. Modelo paleoambiental de la Formación la Flecha (Cámbrico superior) en el área de Jáchal, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(2): 165-176.
- Arp, G., 1995. Lacustrine Bioherms, Spring Mounds and Marginal Carbonates of the Ries-Impact-Crater (Miocene, Southern Germany). *Facies*, 33: 35-90.
- Baldoni, A.M., 1986. Tafofloras del Jurásico medio de la Patagonia Extraandina. En: Volkheimer, W. (Ed.): *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y del Cretácico de América del Sur*, 2: 313-353. Mendoza.
- Bertrand-Sarfati, J., Freytet, P. y Plaziat, J.C., 1994. Microstructures in Tertiary Nonmarine Stromatolites (France), comparison with Proterozoic. En: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C. (Eds.): *Phanerozoic Stromatolites II*: 155-192. Kluwer Academic Publishers.
- Bonaparte, J.F., 1986. Les Dinosauriens (Carnosauriens, Allosauriens, Sauropodes, Cétiosauriens) du Jurassique Moyen de Cerro Cándor (Chubut, Argentine). *Annales de Paléontologie (Vert-Invert.)*, 72 (3): 247-289, (4): 325-386. Masson, Paris.
- Brewer, R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. J.Wiley, 470 p., London.
- Cabaleri, N., Salani, F. and Armella, C., 1999. Genesis of the siliceous stromatolites in the Jurassic Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystem, Abstracts: 11-12. Buenos Aires.
- Chebli, G.A., 1973. Levantamiento geológico de la zona sur de Paso de Indios, entre Sierra Cañadón Grande, sierra Cuadrada y meseta de Canquel (Depto. Paso de Indios, Provincia del Chubut). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 112 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Cortés J. M. y Baldoni, A., 1984. Plantas fósiles jurásicas del sur del Río Chubut medio. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 4: 432-443. Buenos Aires.
- Cortés J. M., 1990. Estratigrafía de las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas del Chubut central, entre Pasos de Indios y El Sombrero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(1-2): 69-84.
- Cortiñas, J.S., 1996. La cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 147-163. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomo I, 334 p. Buenos Aires.
- Figari, E.G. y Courtade, S.F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 66-77. Mendoza.
- Figari, E.G., Courtade, S.F. y Homovc, J.F., 1992. Estructura de la Cuenca Cañadón Asfalto, provincia del Chubut. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 27 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Figari, E.G., Courtade, S.F. y Constantini, L.A., 1994. Estratigrafía y tectónica de los bajos de Gastre y Gan Gan. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca*, 10(40): 75-82. Buenos Aires.
- Figari, E.G. y García, D.G., 1992. Depósitos continentales en el Cerro Fortín. Análisis litofacial y arquitectónico de estos depósitos, aflorantes en la localidad citada, Chubut, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca*, 9(32): 2-8. Buenos Aires.
- Flores, M. A., 1948. Investigaciones en río Chubut medio entre los cerros Cándor y Pavada (Territorio Nacional del Chubut). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 72 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Flores, M. A., 1956. Perfiles del Chubutiano y observaciones en la parte central y norte del Chubut. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 58 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Flores, M.A., 1957. Perfiles en el Chubutiano (II Parte). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 91 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Franchi, M.R., Panza, J.L. y De Barrio, R.E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 347-378. Tucumán.
- Frenguelli, J., 1949. Los estratos con "Estheria" en el Chubut (Patagonia). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(1): 11-24.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contribution Sedimentary*, 12, 213 p., Stuttgart.
- Geuna, S.E., 1993. Geología y Paleomagnetismo de unidades del Jurásico superior aflorantes en el curso Medio del Río Chubut: Implicancias tectónicas. Tesis Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 100 p. (inédito).
- Geuna, S.E., Vizán H. y Somoza, R., 1993. Paleomagnetismo de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico superior) en el curso medio del río Chubut: Implicancias Tectónicas. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 429-435. Mendoza.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos de la región ubicada entre los paralelos 41° y 44° y entre los meridianos 69° y 71°. Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. 1º parte, 2: 368-379. Santiago de Chile.
- Homovc, J.F., Figari, E.G. y Courtade, S.F., 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Provincia del Chubut. YPF S.A. 108 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Hu, L.N. y Textoris, D., 1994. Cycles lakes beds of the Triassic Anford sub-basin of North Carolina. En: Dennison, J.M. y

- Ettenshon, F.R. (Eds.): Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles. SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology, 4: 5-34.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, 601-654. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Musacchio, E.A., Beros C. y Pujana, E.I., 1986. Microfósiles continentales del Jurásico y Cretácico del Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge. Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.): Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y del Cretácico de América del Sur, 2: 355-383. Mendoza.
- Musacchio, E.A., 1995. Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y el Cretácico en la comarca del Valle Medio del Río Chubut, Argentina. Actas 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 179-187. Trelew.
- Nakayama, C., 1972. Informe geológico de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 88 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Nakayama, C., 1973. Sedimentitas prebajocianas en el extremo austral de la Sierra de Taquetrén. Chubut. Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 1: 269-277. Buenos Aires.
- Nullo, F. E., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conuhé, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 197, 78 p. Buenos Aires.
- Petersen, C., 1946. Estudios Geológicos de la Región del Río Chubut Medio. Dirección General de Minería y Geología. Boletín 59, 95 p. Buenos Aires.
- Piatnitzky, C., 1936. Informe preliminar sobre el estudio geológico de la región situada al norte de los lagos Colhué Huapi y Musters. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 79 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Proserpio, C., 1987. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159, 108 p. Buenos Aires.
- Rich, T.H., Rich, P.V., Giménez, O., Cúneo, R., Puerta, P. y Vacca, R. (en prensa). A Cetiosaurid from South America. Alcheringa.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo F., Baulies O.L. y Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el dominio del Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(1): 67-98.
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M., 1969. Posiciones estratigráficas y edad de las principales floras jurásicas argentinas. II) Floras doggerianas y málmicas. Ameghiniana, 7(2): 101-118.
- Suero, T., 1946. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre el Arroyo Genoa y el Río Chubut (Departamentos Tehuelches, Paso de Indios y Languiño. Territorio del Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 158 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Tach, P. y Volkheimer, W., 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia. Kansas University, Paleontological Contribution, Paper 50: 1-23. Kansas.
- Turner, J.C.M., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conuhé, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 197, 78 p., Buenos Aires.
- Van Houten, F.B., 1962. Cyclic sedimentation and the origin of analcime-rich Upper Triassic Lockatong Formation, west-central New Jersey and adjacent Pennsylvania. American Journal of Science, 260: 561-576.
- Van Houten, F.B., 1964. Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. Geological Survey of Kansas, Bulletin, 169: 497-531.

Recibido: 30 de setiembre, 1998

Aceptado: 20 de diciembre, 1999