

ESTRATIGRAFÍA, ANÁLISIS DE FACIES Y PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO EN EL DEPOCENTRO JURÁSICO CERRO CÓNDOR, PROVINCIA DEL CHUBUT

Nora CABALERI¹, Wolfgang VOLKHEIMER², Claudia ARMELLA¹, Oscar GALLEGO³, Diego SILVA NIETO⁴, Manuel PÁEZ⁵, Mariana CAGNONI¹, Adriana RAMOS¹, Héctor PANARELLO¹ y Magdalena KOUKHARSKY⁶

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. Email: cabaleri@ingeis.uba.ar

²Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. Centro Científico –Tecnológico, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Mendoza. Email: volkheim@mendoza-conicet.gov.ar

³Micropaleontología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, Universidad Nacional del Nordeste y Área Paleontología, Centro de Ecología Aplicada del Litoral, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Corrientes. Email: ofgallego@live.com.ar

⁴Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires. Email: dsilva@mecon.gov.ar

⁵ Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Patagonia, Trelew. Email: paez_manuel@yahoo.com

⁶Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires y Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Email: mkou1@yahoo.com.ar

RESUMEN

El depocentro Cerro Cóndor representa la secuencia estratigráfica del Jurásico continental más completa de la cuenca de Cañadón Asfalto y de Sudamérica austral. Se sitúa en la Patagonia extraandina, en ambos márgenes del río Chubut medio. La sedimentación en esta cuenca *pull apart*, acompañada por efusiones de basalto olivínico, comenzó en el Jurásico Medio temprano. Predominan en la Formación Cañadón Asfalto los depósitos lacustres caracterizados por asociaciones de facies carbonáticas y siliciclásticas intercaladas con rocas lávicas en la base y depósitos piroclásticos hacia el techo de la unidad. Se describe el desarrollo de facies a lo largo de un corte norte-sur que abarca las secciones de estancia El Torito y de los cañadones Los Loros, Las Chacritas, Carrizal, Asfalto y Lahuincó. Las facies/microfacies carbonáticas están representadas por *mudstones*, *wackestones*, *packstones*, *grainstones* y calizas microbialíticas características de ambientes litorales, marginales y palustres. En la Formación Cañadón Asfalto se distinguen un miembro inferior (Las Chacritas), constituido por calizas, lutitas, areniscas y conglomerados, intercalados con basaltos olivínicos y por otro superior (Puesto Almada) compuesto por tobas, tufitas, lutitas y areniscas. El primero es portador de una asociación palinológica de edad bajociano-bathoniana y el segundo de dinosaurios de edad tithoniana. Se describen detalladamente e ilustran las secciones estratigráficas de ambos miembros de la formación en sus localidades tipo, cañadón Las Chacritas y estancia el Torito y se reconstruyen los paleoambientes del depocentro desde el Aaleniano al Tithoniano. La edad del miembro Puesto Almada en su localidad tipo se obtuvo mediante una datación radiométrica (K/Ar) de biotitas provenientes de una delgada capa de toba volcánica ($147,1 \pm 3,3$ Ma, Tithoniano) proveniente de la parte superior de la unidad.

Palabras clave: *Estratigrafía, Paleambiente lacustre, Formación Cañadón Asfalto, Depocentro Cerro Cóndor, Jurásico.*

ABSTRACT: *Stratigraphy, facies analysis and paleoenvironments of the Cañadón Asfalto Formation, Jurassic Cerro Cóndor depocenter, Chubut province.* The Cerro Cóndor depocenter represents the most complete stratigraphic sequence of the continental Jurassic of the Cañadón Asfalto basin and southern South America. It is situated in extraandean Patagonia, on both sides of the middle Chubut river valley. The sedimentation in this pull-apart basin begins early in the Middle Jurassic, accompanied by effusions of olivinic basalts. The prevailing lacustrine deposits are characterized by carbonatic and siliciclastic facies associations, interfingering with volcanic deposits grading from lavic in the base to predominantly pyroclastic towards the top. The facies evolution from north to south is described, embracing the sections of farm El Torito and the canyons of Los Loros, Las Chacritas, Carrizal, Asfalto and Lahuincó. The carbonatic facies/microfacies are represented by mudstones, wackestones, packstones, grainstones and microbialitic limestones, characteristic of littoral/marginal and palustrine environments. In the Cañadón Asfalto Formation are distinguished a lower member (Las Chacritas composed by limestones, shales, sandstones and conglomerates

intercalated with olivinic basalts, and an upper member (Puesto Almada) composed by tuffs, tuffites, shales and sandstones. The first is bearing a palynologic assemblage of Bajocian–Bathonian age and the second dinosaurs of Tithonian age. The stratigraphic sections of both members of the formation are described and illustrated at their type localities cañadón Las Chacritas and farm El Torito and the paleoenvironments of the depocenter, from the Aalenian to the Tithonian are described and illustrated. The age of the Puesto Almada Member at its type locality was obtained by radiometric dating (K/Ar) of biotites from a thin layer of volcanic tuff (147.1 ± 3.3 Ma, Tithonian) from the upper part of the unit.

Keywords: *Stratigraphy, Lacustrine paleoenvironment, Cañadón Asfalto Formation, Cerro Cóndor depocenter, Jurassic.*

INTRODUCCIÓN

La Formación Cañadón Asfalto es una potente secuencia sedimentaria con intercalaciones volcánicas, que constituye uno de los registros más importantes del Jurásico continental sudamericano. Fue definida por Stipanovic *et al.* (1968) en los

cañadones Sauzal (Lahuincó) y Asfalto, en las cercanías de la aldea Cerro Cóndor (Fig. 1). En el Chubut extraandino se han reconocido varios depocentros (que forman parte de la cuenca de Cañadón Asfalto): en río Chubut medio se halla el depocentro Cerro Cóndor, al SO de Gan Gan el depocentro Estancia Fossati y al

SO de Gastre el depocentro El Portezuelo-Llanquetruz (Fig. 2). Cada uno de estos depocentros respondería a procesos tectosedimentarios semejantes, representados por una sedimentación lacustre que grada a fluvial, asociada con basaltos y depósitos piroclásticos, en cuencas transtensionales del tipo *strike-slip* o *pull-apart* individuales (Silva Nieto *et al.* 2002b, Silva Nieto *et al.* 2007). Sin embargo, en conjunto están vinculados a la transcurriencia del lineamiento Gastre, entre el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior (Fig 2). En este trabajo se describen las secuencias sedimentarias de los cañadones Las Chacritas, Asfalto y la sección aflorante en la estancia El Torito, las que se encuentran emplazadas en la margen derecha del río Chubut, cercanas a la aldea Cerro Cóndor (Fig. 1) y que forman parte del depocentro homónimo (Fig. 2). El objetivo del trabajo es completar la descripción y el análisis de facies/microfacies de los miembros que constituyen la Formación Cañadón Asfalto, nominados por Silva Nieto *et al.* (2003) como miembros Las Chacritas (inferior) y Puesto Almada (superior); presentar el perfil tipo de la formación en el cañadón homónimo, donde fue definido; caracterizar los paleoambientes de ambos miembros y afinar la datación de las unidades litoestratigráficas estudiadas.

MARCO GEOLÓGICO

El basamento (Fig. 3) en este sector de la cuenca está constituido por migmatitas, granitoides migmatíticos y granitoides tonalíticos del Paleozoico superior de la Formación Mamil Choique (Sesana 1968, Ravazzoli y Sesana 1977), que afloran en

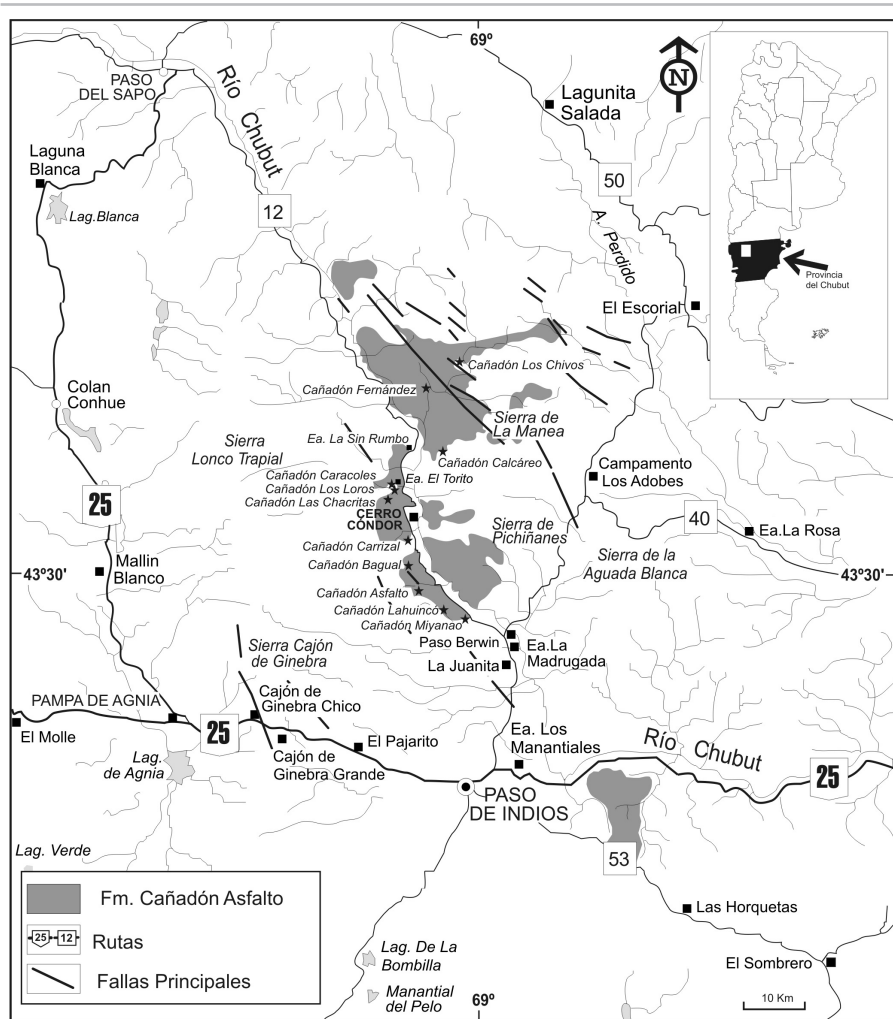


Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto en la región del río Chubut medio.

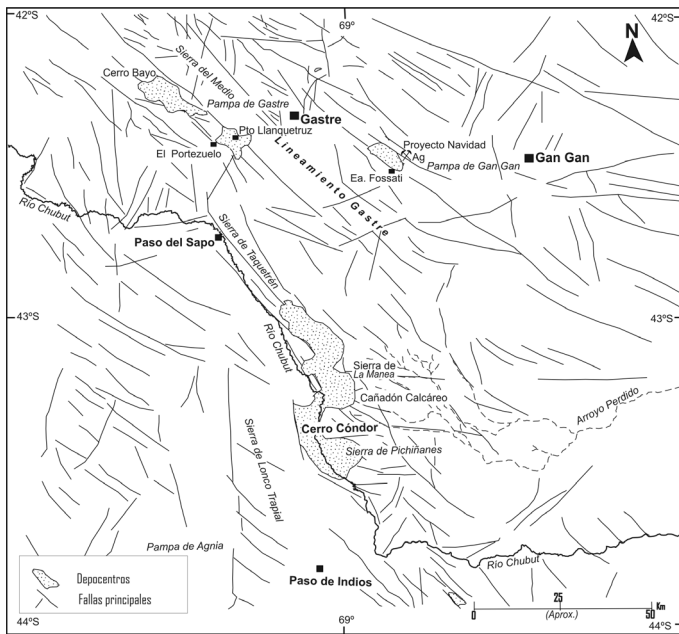


Figura 2: Depocentros de la cuenca Cañadón Asfalto en la región del Chubut central.

la sierra de Pichiñanes (Fig. 3 y 4). A comienzos del Jurásico Medio se registró en la región un importante evento volcánico con derrame de lavas mesosilíceas a básicas de la Formación Lonco Trapial (Lesta y Ferello 1972), que fueron datadas por Silva Nieto (2005), quien reportó una edad radimétrica (K/Ar) de 173 Ma (Aaleniano). Sobre esta unidad y en discordancia, apoya la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Cañadón Asfalto, cuya edad en su parte basal fue asignada al Aaleniano-Bajociano, mediante una datación radimétrica ($170 \pm 4,4$ Ma) de un basalto aflorante al norte de cerro Condor, en el cañadón Los Loros (Salani 2007). Por otra parte, los estudios palinológicos realizados en la sección inferior del cañadón Lahuincó, situado al sur de la aldea Cerro Condor, indican una edad bajociana a bathoniana temprana (Volkheimer *et al.* 2008) para el Miembro Las Chacritas, mientras que los niveles superiores del Miembro Puesto Almada fueron asignados al Jurásico Superior (Tithoniano), de acuerdo a la edad isotópica de una toba presentada en este trabajo (Cuadro 1). Sobre la Formación Cañadón Asfalto y en discordancia angular de bajo grado se apoyan los depósitos continentales (areniscas, conglomerados cuarcíticos y tobas) de la Formación Los Adobes, del Grupo Chubut (Codignoto *et al.* 1979). En el margen oriental del río Chubut y en contacto tectónico con la Formación Cañadón Asfalto aflora una secuencia de tobas, intercaladas con bancos de areniscas, conglomerados, lutitas y escasos niveles de calizas correspondientes a la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio 1987) de edad berriasiana-hauteriviana (Volkheimer *et al.* 2009). Al norte del depocentro Cerro Condor aflora una secuencia companiama-maastrichtiana, constituida por areniscas y conglomerados cuarcíticos de la Formación Paso del Sapo (Lesta y Ferello 1972), que corresponden a ambientes marinos litorales y de ríos entrelazados de llanura deltaica (Page *et al.* 1999). La secuencia descrita pasa transicionalmente a areniscas fosilíferas y pelitas y arcilitas grises y verdosas

P	EDAD	Gr.	FORMACIÓN	MIEMBRO
CENOZOICO	CUAT.	Holoceno	Depósitos aluviales, coluviales, eólicos	
		Pleistoceno	Depósitos pedemontanos	
	TERCIARIO PALEOG.	Mioceno	Fm. El Mirador	
		Oligoceno	Grupo Sarmiento	
MESOZOICO	CRETÁCICO	Eoceno		
		Maastrichtiano	Fm. Lefipán	
		Campaniano	Fm. Paso del Sapo	
		Santoniano	Grupo Chubut	Manuel Arce/Bayo Overo Las Plumas Cerro Castaño Puesto La Paloma
		Coniaciano		
		Turoniano		
		Cenomaniano	Fm. Los Adobes	Bardas Coloradas
		Albiano		Arroyo del Pajarito
		Aptiano		
		Barremiano		
	Hauteriviano			
	Valanginiano	Fm. Cañadón Calcáreo (Localidad tipo)		
	Berriasiano			
JURÁSICO	Tithoniano		Fm. Cañadón Asfalto	Puesto Almada
	Kimmeridgiano			Las Chacritas
	Oxfordiano			
	Calloviano			
	Bathoniano			
	Bajociano			
Aaleniano	Fm. Lonco Trapial			
PALEOZOICO	SILÚRICO		Fm. Mami Choique	

Figura 3: Estratigrafía de las unidades citadas en el trabajo, aflorantes en la región del río Chubut medio.

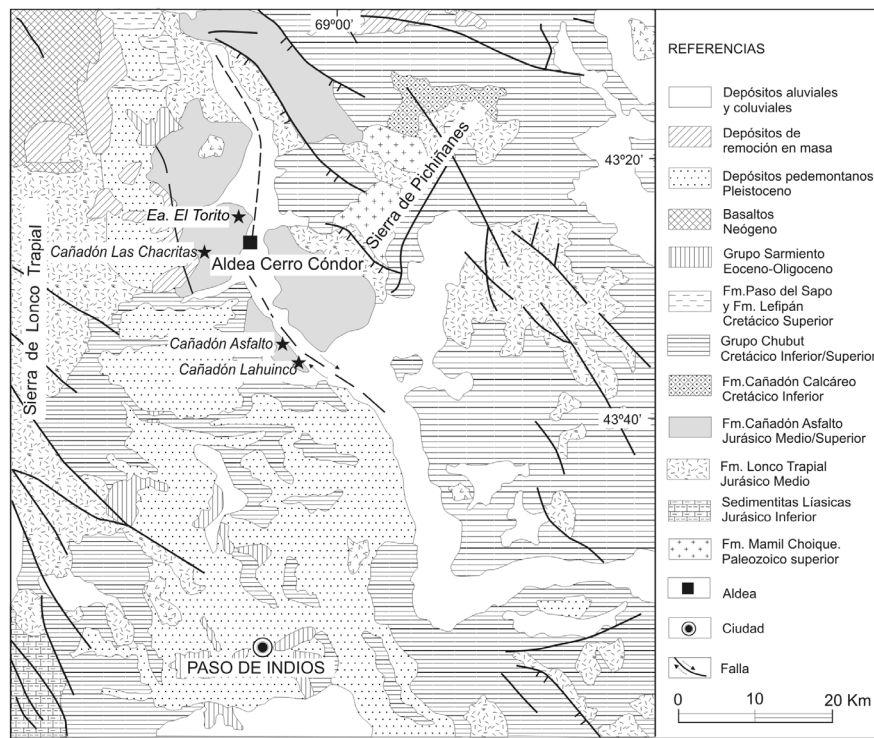


Figura 4: Mapa geológico con las principales unidades estratigráficas que afloran en la región de estudio (adaptado de Cabaleri y Armella 2005).

de ambientes estuáricos correspondientes a las secciones basal y medio-superior de la Formación Lefipán (Lesta y Ferello 1972). En el área de estudio, el Paleógeno está representado por tobas y tufitas arenosas, blanco amarillentas, del Grupo Sarmiento de edad eoceno-oligocena, mientras que el Neógeno, por basaltos miocenos de la Formación El Mirador. El Cuaternario está caracterizado por depósitos pedemontanos antiguos, asignados al Pleistoceno y por depósitos de remoción en masa, aluviales, coluviales y eólicos del Holoceno.

Los primeros trabajos realizados en el valle del río Chubut medio se deben a Piatnitzky (1936), quien denominó a la Formación Cañadón Asfalto como "Capas con *Estheria*". Posteriormente, Flores

(1948) la describió como Sección Esquistosa de la Serie Porfirítica. Feruglio (1949) la incluyó en la sección superior del Complejo de la Sierra de Olte y en parte del Chubutense. Frenguelli (1949) estudió la flora fósil de esta unidad, asignándole una edad calloviana - oxfordiana, por su comparación con la flora de la Formación La Matilde (Jurásico Medio a Superior). La evolución de la cuenca de Cañadón Asfalto fue interpretada a partir de los estudios estratigráficos de Homovc *et al.* (1991) y de los estudios tectosedimentarios realizados por Figari y Courtade (1993), Figari y García (1992) y Figari *et al.* (1992). Las características paleoambientales y paleoclimáticas de esta unidad fueron definidas a partir de estudios estratigráficos de detalle (Cabaleri y Armella 1999, 2006, Cabaleri

et al. 2005, 2006, 2008 y Silva Nieto *et al.* 2007), que se complementaron con el mapa geológico regional del área de Cerro Cándor y un análisis genético-estructural para esta unidad, (Silva Nieto *et al.* 2002a y b). El importante contenido paleontológico de la Formación Cañadón Asfalto originó a relevantes trabajos, que incluyen el análisis de tafofloras (Stipanovic *et al.* 1968, Stipanovic y Bonetti 1969, Cortés y Baldoni 1984, Baldoni 1986), invertebrados (Tasch y Volkheimer 1970, Gallego 1994, Genise *et al.* 2002, Gallego y Cabaleri, 2005, Martínez *et al.* 2007 y Gallego *et al.* 2009); vertebrados (Bona parte 1986, Rich *et al.* 1999, Rauhut 2002, Rauhut *et al.* 2005, Rauhut 2006, Rougier *et al.* 2007a y b, Baéz y Nicoli 2008, entre otros), asociaciones de palino-morfos (Volkheimer *et al.* 2008) y microfósiles calcáreos (Musacchio *et al.* 1990, Musacchio 1995).

ESTRATIGRAFÍA

En este capítulo se caracterizan ambos miembros de la Formación Cañadón Asfalto en sus localidades tipo y áreas relacionadas.

Miembro Las Chacritas

Localidad tipo: El Miembro Las Chacritas en la localidad tipo (cañadón Las Chacritas, Fig. 1), está caracterizado por sedimentitas lacustres (Cabaleri y Armella 1999) intercaladas con depósitos piroclásticos y rocas basálticas, que forman la base de la unidad (Fig. 5). Los niveles de ambiente lacustre están constituidos principalmente por calizas homogéneas silicificadas de color gris castaño, calizas con nódulos de chert, calizas con estromatolitos planares, que alternan en ocasiones, con estromatolitos de chert negro, *boundstones* estromatolíticos algales, conglomerados intraformacionales y lutitas negras bituminosas. Hacia el techo del Miembro Las Chacritas son frecuentes las calizas con grietas de desecación, con estructuras de ondulaciones simétricas, intercaladas con bancos de pelitas, en los que se colectaron conchostracos y bivalvos;

CUADRO 1: Datos analíticos de la determinación K/Ar realizada por Actlabs (Canadá). La concentración de K se determinó por ICP y el análisis del Ar por dilución isotópica a través de espectrometría de masa.

Muestra	⁴⁰ Ar/Ar, nl/g	%K	% ⁴⁰ Ar air	Edad, Ma
09/04/02/13 (biotita)	37,075	6,35	11,28	147,1 ± 3,3

calizas con ostrácodos y restos carbonosos, calizas con fábrica brechosa producida por prolongados períodos de desecación y niveles de anhidrita y brechas de desecación, asociadas con depósitos evaporíticos. En algunos sectores se reconocieron bancos de areniscas de grano fino, bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada y bioturbación, que alternan con areniscas tobáceas y niveles de tobas silicificadas, muy finas y macizas de color gris amarillo a blanco y asociadas con areniscas de grano fino a grueso, generadas por un sistema de canales constituidos por intraclastos y extraclastos de bordes angulosos. En el tramo superior de este miembro se observaron niveles de flujos hiperconcentrados con restos de vertebrados. Los basaltos olivínicos intercalados en la secuencia carbonática corresponden a coladas y filones capa con espesores de hasta 20 m, que intruyen a las sedimentitas. En los contactos con la roca carbonática, el basalto se presenta brechado, atravesado por venillas de carbonato y alterado a una roca friable de coloración verde. El Miembro Las Chacritas se reconoce en los cañadones Caracoles, Los Loros, Las Chacritas, Carrizal, Bagual, Asfalto, Lahuincó y Miyanao. En la localidad tipo y en los cañadones Los Loros, Asfalto, Lahuincó y Miyanao se identificaron conchostracos (*Euestheria volkheimeri*, "*Lioestheria*" sp. A, C, "*L.*" *patagoniensis*, *?E. taschi*, y *Eosestheriidae*), bivalvos (Figs. 6d y e) (*cf. Diplodon*, Sphaeridae? y Corbiculidae?) y ostrácodos (*Darwinuloidea*, fauna de *Penthesilenula magna*) (Tasch y Volkheimer 1970, Vallati 1987, Musacchio 1995, Gallego y Cabaleri 2005, Martínez *et al.* 2007).

Sección del cañadón Asfalto: En el perfil de la localidad de cañadón Asfalto (Figs. 1 y 7), el Miembro Las Chacritas tiene un espesor de 187 m; en la base afloran lutitas negras bituminosas, que pasan a calizas con nódulos de chert y con grietas de desecación, calizas tobáceas, brechas carbonáticas y basaltos olivínicos (Salani 2003). Continúan calizas tobáceas y tobas, lutitas y una secuencia de calizas con estromatolitos planares y domales, niveles con grie-

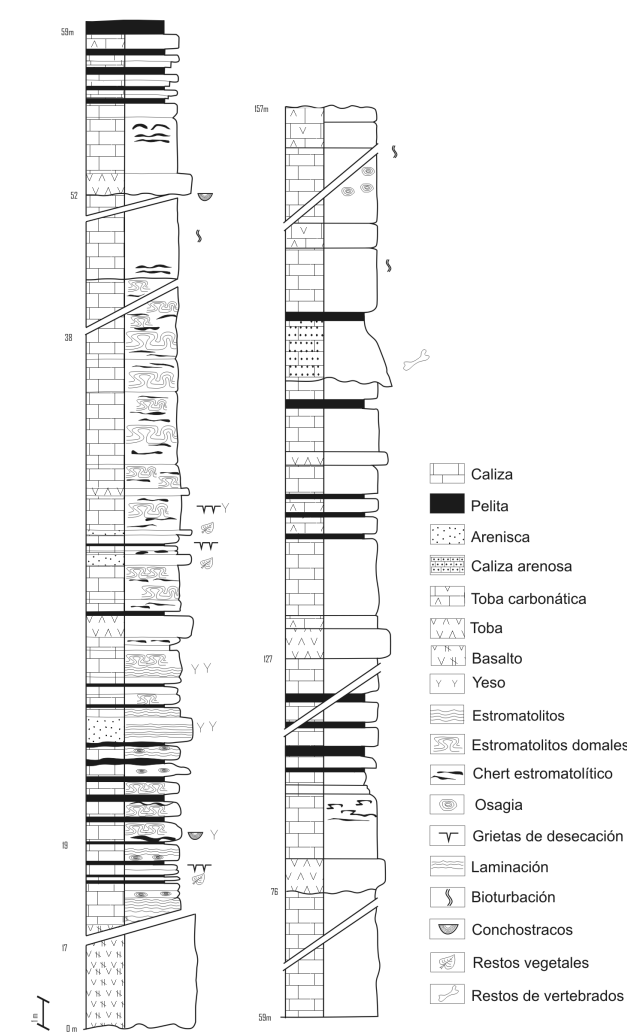


Figura 5: Perfil columnar del Miembro Las Chacritas de la Formación Cañadón Asfalto, en su localidad tipo, cañadón Las Chacritas.

tas de desecación y superficies de oxidación. Predomina la estratificación ondulosa y son frecuentes las óndulas asimétricas. Prosiguen espesas coladas y filones capa de basaltos olivínicos de color verde oscuro a negro, que presentan disyunción columnar poco marcada. En toda la secuencia están representados unos 12 tramos basálticos (Silva Nieto *et al.* 2002a) que oscilan entre 1 y 15 m de espesor cada uno. Sobre estos basaltos continúan calizas de color castaño claro, en ocasiones bioturbadas, con fina laminación algal difusa, estromatolitos planares y domales. Las calizas se encuentran interestratificadas con lutitas y limolitas de color gris verdoso a negro, finamente laminadas, con abundantes escamas de peces y conchostracos. En los niveles de calizas de color castaño son frecuentes los nódulos

de chert (Cabaleri y Armella 1999, Cabaleri *et al.* 2005). Asimismo, se reconocieron bancos de tempestitas con intraclastos y restos de troncos silicificados. En el tramo superior son dominantes los basaltos con disyunción columnar, intercalados con lutitas, calizas y bancos de conglomerados. Sobre los basaltos superiores se presenta una secuencia evaporítica, en la que se identificaron niveles de calizas de textura brechosa, bancos de yeso y sílice, junto con calizas algales con intercalaciones de yeso. El Miembro Las Chacritas culmina con una secuencia de 18 m integrada por pelitas negras con intercalaciones de tobas, areniscas tobáceas y calizas en la parte basal. En este cañadón se identificaron el conchostraco *?Euestheria taschi* (*Eosestheriidae*), ostrácodos (*Darwinuloidea*) y bivalvos *cf. Diplodon*

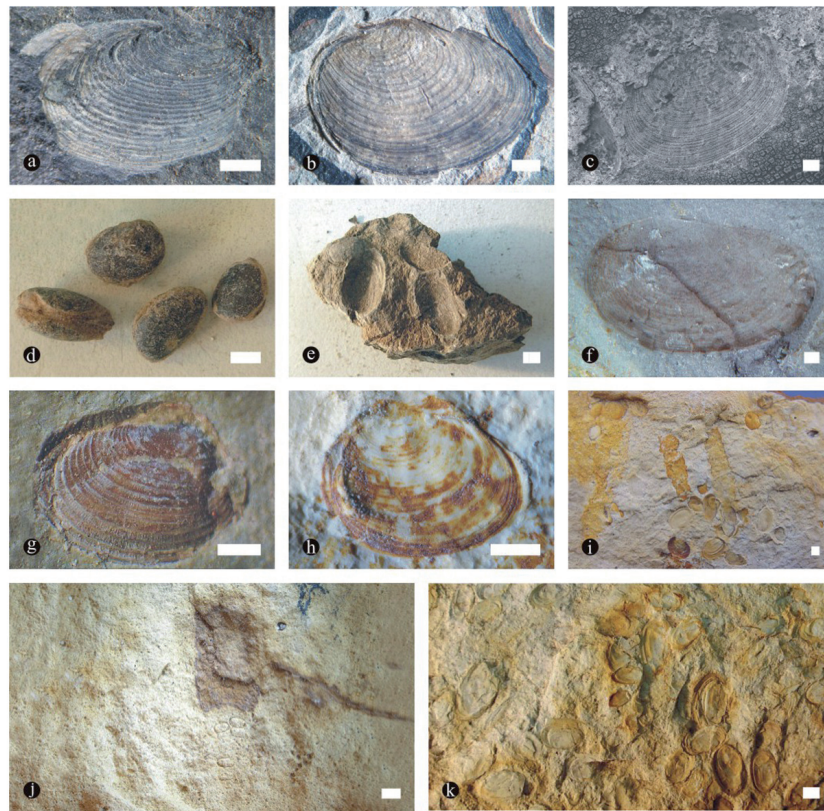


Figura 6: a-e) Fauna de invertebrados de la Formación Cañadón Asfalto (Miembro Las Chacritas). Barra de escala: 1mm (excepto en d y e: 3 mm). Conchostracos: a) *?Euestheria volkheimeri* Tasch (cañadón Lahuincó); b) *?Euestheria taschi* Vallati (cañadón Lahuincó); c) Eosestheriidae sp. nov. (cañadón Lahuincó) (foto cortesía Lic. Ignacio Escapa, MEF-CONICET, Trelew Chubut). Moluscos: d) Sphaeriidae? Indet. (cañadón Asfalto); e) cf. *Diplodon* (cañadón Miyanao). f-k). Fauna de invertebrados de la Formación Cañadón Asfalto (Miembro Puesto Almada). Barra de escala: 1 mm (excepto en k: 10 mm). Conchostracos: f) *Pseudestherites* sp. (cañadón Los Chivos); g) *Congestheriella raubuti* Gallego y Shen (sierra de la Manea); h) Fushunograptidae sp. nov. (loc. estancia La Sin Rumbo, km. 88,7 ruta prov. N° 12). Insectos, capullos de tricópteros: i) *Conchindusia* ichn. sp. nov. (loc. estancia La Sin Rumbo, km. 88,7, ruta prov. 12); j) *Ostracindusia* ichn. sp. nov. (loc. “La Sin Rumbo”, km. 88,7 ruta prov. N° 12). Moluscos: k) cf. *Diplodon* (loc. “estancia La Sin Rumbo, km. 88,7 ruta prov. 12).

y *Sphaeriidae?*) (Gallego y Cabaleri 2005, Martínez *et al.* 2007).

Sección del cañadón Lahuincó: El cañadón Lahuincó se sitúa aproximadamente 2000 m al sur del cañadón Asfalto y al igual que éste, su dirección es de oeste-este, bajando hacia el río Chubut (Fig. 1). Se encuentra muy bien expuesta la Formación Cañadón Asfalto, con sus miembros Las Chacritas y Puesto Almada (Fig. 8). El Miembro Las Chacritas abarca en el cañadón Lahuincó los 179,5 m basales del perfil. La asociación algal encontrada en esta secuencia corresponde a verdes coccales del género planctónico *Botryococcus*, esporas de Zygnemataceae del tipo

Spirogyra (*Ovoidites* spp), polen de Cheirolepidiaceae y Araucariaceae (Volkheimer *et al.* 2008). En el cañadón Lahuincó se identificaron los conchostracos *Euestheria volkheimeri*, *?E. taschi*, “*Lioestheria*” sp. A, B, C; “*L.*” *patagoniensis*, y Eosestheriidae (Tasch y Volkheimer 1970, Vallati 1986, Gallego y Cabaleri 2005).

Distribución areal del Miembro Las Chacritas: El análisis de la distribución areal de las litofacies (Fig. 9) de las secciones de los cañadones (de sur a norte) Lahuincó, Asfalto, Carrizal, Las Chacritas y Los Loros permitió observar tendencias interesantes en el desarrollo del depocentro Cerro Cóndor (Fig. 2): 1) Los espesores de los

basaltos olivínicos aumentan de norte a sur, desde los bordes hacia la parte central del depocentro (8 m en el cañadón Los Loros, 20 m en el cañadón Las Chacritas, 51 m en el cañadón Carrizal, 77,6 m en el cañadón Asfalto y 102 m en el cañadón Lahuincó); 2) una tendencia similar se observa en los depósitos de las pelitas negras, cuyo desarrollo en la parte austral (34 m) duplica a las del área septentrional; 3) los espesores de calizas no reflejan una tendencia norte-sur comparable con los de las litofacies anteriormente mencionadas. En el cañadón Los Loros se observan 18,86 m; en el cañadón Las Chacritas 95 m; en el cañadón Carrizal alcanza los 24,66 m; en el cañadón Asfalto 44 m; y su mínima expresión se encuentra en el cañadón Lahuincó (4 metros); 4) Niveles de tobas se presentan en todas las secciones, pero son más importantes en el cañadón Lahuincó (51 m) con una tendencia descendente hacia el norte (5 m en el cañadón Los Loros); 5) Un comportamiento variable presentan los depósitos de areniscas y conglomerados. En el cañadón Lahuincó el espesor es de 10 metros. No se registran en el cañadón Asfalto; alcanzan 1,20 m en el cañadón Carrizal, 1,57 m en el cañadón Las Chacritas y 3,60 m en el cañadón Los Loros.

Miembro Puesto Almada

Localidad tipo: El Miembro Puesto Almada se definió en la estancia El Torito (ex puesto Almada) (Figs.1 y 10) y se presenta en contacto discordante con la Formación Lonco Trapial. Este miembro está constituido principalmente por niveles de tobas y tufitas, intercaladas con calizas laminadas tipo varvíticas, bioturbadas, de color castaño amarillo, con peces (López Arbarello 2004) y detrito vegetal. Los bancos de calizas de color gris oscuro presentan marcas de óndulas y grietas de desecación. Están intercalados con delgados niveles de pelitas azuladas y calizas arcillosas de color gris con conchostracos. En el tramo inferior de la unidad son frecuentes los bancos de areniscas de color gris claro a blanco, con tamaño de gra-

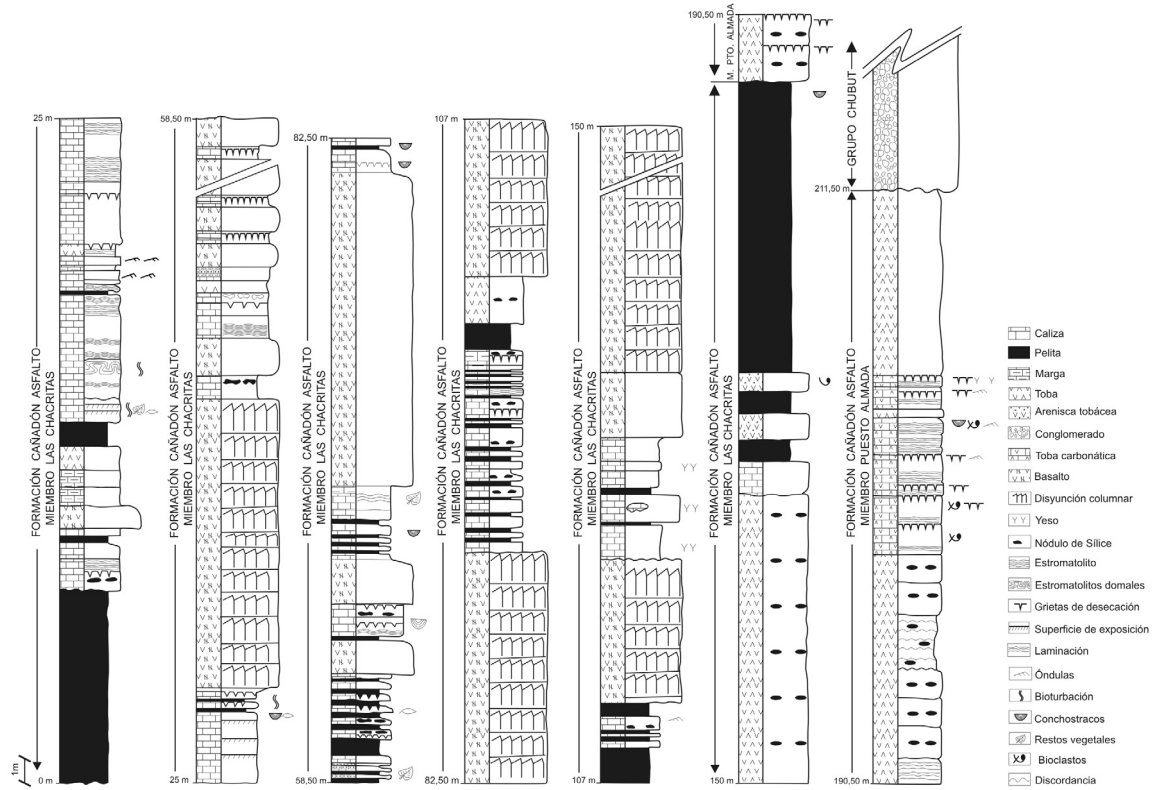


Figura 7: Perfil columnar de la Formación Cañadón Asfalto en el cañadón Asfalto. En esta localidad están bien representados los miembros Las Chacritas y Puesto Almada.

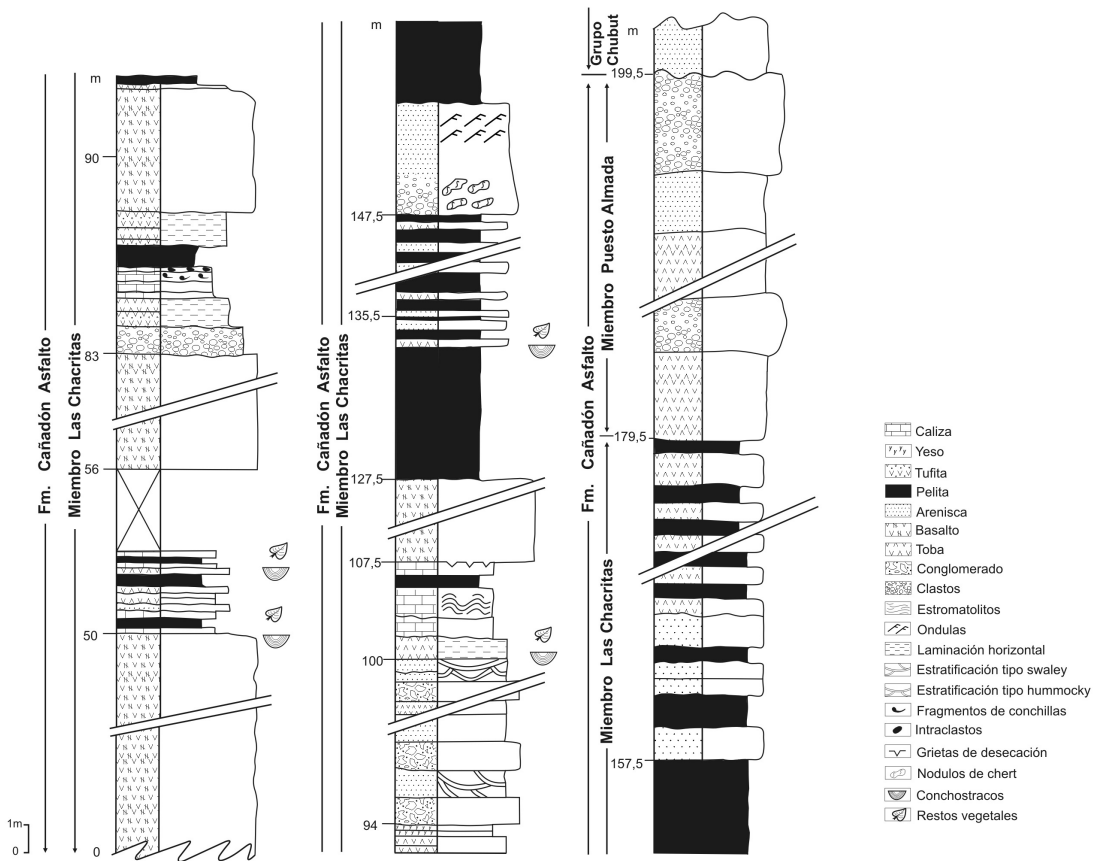


Figura 8: Perfil estratigráfico columnar de la Formación Cañadón Asfalto en el cañadón Lahuincó, con los Miembros Las Chacritas y Puesto Almada.

	← Sur		Norte →		
	Cdón. Lahuincó	Cdón. Asfalto	Cdón. Carrizal	Cdón. Las Chacritas	Cdón. Los Loros
Espesor total Mb. Puesto Almada	20 m	24,30 m	sin datos	sin datos	sin datos
Espesor total Mb. Las Chacritas	180 m	187 m	97 m	160 m	50,50 m
Espesor de calizas Mb. Las Chacritas	4 m	44 m	24,66 m	95 m	18,86 m
Espesor de tobas Mb. Las Chacritas	51 m	18,8 m	10,2 m	15 m	5 m
Espesor de basaltos olivínicos en el Mb. Las Chacritas	102 m	77,6 m	51 m	20 m	8 m
Espesor de pelitas negras	34 m	25 m	5 m	14 m	17 m
Espesor de areniscas y conglomerados fluviales del Mb. Las Chacritas	10 m		1,20 m	1,57 m	3,60 m

Figura 9: Distribución areal de las litofacies y espesores de los componentes litológicos del Miembro Las Chacritas en el depocentro Cerro Cóndor.

no mediano a grueso y cemento carbonático, que presentan estratificación entrecruzada. En el tramo superior, se observa una sucesión de 3 m de bancos de areniscas con restos de troncos silicificados en posición de vida y caídos, de hasta 1,60 m de longitud. Estos niveles pasan a tobas, tobas arenosas y areniscas laminadas, de color dominante rojo. Entre los niveles de tobas se reconocieron ritmitas con restos de peces (López Arbarello 2004).

El Miembro Puesto Almada se observa en los cañadones Miyanao, Lahuincó, Asfalto, en las nacientes del cañadón Bagual próximo al puesto Torres, en los cañadones Los Loros, Caracoles, Fernández y Los Chivos, en la estancia La Sin Rumbo en el km 88,7 de la ruta provincial N° 12 y en la sierra de Pichiñanes y la Manca. En la localidad tipo y en el puesto Torres se identificaron conchostracos (Eosestheriidae, *Congestheriella raubuti*, *Pseudestherites* sp. y *Euestheria?*), bivalvos (cf. *Diplodon*), gastrópodos (“*Viviparus?*”) ostrácodos (*Bisulcocypris barrancalensis minor* Musacchio, *Penthesilenula?*, *sarytirmanensis* Sharapova, *Timiriasevia* sp. y “*Metacypris?*” sp., sensu, Musacchio 1995) y capullos de insectos (tricópteros) (Figs. 6 f-k) (Musacchio 1995, Gallego y Cabaleri 2005, Martínez et al. 2007, Monferran et al. 2008).

Sección del cañadón Asfalto: El Miembro

Puesto Almada tiene un espesor de 24,30 m, con tobas en la base (Fig. 7), que pasan a tobas carbonáticas con grietas de desecación y marcas de ondulas de olas. En estos niveles se reconocieron conchostracos y fragmentos de bivalvos re-trabajados. Sobre estos bancos se apoyan en suave discordancia angular las areniscas y conglomerados del Miembro Bardas Coloradas, de la Formación Los Adobes del Grupo Chubut.

Sección del cañadón Lahuincó: En esta localidad el Miembro Puesto Almada tiene un espesor de 20 m (Fig. 8). Al igual que en el cañadón Asfalto, está representado por tobas y tufitas, que se encuentran intercaladas hacia el techo con algunos niveles de areniscas que pasan lateralmente a conglomerados. Sobre estos depósitos apoyan en discordancia bancos de areniscas rojas del Miembro Bardas Coloradas, de la Formación Los Adobes del Grupo Chubut.

EDAD

Miembro Las Chacritas

La edad del Miembro Las Chacritas está indicada por una asociación palinológica bien preservada en el cañadón Lahuincó, definida por morfoespecies que integran la Sub-biozona de *Microcachrydites castellanosi*, definida por Martínez (2002) en la

cuenca Neuquina y que se restringe al Jurásico Medio (Bajociano temprano a Bathoniano temprano) (Volkheimer et al. 2008). La asociación de conchostracos compuesta principalmente por especies de Euestheriidae y Eosestheriidae, sugiere una edad no más joven que jurásica temprana - tardía baja. Musacchio (1995) asigna una edad jurásica temprana a media a la asociación de ostrácodos *Penthesilenula magna*-P.? *sarytirmanensis*, registrada en proximidades del cañadón de la Angostura (al sur de Cerro Cóndor). Dicha asociación se encuentra en delgadas intercalaciones de margas y limolitas lacustres en derrames basálticos, junto a ?*Diplodon* sp. y carófitos (sensu Musacchio 1995). Esta asociación es característica del Jurásico Medio del norte de China (Musacchio 1995, Pang y Chen, 1996).

Miembro Puesto Almada

La edad del Miembro Puesto Almada está dada por la presencia del dinosaurio *Tebuelchesaurus benitezii* (Rich et al. 1999) de edad tithoniana y del dinosaurio de cuello corto *Brachytrachelopan mesai*, también del Jurásico Superior (Rauhut et al. 2005). Esta edad está también confirmada por la datación K/Ar sobre biotitas idiomorfas inalteradas contenidas en una toba vitrocristalina dacítica, proveniente de la parte superior del Miembro en su localidad tipo, que determinó una edad tithoniana ($147,1 \pm 3,3$ Ma). Fue realizada en los laboratorios de Actlabs (Canadá) y sus datos analíticos se presentan en el cuadro 1.

El estudio de la asociación de conchostracos (Figs. 6f, g y h), compuesta principalmente por especies de Eosestheriidae, *Congestheriella*, y *Pseudestherites*, sugiere una edad no más antigua que jurásica tardía (Kimmeridgiano-Tithoniano), aunque algunas formas (longevas) pasan el límite Jurásico-Cretácico; como lo demuestran las investigaciones en desarrollo en la sección transicional del cañadón Calcáreo (Gallego y Cabaleri 2005, Gallego et al. 2009). Por otra parte, Musacchio et al. (1990) y Musacchio (1995, 2001) sugieren una edad calloviano-oxfordiana (Jurásico

Medio-Superior) para la Asociación I de ostrácodos (*Theryosinoecum barrancalensis minor* Musacchio, *Penthesilenula? sarytirmansensis* Sharapova, *Timiriasevia* sp. y “*Metacypris*” sp. y posiblemente *Mandelstamia*) de los “Estratos de Almada” (*sensu* Musacchio *et al.* 1990). Estos niveles son asignados en la presente contribución al Miembro Puesto Almada.

PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO

El desarrollo espacio-temporal de los paleoambientes del Miembro Las Chacritas caracteriza a un extenso paleolago (Fig. 11) con amplias áreas litorales (profundo, somero y eulitoral) y marginales (supralitoral y palustre). En el cañadón Carrizal predominan facies someras de tipo *pan lake* (Cabaleri *et al.* 2005). Las áreas profundas están caracterizadas por un volcanismo lávico (basaltos olivínicos) que en áreas más marginales se expresa por la presencia de filones capa basálticos. El gran desarrollo de la microbiota bacteriana y algal (estromatolitos) se vio favorecido por el aporte casi nulo de material piroclástico en la etapa inicial de la sedimentación, que permitió el crecimiento de las comunidades en condiciones de aguas limpias y de poca profundidad.

En cambio, el Miembro Puesto Almada representa el proceso de reducción del paleolago (Fig. 11), con la ausencia de volcanismo lávico y el continuo y creciente aporte de un volcanismo piroclástico-pumíceo, que restringió el desarrollo de la microbiota lacustre y que acompañó la colmatación del depocentro Cerro Cóndor.

Miembro Las Chacritas

Se compara el desarrollo ambiental en las secciones de los cañadones Las Chacritas, Asfalto y Lahuincó.

Sección del cañadón Las Chacritas (localidad tipo): La secuencia del Miembro Las Chacritas en esta localidad (Fig. 5) corresponde a facies lacustres litorales e infralitorales muy someras (Cabaleri y Armella 1999). En las extensas áreas su-

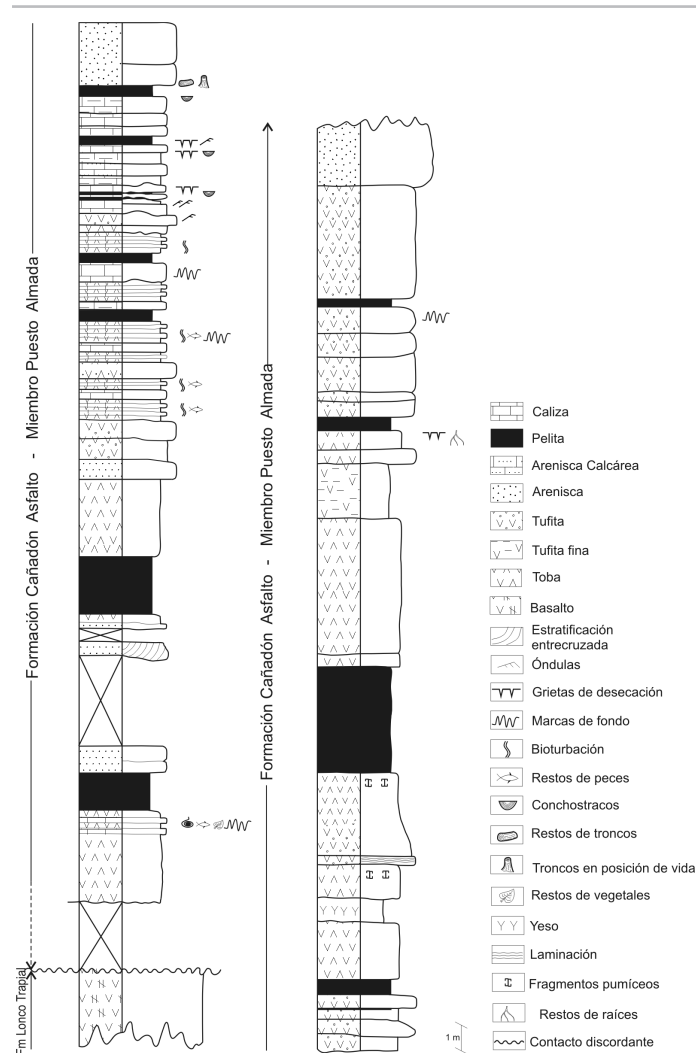


Figura 10: Perfil estratigráfico columnar del Miembro Puesto Almada en la localidad tipo, estancia El Torito.

pralitorales se depositaron fangos carbonáticos en condiciones favorables para la actividad de comunidades microbianas. Se registraron 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, que estuvo afectada por la acción de olas en los períodos húmedos y permaneció 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 (Cabaleri y Armella 2005). El subambiente infralitoral es muy somero

y está definido por *packstone/wackestone* rico en bioclastos, entre los que se reconocieron ostrácodos, huevos de insectos y raíces de macrofitas. El paleolago fue afectado por ciclos de expansión y contracción, acompañados por fluctuaciones en la salinidad del agua. Las etapas de crecimiento del cinturón biohermal también reflejan estos cambios climáticos, con marcadas evidencias de evaporación en el techo del cuerpo.

Sección del cañadón Asfalto: En esta localidad se presentan las facies/microfacies carbonáticas y se desarrolla el modelo paleoambiental. Las descripciones están incluidas en el anexo.

La secuencia del Miembro Las Chacritas, en la localidad de cañadón Asfalto (Fig. 7), representa las facies lacustres someras

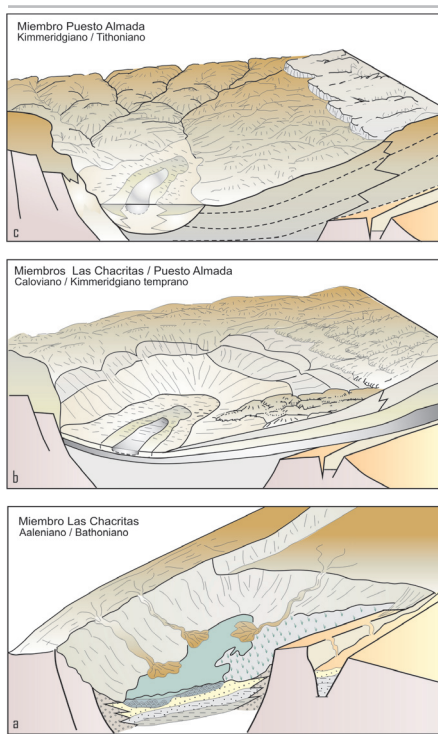


Figura 11: Diagrama mostrando un esquema de la evolución del relieve en el depocentro Cerro Cónдор desde: a) el dominio lacustre (Aaleniano/Bathoniano), pasando por b) una etapa intermedia (entre el Calloviano y Kimmeridgiano temprano) hasta c) la última etapa de colmatación del depocentro (Kimmeridgiano/Tithoniano).

litorales/marginales y palustres. La persistencia de estas facies en la potente secuencia (187 m) sugiere que en esta región, el paleolago presentaba condiciones de baja energía, caracterizado por márgenes de poco gradiente y con extensas áreas expuestas durante períodos de nivel bajo del agua. Estos ambientes marginales fueron sensibles a pequeños cambios del nivel del lago, principalmente por variaciones climáticas, registrando facies de expansión y contracción del cuerpo de agua. La evolución del lago refleja una tendencia a la reducción del espejo de agua y un incremento en la permanencia de las condiciones eulitorales palustres en la mitad superior de la secuencia. La sedimentación lacustre fue interrumpida por derrames basálticos con frecuente disyunción columnar.

Las facies de expansión (litorales/eulitorales) del lago se registraron en los primeros 60 m de la secuencia; están representadas por *mudstone* laminado con grietas

de desecación (MF1), microbialitas (MF6, MF7, MF8 y MF9) y *wackestone* (MF4). Las condiciones de baja energía y baja tasa de sedimentación resultaron favorables para el desarrollo de comunidades microbianas bentónicas (MF6 microbialita peloidal, MF8 *mudstone* microbialítico) con crecimiento laminar horizontal, mientras que en las zonas litorales con suave agitación del agua se formaron cuerpos domales de poca magnitud (MF7 estromatolito domal). Localmente, se formaron estromatolitos con delicado crecimiento radial (MF9 estromatolito ramoso) cuya fábrica microbialítica fue preservada por una etapa de sedimentación rápida, probablemente relacionada con un episodio de aporte piroclástico.

En la zona eulitoral, con escasa agitación del agua, se depositaron fangos carbonáticos, afectados por repetidos episodios cortos de exposición subaérea (MF1 *mudstone* laminado) que evidencian las fluctuaciones periódicas del nivel del lago. En este ambiente, la presencia de valvas desarticuladas de ostrácodos y conchostacos sugiere períodos durante los cuales la temperatura y las condiciones de salinidad fueron favorables para el desarrollo de fauna bentónica (MF3 *wackestone* peloidal), con aporte de restos vegetales provenientes de áreas aledañas. Los invertebrados recuperados en esta secuencia (conchostacos euestheridos y eosesteridos de grandes dimensiones) indican ambientes más estables que perduraron durante cierto tiempo; por otra parte, los moluscos bivalvos (*Sphaeridae*?) (Fig. 6) son propios de ambientes lénticos con velocidades de corrientes intermedias (que no perturban la estabilidad del sedimento) y profundidades menores a 10 m, mientras que los identificados como cf. *Diplodon*, en general, muestran evidencias de escaso o nulo transporte. Este ambiente recibió aporte detrítico y de partículas retrabajadas (MF4 *wackestone* siliciclástico) probablemente como resultado de esporádicas descargas fluviales.

Cuando las áreas marginales (eulitorales) quedaron expuestas fueron afectadas por procesos pedogénicos (MF2 paleosuelo).

En el resto de la secuencia del Miembro Las Chacritas predominan condiciones eulitorales/palustres, caracterizando facies de contracción del paleolago. La persistencia de este subambiente señala períodos prolongados de reducción del espejo de agua, con extensas márgenes pantanosas, húmedas a subhúmedas, con escaso o nulo aporte detrítico, aptas para la productividad orgánica y con condiciones reductoras, favorables para la preservación de la materia orgánica vegetal. En estas condiciones se depositaron fangos carbonáticos, portadores de ostrácodos, conchostacos, restos carbonosos y ocasionales restos de troncos (MF10 *mudstone* con grietas de desecación y bioturbaciones), que alternan con niveles pelíticos. Localmente las facies palustres fueron afectadas por tormentas, originando depósitos con material intracuenal removido, plasticlastos y restos carbonosos (MF5 *grainstone* intraclástico). Hacia los niveles superiores del Miembro Las Chacritas, las condiciones climáticas se tornaron más áridas. Esta etapa corresponde a la máxima reducción del cuerpo de agua, con formación de niveles evaporíticos y evidencias de desecación (MF11 *mudstone peloidal*).

Sección del cañadón Labuincó: La asociación de facies del Miembro Las Chacritas (Fig. 8) representa los ambientes lacustres litorales y marginales y se caracteriza por presentar los subambientes eulitoral y supralitoral. Las facies supralitorales corresponden a: *mudstone* con laminación microbialítica y *mudstone* de micrita grumosa con grietas de desecación. Estas facies se intercalan con pelitas y depósitos fluvio-deltaicos. El subambiente está caracterizado por presentar un extensa área palustre formada por fangos carbonáticos (Volkheimer *et al.* 2008). Las facies representativas del subambiente eulitoral son: *mudstone/wackestone* microbialítico peloidal y *floatstone* intraclásticos. La zona eulitoral, adyacente a la supralitoral, se caracteriza por la presencia de evidencias de desecación, como grietas y niveles de yeso. A 50 m y 135 m sobre la base aflorante de la formación (Fig. 8) se hallaron aso-

ciaciones palinológicas con abundante materia orgánica, que indican condiciones de fondos estancados en el cuerpo lacustre. La asociación algal, compuesta por algas verdes coccales del género planctónico *Botryococcus* y por esporas del tipo *Spirogyra* (*Ovoidites*), con estilo de vida no planctónico, indica la presencia de cuerpos de agua dulce. La frecuencia de *Botryococcus* sugiere condiciones oligotróficas a mesotróficas y euryhalinas. Los altos porcentajes de polen de Cheirolepidiaceae sugieren clima semiárido y cálido y suelos bien drenados, si bien la frecuencia de polen de Araucariaceas transportado desde áreas elevadas vecinas señala condiciones relativamente húmedas en las áreas de proveniencia (Volkheimer *et al.* 2008). Los conchostracos recuperados en esta secuencia (Figs. 6a, b y c) son euestheridos (*E. volkheimeri*), eosetheridos (*E. taschi*) y fushunograptidos (*L. patagoniensis*, "*Lioestheria*" sp. A) de grandes dimensiones, que indican ambientes más estables que perduraron durante cierto tiempo (Gallego y Cabaleri 2005). Las abundantes asociaciones de conchostracos se corresponden con episodios de mortandad en masa, cuando las condiciones de vida fueron desfavorables, relacionadas con el descenso del nivel de agua del paleo-lago, que dio origen a extensas zonas palustres sensibles a las condiciones de evaporación y desecación.

Miembro Puesto Almada

Se compara el desarrollo ambiental en las secciones del cañadón Asfalto, el de la estancia El Torito y de cañadón Lahuincó. Asimismo, se presenta un breve resumen de la importancia paleoambiental de los paleovertebrados en el ámbito del depocentro Cerro Cóndor.

Sección de la estancia El Torito (localidad tipo):

La posición de la secuencia reconocida en la estancia El Torito corresponde a asociaciones de facies características del ambiente litoral / marginal del depocentro Cerro Cóndor. Se han identificado facies carbonáticas lacustres y facies piroclásticas de colmatación (Figs. 6b y c). Las primeras están constituidas por niveles de

mudstone (MF14, véase Anexo) y calizas varvíticas (ritmitas) (MF17, ver Anexo) que indican la presencia de cuerpos de agua estancos y efímeros, aptos para la vida de diferentes especies de peces (López Arbarello, 2004). *Coccolepis groeberi* Bordas 1942, *Tharrias feruglioi* Bordas 1942 y el teleosteo *incertae sedis Luisiella inexcitata* Bocchino 1967, son formas características de ésta secuencia.

Los niveles de *wackestone* (MF16, ver Anexo) se habrían formado cuando se incrementó la altura de la columna de agua en el lago, lo que favoreció la sedimentación de calizas bajo condiciones de baja a moderada energía, como lo indican las estructuras de olas, marcas de fondo y grietas de desecación. Los materiales se depositaron por floculación, por debajo de una capa de agua permanente o semipermanente y su sedimentación se relaciona con la llegada de partículas terrígenas finas de los alrededores (Picard y High 1981). La presencia de peces, conchostracos y charáceas son típicos de ambientes donde la profundidad no excede los 2 m, con altos niveles de luz y oxígeno (Perez *et al.* 2002). Los *mudstones* con evidencias de desecación y minerales evaporíticos (MF15, ver Anexo) se formaron en los ambientes palustres afectados por los cambios del nivel del agua del paleo-lago. Los depósitos piroclásticos son el producto tanto de la caída de cenizas como del aporte de este material retrabajado en el cuerpo de agua. Los depósitos de caída están compuestos por cenizas de tamaño fino a grueso y fueron clasificados como tobas vítreas. Estos depósitos asociados con niveles de calizas, indican períodos de aporte piroclástico a la cuenca con un parcial relleno del cuerpo de agua. La colmatación del depocentro está caracterizada por el desarrollo de facies de areniscas que formaron depósitos costeros en los que creció una importante vegetación de probables araucariaceas. Las areniscas texturalmente maduras se habrían formado en ambientes litorales marginales. La gradación de facies de areniscas macizas a laminadas permite asignarles a estos depósitos un origen sub-

acuático (Browne y Plint 1994) vinculados a cuerpos de agua ocasionalmente no efímeros y de baja profundidad. La escasa profundidad y la mayor densidad de las aguas que ingresaron al lago favorecieron el desarrollo de flujos friccionales y la baja dispersión del material arenoso, originando cuerpos arenosos tabulares. La colmatación del depocentro se produjo principalmente por el aporte de material piroclástico y los esporádicos ingresos de material siliciclástico acarreado por los ríos. Estos últimos se observan en facies arenosas de geometría lenticular, que corresponden al relleno de canales fluviales.

Aparte de los abundantes peces mencionados se hallaron en esta secuencia restos de *Tebuelchesaurus* (Rich *et al.* 1999), un dinosaurio de edad tithoniana y del dinosaurio de cuello corto *Brachytrachelopan mesai*, también del Jurásico Superior (Rauhut *et al.* 2005). La presencia de estos dinosaurios de gran tamaño indica la existencia de una vegetación abundante en áreas aledañas al cuerpo de agua, contemporánea a la depositación de los sedimentos del Miembro Puesto Almada.

Los invertebrados recuperados en esta localidad son muy escasos y están representados sólo por una especie de conchostraco, posiblemente un euestherido o un antronestherido. Los estudios futuros podrán brindar una mayor información paleoambiental, pero su escasa presencia, diversidad y dimensiones estaría apoyando condiciones lacustres desfavorables para parte de esta secuencia, como lo sugiere también la asociación monoespecífica de un tushunograptido de la nueva localidad estudiada en el km 88,7 de la ruta provincial 12.

Sección del cañadón Asfalto: En esta localidad se presentan las facies/microfacies carbonáticas y se desarrolla el modelo paleoambiental (Figs. 11b y c). Las descripciones están incluidas en el Anexo.

Las facies del Miembro Puesto Almada corresponden a la etapa de colmatación del depocentro de Cerro Cóndor. La asociación de facies indica un incremento del aporte piroclástico a la cuenca, con la con-

secuente reducción del paleolago Cerro Cóndor. El análisis de las secciones de cañadón Asfalto (Fig. 7) y El Torito (Fig. 10) permitieron establecer facies de características diferentes de acuerdo con la ubicación dentro del depocentro. En el cañadón Asfalto se han determinado dos ciclos integrados cada uno de ellos por facies de colmatación y facies lacustres. Las facies de colmatación están representadas por niveles de tobas y tufitas que señalan el inicio de la reducción del espejo de agua debido al incremento de la tasa de sedimentación.

El material piroclástico se depositó en las zonas marginales del lago. En los niveles de tobas son características las grietas indicadoras de desecación en un ambiente de clima árido. Estas condiciones caracterizan a la sección inferior del Miembro Puesto Almada. Los conchostracos recuperados de estos niveles son diferentes a los hallados en las facies más profundas del lago (Miembro Las Chacritas), tanto a nivel taxonómico, como en sus características poblacionales. Los especímenes son tushonógráptifos con conchillas de pequeñas dimensiones (que varían entre 3 a 3,8 mm de longitud y 1,6 a 2,4 mm de altura). Estas características pueden ser específicas o bien podrían ser el reflejo de un ambiente estresante debido a que, un ambiente efímero y con parámetros físico-químicos desfavorables, no permite el establecimiento de poblaciones por amplios lapsos de tiempo. Como en el caso de los ostrácodos, las asociaciones mono-específicas y con poblaciones muy abundantes son características de ambientes con condiciones desfavorables (Laprida y Ballent 2007). Las facies lacustres señalan episodios de ingreso de agua a la cuenca, incrementándose la altura de la columna de agua del lago. Comienza en esta etapa la sedimentación de *mudstones* en ambiente litoral marginal (MF12 y MF13). Las calizas están intercaladas con pelitas que caracterizan el ambiente palustre, dominante en la sección inferior (Fig. 7). En el tramo superior predominan los niveles de tufitas, con intercalación de niveles de calizas micríticas con

sedimentos removilizados por olas de baja energía (Platt y Wright 1991) y marcas de fondo indicadoras de la influencia de suaves corrientes. El oleaje presente en las zonas someras produjo la fragmentación de las delicadas conchillas de los bivalvos que habitaron las áreas marginales. Los bivalvos (unióidos) hallados indican ambientes lóticos. La presencia de especímenes pequeños (en relación a formas recientes) podría sugerir que se trata de especies oportunistas (contrario a lo que ocurre actualmente), que al desaparecer las condiciones que favorecieron su explosión, mueren en masa. No puede descartarse, sin embargo, que simplemente se trate de formas pequeñas. Estos ambientes lóticos también albergaron poblaciones de larvas de insectos (tricópteros), que comúnmente se desarrollan en ellos. En esta asociación de facies se reconocieron niveles con grietas de desecación que señalan breves episodios de clima árido con exposición del sustrato en las áreas marginales del paleolago.

Sección del cañadón Lahuincó: Las facies del Miembro Puesto Almada al igual que en otras secciones aquí analizadas corresponden a la etapa de colmatación del depocentro. El régimen de sedimentación fue modificado por el aporte piroclástico. Las características litológicas indican que el material piroclástico se habría depositado en las áreas marginales del paleolago y responden a la gradual colmatación del depocentro. Los ingresos de agua produjeron inundaciones de las áreas marginales y acarreo de sedimentos a través de ríos y arroyos. Los materiales que ocuparon las zonas deprimidas del paleolago produjo la gradual colmatación de la cuenca (Figs. 11 a, b y c).

CONCLUSIONES

- El miembro inferior (Las Chacritas) tiene sus mayores espesores en la parte centro-austral del depocentro Cerro Cóndor, mientras que el miembro superior (Puesto Almada) presenta mayor desarrollo en la parte septentrional y nororiental del depocentro.

- La depositación comienza en el Jurásico Medio, en el Aaleniano, con la efusión de basaltos olivínicos que afloran con sus mayores espesores en los sectores centro-australes del depocentro.

- Las facies de lutitas negras, representativas de los ambientes más profundos, tienen mayor expresión en la parte centro-austral del depocentro y se reconocen en los niveles inferiores de los cañadones Asfalto y Lahuincó.

- Las facies de calizas tienen mayor desarrollo en el sector central del depocentro (próximo a la aldea de Cerro Cóndor).

- Las facies de areniscas y conglomerados están subordinadas en todas las secciones estudiadas y tienen mayor desarrollo en el área austral del depocentro.

- El volcanismo lávico, de la parte basal del Miembro Las Chacritas, es substituido paulatinamente por actividad piroclástica pumícea (tobas y tufitas) que prevalece en el Miembro Puesto Almada.

- Los ambientes litorales están caracterizados por *mudstones*, *wackestones*, *grainstones* y calizas microbialíticas. Los ambientes palustres por lutitas negras, *mudstones* de color negro y paleosuelos incipientes.

- El cañadón Lahuincó, situado en el borde del depocentro, se encuentra afectado por fallamiento profundo, con influencia de material acarreado por los ríos desde las áreas aledañas más elevadas.

- El perfil del cañadón Carrizal refleja la sedimentación en un lago somero de tipo *pan lake*.

- En la sección del cañadón Las Chacritas, el Miembro Las Chacritas se caracteriza por una sedimentación tranquila alejada de las áreas elevadas e interrumpida, en su parte superior, por un flujo hiperconcentrado con abundantes restos de vertebrados desarticulados.

- El perfil del cañadón Los Loros representa sedimentación en un ambiente del área proximal del depocentro con sedimentación en las áreas litorales /marginales.

- La edad del Miembro Las Chacritas corresponde al Jurásico Medio (Bajociano temprano a Bathoniano temprano) basada en las asociaciones de palinomorfos y conchostracos euestheridos-eosestheridos.

- La edad del Miembro Puesto Almada corresponde al Jurásico Tadió, basada en una datación radiométrica de $147,1 \pm 3,3$ Ma (Tithoniano), en la presencia de los dinosaurios *Tebuelchesaurus benitezii* y *Brachytrachelopan mesai* y en la asociación de conchostracos eosetheridos-afrograptidos-anthronetheridos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por los proyectos CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) PEI 79/97, PIP 5760/05 y 5581/05. Un especial agradecimiento a los geólogos de la Comisión Nacional de Energía Atómica y al personal del Campamento Los Adobes de esa repartición, por su continua ayuda y hospitalidad brindada durante las tareas de campo. Al Dr. Sergio Martínez (Universidad de la República, Uruguay) por sus importantes comentarios sobre la moluscofauna. A la Dra. Sara Ballent por su constante apoyo y por la identificación de los ostrácodos. Al Dr. Oliver Rauhut quien proporcionó la muestra de toba para la determinación de la edad radiométrica del Miembro Puesto Almada y obtuvo mediante un subsidio de la BBC, los fondos para financiar la datación (K/Ar). A las familias Currumil y Fariás por permitirnos trabajar en sus propiedades. A los señores Alejandro y Niells Hansen, a la Sra. Ana. M. Flores propietaria de la Ea. Flores, por el apoyo brindado al trabajo de campo; a las Dras. F. Salani y A. Concheyro por su colaboración en el relevamiento de algunas de las secciones; al Sr. E. Llambias por la confección de las secciones petrográficas y al Sr. G. Giordanengo por sus trabajos de digitalización de las imágenes. A la Secretaría de Cultura del Chubut por permitirnos trabajar en el Chubut central. A los árbitros A. Anselmo y M. Franchi por la revisión crítica del manuscrito y sus valiosas sugerencias

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Baéz, A. M. y Nicoli, L. 2008. A new species of *Notobatrachus* (Amphibia, Salientia) from the

- Middle Jurassic of northwestern Patagonia. *Journal of Paleontology* 82(2): 372–376.
- Baldoni, A. M. 1986. Taofloras del Jurásico medio de la Patagonia Extraandina. En: Volkheimer, W. (ed.): Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Comité Sudamericano del Jurásico-Cretácico 2: 313-353, Mendoza.
- Bocchino, A. 1967. *Luisiella inexcitata* gen. et sp. nov. (Pisces, Clupeiformes, Dussumieriidae) del Jurásico superior de la provincia del Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 4(2): 91-100.
- Bonaparte, J. F. 1986. Les Dinosauriens (Carnosauriens, Allosauridés, Sauropodes, Cétosauridés) du Jurassique Moyen de Cerro Cándor (Chubut, Argentine). *Annales de Paléontologie (Vert-Invert.)* 72 (3): 247-289 y (4): 325-386.
- Bordas, A.F. 1942. Peces del Cretácico del Río Chubut (Patagonia). *Physis* 19(53): 313-318.
- Browne, G. y Plint, A. 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: the Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research* 64(1b): 40-59.
- Cabaleri, N.G. y Armella, C. 1999. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano) en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cándor, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(4): 375-388.
- Cabaleri, N.G. y Armella, C. 2005. Influence of biohermal belt on the lacustrine sedimentation of the Cañadón Asfalto Formation (Upper Jurassic, Chubut province, Southern Argentina). *Geológica Acta* 3(2): 205-214.
- Cabaleri, N.G., Armella, C. and Silva Neto, D.G. 2005. Saline lakes of Cañadón Asfalto Formation (Middle-Upper Jurassic), Cerro Cándor, Chubut Province (Patagonia), Argentina. *Facies* 51:350–364.
- Cabaleri, N.G., Armella, C., Silva Nieto, D.G. y Volkheimer, W. 2006. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) en los depocentros de Cerro Cándor y Gastre - Gan Gan Provincia del Chubut. 4º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 11º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 64, San Carlos de Bariloche.
- Cabaleri, N.G., Silva Nieto, D.G., Armella, C., Gallego, O.F., Cagnoni, M. C., Ramos, A.M. y Panarello, H.O. 2008. Estratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior). Localidades tipo: Río Chubut medio, Depocentro de Cerro Cándor, Cuenca de Cañadón Asfalto, Patagonia, Republica Argentina. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas: 821-822, San Salvador de Jujuy.
- Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J. y Proserpio, C. 1979. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 471-480, Neuquén.
- Cortés, J. M., y Baldoni, A. 1984. Plantas fósiles jurásicas del sur del Río Chubut medio. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 432–443, Buenos Aires
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales 1: 333 p., Buenos Aires.
- Figari, E.G. y Courtade, S.F. 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77, Mendoza.
- 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 Época*, 9(32): 2-8, Buenos Aires.
- Figari, E.G., Courtade, S.F. y Homoc, J.F. 1992. Estructura de la Cuenca Cañadón Asfalto, provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito), 27p., Buenos Aires.
- Flores, M.A. 1948. Investigaciones en el río Chubut medio entre los cerros Cándor y Pavada (Territorio Nacional del Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito), 72p., Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1949. Los estratos con “*Estheria*” en el Chubut (Patagonia). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4(1): 11-24.
- Gallego, O.F. 1994. Conchóstracos Jurásicos de Santa Cruz y Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 31(4): 333-345.
- Gallego, O.F. y Cabaleri, N.G. 2005. Conchóstracos de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Medio-Superior): análisis preliminar de su distribución estratigráfica Ameghiniana 42 (4): Suplemento: 51R.
- Gallego, O.F., Shen, Y.B., Cabaleri, N.G., y Hernández, M., 2009. The genus *Conges-theriella* Kobayashi, 1954. (Conchostraca, Afro-

- graptioidea): redescription and new combination to *Isaura olsoni* Bock from Venezuela and a new species from Argentina (Upper Jurassic). *Alavesia*. 3: 11-24.
- Genise, J.F., Gallego, O.F., Melchor, R.N. y de Valais, S. 2002. Capullos fósiles de tricópteros (*Conchindusia* isp.) (Insecta) construidos con valvas de conchóstracos del Jurásico de la Patagonia, Argentina. 8° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes: 93, Corrientes.
- Homoc, J.F., Figari, E.G. y Courtade, S.F. 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A. (inédito), 108p., Buenos Aires.
- Laprida, C. y Ballent, S. 2007. Capítulo 21 - Ostracoda, En Camacho, H.H. (ed.) *Los Invertebrados Fósiles*, 800 p. Fundación de Historia Natural Félix de Azara y Universidad Maimónides, Buenos Aires.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 601-653, Córdoba.
- López Arbarello, A. 2004. The record of Mesozoic fishes from Gondwana (excluding India and Madagascar). En Arratia, G. y Tintori, A. (eds.) *Mesozoic Fishes 3 Systematics, Paleoenvironments and Biodiversity*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 597-624, Munich.
- Martínez, M.A. 2002. Palynological zonation of the Lajas Formation (Middle Jurassic) of the Neuquén Basin, Argentina. *Ameghiniana* 39(2): 221-240.
- Martínez, S., Gallego O.F. y Cabaleri N.G. 2007. Nueva fauna de moluscos de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Medio a Superior) Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 44(4): Suplemento: 96R.
- Monferran, M.D., Genise, J.F. y Gallego, O.F. 2008. Capullos fósiles de Tricópteros del Jurásico Medio a Superior de la Patagonia Argentina. 7° Congreso Argentino de Entomología, Resúmenes: 230, Huerta Grande.
- Mussachio, E.A. 1995. Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y el Cretácico en la comarca del Valle Medio del Río Chubut, Argentina. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 179-187, Trelew.
- Musacchio, E. 2001. Relaciones Paleobiogeográficas de los Ostrácodos no Marinos del Jurásico y el Cretácico de Patagonia. *Acta Geológica Leopoldensia* 24(52/53): 293-310.
- Mussachio, E.A., Beros C. y Pujana, E.I. 1990. 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 Cretácico de América del Sur* 2: 355-383, Mendoza.
- Page, R., Ardolino, A., de Barrio, R.E., Franchi, M., Lizuain, A., Page S. y Silva Nieto D. 1999. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En Caminos, R. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 460-488, Buenos Aires.
- Pang, Q. y Chen, A. 1996. The continental Jurassic and its Ostracoda in northern China. En: Morales, M. (ed.): *The continental Jurassic*. Museum of Northern Arizona Bulletin 60: 343-352.
- Perez, A, Luzón, A.C., Roc, A.R., Soria, M.J., Mayayo, J.A., Sánchez, M. 2002. Sedimentary facies distribution and genesis of a recent carbonate-rich saline lake: Gallocanta Lake, Iberian Chain, NE Spain. *Sedimentary Geology* 148: 185-202.
- Piatnitzky, C. 1936. Informe preliminar sobre el estudio geológico de la región situada al norte de los lagos Colhué Huapi y Musters. *Boletín Informaciones Petroleras, Yacimientos Petrolíferos Fiscales* 137: 2-15, Buenos Aires.
- Picard, M.D. y High, L.R. 1981. Physical stratigraphy of ancient lacustrine deposits. En E-thridge, F.G. y Flores, R.M. (eds) *Recent and Ancient Non-marine depositional Environments: Models for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31: 233-259.
- Platt, N. y Wright, V. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En Anadon, P., Cabrera, LL y Kelts, K. (eds.) *Lacustrine Facies Analysis*, Association of Sedimentologists, Special Publication International 13: 57-74, London.
- Proserpio, C.A. 1987. Descripción Geológica de la Hoja 44e, Valle General Racedo. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 201, 102 p., Buenos Aires.
- Rauhut, O.W.M. 2002. Dinosaur evolution in the Jurassic: A South American perspective. *Journal of Vertebrate Paleontology* 22 (supplement to 3), 89A.
- Rauhut, O.W.M. 2006. A brachiosaurid sauropod from the Late Jurassic Cañadón Calcáreo Formation of Chubut, Argentina. *Fossil Record* 9: 226-237.
- Rauhut, O.W.M., Remes, K., Fechner, R., Cladera, G. y Puerta, P. 2005. Discovery of a short-necked sauropod dinosaur from the Late Jurassic period of Patagonia. *Nature* 435: 670-671.
- Ravazzoli, I.A., Sesana, F.L. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 148, 79 p., Buenos Aires.
- Rich, T.H., Rich, P.V., Giménez, O., Cúneo, R., Puerta, P. y Vacca, R. 1999. A new sauropod dinosaur from Chubut Province, Argentina. *National Science Museum Monographs* 15:61-84.
- Rougier, G.W., Garrido, A., Gaetano, L., Puerta, P., Corbitt, C. y Novacek, M.J. 2007a. First Jurassic Triconodont from South America. *American Museum Novitates* 3580: 1-17.
- Rougier, G.W., Martinelli, A.G., Forasiepi, A.M. y Novacek, M.J. 2007b. New Jurassic mammals from Patagonia, Argentina: a reappraisal of australosphenidan morphology and interrelationships. *American Museum Novitates* 3566:1-54.
- Salani, F.M. 2003. Las rocas basálticas de la Formación Cañadón Asfalto, petrografía y geoquímica. *Ameghiniana* 40(4), Suplemento: 46R.
- Salani, F.M. 2007. Aporte a la edad de la Formación Cañadón Asfalto, Chubut Argentina. *Ameghiniana* 44(4), Suplemento: 48R.
- Sesana, F.L. 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas* 3: 99-105, Buenos Aires.
- Silva Nieto, D. 2005. Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios, provincia del Chubut. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 265, 72 p., Buenos Aires.
- Silva Nieto, D., Cabaleri, N., Salani, F., Márquez, M., González Díaz, E. y Coluccia, A. 2002a. Hoja Geológica 4369-27: Cerro Cóndor, Provincia del Chubut. Escala 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 328,

- 68 p., Buenos Aires.
- Silva Nieto, D., Cabaleri, N., Salani, F. y Coluccia, A. 2002b. Cañadón Asfalto, una cuenca de tipo "Pull Apart" en el área de Cerro Cóndor. Provincia del Chubut. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:238-243, El Calafate.
- Silva Nieto, D., Cabaleri, N. y Salani, F.M. 2003. Estratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) provincia del Chubut. Ameghiniana 40(4) Suplemento: 46R.
- Silva Nieto, D., Cabaleri, N., Armella, C., Volkheimer, W. y Gallego, O. 2007. Hipótesis sobre la evolución tecto-sedimentaria de la Formación Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut. Ameghiniana 44(4) Suplemento: 67R.
- Stipanovic, P. y Bonetti, M. 1969. Posiciones estratigráficas y edad de las principales floras jurásicas argentinas. II) Floras doggerianas y más-

- micas. Ameghiniana 7(2): 101-118.
- Stipanovic, P., 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.
- Tasch, P. y Volkheimer, W. 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia. Kansas University, Paleontological Contribution Paper 50: 1-23, Kansas.
- Vallati, P. 1986. Conchóstracos Jurásicos de la Provincia de Chubut, Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Acta 4: 29-38, Mendoza.
- Volkheimer, W., Quattrocchio, M., Cabaleri, N. y García, V. 2008. Palynology and paleoenvironment of the Jurassic lacustrine Cañadón Asfalto Formation at Cañadón Lahuincó lo-

cality, Chubut province, central Patagonia, Argentina. Revista Española de Micropaleontología 40(1-2): 77-96.

- Volkheimer, W., Gallego, O.F., Cabaleri, N.G., Armella, C., Narváez, P.L., Silva Nieto, D.G. y Páez, M.A. 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, Extra-Andean central Patagonia: age and paleoenvironmental significance. Cretaceous Research 30: 270-282.

Recibido: 28 de octubre, 2009

Aceptado: 7 de abril, 2010

ANEXO

Descripción de las facies/microfacies carbonáticas del Miembro Las Chacritas en la sección del Cañadón Asfalto

Facies de ambiente litoral somero /eulitoral

Mudstones

MF1 *mudstone* laminado con superficies de exposición (Fig. 12a): Constituido por una alternancia de láminas finas de 1,4 μm de micrita con óxidos de hierro y arcillas. Las más gruesas (23,2 μm) presentan fábrica con poros vacíos. Las partículas (8%) están representadas por siliciclastos de biotita, *black pebbles*, intraclastos y bioclastos de briznas y filamentos algales. La matriz es de micrita grumosa y la fábrica es fenestral, con poros rellenos con esparita y cristales de yeso. Se reconocieron ocho superficies de exposición con espesores que varían entre 0,2 y 0,35 mm caracterizados por la concentración de óxidos de hierro (hematita) en forma de grumos, agregados de grumos o concentraciones de óxidos y materia orgánica. La presencia de material arcilloso es frecuente en estos niveles.

MF2 paleocaliche laminar (Fig. 12b): La textura corresponde a *mudstone* limoso.

Presenta fábrica laminar caracterizada por una alternancia de finas láminas onduladas de micrita peloidal y de microesparita/esparita rotas por bioturbación. Las partículas son muy escasas (3%), están constituidas por bioclastos (<1%) de conchillas de ostrácodos y conchostracos. Los siliciclastos (2%) son de cuarzo y feldespatos angulosos. Los intraclastos son de micrita micropeloidal de origen algal y de micrita con materia orgánica, óxidos de hierro y cristales de cuarzo. La bioturbación es intensa y fue originada por organismos cavadores y raíces.

Wackestones

MF3 *wackestone* peloidal (Fig. 12c): Las partículas están constituidas por siliciclastos (5%) de cuarzo y volcanitas. Los intraclastos (9%) presentan cubiertas micríticas y son de micrita con materia orgánica y de chert. Los bioclastos (9%) están representados por conchillas de ostrácodos y fragmentos leñosos. Los oncoides (5%) concéntricos son de micrita grumosa con cubiertas irregulares de micrita homogénea. Los micropeloides (10%) se encuentran tanto dispersos como aglutinados en la matriz micrítica grumosa. La fábrica es fenestral con estromatactis rellenos con sílice. Son frecuentes las perforaciones de organismos cavadores con sedimento

proveniente del sustrato.

MF4 *wackestone* siliciclastico con fábrica fenestral (Fig. 12d): Los siliciclastos (8%) son de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de rocas volcánicas. Se identificaron intraclastos (5%) de distintos orígenes: de micrita proveniente de otras microfacies, de micrita con materia orgánica, de chert y yeso y *black pebbles*. Los bioclastos (2%) están representados por conchillas de conchostracos. La matriz es de micrita con textura afieltrada, con micropeloides y arcillas. La fábrica es fenestral con poros rellenos con sílice.

Grainstones

MF5 *grainstone* intraclástico (Fig. 12e): Las partículas están constituidas por plasticlastos e intraclastos (68%) de composición micrítica; se presentan como individuos aislados o formando agregados de intraclastos, en ocasiones poseen cubiertas micríticas. Los contactos son tangenciales o suturados, la selección es mala a moderada. Los bioclastos (<1%) corresponden a restos carbonosos. Los ooides (1%) son de micrita con núcleo de sílice o de esparita. Los oncoides (<1%) son micríticos con núcleo recristalizado a esparita. Esta facies se encuentra sobre un sustrato integrado por un *mudstone* fenestral con matriz de micrita afieltrada. Los poros es-

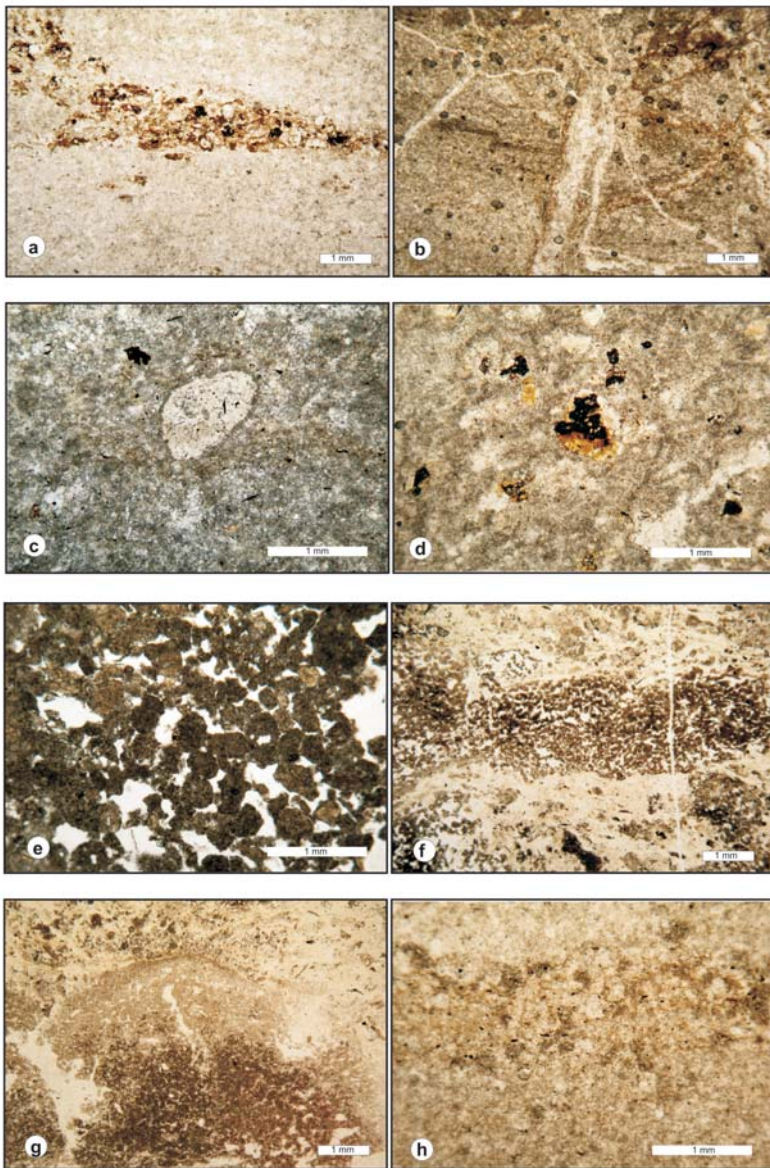


Figura 12: Microfacies del Miembro Las Chacritas (facies de ambiente litoral/eulitoral) Barra de escala: 1mm. a) MF1. Láminación fina ($1,4 \mu\text{m}$ de espesor), micrítica, con óxidos de hierro y arcillas. En el centro se observa una lámina más gruesa ($232 \mu\text{m}$) con poros vacíos. La matriz es de micrita gruesa peloidal. Muestra CAV 18; b) MF2. Láminas onduladas de micrita peloidal y de microesparita/esparita, rotas por bioturbación de raíces y capilares radiculares. Muestra CAV 23; c) MF3. Intraclasto de *chert* con fina cubierta micrítica y fragmentos leñosos. La matriz es de micrita gruesa con micropeloides aglutinados. Las fenestras están rellenas con sílice. Muestra CAV8; d) MF4. Fragmento de roca volcánica e intraclastos de *chert*. La matriz es de micrita afieltrada con micropeloides y arcillas. Poros rellenos con sílice. Muestra CAV 16; e) MF5. Intraclastos de micrita con contactos tangenciales y suturados. Extraclastos de rocas volcánicas. Poros rellenos con sílice. Muestra CAV63; f) MF 6. Laminación microbialítica, con alternancia de láminas carbonáticas oscuras de superficie irregular, con micropeloides y microfenestras rellenas con sílice, en contacto con láminas finas ($62 \mu\text{m}$ de espesor) de *chert* microesferulítico; g) MF6. Estructura interna de una lámina oscura. Contacto entre micropeloides y micrita esponjosa con estromatactis. Muestra CAV 1; h) MF7. Lámina oscura de micrita con contactos difusos e interdigitados y láminas claras de micrita y dolomita. El perfil de las láminas es horizontal y pasan lateralmente a ondulado y nodular. Muestra CAV 9.

tán rellenos con sílice.

Microbialitas

MF6 microbialita peloidal (Figs. 12f y g): Presentan estratificación de ondulas y en algunos niveles son frecuentes las grietas de desecación. Está constituida por láminas discontinuas, anastomosadas e irregulares de contactos interdigitados. Las láminas carbonáticas se diferencian por la presencia de peloides algales, intraclastos de micrita gruesa y distinta coloración. Las de color castaño claro, de $1,08 \text{ mm}$ de espesor, presentan una fábrica fenestral más abierta que las láminas color castaño oscuro. Estas últimas, de $2,17 \text{ mm}$,

se caracterizan por la mayor concentración de peloides e intraclastos de micrita peloidal. Las láminas carbonáticas alternan con otras compuestas por *chert* microesferulítico, de $62 \mu\text{m}$ de espesor y con contactos ondulosos. Los bioclastos están representados por fragmentos leñosos y cutículas dispersas ($< 1\%$). Los tubos de bioturbación son frecuentes y están rellenos con sedimento superficial fragmentado y sílice microesferulítica.

MF7 estromatolito domal (Fig. 12h): Formada por *sets* de bandas ondulosas compuestas por una alternancia de láminas color castaño oscuro, de 4 mm y láminas

color castaño claro, de 2 mm de espesor. El perfil de las láminas es horizontal y pasa lateralmente a ondulado y nodular. Los cuerpos forman estructuras domales equidimensionales (3 cm de alto y 3 cm de ancho) y están lateralmente unidos en sus extremos superiores. Microscópicamente los contactos entre láminas son difusos e interdigitados. Las láminas oscuras son predominantemente micríticas y las láminas claras están compuestas por micrita y cristales euhedrales de dolomita. El material se encuentra recrystalizado, formando un mosaico de dolomita y esparita cálcico-magnesiana que es conspi-

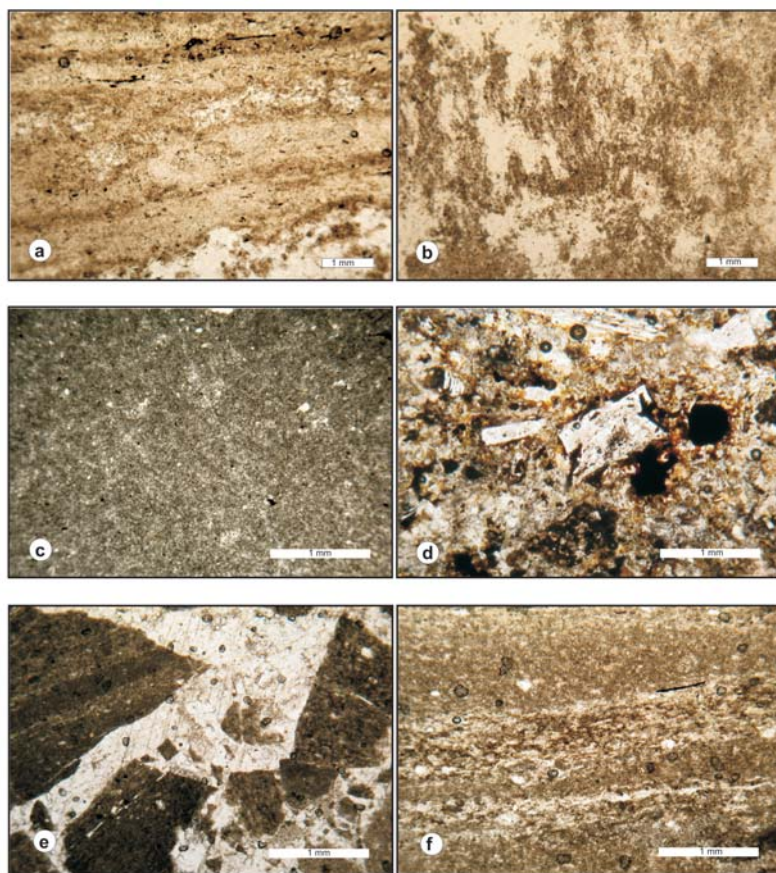


Figura 13: a-b) Microfacies del Miembro Las Chacritas (facies de ambiente litoral/eulitoral) Barra de escala: 1mm. a) MF 8. *Sets* de láminas ondulosas de micrita gruesa y de microesparita. Estromatactis rellenos con sulfatos y sílice microcristalina y fragmentos leñosos. Los *sets* alternan con láminas de sílice. Muestra CAV 14; b) MF9. Estromatoides micríticos, con patrón de crecimiento radial, que forman un entramado abierto con ramas anastomosadas. Presentan contactos interdigitados con la matriz de sílice microcristalina peloidal. Muestra CAV 50. c-d) Microfacies del Miembro Las Chacritas (facies de ambiente palustre) Barra de escala: 1mm. c) MF10. Micrita/microesparita con fábrica esponjosa fenestral y micropeloides. Muestra CAV 33; d) MF11. Cristales de yeso, micronódulos de anhidrita y grumos de óxidos de hierro, en una matriz micrítica gruesa. Muestra CAV80. e-f) Microfacies del Miembro Puesto Almada (facies de ambiente litoral/marginal) Barra de escala: 1mm; e) MF12. Brecha formada en un nivel de *mudstone* laminado. En los fragmentos se distingue la alternancia de láminas micríticas claras de fábrica fenestral y láminas oscuras de micrita con arcillas. Venas rellenas de cristales de dolomita, escasa esparita cálcica y yeso. Muestra CAC 1; f) MF13. Láminas carbonáticas de matriz micrítica de hasta 0,34 mm de espesor con fábrica porosa y láminas de material piroclástico de 0,10 mm de vidrio desvitrificado, cristales de dolomita y cuarzo microcristalino. Muestra CAC 2.

cuo en toda la facies.

MF8 *mudstone* microbialítico (Fig. 13a): Formado por láminas suavemente ondulosas, que se distinguen por su diferente color y espesor. Las láminas finas, color castaño claro, miden 0,55 mm y está compuestas por micrita gruesa. Las láminas gruesas, color castaño oscuro, y de 10 mm de espesor, son de microesparita. Ambas forman *sets* (micrita – microesparita). Los bioclastos de fragmentos leñosos se concentran en las láminas microesparíticas, mientras que en las micríticas se observan las mayores concentraciones de filamentos algales. La bioturbación es perforante. Los microporos están rellenos con sulfatos y chert.

MF9 estromatolito ramoso (Fig. 13b): El patrón de desarrollo de las comunidades filamentosas define una macroestructura que atraviesan los bancos, destruyendo la fina laminación paralela, las superficies de exposición, los canales de bioturbación y los nódulos de chert negro. Las partículas están representadas por siliciclastos

(1%) de cuarzo. Los bioclastos (3%) son de conchillas de ostrácodos desarticuladas y articuladas con rellenos de sílice radial esferulítica y restos carbonosos dispersos. Los oncoides (1%) son de micrita, concéntricos, con superficies irregulares. La matriz es de micrita /microesparita con fábrica esponjosa fenestral a micropeloidal. Se caracteriza por presentar distintas superficies de oxidación que definen niveles constituidos por micrita maciza que pasa gradualmente a micrita con fábrica peloidal con abundante sílice y óxidos de hierro y también bandas subhorizontales de micrita con óxidos de hierro con cemento de sílice y esparita gruesa. La porosidad es baja, con poros aislados rellenos con esparita granular.

Facies de ambiente palustre

MF10 *mudstone* con grietas de desecación y bioturbación (Fig. 13c): En esta facies son frecuentes las grietas de desecación que atraviesan los bancos, destruyendo la fina laminación paralela, las superficies de exposición, los canales de bioturbación y los nódulos de chert negro. Las partículas están representadas por siliciclastos

(1%) de cuarzo. Los bioclastos (3%) son de conchillas de ostrácodos desarticuladas y articuladas con rellenos de sílice radial esferulítica y restos carbonosos dispersos. Los oncoides (1%) son de micrita, concéntricos, con superficies irregulares. La matriz es de micrita /microesparita con fábrica esponjosa fenestral a micropeloidal. Se caracteriza por presentar distintas superficies de oxidación que definen niveles constituidos por micrita maciza que pasa gradualmente a micrita con fábrica peloidal con abundante sílice y óxidos de hierro y también bandas subhorizontales de micrita con óxidos de hierro con cemento de sílice y esparita gruesa. La porosidad es baja, con poros aislados rellenos con esparita granular.

MF11 *mudstone* peloidal (Fig. 13d): Compuesta por micrita gruesa con yeso intersticial, interdigitada con sílice microcristalina groseramente bandeada. Se distinguen escasas partículas de siliciclastos (biotita y volcanitas), e intraclastos micrí-

ticos. Son frecuentes los grumos de óxidos de hierro, los micronódulos de anhidrita y cristales de yeso, con cubiertas de óxidos de hierro.

Descripción de las facies/microfacies del Miembro Puesto Almada en la sección del cañadón Asfalto

Facies de ambiente litoral/marginal

MF12 *mudstone* laminado con micropeloides (Fig. 13e). Se caracteriza por la alternancia de láminas, de 0,61 mm de espesor, compuestas por micrita y minerales arcillosos, diferenciadas por su color y fábrica. Las de color castaño claro están caracterizadas por una fábrica fenestral con poros vacíos o rellenos con sílice. Las láminas color castaño oscuro presentan mayor contenido de material arcilloso. La matriz es micrítica con micropeloides de hasta 3 μm de diámetro. Está afectada por brechamiento con venas rellenas con grandes cristales de dolomita, escasa esparita cálcica y yeso. Las partículas son escasas (1 %) y están representadas por siliciclastos de cuarzo, plagioclasa y micas.

MF13 *mudstone* laminado (Fig. 13f): Está caracterizado por la alternancia de láminas micríticas con fábrica porosa, de hasta 0,34 mm de espesor y finos niveles piroclásticos. Las partículas son escasas (2%) y están representadas por siliciclastos (cuarzo, biotita y plagioclasa) e intraclastos micríticos. Los niveles de material piroclástico son más delgados, con espesores que varían entre 0,030 y 0,25 mm y están compuestos por vidrio devitrificado, cristales de dolomita y cuarzo microcristalino. Es frecuente la bioturbación producida por raíces y capilares radiculares.

Descripción de las facies/microfacies carbonáticas del Miembro Puesto Almada en la estancia El Torito (localidad tipo)

Facies de ambiente litoral / marginal

MF14 *mudstone* negro con fina laminación (Fig. 14a): Las láminas de esparita son de 2 mm de espesor, mientras que las láminas finas, de hasta 0,5 mm, son de micri-

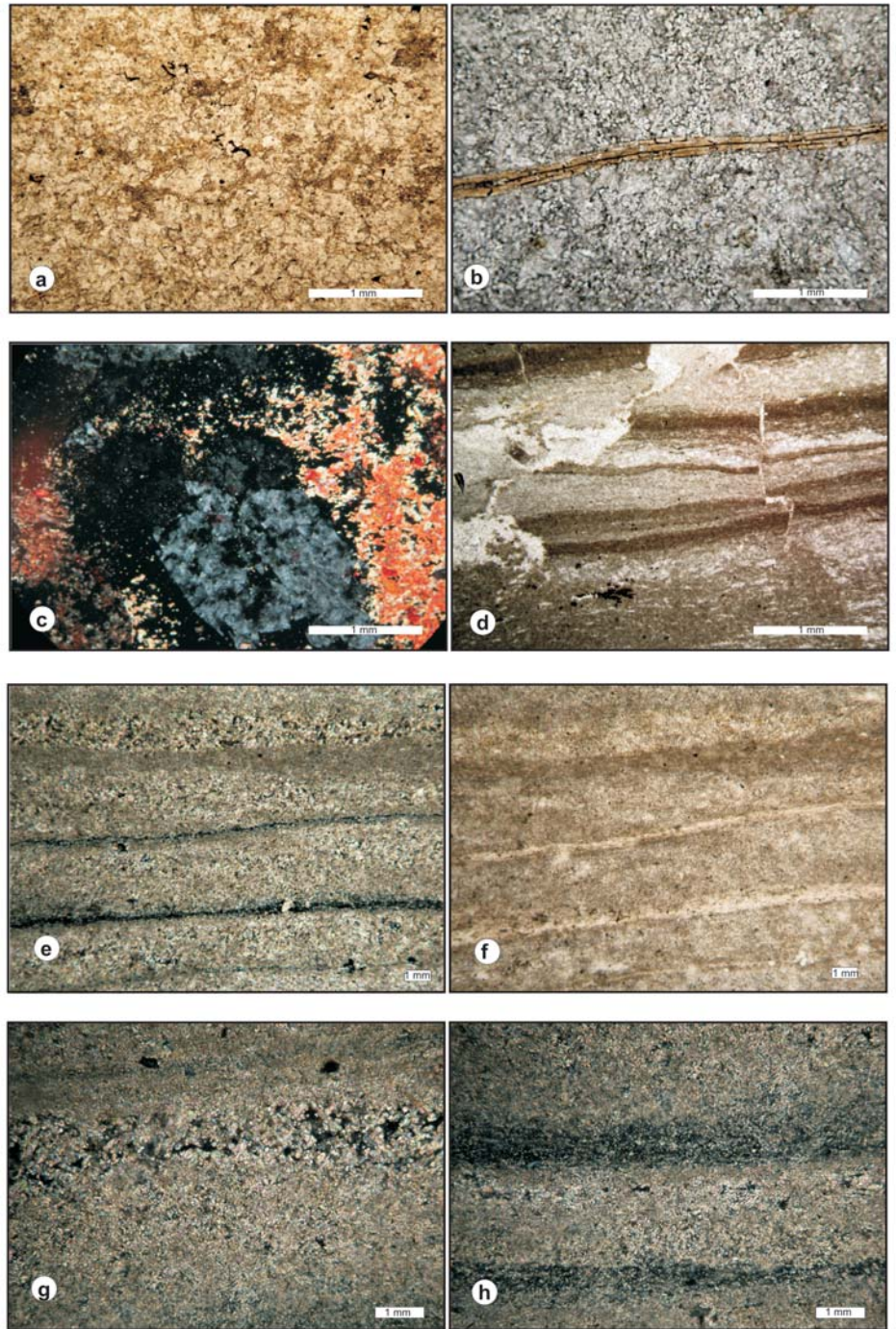


Figura 14: Microfacies del Miembro Puesto Almada (facies de ambiente litoral/marginal) Barra de escala: 1mm. a) MF14. Láminas de esparita que alternan con láminas finas de micrita micropeloidal. Cristales de esparita y sílice relleno los espacios intercrystalinos. Muestra ET 1; b) MF15. Mosaico de esparita con yeso y sílice. En el centro de la foto se observa una espina de pez. Muestra ET2; c) MF15. Cristales de yeso y reemplazo de esparita cálcica. Muestra ET2; d) MF16. Alternancia de láminas claras de microesparita con textura peloidal y láminas oscuras de micrita y arcillas. Grietas de desecación rellenas con esparita y canales de bioturbación. Muestra ET5; e) MF17. Laminación de *mudstone* y material piroclástico (ritmitas). Con analizador. Muestra LC 12; f) MF17. Laminación de *mudstone* y material piroclástico (ritmitas). Se distinguen láminas de *mudstone* grueso. Sin analizador. Muestra LC 12; g) MF17. Detalle de lámina de *mudstone* dolomítico grueso y lámina de *mudstone* grueso. Muestra LC 12; h) MF17. Detalle de lámina piroclástica y lámina de *mudstone* Muestra LC 12.

ta. Los bioclastos, escasos (1%), están representados por briznas alineadas, escamas de peces y conchillas de conchóstracos. Los siliciclastos son cristales de cuarzo, biotita y arcillas. La matriz está recrystalizada a esparita granular tipo *blocky*, los espacios intercrystalinos están rellenos por sílice microcrystalina.

MF15 *mudstone* con grietas de desecación (Fig. 14b y c): Esta facies está intercalada con la anterior, se caracteriza por presentar evidencias de desecación: grietas y yeso. La matriz está recrystalizada a un mosaico de esparita y con cristales de yeso, que en ocasiones están reemplazados por calcita. Los bioclastos son escasos y están representados por conchillas fragmentadas de conchóstracos, espinas de peces y restos mal conservados de charáceas. Los siliciclastos son de fragmentos vítreos, cuarzo y biotita.

MF16 *wackestone* laminado (Fig. 14d): Las láminas de color castaño claro están compuestas por microesparita con textura peloidal que presenta microfenas orientadas. Las láminas de color castaño oscuro son micríticas con arcillas aglutinadas en forma discontinua. Los bioclastos (7%), muy dispersos, son de conchillas de conchostracos rellenas con esparita, restos de espinas de peces y charáceas. Los intraclastos son escasos (2%) y de micrita peloidal. Los siliciclastos (2%) están representados por cristales de cuarzo, fragmentos volcánicos y micas. La matriz es de micrita grumosa peloidal. Es frecuente la bioturbación.

MF17 *mudstone* y material piroclástico (ritmitas) (Fig. 14 e-h): Esta facies está compuesta por una alternancia de pares de calizas laminadas (*mudstone* grumoso y *mudstone* dolomítico) y cenizas volcánicas.

Las calizas están compuestas por láminas de *mudstone* grumoso con fábrica fenestral y con un espesor que varía entre 240 y 294 μm . Los bioclastos presentes corresponden a escamas de peces y los siliciclastos son de cuarzo. Las láminas de *mudstone* dolomítico tienen un espesor de hasta 788 μm . La fábrica es fenestral con poros vacíos o rellenos con sílice. Estas láminas están recrystalizadas y son de dolomita. En los niveles de calizas se conserva la fauna de peces definidos por López Arbarello (2004) como *Coccolepis groeberi* Bordas, 1942, *Tharrias feruglioi* Bordas, 1942 y el teleosteo *incertae sedis Luisiella inexcitata* Bocchino, 1967. El espesor de las láminas de material piroclástico varía entre 119 y 58,8 μm ; están constituidas por vidrio desvitrificado con alteraciones carbonáticas y aislados vitroclastos de cuarzo.