

CARBONATOS SUBTROPICALES DE LA FORMACIÓN CALABOZO (CALOVIANO) Y SU DIAGÉNESIS, CUENCA NEUQUINA, MENDOZA

Ricardo M. PALMA^{1,2}, Mohammed MEHDLI³, Graciela S. BRESSAN¹ y Diego A. KIETZMANN¹

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria Pabellón II, C1428 EGA, Buenos Aires. E-mails: palma@gl.fcen.uba.ar; gbressan@gl.fcen.uba.ar, diegokietzmann@fibertel.com.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

³ Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences, Département de Geologie, BP 133, Kénitra, Marruecos. E-mail: mehdimina@hotmail.com.

RESUMEN

El estudio de los carbonatos calovianos de la Formación Calabozo (30 m) procedente del centro-oeste de Argentina revela la abundancia de partículas carbonáticas bentónicas producidas por organismos fotodependientes y de granos no-esqueléticos tales como ooides y peloides. La biota está representada por bivalvos, dasicladáceas (*Salpingoporella annulata* Carozzi, *Cylindroporella annulata* Carozzi, y *Heteroporella* sp.), corales escleractínicos, equinodermos, cianobacterias (*Cayeuxia (Rivularia) piae* Rech-Frollo, y *Cayeuxia (Rivularia) kurdistanensis* Elliot), oncoides, gastrópodos, foraminíferos, calciesferas y en menor cantidad, briozoos y ostrácodos. Las partículas aloquímicas sugieren para las calizas marinas someras de la Formación Calabozo una asociación *Photozoan* de aguas subtropicales. Las características petrográficas permitieron reconocer siete microfacies diferenciadas de acuerdo al tipo de partículas, fósiles y textura depositacional: 1) *bindstone* criptagal; 2) *wackestone* bioclástico-peloidal; 3) *wackestone* bioclástico-intraclástico; 4) *wackestone* bioclástico-peloidal-terrágeno, 5) *boundstone* coralino, 6) *packstone* bioclástico-peloidal-intraclástico, y 7) *packstone/grainstone* oolítico-bioclástico-peloidal. El reconocimiento de grupos de microfacies constituyen dos asociaciones paleoambientales: rampa interna y rampa media. Los procesos de micritización y precipitación de micrita peloidal y cemento acicular son sinsedimentarios. Estos cementos son previos a la fase de cementación de calcita granular y sintaxial. Estudios de catodoluminiscencia permitieron identificar tres tipos de cementos: (1) acicular, (2) calcita granular, y (3) cemento sintaxial en partículas de equinodermos. La catodoluminiscencia permitió determinar cementos no luminiscentes, cemento con luminiscencia opaca (roja/naranja) y cemento con luminiscencia amarilla brillante. El cemento acicular es no luminiscente (marino), en tanto que la luminiscencia opaca a brillante típica de las cavidades inter-intraparticulares y del cemento sintaxial indica un ambiente diagenético meteórico-freático.

Palabras clave: *Microfacies, rampa carbonática, asociación photozoan, diagénesis, Jurásico.*

ABSTRACT: *Subtropical carbonates from the Callovian Calabozo Formation, and their diagenesis, Neuquen Basin, Mendoza province.*

Detailed study of Callovian carbonates of the Calabozo Formation (30 m) in western Argentina, reveals the abundance of benthic carbonate particles produced by organisms that are light dependent, and non-skeletal grains such as ooids and peloids. The biota consists of bivalves, dasyclads (*Salpingoporella annulata* Carozzi, *Cylindroporella annulata* Carozzi, and *Heteroporella* sp.), scleractinian corals, echinoderms, cyanobacteria (*Cayeuxia (Rivularia) piae* Rech-Frollo, and *Cayeuxia (Rivularia) kurdistanensis* Elliot), oncoids, gastropods, forams, and calcispheres as well as ostracods, and bryozoans in relatively minor quantities. Allochemical particles suggest for the shallow marine limestones of the Calabozo Formation a Photozoan Association under subtropical seawater conditions. The petrographic features allow to recognize seven microfacies, differentiated by particle types, fossils and depositional texture: 1) cryptagal bindstone; 2) bioclastic-peloidal wackestone; 3) bioclastic-intraclastic wackestone; 4) bioclastic-peloidal-terrigeneous wackestone, 5) coral framestone, 6) peloidal-bioclastic-intraclastic packstone, and 7) oolitic-bioclastic-peloidal packstone-grainstone. The recognition of microfacies groups constitute two palaeoenvironmental associations: inner ramp and middle ramp settings. Diagenetic studies are based on examination of stained thin sections, through conventional petrography and under cathodoluminescence. Early diagenetic processes are micritization and precipitation of peloidal micrite and acicular calcite. These cements predate granular and syntaxial calcite cements. Cathodoluminescent petrography allows to identify three morphologic types of clear cements: (1) fine acicular crystals, (2) granular cements, and (3) syntaxial cement rims on echinoderm particles. Description of the CL signature has evolved to discrimination as either, non-luminescent, dully luminescent red/orange, or brightly luminescent yellow. The earlier acicular calcite cement is non-luminescent, on the other hand, the predominantly dully luminescent red/orange, or brightly luminescent yellow of interparticular and intraparticular granular calcite and syntaxial cements indicate a shallow burial meteoric-phreatic diagenetic environment.

Keywords: *Microfacies, carbonate ramp, Photozoan Association, diagenesis, Jurassic.*

INTRODUCCIÓN

El relleno de la cuenca Neuquina ha sido

subdividido en diferentes mesosecuencias sobre la base de discontinuidades estratigráficas de carácter regional, mayormente in-

fluenciadas por eventos eustáticos (Legarreta *et al.* 1993). En este esquema, la Formación Calabozo se incluye dentro de la

Mesosecuencia Cuyo, equivalente al Ciclo Cuyano (Gulisano *et al.* 1984a), limitado en base y techo por discontinuidades regionales. Dichas discontinuidades son la Intra-liásica (Gulisano *et al.* 1984b) en la base y la Intra-caloviana en el techo (Dellapé *et al.* 1979).

En la provincia de Mendoza, la Mesosecuencia Cuyo (Fig. 1) está compuesta, en orden ascendente, por los depósitos continentales de la Formación El Freno, seguidos por los depósitos marinos de plataforma de la Formación Puesto Araya, y las lutitas negras (*offshore*) de la Formación Tres Esquinas. A continuación de estas últimas se encuentran los depósitos marinos de la Formación Lajas y los carbonáticos de la Formación Calabozo. La sucesión culmina con las evaporitas de la Formación Tábanos, que registran una caída global del nivel del mar (Riccardi *et al.* 2000).

La Formación Calabozo está compuesta por una amplia variedad de rocas calcáreas que incluyen *wackestones-packstones* bioclásticos-peloidales, *packstones-grainstones* oolíticos, estromatolitos y *framestone* coralino. El contenido fosilífero está representado por bivalvos, algas verdes calcáreas, corales escleractínidos, equinodermos, cianobacterias, oncoides, gastrópodos, foraminíferos, calciesferas, briozoos y ostrácodos. Los componentes no esqueléticos están representados por ooides, peloides e intraclastos. Estos componentes aloquímicos se encuentran asociados a una escasa proporción de partículas siliciclásticas (Palma *et al.* 2000). Su espesor alcanza a 30 metros.

En el ámbito de la cuenca Neuquina se han realizado numerosos trabajos de carácter regional (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta *et al.* 1993, entre otros) sin embargo, es escasa la información existente sobre la composición y variabilidad de las microfacies de los depósitos carbonáticos de la Formación Calabozo, a excepción de Palma *et al.* (2000, 2005) y Armella *et al.* (2005). En este último artículo los autores mencionan la presencia de *Halimeda* (algas verdes del Orden Caulerpales-Chlorophyta) en depósitos de rampa interna. Cabe destacar que una interpretación de esta naturaleza es errónea, ya que *Halimeda* tiene su biocrón desde el Cretácico a la actualidad, en tanto que a la Formación Calabozo le corresponde una edad caloviana media inferior.

El objetivo de este artículo es mostrar la composición de los depósitos carbonáticos en base a un estudio detallado de microfacies carbonáticas, su diagénesis y sus implicancias ambientales. Para ello se ha tenido en cuenta además, la asociación de partículas aloquímicas y su significado desde un punto de vista paleoclimático, de acuerdo a las características de las asociaciones *Photozoan* versus *Heterozoan* (James 1997).

MARCO GEOLÓGICO

Los afloramientos de la Formación Calabozo estudiados se encuentran localizados a unos 50 km al oeste de la ciudad de Malmargüe, en el sur de la provincia de Mendoza. Los mismos incluyen a los depósitos aflorantes en el arroyo Calabozo, localidad tipo

de esta unidad, y observaciones adicionales en aquellos ubicados a unos 5 km al sur del primero, en las inmediaciones del arroyo Plomo (mina Chuquichenque) (Fig. 2). La Formación Calabozo apoya sobre las facies marinas de cara de playa de la Formación Lajas (Bathoniano-Caloviano), a través de un contacto erosivo e irregular; y es cubierta en forma concordante por las evaporitas de la Formación Tábanos. El control bioestratigráfico de la Formación Calabozo está basado en la fauna de amonites, representada por *Rehmannia* sp., *Choffatia* sp., y *Glossowira* sp. que caracteriza una edad caloviana media inferior (Riccardi *et al.* 2000).

METODOLOGÍA

En el estudio de los carbonatos de la Formación Calabozo se realizó un muestreo a escala centimétrica, con el objeto de determinar los cambios durante su evolución ambiental. En dicho muestreo se tuvo en cuenta el espesor de las litofacies y su contenido paleontológico, a la vez que se realizó un estudio cualitativo que permitió diferenciar componentes esqueléticos y no esqueléticos. Se estudiaron un total de sesenta láminas delgadas, provenientes de muestras extraídas del sector inferior, medio y superior de cada capa. Las características composicionales y atributos diagénéticos de la sucesión de microfacies han sido observadas mediante microscopía normal y de cátodoluminiscencia con la finalidad de determinar las diferentes fases cementantes y sus respectivas condiciones diagénéticas de formación. La microscopía de cátodoluminiscencia (fría-Technosyn) se realizó en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, España, y sus condiciones operativas fueron mantenidas a 11-16 kV; intensidad 200-500 µA y vacío: 0,2-0,1 Torr. Los análisis de fueron realizados en el servicio de microscopía electrónica de CITEFA.

MICROFACIES E INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

La Formación Calabozo (Fig. 2) constituye una rampa carbonática cuyos depósitos se disponen en sucesiones de somerización

EDAD		CICLOS SEDIM.	FORMACIONES	AMBIENTES SEDIMENTARIOS
JURÁSICO	MEDIO			
INFERIOR	CALOVIANO	CUYANO	Fm. Tábanos	marino hipersalino
	BATHONIANO		Fm. Calabozo	plataforma carbonática
	BAJOCIANO		Fm. Lajas	plataforma clástica
	AALENIANO		Fm. Tres Esquinas	plataforma clástica (offshore)
	TOARCIANO		Fm. Puesto Araya	plataforma clástica
	PLIENSBACHIANO			
	SINEMURIANO		Fm. El Freno	abánicos aluviales
	HETTANGIANO			

Figura 1: Cuadro estratigráfico del ciclo cuyano en la cuenca Neuquina.

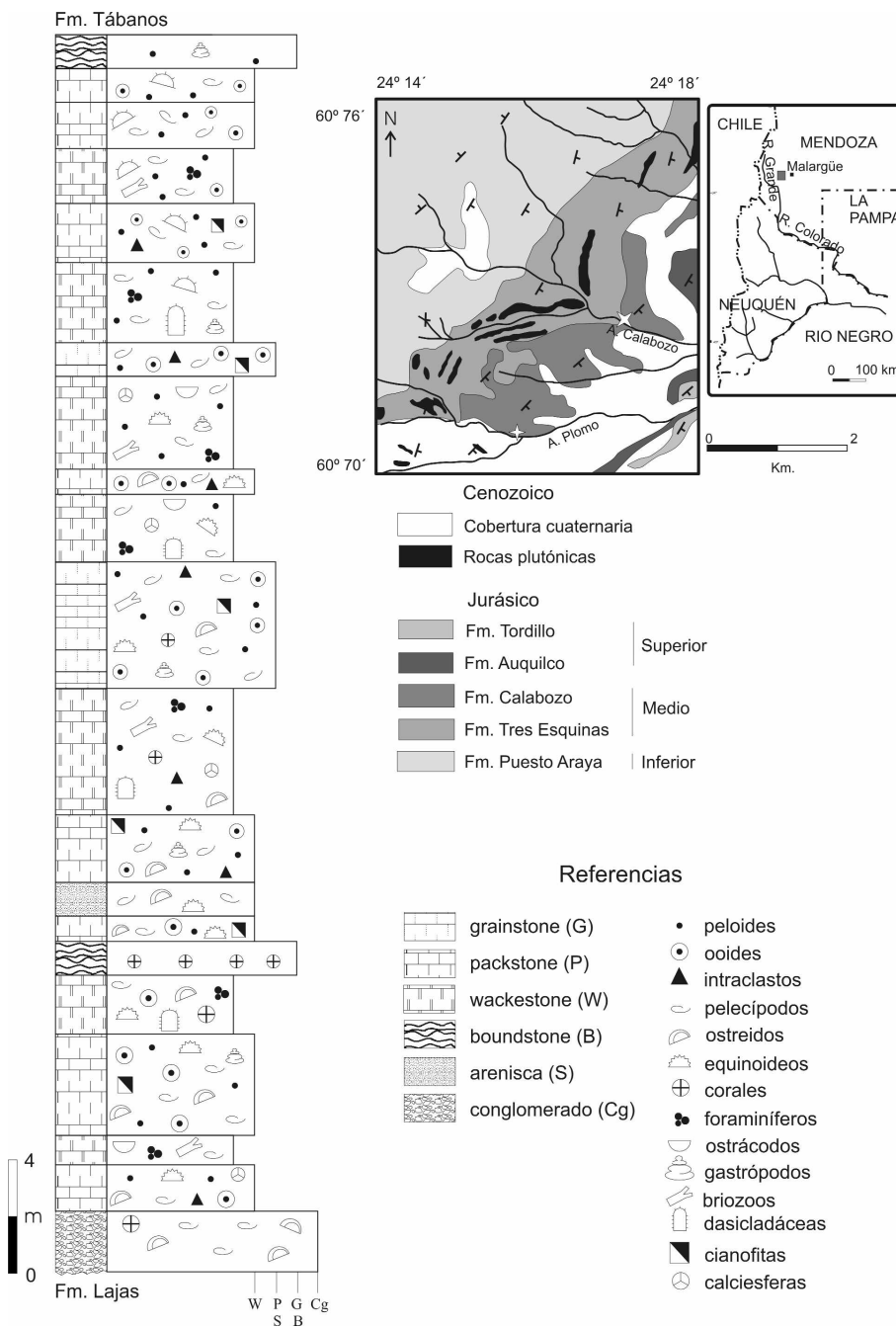


Figura 2: Mapa geológico y de ubicación del área de estudio. Perfil litológico simplificado de la Formación Calabozo, mostrando contenido fósil y cambios texturales.

(Palma *et al.* 2000, 2005). Las litofacies están representadas por *wackestone-packstones* bioclásticos y peloidales, interestratificados con *grainstones-packstones* oolíticos-bioclásticos y ocasionales *framstones* coralinos. El conjunto se dispone en capas de espesores centimétricos a decimétricos con tonalidades gris oscuras, generalmente macizas, con gradación normal o localmente con estrati-

ficación cruzada tabular planar y bioturbación. Los fósiles están representados por una abundante fauna marina, que incluye bivalvos, algas verdes calcáreas (dasicladáceas), corales, equinodermos, cianobacterias, oncooides, gastrópodos, foraminíferos, además de calciesferas, briozoos y ostrácodos (Palma *et al.* 2000, 2005).

Sobre la base del análisis de litofacies (Pal-

ma *et al.* 2005) y un detallado estudio petrográfico, composicional y diagénético se han reconocido siete microfácies que caracterizan rampa interna y rampa media.

RAMPA INTERNA

Estos depósitos son los más representados e incluyen una amplia variedad de calizas, de colores gris claro y espesores que oscilan entre 50 y 90 cm. Se trata de *wackestones* y *packstones*, bioclásticos, peloidales y oolíticos, y con escasos corales. Se han reconocido seis microfácies (1, 2, 3, 4, 5, y 6); tres de las cuales (microfácies 2, 3, 4) pertenecen a la litofacies de *wackestones* bioclásticos peloidales, que es la más abundante en el área de estudio.

Estas microfácies fueron identificadas como estromatolitos (M-1), *wackestone* bioclástico peloidal (M-2), *wackestone* bioclástico intraclástico (M-3), *wackestone* bioclástico-peloidal terrígeno (M-4) *framestone* coralino (M-5), *packstone* bioclástico peloidal intraclástico (M-6).

Microfácies 1: Corresponde a capas estromatolíticas con láminas milimétricas, planas a crenuladas y que alternan con láminas de automicrocrista y microsparita, además de peloides, gastrópodos (*Nerinea* sp.) y escasos ostrácodos. Su espesor varía entre 20 y 35 cm. La naturaleza planar-ondulante de la fábrica estromatolítica se debe a la actividad de las cianobacterias, y sus frecuentes discontinuidades son debidas a la presencia de fenestras paralelas a la estratificación (Fig. 3a) y al desarrollo de *micro-tepees*, grietas de desecación y bioturbación, probablemente causada por la acción de moluscos.

Las fenestras planares pudieron haber sido generadas por la descomposición de la materia orgánica o por contracción de las láminas algales debido a la alternancia de períodos húmedos y secos (Shinn 1968), y se encuentran rellenas con cristales de calcita granular y también microsparita. Por su parte, los *micro-tepees* y grietas de desecación sugieren períodos de exposición subaérea. Corresponde a un *bindstone* criptotalgal y sugiere condiciones restringidas en el área intertidal superior de la rampa interna (Shinn 1968) como lo sugiere además, la abundancia y poca diversidad de gastrópodos (Brookfield and Brett 1988).

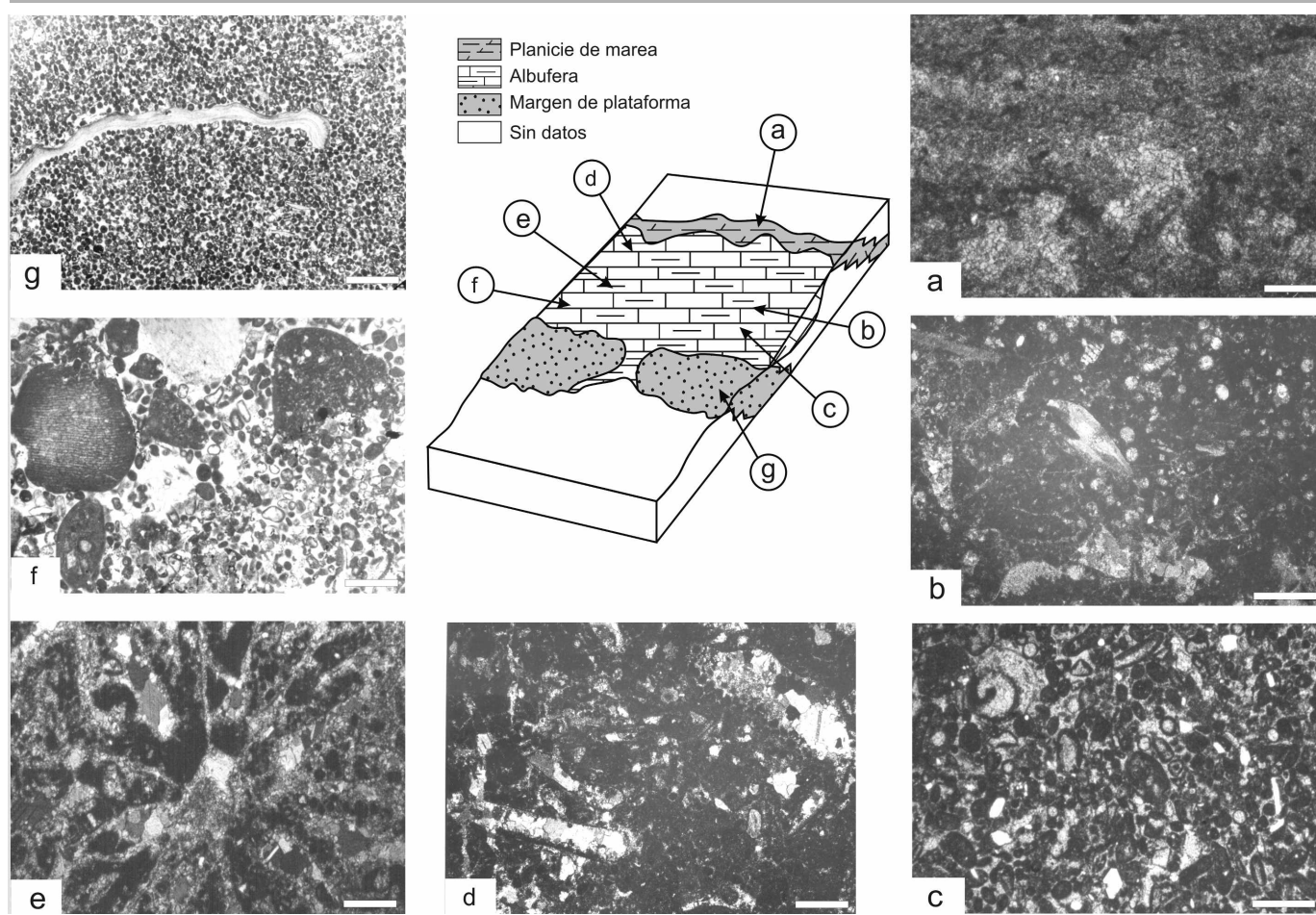


Figura 3: Block-diagrama mostrando la distribución de facies. a) Microfacies 1: láminas estromatolíticas; escala: 1 mm. b) Microfacies 2: fragmentos de bivalvos, equinodermos y oolitas disueltas; escala: 5 mm. c) Microfacies 3: gastrópodo en sección transversal, fragmentos de bivalvos y peloides; escala: 5 mm. d) Microfacies 4: bioclastos disueltos y rellenados con calcita granular, peloides; escala: 5 mm. e) Microfacies 5: septos de corales disueltos y rellenos con micrita peloidal; escala: 5 mm. f) Microfacies 6: intraclastos algales redondeados y fragmentos de algas *Cayeuxia* sp; escala: 5 mm. g) Microfacies 7: oolitas y bivalvo desarticulado; escala: 5 mm.

Microfacies 2: Esta microfacies está compuesta por partículas esqueléticas muy finas no identificables y peloides, originando una textura heterogénea (Fig. 3b). Su matriz es de tipo alomicrita. La fauna está representada principalmente por bivalvos desarticulados, disueltos y rellenados por cemento de calcita granular (Fig. 4a), fragmentos de equinodermos, miliólidos y calciesferas. La mayor parte de las partículas esqueléticas se encuentran afectadas por una intensa micritización producto de la actividad endolítica de algas, e inclusive se observan perforaciones, sobre todo en moluscos y equinodermos. La micritización es el resultado de la obliteración de la microestructura carbonática original, a través de un proceso de alteración a una textura criptocristalina (Reid y Macintyre 2000).

Las calciesferas, de forma más o menos esféricas y sin apertura, son interpretadas como órganos reproductores de algas dasicladáceas (Marszalek 1975) e indican un ambiente marino somero con una salinidad más o menos normal (Berger y Kaever 1992). La naturaleza peloidal de estos *wackestones*, similar en todos los *wackestones* estudiados, así como la presencia de valvas desarticuladas, aunque sin abrasión, y el alto contenido de matriz, reflejan un ambiente subtidal somero de baja energía. Con respecto a los peloides, su origen puede estar vinculado principalmente a la fragmentación de partículas esqueléticas. Se identifica a esta microfacies como *wackestone* bioclástico-peloidal. *Microfacies 3:* Está compuesta por fragmentos de conchillas de bivalvos de composición aragonítica original, y calcita con bajo

contenido en magnesio (LMC), gastrópodos (Fig. 3c) y secciones transversales de placas y espinas de equinodermos, entre los principales componentes. Los moluscos aragoníticos presentan en sus bordes internos y externos desarrollo de cemento acicular, en tanto que la cavidad interparticular está rellena por calcita granular. En algunos casos se observan crecimientos lamelares de la calcita que evidencian su neomorfismo, de manera similar a la descrita por Maliva y Dickson (1992). Además aparecen calciesferas, escasos ooides (tipo 2, de Strasser 1986), algunos disueltos (Fig. 4b). Presentan envolturas concéntricas, fuertemente micritizadas y con frecuencia total o parcialmente recrystalizadas. Otros componentes adicionales son miliólidos (Fig. 4c), y algas verdes calcáreas,

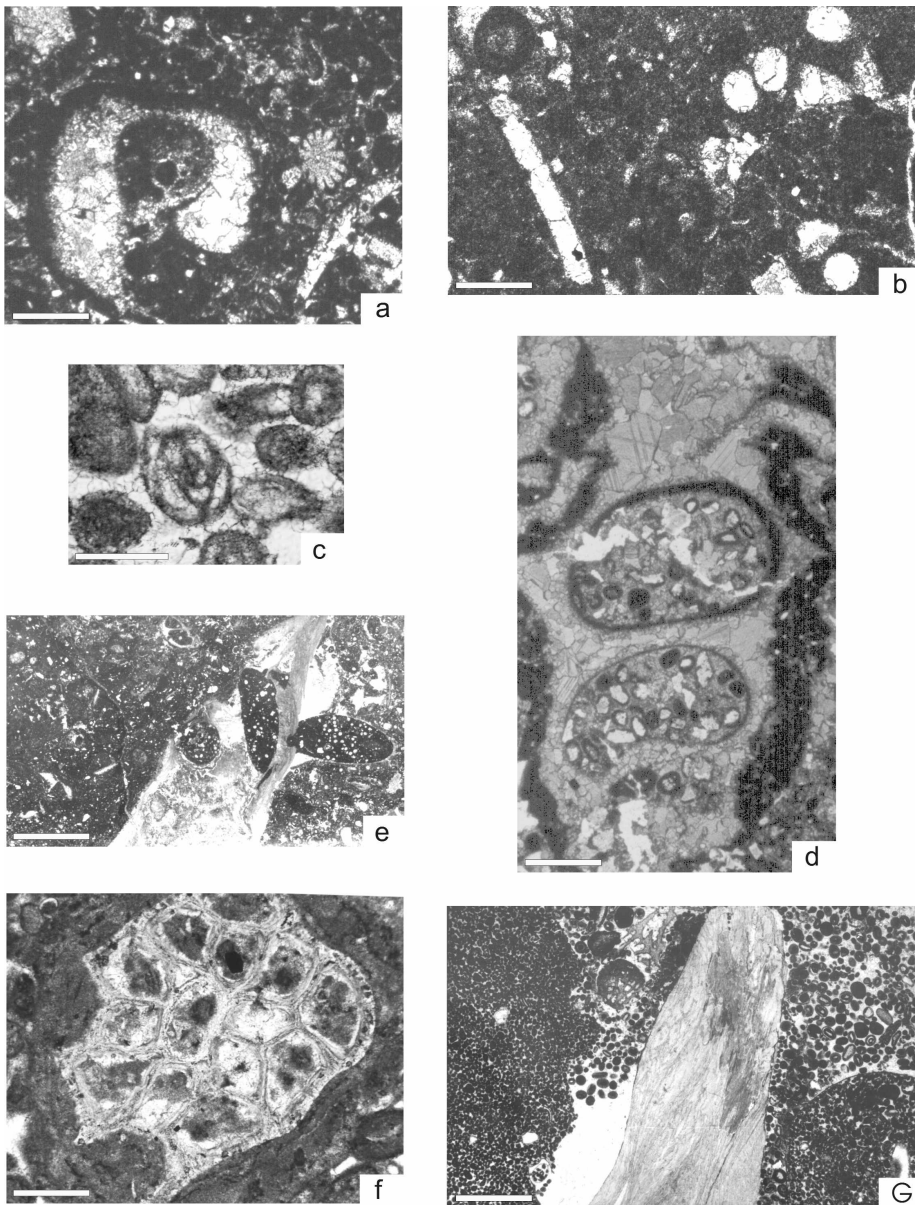


Figura 4: Microfacies:

- a) Microfacies 2: fragmentos de moluscos disueltos y espinas de equinodermos; escala: 1 mm. b) Microfacies 3: fragmentos de bivalvos, oolitas disueltas y micritizadas; escala: 1 mm. c) Microfacies 3: foraminífero con enroscamiento tipo quinqueloculino; escala: 0,5 mm. d) Microfacies 4: sección longitudinal de gastrópodo disuelto y relleno con peloides, micrita peloidal y partículas terrígenas; escala: 1 mm. e) Microfacies 5: fragmento de bivalvo afectado por fuerte bioerosión; escala: 1 mm. f) Microfacies 6: sección transversal de briozoos incrustado con costras microbianas; escala: 1 mm. g) Microfacies 7: oolitas, fragmentos de bivalvos, intraclastos y briozoos; escala: 1 mm.

representadas principalmente por *Salpingoporella annulata* Carozzi (Fig. 5a).

Entre los componentes no esqueléticos se reconocen peloides e intraclastos. Los peloides aparecen redondeados y con buena selección y su origen podría ser detrítico, es decir por la destrucción de valvas de moluscos micritizadas (peloides bioerosionales) o bien a partir de la abrasión de algas (peloides algales) (Flügel 2004). Los intraclastos son subangulares y tienen en general una composición similar a esta microfacies, aunque aparecen otros de *packstones* peloidales o bioclásticos. Todos los componentes bioclásticos aparecen como cortoides (Flügel 2004) mostrando una fuerte micritización.

La matriz es tipo alomicrita asociada con peloides.

Los especímenes algales están generalmente fragmentados, probablemente por la acción de corrientes, en tanto que los intraclastos son producto de la acción de corrientes erosivas de tormentas, sobre un sustrato semiconsolidado.

Los microfósiles y algas calcáreas sugieren condiciones intermitentes de energía, en un área subtidal somera de la rampa interna, por detrás de un margen oolítico. Se interpreta que los escasos ooides fueron transportados durante la acción de tormentas. Esta microfacies corresponde a *wackestone* bioclástico-intraclástico.

Microfacies 4: Constituye una variedad de las microfacies 2 y 3, pero se caracteriza por la aparición de componentes terrígenos que alcanzan hasta un 15% (Fig. 3d). Es notable la presencia de intraclastos y bioclastos representados por bivalvos de composición aragonítica original, recrystalizados, y de calcita con bajo contenido en magnesio (grifeidos), además de gastrópodos (Fig. 4d), placas y espinas de equinodermos, calciesferas, peloides y escasos ooides.

Los peloides aparecen con formas esféricas y bien seleccionados, o bien, irregulares, probablemente originados a partir de la fragmentación de partículas aloquímicas fuertemente micritizadas (Tucker y Wright 1990,

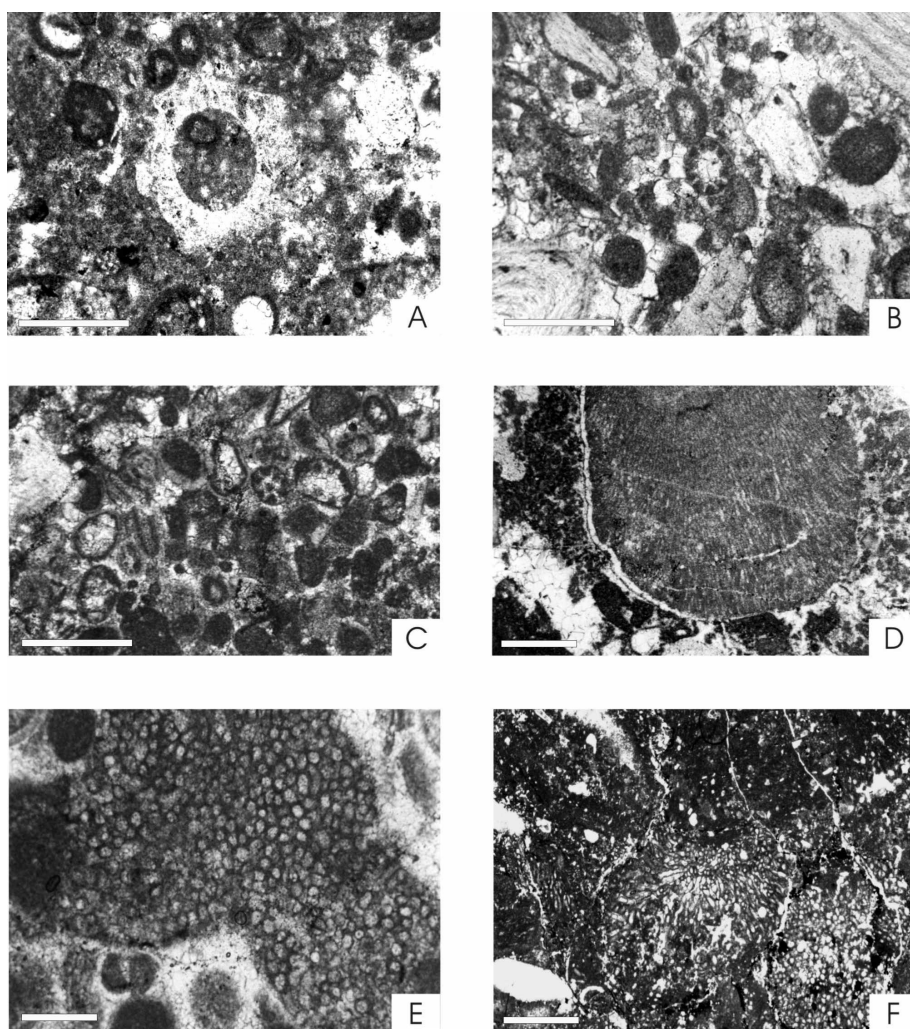


Figura 5: Algas de la Formación Calabozo. a) *Salpingoporella annulata* Carozzi, sección transversal; escala: 0,5 mm. b) *Heteroporella* sp., sección transversal; escala: 0,5 mm. c) *Cylindroporella annulata* Carozzi, sección transversal; escala: 0,5 mm. d) *Cayeuxia (Rivularia) kurdistanensis* Elliot, sección longitudinal; escala: 1 mm. e) *Cayeuxia (Rivularia) piae* Rech-Frollo, sección transversal; escala: 2 mm. f) *Cayeuxia (Rivularia) piae* Rech-Frollo, sección longitudinal; escala: 1 mm.

Flügel 2004). La matriz aparece recrystalizada y muestra por sectores una gradual transición a los componentes peloidales.

La fauna presente y la ausencia de rasgos de exposición subaérea sugieren para esta microfacies un ambiente subtidal. Condiciones de baja energía, por debajo del nivel de olas de buen tiempo, predominaron durante la depositación de los *wackestones* peloidales. Sin embargo, la presencia de material terrígeno (cuarzo, feldspatos y fragmentos volcánicos) de tamaño fino, subangulares a angulares, probablemente está relacionada a la acción de tormentas que erosionaban depósitos siliciclásticos cercanos. Esta microfacies corresponde a *wackestone* bioclástico-peloidal-terrágeno.

Microfacies 5: Está compuesta por pequeñas colonias de corales de hasta 8 cm, en posición de vida. Estas colonias presentan un crecimiento cerioide, cálices pequeños y poligonales, asignándose probablemente a *Actinastrea* sp. (cf. Morsch 1990). El espacio entre las colonias lo rellena un fango micritico, donde se observan fragmentos de corales, bivalvos, equinodermos, peloides y cianobacterias calcáreas.

La mayoría de los corales aparecen con su estructura original obliterada por la destrucción sinsedimentaria producida por organismos perforadores, y por fenómenos de disolución de la microestructura original cuyas cavidades se encuentran rellenas con micrita peloidal y peloides (Fig. 3e).

Generalmente la micrita peloidal rellena las cavidades de disolución, pudiendo aparecer en posición geopetal y antigeopetal. Es frecuente la presencia de envolturas micríticas alrededor de los septos. Los fragmentos de bivalvos y equinodermos localizados en las áreas de intercolonia aparecen con poca abrasión, pero intensamente afectados por bioerosión (Fig. 4e) probablemente causada por bivalvos, serpulidos o esponjas (Edinger y Risk 1996). Estas cavidades se encuentran también rellenas por micrita peloidal. El origen de la misma estaría relacionado con la actividad microbiana en el fondo marino (Chafetz 1986, Sun y Wright 1989).

El grado de fragmentación de la mayor parte de los fósiles y la matriz sugieren un ambiente de depositación somero con turbulencia moderada, en las inmediaciones de pequeños *patch reefs*. Esta microfacies corresponde a un *framestone* coralino.

Microfacies 6: Está compuesta por *packstones* bien estratificados, gris oscuros, en capas que oscilan entre 80 y 100 cm. Se distinguen bivalvos recrystalizados, grifeidos, oncoides, y fragmentos de corales escleractínidos. Entre los componentes no esqueléticos aparecen intraclastos algales (Fig. 3f) oolitas micritizadas y peloides.

Los bivalvos incluyen, tanto a aquellos originalmente aragoníticos, usualmente disueltos y rellenos con calcita granular, como a los que preservan su estructura filamentos original (grifeidos). Se reconocen además placas y espinas de equinodermos, algas verdes (dasicladáceas), cianobacterias, gastrópodos y briozoos incrustados por costras microbianas (Fig. 4f).

Las algas verdes son dasicladáceas, identificadas como *Cylindroporella annulata* Carozzi (Fig. 5c) y por diferentes formas de cianobacterias calcáreas, que incluyen a *Cayeuxia (Rivularia) kurdistanensis* Elliot (Fig. 5d) y *Cayeuxia (Rivularia) piae* Rech-Frollo (Figs. 5e, f). Estas últimas dos especies son algas con ramificaciones dicótomas, que fueron mencionadas originalmente como solenoporáceas (Legarreta *et al.* 1993) pero en realidad corresponden a cianobacterias, de acuerdo al modo de bifurcación y el ángulo entre los filamentos (cf. Dragastan 1985). Desde un punto de vista tafonómico, las algas en esta microfacies como en las otras

mencionadas, presentan incrustación (común en las cianobacterias), bioerosión (en dasicladáceas), fragmentación y abrasión (en ambos grupos); y recristalización obliterando sus características (en dasicladáceas).

Los intraclastos son redondeados a subangulares y están compuestos por fragmentos reelaborados de *wackestones* peloidales-biolásticos o *packstone-grainstones* biolásticos-oolíticos, y por intraclastos algales. Se reconocen dos tipos de peloides, aquellos bien redondeados y con buena selección, y otros con formas irregulares y mala selección, que probablemente deben su génesis a la fragmentación de partículas aloquímicas fuertemente micritizadas (Flügel 2004). Corresponden a peloides bioerosionales.

Esta microfacies sugiere un ambiente subtidal influenciado por condiciones de energía moderadas a altas (Hermann 1996). En efecto, se advierten procesos de erosión y retrabajo de depósitos previos localizados en áreas subtidales someras, como lo evidencian los intraclastos. La abundancia de oolitas micríticas y la frecuente micritización en otras partículas sugieren una baja tasa de sedimentación. El notable aumento en el contenido de algas permite suponer una mayor colonización del fondo de la rampa interna. Formas similares de algas dasicladáceas fueron mencionadas para el Jurásico y Cretácico de Europa y Líbano (Basson y Edgell 1971, Elliot 1975) e indican un ambiente marino protegido, somero y cálido. La abundancia de *Cayeuxia* sp., e incrustando con frecuencia oncoides, refleja asimismo un ambiente somero y agitado (Schmid 1996). Esta microfacies corresponde a *packstone* biolástico-peloidal-intraclástico.

RAMPA MEDIA

Estos depósitos consisten principalmente de *packstones-grainstones* oolíticos-biolásticos, dispuestos en capas ligeramente lenticulares y localmente con estratificación cruzada tabular planar, en espesores que oscilan entre 50 y 90 cm. Constituyen la microfacies 7.

Microfacies 7: Esta microfacies (Fig. 3g) está constituida principalmente por ooides, bioclastos, intraclastos, oncoides y peloides. Los ooides, son de formas esféricas a elíp-

licas, reconociéndose aquellos micríticos, concéntricos y radial-concéntricos, con núcleos de fragmentos esqueléticos o peloides y tamaños entre 1 y 3 mm. Las envolturas de los ooides son principalmente concéntricas y están afectadas por una intensa micritización, en tanto que otros ooides aparecen a menudo total o parcialmente disueltos por lo que la porosidad móldica resultante quedó parcialmente rellena por cemento de calcita granular.

Los componentes esqueléticos están representados por abundantes fragmentos de bivalvos recristalizados, grifeidos (Fig. 4g), equinodermos (placas y espinas) y oncooides, además de gastrópodos, escasos foraminíferos tipo miliólidos y talos de *Cayeuxia* (*Rivularia*) *kurdistanensis* Elliot (Fig. 5d) y fragmentos escasos de dasicladáceas, probablemente pertenecientes a *Heteroporella* sp. (Fig. 5b), muchos de ellos con notable abrasión.

Los oncoides varían desde esféricos a elongados, con diámetros entre 2 y 10 mm. Sus núcleos están constituidos por fragmentos redondeados de bivalvos, intraclastos y fragmentos de *Cayeuxia* sp. Su abundancia asociada a los oncoides responde probablemente a un incremento en la salinidad del agua.

Los intraclastos están redondeados y derivan de las microfacies de *wackestone-packstones*, y de la erosión de sus propios depósitos. La presencia de ooides e intraclastos coincide con un incremento en el tamaño de partículas. La composición de esta microfacies sugiere una depositación en un ambiente somero y de alta energía. El grado de esfericidad de los ooides, sumado al buen desarrollo de las láminas de sus envolturas, indican que podrían haberse formado en un ambiente continuamente agitado, de forma similar a como ocurre actualmente en ambientes modernos (Loreau y Purser 1973). Asimismo, los oncolitos sugieren una periódica turbulencia en el ambiente depositacional (Tucker y Wright 1990).

Se interpreta a éstos depósitos como barreras oolíticas que ocupaban la rampa media, y cuyo notable desarrollo como la naturaleza de los ciclos resultantes (Palma *et al.* 2005) responden a un aumento en el espacio de acomodación como consecuencia de un ascenso relativo del nivel del mar que ha-

bría favorecido el desarrollo de estas barras. Estas condiciones habrían controlado el cambio en el tipo de facies, incrementando el porcentaje de oolitas respecto a los bioclastos.

La presencia de ooides con estructuras fibro-radial y formando parte de intraclastos, sugiere que derivan de otra microfacies. En efecto, la génesis de intraclastos de origen subtidal, refleja el retrabajo del fondo por acción de tormentas, evidenciadas además por *grainstones* oolíticos centimétricos con base plana e intercalados con *wackestone-packstones*, y delgadas intercalaciones de concentraciones de valvas (cf. Aigner 1985). Cabe destacar que las envolturas concéntricas en oolitas de ambientes sedimentarios actuales tienen una composición aragonítica, por lo que siendo este mineral muy inestable, es común que las facies con este tipo de oolitas presenten una porosidad móldica y recristalización más desarrollada.

La abundancia de *Cayeuxia* sp., como así también su presencia incrustando oncoides reflejan un ambiente somero y agitado (Gebelein 1976, Schmid 1996). Por su parte, los fragmentos de dasicladáceas presentes en esta microfacies se consideran como retrabajados, ya que las mismas caracterizan un ambiente tranquilo y protegido (Wray 1977). Esta microfacies corresponde a *packstone-grainstone* oolítico-biolástico-peloidal.

ASOCIACIÓN DE PARTÍCULAS Y SUS IMPLICANCIAS AMBIENTALES

Desde hace décadas se sabe que actualmente los carbonatos se acumulan también fuera de las latitudes que engloban el cinturón arrecifal (Less 1975). De esta manera los carbonatos no tropicales o de aguas frías documentados en el registro geológico por Nelson (1988) y Rao (1990) entre otros, se desarrollaron bajo un conjunto de condiciones diferentes a las de los carbonatos tropicales.

Sobre la base de las asociaciones de partículas esqueléticas y no esqueléticas que caracterizan a los depósitos carbonáticos, los carbonatos tropicales han sido denominados *Photozoan* (>22°C); y los no tropicales, *Heterozoan* (<18°C; James 1997). Estas asociaciones se encuentran controladas por la

temperatura del agua, salinidad, nutrientes, transparencia del agua, concentración de oxígeno y mineralogía original de las partículas, además de la naturaleza del sustrato que requiere la comunidad biótica, que en definitiva influye en la producción carbonática (Pomar *et al.* 2004, Hallock y Schlager 1986).

Actualmente, la distinción entre depósitos carbonáticos tropicales y no tropicales se manifiesta como consecuencia de un fuerte gradiente latitudinal entre las altas y bajas latitudes. En efecto, la asociación *Photozoan* se distribuye en un dominio intertropical, en tanto que la asociación *Heterozoan* se extiende desde los límites de la fábrica tropical (30°L) hasta latitudes polares (James 1997, Schlager 2000). Sin embargo, esta distribución puede cambiar cuando los carbonatos de aguas frías reemplazan a aquellos tropicales, como consecuencia de la dilución del agua de mar debido a la influencia de aguas dulces (Less 1975).

El análisis de las microfácies de la Formación Calabozo permitió reconocer una asociación de tipo *Photozoan* (Fig. 6) caracterizada por la presencia, entre las partículas esqueléticas, de corales escleractínidos, dasicladáceas, foraminíferos, cianobacterias, bivalvos, equinodermos, gastrópodos y briozoos en menor proporción. En tanto que las partículas no esqueléticas están representadas por abundantes oolitas y peloides. Estas últimas partículas se encuentran ausentes en la asociación *Heterozoan*, al igual que las algas dasicladáceas y los corales escleractínidos. La mineralogía de las partí-

culas aloquímicas en esta asociación está caracterizada por calcita con bajo contenido en magnesio (LMC) al igual que sus contrapartes fósiles.

La abundancia de algas dasicladáceas en los depósitos estudiados, consideradas por Okla (1991) y Ott (1967) como típicas de ambiente marino normal, requiere de una comparación con la distribución de las mismas en ambientes actuales (Valet 1979, Berger y Kaever 1992). Las condiciones óptimas para el desarrollo de estas algas, en la actualidad, están controladas por la temperatura y la naturaleza del sustrato (fijo o móvil). Si bien éste no jugaría un rol fundamental en su distribución (Valet 1979), la temperatura tiene una influencia mayor, ya que las algas dasicladáceas se desarrollan en aguas tropicales a subtropicales, y en consecuencia su tolerancia está limitada alrededor de los 20°C (Milliman 1974). Rangos de temperatura más bajos inhibirían los procesos de calcificación estrictamente vinculados con la intensidad de la luz.

Por su parte, las variaciones en la composición mineralógica de los componentes esqueléticos durante el Fanerozoico dependieron de las oscilaciones de la razón Ca/Mg del agua de mar (Stanley y Hardie 1998), motivo por el cual la temperatura del agua influyó en la mineralogía carbonática de la fauna marina somera. En efecto, aragonita y calcita con alto contenido en magnesio (HMC) dominan en temperaturas mayores de 25°C, en tanto que HMC y calcita con bajo contenido en magnesio (LMC) ocurren a temperaturas menores a 25°C (Rao

1993) y solamente ésta última a temperaturas menores a 5°C (Rao 1981).

De igual forma, la mineralogía de las partículas no esqueléticas también está controlada por la geoquímica del agua de mar y la precipitación de aragonita o calcita (Sandberg 1983), por lo que se puede inferir que durante el Fanerozoico hubo mares con diferentes composiciones. El desarrollo de mares calcícos fue común durante los períodos de *greenhouse* (Mesozoico), en tanto que los aragoníticos caracterizan períodos de *icehouse* (Paleozoico Tardío y Cenozoico Tardío) de acuerdo a James (1997). Sobre la base de esta hipótesis, se considera que los carbonatos neríticos de la Formación Calabozo se habrían depositado en un mar calcítico (James 1997), donde fueron comunes los procesos de disolución de partículas originalmente aragoníticas (cf. Palmer *et al.* 1988).

Teniendo en cuenta las características de las asociaciones de partículas esqueléticas y no esqueléticas se acepta para la Formación Calabozo, que la producción de carbonatos fue controlada por una asociación de tipo *Photozoan*, desarrollada bajo condiciones climáticas subtropicales. Los datos paleomagnéticos basados en el promedio de los seis polos del Jurásico Medio a Superior existentes para América del Sur indican una paleolatitud de 31°1' (Iglesia Llanos *et al.* 2003). El error paleomagnético permite moverse entre las latitudes de 37° 4' y 25° 6' (Rapalini, com. pers.).

En función de estas evidencias se puede inferir que, las paleotemperaturas para el intervalo que representa la Formación Calabozo fueron subtropicales. La asociación de partículas esqueléticas, principalmente algas verdes y corales, como aquellas no esqueléticas (ooides y peloides) sugieren un ambiente de aguas someras y cálidas, con un incremento en la productividad de las aguas superficiales, a juzgar por el desarrollo de escasos arrecifes en parches (Esteban 1996). Esta nutrición (Hallock *et al.* 1993, Hallock y Schlager 1986) está reflejada en la disminución de los corales y en el incremento de algas, cianobacterias y bioerosión.

DIAGÉNESIS

Los diferentes procesos diagenéticos obser-

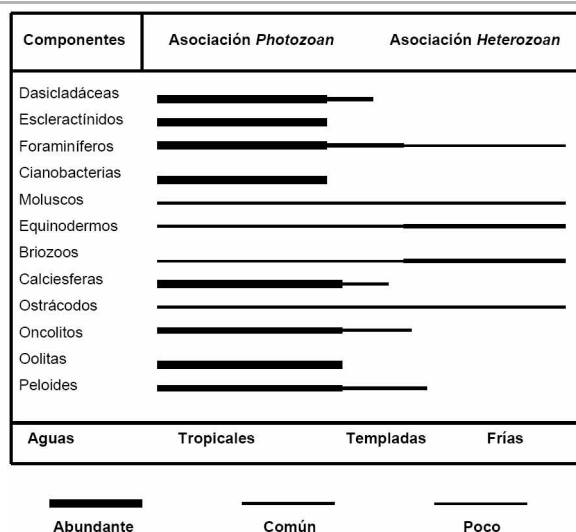


Figura 6: Principales partículas esqueléticas y no esqueléticas identificadas en los depósitos de la Formación Calabozo, y sus implicancias ambientales (modificado de Less y Buler 1972, Less 1975, James 1997).

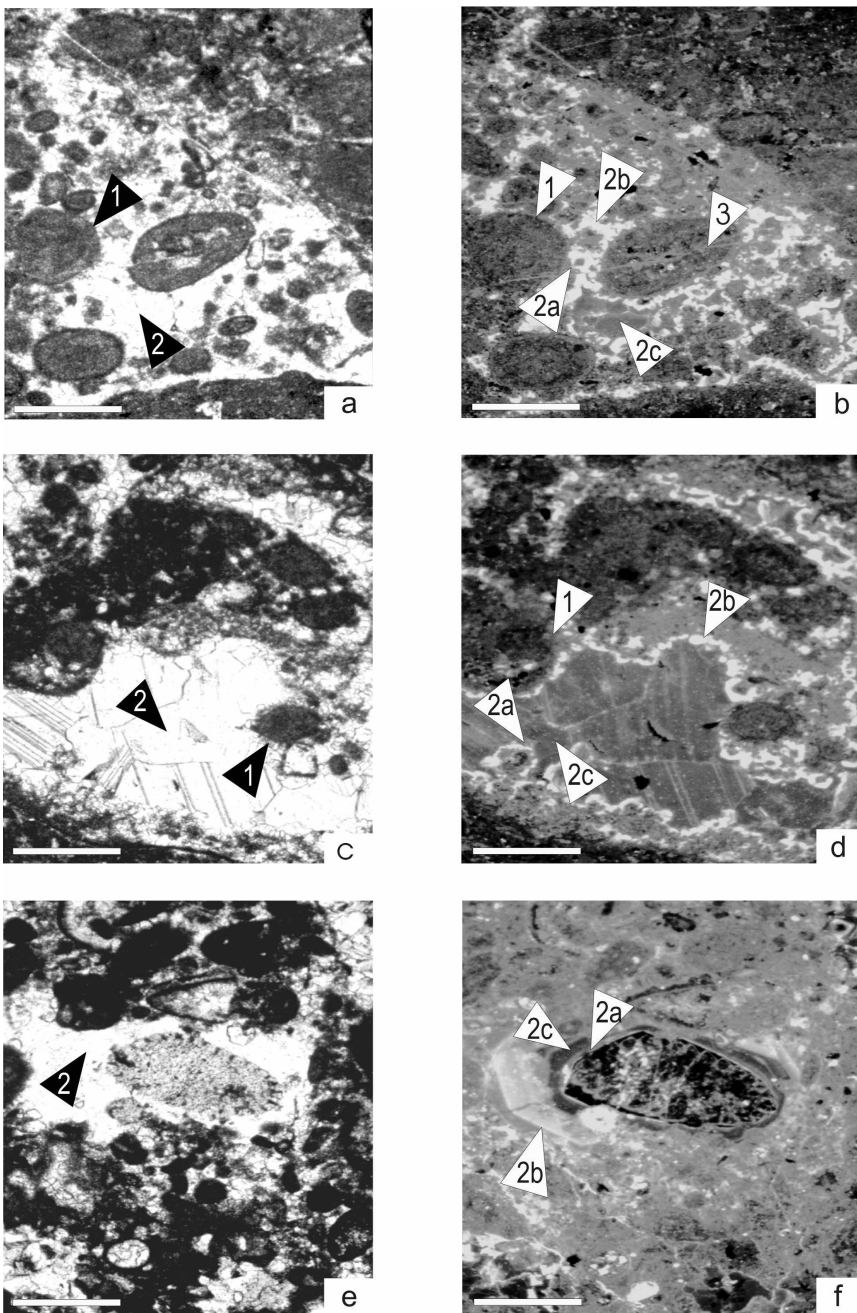


Figura 7: Microfotografías obtenidas a microscopía normal (PN) y de cátodoluminiscencia (CL). Escala: 1 mm. a) (PN) cemento acicular (1) y cemento de calcita granular (2); b) (CL) desarrollo de fase no luminiscente (1) y fase con luminiscencia opaca clara (2 a), luminiscencia brillante (2 b) y luminiscencia opaca oscura (2 c). Cementación en fracturas (3). Observar ooides con luminiscencia opaca clara (LOC); c) (PN) fases de cementación con cristales aciculares (1) y de calcita granular (2); d) (CL) cemento acicular no luminiscente (1) y desarrollo de calcita granular con luminiscencia opaca clara (2 a), luminiscencia brillante (2 b) y luminiscencia opaca oscura (2 c). Observar (LOC) en ooides; e) (PN) cemento syntaxial (2) en placa de equinodermo; f) (CL) zonación de la cementación syntaxial que varía desde luminiscencia opaca clara (2 a), luminiscencia brillante (2 b) y luminiscencia opaca oscura (2 c).

vados involucran la presencia de micritización, micrita peloidal y variedades de calcita que aparece como cemento isopáquico, granular y syntaxial.

La micritización (Fig. 4d) es un proceso muy común en todas las microfácies estudiadas y aparece como una delgada y continua envoltura micritica en la periferia de las

partículas esqueléticas o bien generando una intensa a completa micritización de ooides (oolitas micriticas; Fig. 4b). La micritización es un proceso que tuvo lugar durante e inmediatamente después de la deposición, y es atribuible a la actividad de algas perforantes u hongos (Bathurst 1975). Simultáneamente se produjo la cementación de una micrita peloidal que aparece relleno las cavidades de disolución de corales y/o moluscos, en muchos casos desarrollando una estructura geopetal. Esta micrita peloidal estaría relacionada a la actividad microbiana en el lecho marino (Chafetz 1986, Insalaco 1996, Flügel 2004).

La siguiente fase de cementación (Figs. 4c, d, 7a, b, c) está representada por cristales de calcita acicular que crecen en forma perpendicular sobre la superficie de bioclastos y ooides, apareciendo asimismo como un delgado anillo en el interior de las cavidades de disolución de bioclastos de composición aragonítica original y oolitas (oolitas disueltas). Este tipo de cemento es típico de ambiente marino freático (Goldstein 1991). Esta fase de cementación no fue reconocida en todas las microfácies estudiadas, ya que la misma fue disuelta y reemplazada por cristales de calcita con bajo contenido en magnesio (LMC).

La fase de recrystalización de este cemento acicular y su transición a aquel de tipo granular pudo haber ocurrido en una fase temprana de diagénesis freática de aguas dulces. Este cemento (Figs. 4a, d; 7a, b, c) está representado por cristales anhedrales a subhedrales, generalmente límpidos, aunque ocasionalmente con algunas inclusiones, a juzgar por su aspecto turbio. Sus límites intercrystalinos son planos a rectos y crecen hacia el centro de las cavidades intraparticulares; como así también en los poros interparticulares o bioclastos recrystalizados. Este tipo de cemento se forma en la zona freática activa de aguas dulces (Longman 1980). Asociada a la influencia de fluidos porales de esta zona diagenética es común la disolución de organismos originalmente aragoníticos como así también de ooides (oolitas disueltas, Fig. 4b).

Otra fase cementación característica es el cemento syntaxial (Fig. 7e) que se desarrolla sobre fragmentos de equinodermos. Existen diferentes interpretaciones sobre el ori-

gen de este tipo de cemento, sin embargo se acepta comúnmente que el mismo puede desarrollarse bajo influencia de diagénesis freática de aguas dulces (Longman 1980). Los efectos diagénéticos producto de soterramiento incluyen fracturación de las partículas (Fig. 7b) (compactación física) y desarrollo de microeslilitas y contactos interpenetrantes entre las partículas (compactación química; Fig. 7d). La fase de compactación física es posterior a la fase inicial de cemento, y previa a la diagénesis freática de aguas dulces; en tanto que la compactación química corresponde a una fase tardía de soterramiento.

CÁTODOLUMINISCENCIA

Los estudios de cátodoluminiscencia (CL) en las rocas de la Formación Calabozo muestran una compleja historia no revelada a través de estudios de petrografía estandar. Bien es sabido que la luminiscencia en calcita esta influenciada por la presencia de elementos que actúan como activadores o inhibidores (Barbin 2000, Machel 2000). En efecto, el elemento que actúa en la calcita como principal activador es el Mn^{2+} , en tanto que el principal inhibidor es el Fe^{2+} . Sin embargo, tal como reconoce Machel (1985) algunos elementos trazas pueden actuar de igual forma. A los efectos de estandarizar las descripciones de las diferentes fases de cementación, éstas han sido identificadas como: 1) no luminiscente (NL), 2) luminiscencia opaca clara (LOC); 3) luminiscencia amarillenta brillante (LB); y 4) luminiscencia opaca oscura (LOO). Estas diferentes fases de luminiscencia en cementos calcíticos son atribuidas a la composición geoquímica de los fluidos porales, es especial a la razón Fe/Mn, más que la concentración absoluta de estos cationes (Frank *et al.* 1982, Miller 1986).

Los ooides identificados en la facies de barrera tienen una luminiscencia opaca clara (LOC) (Figs. 7b, f) que podría ser original y relacionada con un microambiente reductor (Weiss y Wilkinson 1988). Sin embargo, esta característica llama la atención ya que los ooides modernos carecen de luminiscencia. A juzgar por la frecuente presencia de oolitas disueltas, se asume que su composición pudo haber sido aragonita o calcita con alto

contenido en magnesio (HMC), por lo cual se descarta una luminiscencia primaria, en consecuencia, ésta sería producto de la alteración diagénética en aguas marinas con bajo contenido en oxígeno por debajo de la interfase agua-sedimento (Major *et al.* 1988). Los análisis realizados en los ooides revelan un contenido de manganeso de 0,08-0,15 wt%, y un contenido en hierro menor de 1 wt%. Las envolturas micríticas tan notables en todas las facies presentan una luminiscencia similar (LOC) y se atribuye un origen similar.

Por su parte, la fase de cementación cristales de calcita con hábito acicular es no luminiscente (Figs. 7b, d) y tiene un porcentaje de manganeso similar a los ooides, pero un incremento en el contenido de Fe^{2+} que alcanza a 1,8 wt%. Su naturaleza no luminiscente (NL) indica que este cemento podría haberse formado en un ambiente anóxico marino freático (Coleman 1985).

El cemento granular (Figs. 7b, d) presenta una luminiscencia zonada representada por las fases (opaca clara-LOC-2a), 3 (amarilla brillante-LB-2b) y 4 (opaca oscura-LOO-2c). Estos cementos muestran un contenido de Mn^{2+} que varía entre 0,08-0,18 wt% y el Fe^{2+} en porcentaje menor al 1,0 wt%. El patrón de luminiscencia zonada se puede interpretar en función de la evolución del potencial de óxido-reducción de los fluidos porales durante etapas progresivas de soterramiento. Esta evolución comenzó con condiciones anóxicas, seguida por una fase subóxica (luminiscencia brillante-LB) y finalmente anóxica en la cual precipita la fase con luminiscencia opaca oscura (LOO), que es la que caracteriza también a la micrita peloidal.

Por su parte, la cementación syntaxial (Fig. 7f) registra una fase de evolución similar pasando de condiciones anóxicas a subóxicas. La fase de luminiscencia brillante sugiere una relación baja Fe/Mn dentro de la zona freática de aguas dulces (Frank *et al.* 1982, Coleman 1985).

Las fracturas producto de la compactación mecánica (Fig. 7b) están rellenas con cristales de calcita granular que revelan una zonación similar (fases 2,3,4) y son posteriores a la cementación no luminiscente (NL).

La combinación de estudios de petrografía

normal, CL y EDAX de las diferentes fases diagénéticas estudiadas ha permitido reconstruir la secuencia de eventos. Los iniciales involucran una diagénesis marina (micritización, precipitación de micrita peloidal y cemento acicular) concomitante con la sedimentación de la Formación Calabozo en una rampa carbonática.

La interacción de aguas meteóricas con los carbonatos de aguas marinas favoreció la disolución y neomorfismo de las partículas y/o cementos aragoníticos o de calcita con alto contenido en magnesio (HMC). La disolución favoreció el enriquecimiento de las soluciones favoreciendo la precipitación de calcita granular en la porosidad primaria remanente y la porosidad secundaria de disolución, además de cemento syntaxial. Por último y durante el soterramiento, se desarrollan procesos de compactación mecánica y química.

CONCLUSIONES

El análisis microfacial de los carbonatos de la Formación Calabozo ha permitido reconocer una notable variedad de microfacies depositadas en una rampa carbonática de tipo homoclinal, donde se han reconocido depósitos de rampa interna y media. Las calizas son principalmente *wackestones/packstones* bioclásticos y *grainstones* oolíticos. Las partículas esqueléticas están representadas por bivalvos, algas dasicladáceas (*Salpingoporella annulata*, Carozzi, *Cylin-droporella annulata* Carozzi, y *Heteroporella* sp.), corales escleractínidos, equinodermos, cianobacterias (*Cayeuxia (Rivularia) pia* Rech-Frollo y *Cayeuxia (Rivularia) kurdistanensis* Elliot), oncooides, gastrópodos, foraminíferos (miliólidos), calciesferas y en menor cantidad, briozoos y ostrácodos. Entre las partículas no esqueléticas se reconocen abundantes ooides y peloides. El conjunto de partículas aloquímicas sugiere una asociación de tipo *Photozoan* desarrollada bajo condiciones subtropicales.

Los estudios de petrografía normal, CL y EDAX han permitido caracterizar eventos de diagénesis marina (micritización, precipitación de micrita peloidal y cemento acicular) sinsedimentaria. La interacción de aguas meteóricas favoreció la disolución y neomorfismo de las partículas y/o cementos

aragónicos o de calcita con alto contenido en magnesio (HMC) y la precipitación de calcita granular y cemento sintaxial. Procesos de compactación mecánica y química caracterizan la fase de soterramiento.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aigner, T. 1985. Storm depositional systems. *Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer Verlag, 174 p., Berlin.
- Armella, C., Cabaleri, N., Cagnoni, M., Ramos, A., y Valencio S. 2005. Paleoambientes de la Formación Calabozo (Caloviano Inferior), en el río Potimalal, Mendoza, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 117-124, La Plata.
- Barbin, V. 2000. Cathodoluminescence of Carbonate Shells: Biochemical vs Diagenetic process. En Pagel M. Barbin V. Blanc P. y Ohnenstetter D. (eds) *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer-Verlag, 303-330. Heidelberg.
- Bathurst, R.G.C. 1975. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, 658 p., Amsterdam.
- Basson, P.W. y Edgell, H.S. 1971. Calcareous algae from the Jurassic and Cretaceous of Lebanon. *Micropaleontology* 17 (4): 411-433.
- Berger, S. y Kaever, M.J. 1992. Dasycladales. An illustrated monograph of a fascinating algal order. 247 p. Stuttgart.
- Brookfield, M.E. y Brett, C.E. 1988. Paleoenvironments of the Mid-Ordovician (Upper Caradocian) Trenton limestones of southern Ontario, Canada: storm sedimentation on a shoal-basin shelf model. *Sedimentary Geology* 57: 75-105.
- Chafetz, H.S. 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology* 56 (3): 812-817.
- Coleman, M.L. 1985. Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations. *Phil. Transactions Royal Society of London*, A 315: 39-56.
- Dragastan, O. 1985. Review of Tethyan Mesozoic Algae of Romania. En Toomey, D.F. y Nitecki, M.A. (eds.) *Paleoalgology*, Springer Verlag, 101-161 p. Berlín.
- Dellapé, D.A., Mombrú, C., Riccardi, C.A., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G. 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y el significado de las sedimentos Lotenianas. Museo La Plata, *Obra Centenario* 5: 81-105.
- Edinger, E.N. y Risk, M.J. 1996. Sponge borehole size as a relative measure of bioerosion and paleoproductivity. *Lethaia* 29: 275-285.
- Elliot, G. F. 1975. Transported algae as indicators of different marine habitats in the English Middle Jurassic: *Paleontology*, 18: 351-366.
- Esteban, M. 1996. An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. En Fransen, E.K. Esteban, M. Ward, W.C. y Rouchy, J.M. (eds.) *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) *Concepts Sedimentology*, *Paleontology* 5: 3-53.
- Frank, J.R. Carpenter, A.B. y Oglesby, T.W. 1982. Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 631-638.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies analysis of limestones*. Springer Verlag, 976p., Berlin.
- Gebelein, C.D. 1976. Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, The Bahamas and Bermuda). En Walker, M.R. (ed.) *Stromatolites*, Springer-Verlag, 381-388 p., Amsterdam.
- Goldstein, R.H. 1991. Practical aspects of cement stratigraphy with illustrations from Pennsylvanian limestone and sandstones, New Mexico and Kansas. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Short Course* 25:123-132, Kansas.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R.E. 1984a. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Gulisano, C.A. Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R.E. 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-235, San Carlos de Bariloche.
- Hermann, R. 1996. Entwicklung einer oberjurassischen karbonatplattform: Biofazies, Riffe und sedimentologie im Oxfordium der Zentralen Dobrogea (Ost Rumänien). *Berliner Geowissenschaften, Abhandlung E* 19: 1-101.
- Hallock, P., Müller Karger, F.E. y Halas, J.C. 1993. Coral reef decline-anthropogenic nutrients and degradation of western Atlantic and Caribbean coral reefs. *Research Exploration*, 9: 358-378.
- Hallock, P. y Schlager, W. 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaos* 1: 389-398.
- Iglesia Llanos, M., Leanza, R., Riccardi, A.C., Geuna, S., Laurenzi, M.A. y Ruffini, R. 2003. Paleomagnetic study of the El Quemado Complex and Marifil Formation, Patagonian Jurassic igneous province, Argentina. *Geophysical Journal International* 154: 599-617.
- Insalaco, E. 1996. Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe: facies and depositional environment. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121: 169-194.
- James, N.P. 1997. The cool-water carbonate depositional realm. En James, N.P. y Charke, J.A.D. (eds.) *Cool-water carbonates*. Society of Economic Paleontologists Mineralogists, Special Publication 6:1-20, Tulsa.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior), Argentina. En Chebli, G.A. y Spalleti, L. A. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 66: 221-243.
- Legarreta, L. Gulisano, C.A. y Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásicas-cretácicas. En Ramos, V.A. (ed.) *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Geología y Recursos Naturales de Mendoza, *Relatorio* 9: 87-114.
- Less, A. 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology* 19:159-198.
- Les, A. y Buller, A.T. 1972. Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology* 13:1767-1773.
- Loreau, J.P. y Purser, B.H. 1973. Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. En Purser, B.H. (ed.) *The Persian Gulf*, 279-328, Berlin.
- Longman, M.W. 1980. Carbonate diagenesis textures from near surface diagenetic environments. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 64: 461-487.
- Machel, H.G. 1985. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada* 12: 139-147.

- Machel, H.G. 2000. Application of Cathodoluminescence to Carbonate Diagenesis. En Pagel M, Barbin V, Blanc P, Ohnenstetter D (eds.) *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer-Verlag, 271-302, Heidelberg.
- Major, R.P., Halley, R.B. y Lukas, K.J. 1988. Cathodoluminescent bimineralic ooids from the Pleistocene of the Florida continental shelf. *Sedimentology* 35: 843-855.
- Maliva, R.G. y Dickson, J.A.D. 1992. The mechanism of skeletal aragonite neomorphism: evidence from neomorphosed molluscs from the upper Purbeck Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous) Southern England. *Sedimentary Geology* 76: 221-232.
- Maliva, R.G. y Siever, R. 1988. Mechanism and controls of silicification of fossils in limestones. *Journal of Geology* 96: 387-398.
- Marszałek, D.S. 1975. Calcsphere ultrastructure and skeletal aragonite from the alga *Acetabularia antillana*. *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 266-271.
- Miller, J. 1986. Facies relationships and diagenesis in Waulsortian mud mounds from the lower Carboniferous of Ireland and England. En Schroeder, J.H. y Purser, B.H. (eds.) *Reef Diagenesis*, Springer-Verlag, 311-335, Berlin.
- Milliman, J.D. 1974. *Marine carbonates*. Springer-Verlag, 375 p., New York.
- Morsch, S.M. 1990. Corales (Scleractinia) de la extremidad sur de la Sierra de la Vaca Muerta, Formación La Manga (Oxfordiano), Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiana* 27(1-2): 19-28.
- Nelson, B.S. 1988. An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. *Sedimentary Geology* 60: 2-12.
- Okla, S.M. 1991. Dasycladacean algae from the Jurassic and Cretaceous of central Saudi Arabi. *Micropaleontology* 37(2): 183-190.
- Ott, E. 1967. Segmentierte Kalschwämme (Sphinctozoa) aus der Alpenen Mittelraus und ihre Bedeutung als Riffbilder im Wettersteinkalk. *Bayerische Akademische Wissenschaften, Abhandlungen* 131:96 p.
- Palma, R.M., Lo Forte, G.L. y Lanes, S.G. 2000. Ciclos depositacionales en la Formación Calabozo (Caloviano temprano), Cuenca Neuquina, Mendoza, Argentina. 2º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 138-139, Mar del Plata.
- Palma, R.M., Lo Forte, G.L., Mehdli, M., Piethé, R.D. y Lanés, S. 2005. Depositional cycles of the Callovian Calabozo Formation, Neuquén Basin, Argentina: a preliminary approach. En Riccardi, A.C. (ed.) *New insights into the Jurassic record of South America (Andes and Patagonia)*, *Geologica Acta* 3:119-132, Barcelona.
- Palmer, T.J. Hudson, J.D. y Wilson, M.A. 1988. Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient calcite seas. *Nature* 335: 809-810.
- Pomar, L., Brandano, M. y Westphal, H. 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology* 51: 627-651.
- Rao, C.P. 1981. Criteria for recognition of cold-water carbonate sedimentation: Berriedale Limestone (Lower Permian), Tasmania, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* 51: 591-506.
- Rao, C.P. 1990. Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites* 5: 209-221.
- Rao, C.P. 1993. Carbonate minerals, oxygen and carbon isotopes in modern temperate bryozoa, eastern Tasmania, Australia. *Sedimentary Geology* 88: 123-135.
- Reid, R.P. y Macintyre, I.G. 2000. Microboring versus recrystallization: Further insight into the micritization process. *Journal of Sedimentary Petrology* 70: 24-28.
- Riccardi, A.C., Leanza, H.A., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Ballent, S.C. y Zeis, A. 2000. Marine Mesozoic biostratigraphy of the Neuquen Basin. En Miller, H. y Hervé, F. (cords.) *Zeitschrift für Angewandte Geologie*. Sonderheft SH1. 31st. International Geological Congress, Proceedings: 103-108, Rio de Janeiro.
- Sandberg, P.A. 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature* 305: 19-22.
- Schlager, W. 2000. Sedimentation rates and growth potential of tropical, cold-water and mud-mound carbonate systems. En Insalaco, E. Skelton, P.W. y Palmer, T.J. (eds.) *Carbonate Platform Systems: Components and interactions*. Geological Society of London, Special Publication 178: 217-227.
- Schmid, D.V. 1996. Marine Mikrobiolitithe und Mikroinkrustierter aus dem Oberjura. *Profil* 9: 101-251, Stuttgart.
- Shinn, F.A. 1968. Practical significance of bird-eye structure in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 3: 215-223.
- Stanley, S.M. y Hardie, L.A. 1998. Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144: 3-19, Amsterdam.
- Strasser, A. 1986. Ooids in Purbeck Limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology* 33: 711-728.
- Sun, S.G. y Wright, V.P. 1989. Peloidal fabrics in the Upper Jurassic reefal limestones, Weal Basin, Southern England. *Sedimentary Geology* 65:165-181.
- Tucker, M. y Wright, P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482 p., London.
- Valet, G. 1979. Approche paléocéologique du monde des Dasycladales á partir d'écologie des formes actuelles. *Bulletin Centre Research Elf-Aquitaine Exploration-Production*, 3:859-866, Paris.
- Weiss, C.P. y Wilkinson, B. 1988. Holocene cementation along the central Texas coast. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 468-478.
- Wray, J.L. 1977. *Calcareous Algae*. Development in Palaeontology and Stratigraphy, Elsevier, 4: 185 p., Amsterdam.

Recibido: 2 de febrero, 2006
 Aceptado: 1 de enero, 2007