



Reactivación de la fábrica carbonática en la Formación La Manga (Oxfordiano), en el sector mendocino de la Cuenca Neuquina

Ricardo M. PALMA^{1,2}, Martín HOQUI¹ y Graciela S. BRESSAN^{1,2}

¹Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), CONICET-Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

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

Email: palma@gl.fcen.uba.ar

Editor: Luis Buatois

Recibido: 20 de febrero de 2020

Acceptado: 6 de agosto de 2020

RESUMEN

Se estudian los depósitos de la Formación La Manga con el propósito de caracterizar la recuperación de la fábrica carbonática después de una significativa caída del nivel del mar (Oxfordiano medio). Este descenso está manifestado por el desarrollo de un paleokarst que afectó las facies subyacentes (facies arrecifales y barreras oolíticas) originando depósitos de brechas masivas grano o matriz soporte. Un nuevo ascenso del nivel del mar favoreció la recuperación de la fábrica carbonática, reconociéndose diecisiete facies. En base a los datos de facies y petrográficos, los depósitos estudiados pueden ser divididos en tres asociaciones de facies designadas como asociación de facies 1 (en la base) hasta asociación de facies 3 (en el techo). La asociación de facies 1 está compuesta por facies de *floatstones-rudstones* coralinos, *packstones* bioclásticos peloidales, *wackestones* bioclásticos peloidales, parches coralinos, *packstones-floatstones* coralinos, *wackestones* bioclásticos y *mudstones*. Esta asociación corresponde a un ambiente submareal somero, con parches de corales escleractinios donde se reconocen formas de crecimiento platiformes y ramosas. La asociación de facies 2 incluye facies de *floatstones-rudstones* bioclásticos-intraclásticos, *packstones-grainstones* oolíticos, *rudstones-floatstones* de ostras, facies de estromatolitos tabulares y *wackestones* bioclásticos. Esta asociación muestra una transición hacia condiciones submareales sin desarrollo de corales y condiciones más restringidas. La asociación de facies 3 está compuesta por facies de *wackestones* bioclásticos peloidales, *mudstones*, estromatolitos planares y corrugados, conglomerados de clastos planos y brechas intraclásticas que corresponden a un ambiente inter-supramareal restringido influenciado por fluctuaciones del nivel del mar, cambios en la salinidad y aumento en el aporte de nutrientes. El cambio vertical de facies y el contenido fosilífero indican una tendencia general a la somerización.

Palabras clave: rampa carbonática, karstificación, arrecifes en parche, somerización

ABSTRACT

Reactivation of the carbonate fabric of La Manga Formation (Oxfordian), Mendoza province, Neuquén Basin.

The middle Oxfordian deposits of the La Manga Formation have been studied in order to recognize the recovery of the carbonate factory after an important sea level fall (middle Oxfordian). This sea level change is evidenced through the development of a paleokarst that affected the underlying facies (reefal facies and oolitic barrier) resulting in the deposition of massive grain or matrix supported breccias. The recovery of the carbonate fabric occurred as a consequence of a sea level rise which favored the re-establishment of the depositional system. Seventeen facies grouped into three facies associations designated facies association 1 (at the base) to facies association 3 (at the top), have been identified. Facies association 1 is composed of coral floatstones-rudstones, peloidal bioclastic packstones, peloidal bioclastic wackestones, coral patches, coral packstones-floatstones, bioclastic wackestones, and mudstones.

This association was deposited in a shallow subtidal environment with platy and ramose scleractinian corals. Facies association 2 includes biointraclastic floatstones-rudstones, oolitic packstones-grainstones, oyster rudstones-floatstones, tabular stromatolites, and bioclastic wackestones. This association shows a transition to a subtidal environment with more restricted conditions without coral development. Facies association 3 is composed by peloidal bioclastic wackestones, mudstones, wrinkled to planar stromatolites, flat-pebble conglomerates, and intraclastic breccias, and is interpreted as an intertidal to supratidal environment influenced by frequent sea level fluctuations, changes in salinity, and increased nutrient influx. Vertical changes in structures and grain sizes within these facies associations indicate a general shallowing-upward trend.

Keywords: carbonate ramp, karstification, patch reef, shallowing-upward trend

INTRODUCCIÓN

La Formación La Manga constituye una unidad carbonática de amplio desarrollo en la Cuenca Neuquina (Fig. 1). Con una edad comprendida entre el Calloviano temprano y el Oxfordiano medio, sus depósitos muestran importantes cambios verticales y laterales de facies, desde facies marinas profundas de rampa externa hasta facies inter-supramareales de rampa interna (Palma et al. 2020).

El estudio sedimentológico y estratigráfico detallado en afloramientos en el área de Bardas Blancas (Fig. 1), permitió agrupar a sus facies en unidades informales identificadas como unidad A (rampa externa), unidad B (rampa media), unidad C (rampa interna), unidad D (facies coralinas), unidad E (rampa interna) y unidad F (superficie paleokárstica) (Palma et al. 2007). Estas caracterizan tres secuencias depositacionales (SD). La unidad A forma parte de la SD-1. Las unidades B, C y D corresponden a la SD-2, mientras que E y F integran la SD-3. Sus características y dispositivos internos han sido descritas por Palma et al. (2007, 2009).

El límite entre la SD-2 y SD-3 está marcado por una discontinuidad interna en respuesta a una caída del nivel del mar que ocurrió durante el Oxfordiano medio y constituye un límite de secuencia (Legarreta 1991, Palma et al. 2007, 2009). En esta discontinuidad se reconocen diferentes tipos de brechas masivas, con fábrica desorganizada de tipo mantiformes, de colapso y de sumidero, que constituyen la unidad F, estudiada por Palma et al. (2017).

La superficie paleokárstica tiene una distribución regional y en Bardas Blancas y arroyo Coihueco afecta a las facies de la unidad D (facies arrecifales, *packstones* bioclásticos y *packstones-grainstones* oolíticos) descritos por Palma et al. (2007, 2009). Sin embargo, en el arroyo Los Blancos (Fig. 1), no afloran las facies coralinas sino depósitos perimareales con un arreglo progradante y afectados por superficies menores de exposición subaérea, similares a los registrados en otras secciones como Yeseras Grandes y arroyo La Manga estudiadas por Palma et al. (2017, 2020) y localizadas hacia

el norte del área de estudio, en el depocentro Atuel (Giambiagi et al. 2008). Por encima de esta superficie aparecen los depósitos de la unidad E, cuya distribución y organización interna son estudiadas en este trabajo en las localidades mencionadas (Fig. 1).

La fauna de amonites recolectada (Palma et al. 2012, 2013, 2014) en las tres secciones estudiadas es de particular importancia ya que permitió correlacionar las mismas. Ésta incluye a *Perisphinctes (Arisphinctes)* sp., *Perisphinctes (?Krauosphinctes)* sp. y *Mirosphinctes* sp., contenidos den-

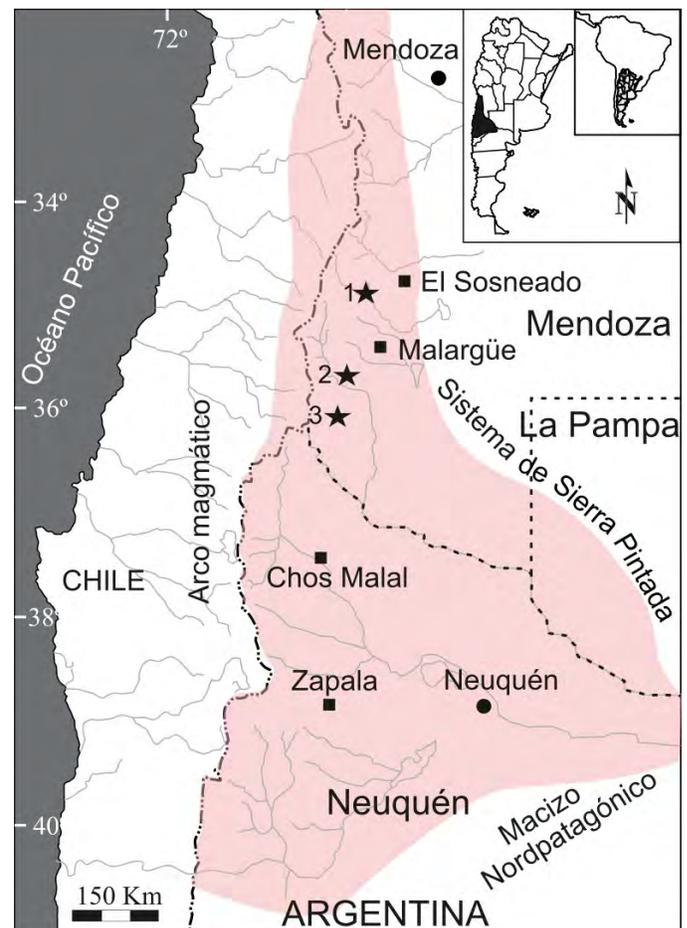


Figura 1. Ubicación y límites de la Cuenca Neuquina y localización de las localidades estudiadas. 1. arroyo Los Blancos; 2. Bardas Blancas; 3. arroyo Coihueco.

tro de la Zona de Perisphinctes-Araucanites (Riccardi 2008). El contexto bioestratigráfico ha permitido asignar una edad oxfordiana media a los depósitos estudiados.

Numerosos son los casos mencionados en la literatura que hacen referencia a límites de secuencias y caídas del nivel del mar, en particular para el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, en las plataformas del este de Francia (Bover-Arnal y Strasser 2013) y en la cuenca Lusitana, en Portugal (Azêredo et al. 2002). Estudios similares llevados a cabo por Kervin y Woods (2012) en el Ordovícico Inferior a Medio de USA reconocen depósitos submareales someros inmediatamente por encima de un paleokarst, al igual que Cooper y Keller (2001) al estudiar los depósitos ordovícicos de la Great Basin (USA). Asimismo, Immenhauser et al. (2000), Van Buchem et al. (2002), y Sattler et al. (2005) han documentado diferentes superficies de erosión y exposición subaérea seguidas por un ascenso del nivel del mar en el Cretácico Temprano de Omán.

En esta contribución se presentan los resultados de un detallado análisis de facies y un exhaustivo estudio petrográfico para el área de Bardas Blancas donde se analiza una sección de 14 m de espesor, mientras que en los arroyos Coihueco y Los Blancos se consideran 10 y 23 m, respectivamente. Éstos han permitido reconocer la variabilidad y evolución del ambiente depositacional generadas durante la nueva fase de ascenso del nivel del mar que dio lugar al depósito de las facies de rampa interna tras la etapa de exposición y karstificación de la rampa.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina es una cuenca de retroarco desarrollada al este de la Cordillera Principal entre los 34° y los 41° S, limitada por un arco magmático al oeste, el sistema de la Sierra Pintada al noreste y el Macizo Nordpatagónico al sudeste (Fig. 1).

Estudios regionales de la cuenca fueron realizados por diferentes autores (Groeber 1946, Mitchum y Uliana 1985, Legarreta et al. 1993). Legarreta y Gulisano (1989) describieron cuatro eventos tectónicos de desarrollo de la cuenca: 1) *rifting* (Triásico Tardío-Jurásico Temprano); 2) subsidencia térmica (Jurásico Temprano-Cretácico Tardío); 3) subsidencia por carga (Cretácico Tardío y Paleógeno temprano); y 4) tectonismo andino (Paleógeno temprano-Cuaternario temprano). Estos procesos dieron origen a un potente conjunto de depósitos marinos y continentales que supera los 6000 m de espesor.

Los depósitos del Jurásico de la Cuenca Neuquina están incluidos en el ciclo Jurásico de Groeber (1946) que contiene los depósitos que abarcan el lapso Hettangiano-Kimmeridgiano (Groeber et al. 1953). En el marco estratigráfico secuencial propuesto por Legarreta y Gulisano (1989), estos depósitos forman parte de la Supersecuencia inferior, constituida por tres mesosecuencias: Precuyo, Cuyo y Lotena (Fig. 2).

La Mesosecuencia Lotena ha sido interpretada como un ciclo de segundo orden relacionado con fluctuaciones eustáticas globales, movimientos tectónicos y aporte sedimentario

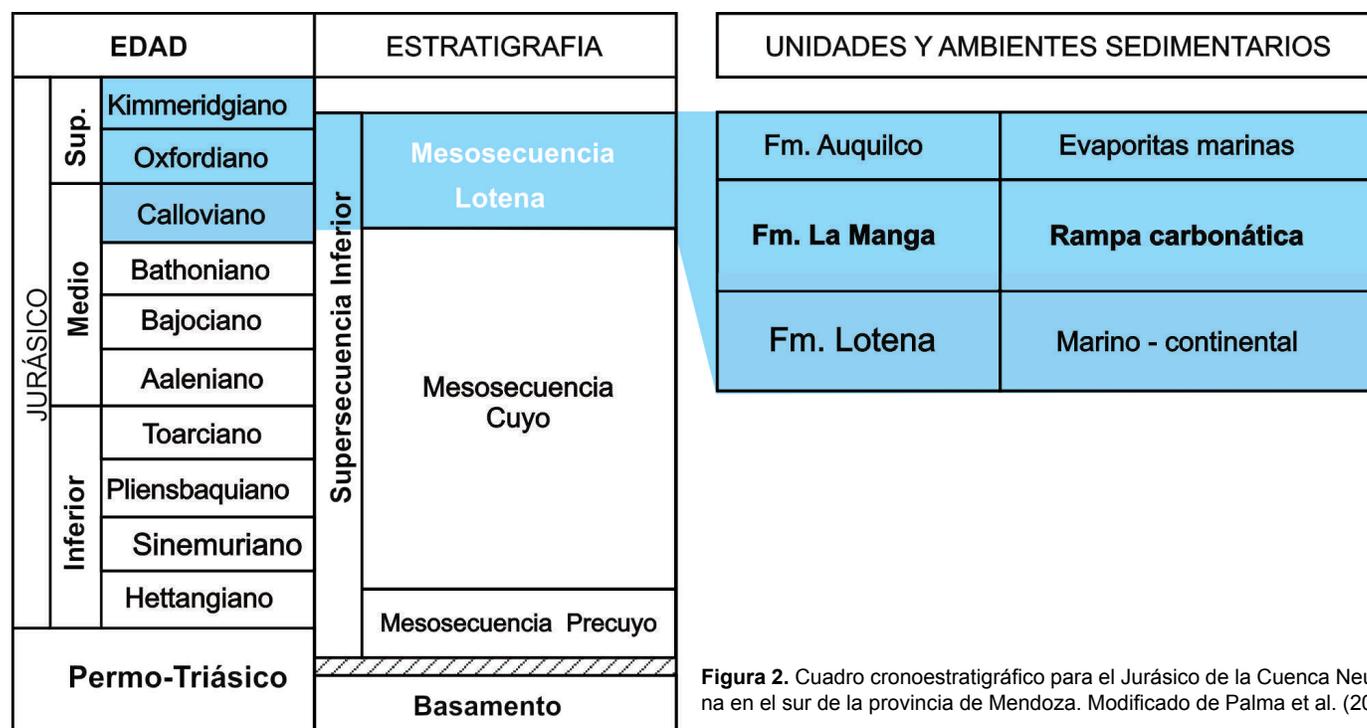


Figura 2. Cuadro cronoestratigráfico para el Jurásico de la Cuenca Neuquina en el sur de la provincia de Mendoza. Modificado de Palma et al. (2009).

(Legarreta y Gulisano 1989). En su base se reconoce una importante discontinuidad de carácter regional conocida como Discordancia Intracalloviana (Gulisano et al. 1984, Zavala et al. 2020). La Mesosecuencia Lotena desarrollada entre el Calloviano medio y el Kimmeridgiano, incluye las facies marinas y continentales de la Formación Lotena, los depósitos carbonáticos marinos de la Formación La Manga y las evaporitas de la Formación Auquilco. Estudios estratigráficos de los depósitos que integran esta mesosecuencia muestran bruscos cambios de facies.

En especial, la Formación La Manga (Calloviano temprano-Oxfordiano medio) incluye desde facies de rampa externa hasta facies peritidales. Estudios realizados en esta unidad incluyen trabajos litoestratigráficos, bioestratigráficos y paleontológicos (Groeber et al. 1953, Stipanovic 1996, Westermann 1967, Riccardi 2008, Westermann y Riccardi 1984, Bressan y Palma 2010, Palma et al. 2012), interpretaciones sedimentológicas (Legarreta 1991, Lo Forte y Palma 2002, Palma et al. 2007, 2009, 2013, 2014) y diagenéticas (Palma et al. 1997, Palma y Lo Forte 1998, Palma et al. 2012, 2017). La composición de la asociación de corales fue recientemente estudiada por Hoqui et al. (2019) y actualmente se están llevando a cabo estudios paleoecológicos.

METODOLOGÍA

Para la reconstrucción del ambiente depositacional y el reconocimiento de sus variaciones en las secciones estudiadas se identificaron las facies en base a una detallada descripción de campo de acuerdo con la nomenclatura de Dunham (1962), Embry y Klovan (1971), Loucks y Handford (1992), Kershaw (1994) e Insalaco (1998). El análisis sedimentológico y la descripción de facies fue completado a través del análisis de secciones delgadas (53) y superficies pulidas (10). Para ello se tuvo en cuenta litología, textura, componentes esqueléticos, no esqueléticos y estructuras sedimentarias (Flügel 2004). Las láminas delgadas fueron teñidas de acuerdo con Dickson (1966) para diferenciar diferentes tipos de calcita y dolomita. El trabajo de microscopía fue llevado a cabo en el departamento de Ciencias Geológicas y en el Instituto INQUIMAE de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN) de la Universidad de Buenos Aires (UBA).

ANÁLISIS DE FACIES

A los efectos de contrastar las diferencias y controles ac-

tuantes durante la fase pre y post-karstificación se caracterizan las facies presentes en las localidades estudiadas (Fig. 3a).

Facies que subyacen a la superficie paleokárstica

Por debajo de la superficie paleokárstica, en el área de Bardas Blancas se desarrollan las facies arrecifales de la unidad D (SD-2) (sensu Palma et al. 2007). En Bardas Blancas los *framestones* coralinos (18 m) tienen una estructura compleja con una fábrica tipo fábrica *mixstone* (sensu Insalaco 1998) y varían lateralmente pudiéndose diferenciar montículos de una escala lateral de decenas a centenas de metros dentro de un sistema arrecifal producto del crecimiento en parches de colonias de corales escleractinios (Fig. 3b). Los montículos estaban separados por zonas donde la fábrica coralina era muy abierta (muy bajo porcentaje de corales) y en la evolución del sistema crecieron lateralmente hasta alcanzar la coalescencia entre ellos (Fig. 3c).

Estos parches presentan en la base colonias planiformes y masivas del género *Australoseris* Morsch, 1990 (Hoqui 2016, Hoqui et al. 2019). Las colonias planiformes miden en promedio 0.3 m de alto por 1.20 m de diámetro, mientras que aquellas masivas o domales son ligeramente mayores alcanzando 0.8 m de alto por 2.5 m de diámetro. Se reconocieron tres formas ramificadas: a) colonias cespitosas: finamente ramificadas, de pequeño tamaño (40 cm de diámetro), contorno domal y con ramas (1-3 mm de diámetro) densamente empaquetadas y con división dicotómica; b) colonias ramosas de porte arbustivo: con ramas que alcanzan 80 cm de longitud, que irradian desde un punto o eje principal y generan un contorno tridimensional globoso que puede alcanzar el metro de diámetro, constituyendo formas poco comunes y raramente encontradas en posición de vida y c) colonias ramosas arborescentes: presentan un eje principal de hasta 15 cm de diámetro, del que crecen ramas en todas direcciones, y que se tornan más pequeñas distalmente. Estas colonias se detectan en vista en planta, ya que es muy difícil de encontrarlas en posición de vida o en tres dimensiones. Las zonas de intercolonia están compuestas por *rudstones-floatstones* con fragmentos de ramas de las colonias arborescentes. La matriz corresponde a *packstones-grainstones* bioclásticos.

En el arroyo Coihueco, las facies coralinas están representadas por *rudstones* y *floatstones* con una marcada morfología tabular (biostroma) que alcanza los 12 metros de espesor. Se reconocen, distribuidos en forma aislada, pequeños parches con corales del género *Australoseris* en posición de vida. La biofábrica del biostroma permite considerarlo como

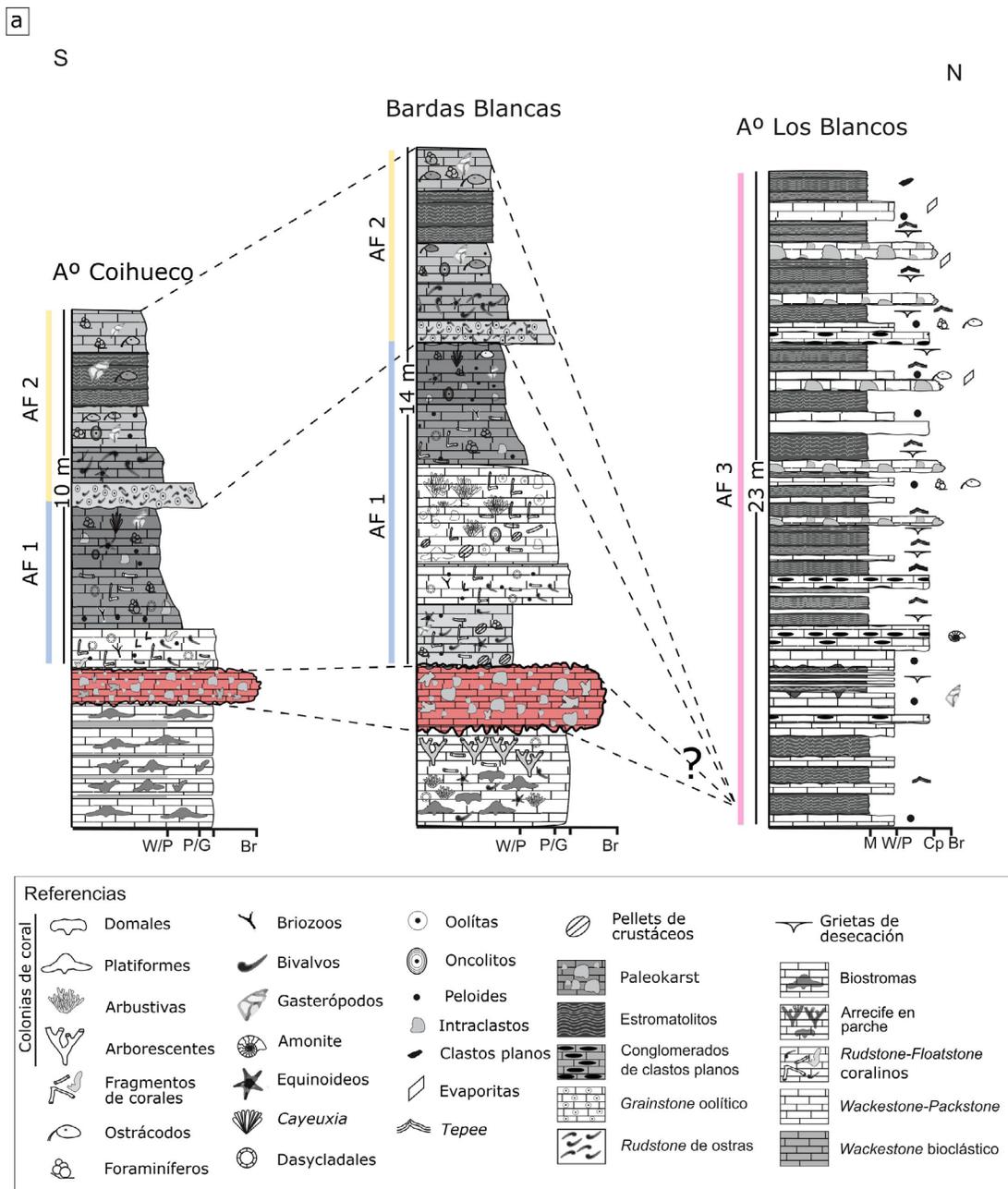


Figura 3. a) Columnas litológicas simplificadas de las localidades estudiadas en una transecta norte-sur (arroyo Los Blancos, Bardas Blancas y arroyo Coihueco), asociaciones de facies reconocidas, espesores y correlación de las secciones analizadas; b) Aspecto general del afloramiento de Bardas Blancas. Se identifican las unidades D (facies coralinas), E (rampa interna) y F (paleokarst) (*sensu* Palma et al. 2007); c) Detalle de los *framestones* coralinos. Escala = 1 m.

un autoparabiostroma de tipo homogéneo (*sensu* Kershaw, 1994, Palma et al. 2005). Los mismos aparecen interestratificados con *grainstones-packstones* bioclásticos bioturbados por *Thalassinoides*.

En Bardas Blancas, se observa una agradación y notable progradación del arrecife (Palma et al. 2009) que se habría desarrollado en áreas protegidas o más tranquilas dentro de las barreras oolíticas móviles en un sector de la rampa interna. La fragmentación de las ramas de gran porte estuvo relacionada a eventos de tormenta (Scoffin 1993, Perry y Smithers 2006), lo que indicaría que estas colonias podían desarrollarse desde algunos metros por encima del nivel de base de olas de buen tiempo hasta algunos metros por debajo del nivel de base de olas de tormentas.

Por su parte, los corales del biostroma en arroyo Coihueco, muestran una significativa fragmentación, escasa abrasión y bioerosión, lo que sugiere una acumulación controlada por procesos físicos y un rápido soterramiento (Scoffin 1993). La biota acompañante en las facies de sistema arrecifal es variada y similar en Bardas Blancas y arroyo Coihueco, siendo abundantes los equinodermos, bivalvos, gasterópodos, briozoos, ostrácodos, serpúlidos, todos estos junto a algas del Orden Dasycladales, peloides y foraminíferos bentónicos, costras microbianas y su fauna incrustante asociada (Palma et al. 2005). La bioerosión sobre los corales es moderada a baja siendo *Lithophaga* el más común macrobioerodador.

Por otro lado, en la sección de arroyo Los Blancos (Figs. 1 y 3a) no se registran facies coralinas ni ninguna bioconstrucción salvo estromatolitos asociados a facies inter-supramareales.

Superficie paleokárstica

El reconocimiento de facies kársticas tiene importantes implicancias en estudios secuenciales, interpretaciones paleoambientales e influencia significativa en el desarrollo de reservorios (Moore 2001, Zhong et al. 2018). En efecto, son numerosos los estudios que documentan y describen paleokarsts en el mundo (James y Choquette 1988, Mazzullo y Mazzullo 1992, Kerans 1993, Baceta et al. 2007, entre otros).

En el caso de estudio, la exposición subaérea de la rampa interna, afectó notablemente a las facies arrecifales (Fig.3a), generando diferentes tipos de brechas grano o matriz soporte con fragmentos angulosos a subangulosos de tamaños milimétricos hasta bloques, descritas de acuerdo con Loucks y Mescher (2001). El arreglo de los clastos es habitualmente caótico y la selección es pobre a muy pobre.

Los fenómenos diagenéticos observados en la superficie paleokárstica son producto de disolución meteórica, descriptos

en artículos previos por Palma et al. (2007, 2017), generados bajo un clima cálido y húmedo. Estos incluyen precipitación de cemento pendiente, presencia de limo vadoso y cavidades intraparticulares rellenas con calcita drusiforme. Sus datos isotópicos (Palma et al. 2017) muestran valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ similares a los sugeridos por Moore y Wade (2013), Brlek y Glumac (2014), Andrieu et al. (2018) y Moore (2001) para ambientes diagenéticos meteóricos. La presencia de óxido de hierro, ya sea como recubrimiento o impregnación estaría indicando una zona meteórica-marina, análoga a la mencionada por Wang y Al-Aasm (2002). Evidencias parecidas han sido reconocidas por Rahimpour-Bonab et al. (2012) en la rampa del Cretácico medio de la cuenca Zagros (Irán).

Facies que suprayacen a la superficie paleokárstica

Se han reconocido tres asociaciones de facies (asociaciones de facies 1, 2 y 3), las dos primeras en las localidades de Bardas Blancas y arroyo Coihueco y la tercera en el arroyo Los Blancos (Fig. 3a). Las brechas paleokársticas y estas asociaciones de facies forman parte de la secuencia deposicional 3 (SD-3) (Palma et al. 2007, 2009). A continuación se describen cada una de ellas y sus facies en orden batimétrico decreciente.

Asociación de facies 1 - submareal somero normal: Está compuesta por facies de *floatstones-rudstones* coralinos, *packstones* bioclásticos peloidales, *wackestones* bioclásticos peloidales, parches coralinos, *packstones-floatstones* coralinos, y *wackestones* y *mudstones* bioclásticos.

La facies de *floatstones-rudstones* coralinos aparece en capas de geometría lenticular y bases irregulares erosivas que oscilan entre 4 y 35 cm de espesor. Está compuestas por fragmentos redondeados a subredondeados de corales ramosos (Fig. 4a) que tienen entre 2 y 7 cm de diámetro, y otras ramas más finas y bifurcadas que no superan los 3 cm de diámetro. La mayoría de las ramas corresponden al género *Stelidioseris* (Hoqui 2016, Hoqui et al. 2019). Otros bioclastos frecuentes son bivalvos (principalmente ostras), gasterópodos y fragmentos de briozoos. También son comunes los intraclastos de *grainstones* de ooides, bioclastos y oncoides.

La geometría lenticular, el contacto basal erosivo y la gran variabilidad textural con alta fragmentación de bioclastos permiten interpretar que estos depósitos, localizados inmediatamente por encima del paleokarst, fueron originados por la acción del oleaje que erosionó la superficie expuesta de la secuencia depositacional subyacente (SD-2). Esto habría ocurrido durante un rápido ascenso del nivel del mar favoreciendo la reinstalación de la fábrica carbonática.

La facies de *packstones* bioclásticos peloidales aparece en capas grisáceas con espesores que oscilan entre 10 y 40 cm. Sus componentes esqueléticos están representados por ostras desarticuladas, otros bivalvos, gasterópodos, placas y espinas de equinoideos (Fig. 4b), y fragmentos de algas *Dasycladales* (*Acicularia* sp., *Salpingoporella* sp.) (Fig. 4c), y foraminíferos rotálidos (Fig. 4d). Los no esqueléticos incluyen peloides, intraclastos, oncoides, y de manera subordinada

pellets de crustáceos y ooides. Los intraclastos se presentan subredondeados, su textura es *packstone-grainstone*, y contienen fragmentos de corales, ooides y escasos oncoides.

Los oncoides tienen formas esféricas a elípticas y tamaños que pueden variar entre 0.5 mm y 3 cm. Sus núcleos están representados por peloides, bioclastos (e.g., *Cayeuxia*) y microoncoides. Las láminas de los oncoides están bien definidas y algunos poseen fauna incrustante. Otros oncoides

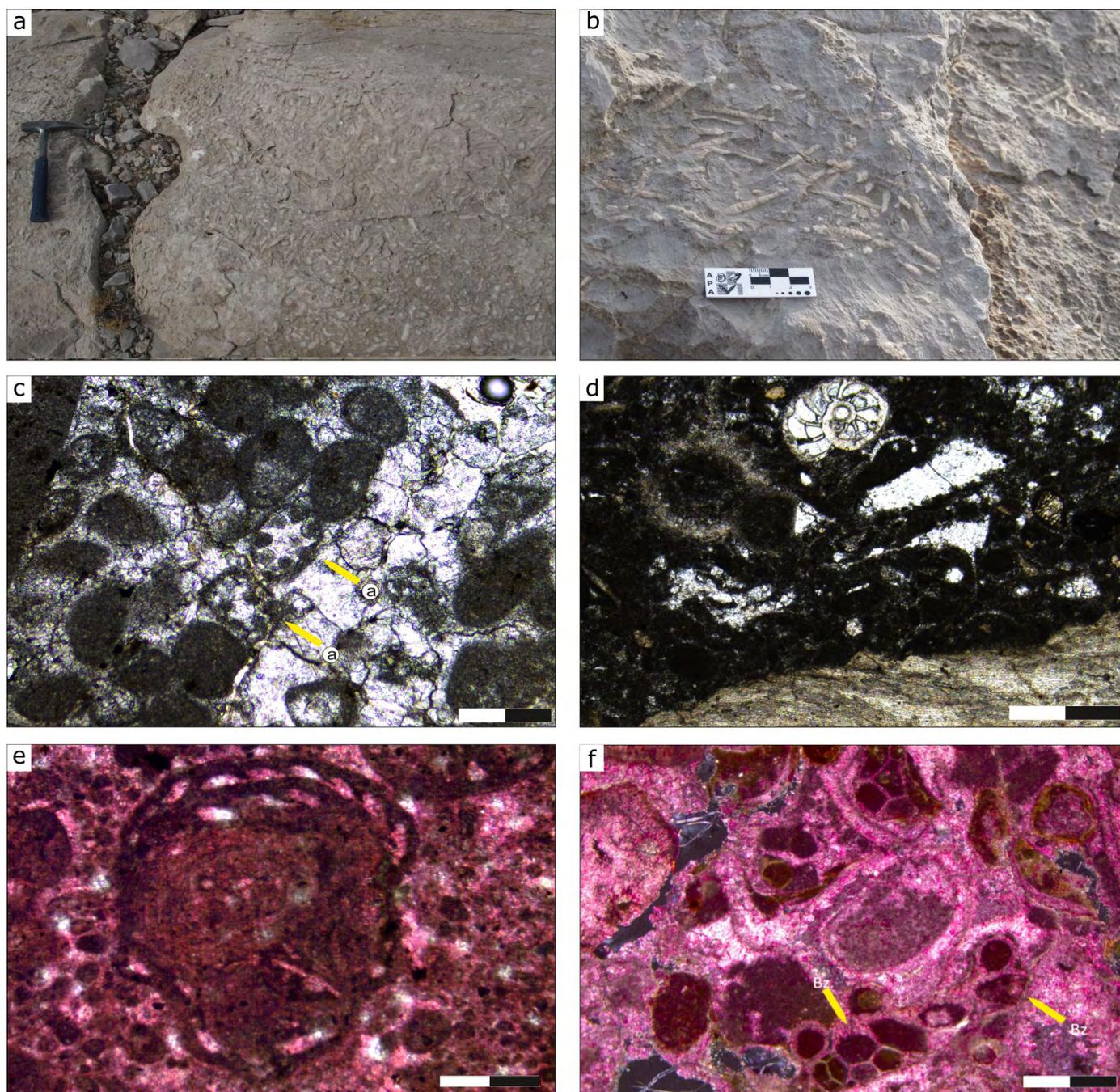


Figura 4. a) Fragmentos de corales en facies de *rudstones-floatstones* coralinos; escala 32 cm; b) Concentración de espinas de equinoideos; c) Fragmentos de *Acicularia* sp. (a) y peloides; d) Foraminífero rotálido, peloides y fragmento de ostra (sector inferior de microfotografía); e) Oncoide con núcleo compuesto y foraminíferos incrustantes proveniente de las facies de *packstones* bioclásticos peloidales; f) fragmentos de colonias de briozoos. Láminas e y f teñidas con rojo de alizarina y ferrocianuro de potasio. Escala en c-f: 500 μ m.

tienen forma más elongada, siendo sus núcleos fragmentos de bivalvos o conchillas de gasterópodos. Muchos fragmentos de bioclastos y ooides fueron intensamente micritizados dando origen a cortoides y peloides, respectivamente.

Las características mencionadas indican condiciones de aguas someras intermitentemente agitadas y con moderada circulación, a juzgar por la presencia de fragmentos desarticulados y la redondez de los intraclastos como así también de oncoides con láminas concéntricas, homogéneas y superficies lisas (Védrine et al. 2007). Las diferentes envolturas de las láminas de los oncoides están relacionadas a condiciones hidrodinámicas variables (Peryt 1983, Li et al. 2000) en un ambiente muy propicio para la proliferación de cianobacterias (Dragastan et al. 1998, Shapiro y West 1999, Riding 2000).

Períodos de baja energía habrían favorecido la abundancia de peloides y el buen desarrollo de envolturas micríticas (Flügel 2004) como se puede observar también en la morfología de las láminas en la corteza de los oncoides, que presentan frecuentes discontinuidades por intercrecimiento de foraminíferos y actividad microbiana (Fig. 4e). Estos foraminíferos son similares a los mencionados por Palma et al. (2007), interpretados como nubeculáridos, y a los reconocidos por Campos Soto et al. (2016) en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Cuenca Suribérica (España). En ambos casos, las facies son similares a las descritas por Amel et al. (2015) para el Jurásico Superior de Irán.

La facies de *wackestones* bioclásticos peloidales aparece en capas de 5-37 cm de espesor, con colores gris claro, bases planas y laminación paralela. Está caracterizada por la presencia de fragmentos esqueléticos de bivalvos (principalmente ostreidos), placas y espinas de equinoideos, algas verdes, fragmentos de briozoos (Fig. 4f), gasterópodos. Entre los componentes no esqueléticos se diferencian peloides, pellets bien seleccionados, y pellets fecales similares a secciones longitudinales de *Favreina* (Fig. 5a). Los peloides son producto de una intensa micritización sobre fragmentos retrabajados de bioclastos (*bahamite peloids*, Flügel 2004) que habrían sido transportados por acción de corrientes desde áreas cercanas y depositados en un ambiente tranquilo y somero (Wanas 2008). Por otra parte, los pellets, redondeados a ligeramente elípticos sugieren aguas saturadas en carbonato de calcio y podrían tener un origen bacteriano (Chafetz 1986).

Teniendo en cuenta la diversidad fosilífera, esta facies habría sido depositada en un ambiente submareal de baja energía afectado por períodos intermitentes de turbulencia. Facies similares han sido reconocidas por Sanders y Höfling (2000) en los Alpes calcáreos septentrionales de Austria y por Bádenas y Aurell (2001) en depósitos del Kimmeridgiano del

noreste de España. Los pellets de crustáceos registrados son análogos a los identificados en facies submareales del Jurásico Tardío de Arabia Saudita (Hughe 2015), en el Oxfordiano de Alabama (Rindsberg y Kopaska-Merkel 2013) y en el Jurásico Medio de Rumania (Senowbari-Daryan y Bucur 2013).

La facies de parches coralinos (*sensu* Scoffin 1972), consiste en montículos bioconstruidos por colonias de corales escleractinios donde se reconocen colonias con crecimiento platiforme y ramoso. Individualmente, los parches, con una altura de 2 m y una extensión lateral entre 5 y 7 m, presentan un contorno irregular de márgenes concéntricos en su vista en planta, y domal en vista en sección (Fig. 5b y c). Las colonias de tipo platiforme (*sensu* Rosen et al. 2000) son asignadas a *Australoseris* Morsch, 1990 (Hoqui 2016, Hoqui et al. 2019) mientras que las colonias ramosas de porte arbustivo que aparecen en posición de vida son asignadas al género *Stelidioseris* Tomes, 1893 (Hoqui 2016, Hoqui et al. 2019).

En los montículos se reconoce el núcleo y sus flancos. Los núcleos presentan mayor densidad esquelética de corales (*sensu* Insalaco 1998), formado por colonias platiformes y muchas veces solo una colonia ramosa del género *Stelidioseris*. Este sector habría funcionado como el punto de radiación de cada montículo. En los flancos de los montículos, con menor densidad esquelética, se diferencian corales platiformes en posición de vida del género *Australoseris* y *rudstones-floatstones* con fragmentos de ramas de corales del género *Stelidioseris*.

La facies de inter-parche o valles similares a los descritos por Scoffin (1972), están compuestas por *rudstones-floatstones* de corales, con una matriz bioclástica (*packstone*). Las áreas de inter-parche varían desde 2 metros en los sectores donde la densidad de los parches es mayor, hasta 10 m en aquellas áreas donde la densidad es menor. En esta facies, los fragmentos de corales (45%) aparecen redondeados a subredondeados y con una selección regular. Son principalmente ramas muy finas bifurcadas del género *Stelidioseris*. En escasas ocasiones se observan fragmentos de colonias cespitosas adosadas lateralmente a aquellas platiformes.

Los corales están acompañados por abundantes espinas y placas de equinoideos, con frecuente micritización. También aparecen fragmentos de briozoos, bivalvos, gasterópodos, foraminíferos, algas Dasycladales y calcimicrobios como *Girvanella* (Fig. 5d).

Las facies coralinas se encuentran bien desarrolladas en la localidad de Bardas Blancas, mientras que en arroyo Coihueco está constituida principalmente por un autoparabiostro-ma con corales platiformes. Por el contrario, estas facies se encuentran ausentes en arroyo Los Blancos.

Los parches coralinos fueron definidos sobre la base de su geometría y sus principales organismos constructores. La disposición y el dominio de formas plataformas (*Australoseris*) marcan el comienzo del emplazamiento de las colonias, seguido por formas ramificadas, que crecieron por encima y rodeando a aquellas. Es probable que las condiciones hidrodinámicas hayan sido de baja energía, lo que habría favorecido el crecimiento de las colonias de ramas delicadas de

Stelidioseris, que alcanzaron un diámetro de hasta 2 m. La asociación de corales escleractinios presente indica aguas marinas cálidas, someras, con profundidades no mayores a 30 m (Chappell 1980, Fricke y Meischner 1985, Martín-Garín et al. 2012), buena circulación, salinidad normal y buena penetración de la luz. La biota acompañante, en las facies inter-parche apoya esta interpretación. Las algas Dasycladales de los géneros *Acicularia* y *Salpingoporella* son similares

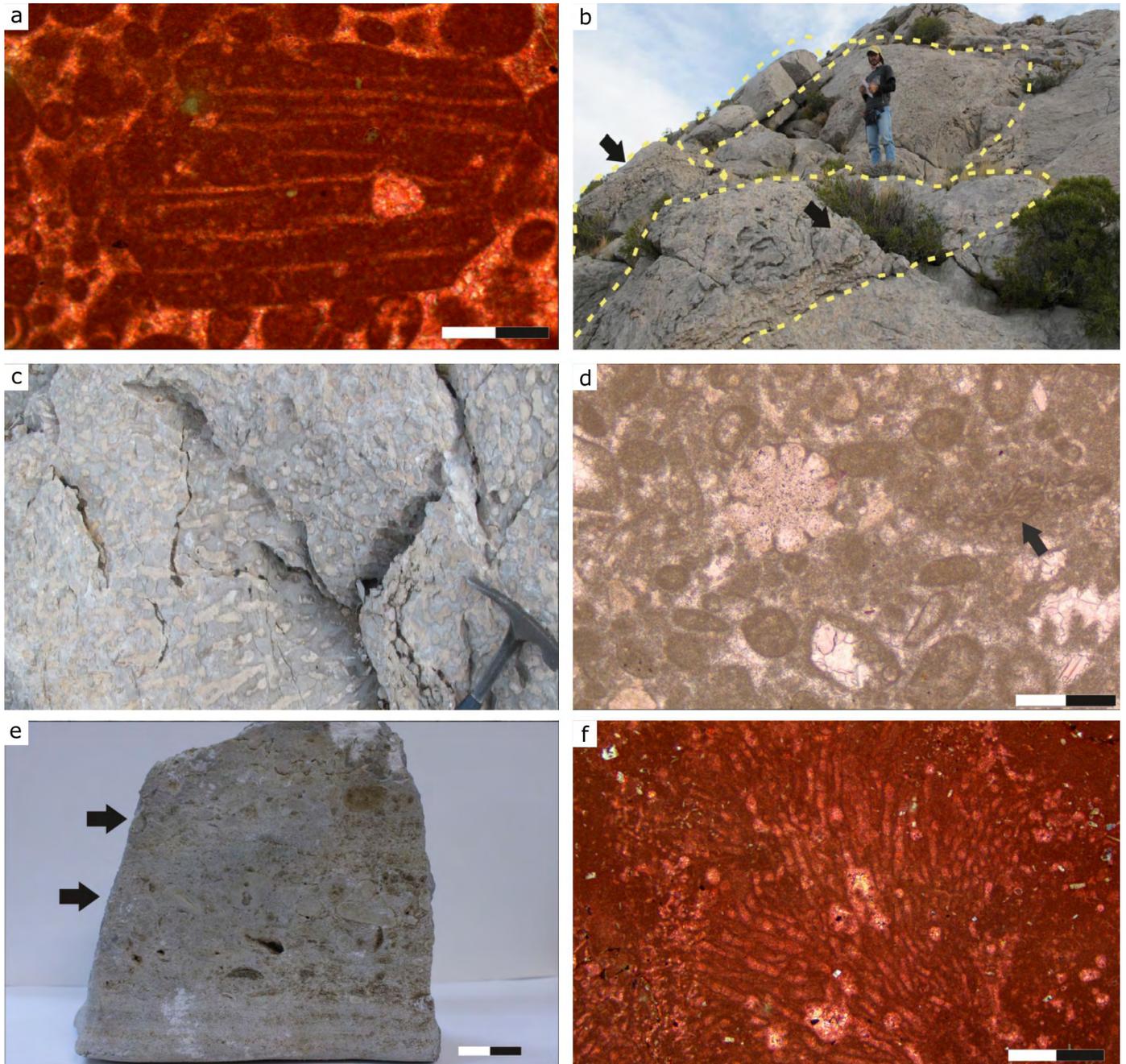


Figura 5. a) Pellet fecal. Sección longitudinal similar a *Favreina*; b) Facies de parches coralinos. Observar el contorno domal y colonias ramosas en posición de vida (flechas); c) Detalle de una sección de una colonia con ramas delicadas (1-3 mm de diámetro); escala = 32 cm; d) Sección transversal de espina de equinodermo, tubos de *Girvanella* (flecha) y peloides; escala = 200 µm; e) Fragmentos de corales dispuestos en fábrica caótica en facies de *packstones-floatstones* coralinos; observar gradación normal (flecha señalando la base); escala = 2 cm; f) *Cayeuxia* en sección longitudinal; observar la bifurcación de los tubos. Referencias: láminas a y f teñidas con rojo de alizarina y ferrocianuro de potasio Escala en a, d y f: 500 µm.

a las mencionadas en trabajos previos de esta unidad (Palma et al. 2007, 2009, 2020), y caracterizan sectores someros de la rampa interna (Elliot 1968, Flügel 2004, Carras et al. 2006). Por su parte, los calcimicrobios como *Girvanella* (Coniglio y James 1985, Pratt 2001, Flügel 2004) son muy comunes en las plataformas someras del Paleozoico y Jurásico (Riding 1975) y caracterizan ambientes de baja energía (Dragastan et al. 1994).

La facies de *packstones-floatstones* coralinos aparece en capas de hasta 17 cm de espesor con base irregular erosiva y gradación normal (Fig. 5e). Es rica en fragmentos de corales, ostras, equinodermos, briozoos y foraminíferos, además de ooides e intraclastos ricos en fragmentos bioclásticos. Los fragmentos de corales presentan una fábrica caótica, densa en la base, y más abierta hacia el techo. Sus tamaños varían de 1 a 3 cm y tienen una moderada redondez. Hacia el techo del depósito se reconocen delgadas capas de *wackestones* bioclásticos y de *mudstones* en espesores centimétricos, con escasos fragmentos esqueletales y no esqueletales.

Estos depósitos son comunes en Bardas Blancas y arroyo Coihueco. Su origen estaría relacionado con la erosión causada por ocasionales tormenta sobre el parche arrecifal. Teniendo en cuenta la naturaleza del contacto basal erosivo y la gradación normal se acepta la acción de flujos menguantes asociados a tormentas (Kreisa 1981, Aigner 1985). En las capas superiores la disminución en el tamaño y abundancia de componentes es importante y caracterizan períodos de post-tormenta.

Las facies de *wackestone* bioclásticos y *mudstones* presentan una discreta laminación y aparecen en espesores de 3-18 cm. Contienen fragmentos de bivalvos y gasterópodos. Es común la micritización. Estas facies sugieren un ambiente de baja energía, somero, aunque sin evidencias de exposición subaérea.

Asociación de facies 2-submareal somero restringido: Incluye facies de *floatstones-rudstones* bioclástico-intraclásticos, *packstones-grainstones* oolíticos, *rudstones-floatstones* de ostras, facies de estromatolitos tabulares y *wackestone* bioclásticos.

La facies de *floatstones-rudstones* bioclásticos-intraclásticos está dispuesta en capas con base erosiva, que varían entre 10 y 20 cm de espesor y presentan gradación normal. Son comunes los fragmentos de corales, moluscos (ostreidos principalmente), briozoos y *Cayeuxia*. También se reconoce la presencia de oncooides y frecuentes intraclastos. *Cayeuxia* aparece como tubos calcáreos no sinuosos rellenos por cristales de calcita normal de tamaño microesparfítico, y se desarrollan desde un sector basal central (Fig. 5f). Es posible

reconocer hacia los bordes externos una suave y discontinua dicotomía en algunos filamentos. Los fragmentos de corales corresponden a ramas que tienen hasta 3 cm de diámetro y se disponen en una fábrica caótica, densa a abierta. La matriz está compuesta por fragmentos menores de estos bioclastos. Hacia el techo se observa una disminución del tamaño de los fragmentos de bioclastos (no superan 1 mm de tamaño).

Estos depósitos habrían tenido una estrecha relación lateral con los parches coralinos, de donde provendrían los fragmentos de ramas retrabajadas. La naturaleza erosiva de su base y la heterogeneidad de partículas esqueletales e intraclastos permiten interpretar un transporte tractivo causado por acción del oleaje (cf. Al-Awwad y Pomar 2015). Se interpreta como un sector de la rampa afectado por aguas intermitentemente agitadas de manera similar a lo ocurrido en el Oxfordiano en Bonnevaux-le-Prieuré en el norte de Francia (Lathuillière et al. 2005).

La facies de *packstones-grainstones* oolíticos aparece en capas masivas o con laminación horizontal, discontinuas, en espesores que oscilan entre 10 y 20 cm. Predominan los ooides con núcleos generalmente peloidales, aunque pueden aparecer, en muy pocos casos, bioclastos, representados por fragmentos de ostras y gasterópodos. Otras partículas presentes incluyen intraclastos oolíticos, aunque en menor abundancia.

Los ooides están afectados por una intensa micritización, aunque en algunos de ellos puede observarse una disposición concéntrica de las láminas de la envoltura. Observaciones en los ooides a través de microscopía electrónica de barrido muestran que sus superficies están afectadas por abrasión y microperforaciones (Fig. 6a) similares a las reportadas por Harris et al. (1979) y Gaffey (1983). En el relleno de estas microperforaciones se observan cristales de micrita.

Estos depósitos habrían formado una barrera pequeña y discontinua desarrollada en un ambiente submareal somero y turbulento, de aguas cálidas, saturadas en carbonato de calcio.

La micritización sugiere una intensa actividad de organismos perforantes en una etapa en que la pequeña barra se habría mantenido estable, permitiendo condiciones de aguas tranquilas, de manera similar a lo propuesto por Navarro et al. (2009) para depósitos de plataforma carbonática del Jurásico Medio de España. Asimismo, la abundancia de granos micritizados podría estar indicando interrupciones en la sedimentación (Hips y Haas 2009).

Los fenómenos de abrasión observados en los ooides corresponden a procesos destructivos que favorecieron la erosión y la disminución del tamaño de las partículas (Bathurst

1971, Alexandersson 1972), en tanto que las perforaciones se atribuyen a la actividad de organismos endolíticos. Estos ooides parecen haber sido de composición calcítica original ya que a microscopía electrónica no se advierten fenómenos de disolución, por lo que se puede aceptar un mar calcítico para este intervalo del Jurásico, de acuerdo con Wilkinson et al. (1985) y Porter (2010).

La facies de *rudstones-floatstones* de ostras aparece como estratos tabulares macizos de entre 6 y 15 cm, con bases erosivas y techos planos. Los bioclastos están representados por ostras mayormente articuladas, con abrasión baja, bien seleccionadas, con un empaquetamiento denso a suelto y dispuestas en forma aleatoria respecto a la estratificación. Placas de equinoideos, restos de bivalvos y gasterópodos recristalizados, al igual que peloides, aparecen como componentes adicionales. Estos depósitos corresponden a una concentración bioclástica de origen sedimentológico, que se habría depositado rápidamente en el sector submareal somero por acción de corrientes inducidas por mareas u oleaje.

La facies de estromatolitos se estudió a macroescala, mesoescala, y microescala (*sensu* Shapiro 2000). Su macroestructura es tabular, en capas de 15 a 40 cm y la mesoestructura es variable (Fig. 6b). Corresponden a formas hemiesferoides encadenadas lateralmente (*close lateral linked hemispheroids*, LLH-C, *sensu* Logan et al. 1964). En su estructura interna se reconocen láminas irregulares convexas de 3 a 5 mm de espesor, ricas en peloides y escasos bioclastos (gasterópodos y ostrácodos). Su microestructura se caracteriza por la presencia de láminas milimétricas de micrita densa y peloidal, que alternan con otras láminas con cristales microesparíticos. No se observan estructuras que sugieran exposición subaérea.

Observaciones de microscopía electrónica de barrido revelan la presencia de filamentos de cianobacterias (Fig. 6c) con longitudes y diámetros variables, dispersos entre cristales de micrita. Se observan agregados grumosos que podrían ser atribuidos a microorganismos cocoidales, similares a los reconocidos por Palma et al. (2015) en esta formación y por Adachi et al. (2004) en depósitos carbonáticos del Pérmico superior-Triásico Inferior del sur de China, entre otros. De manera diseminada aparecen cristales de pirita framboidal.

Los *wackestones* bioclásticos aparecen en capas centimétricas de hasta 15 cm. Los bioclastos incluyen fragmentos de gasterópodos, ostrácodos desarticulados, miliólidos y finos restos esqueléticos de pelecípodos. Estos depósitos se habrían depositado en un ambiente submareal restringido, sin evidencias de exposición subaérea, indicado por la baja diversidad y afectado por un nivel de energía moderada a baja.

Asociación de facies 3-Planicie inter-supramareal: Está

compuesta por facies de *wackestones* bioclásticos peloidales, *mudstones*, estromatolitos planares y corrugados, conglomerados de clastos planos y facies de brechas intraclásticas.

La facies de *wackestones* bioclásticos peloidales aparece en delgadas capas centimétricas de entre 5 y 10 cm. En pocas ocasiones se distinguen arrugas sinuosas centimétricas similares a las conocidas como "MISS" (*Microbially Induced Sedimentary Structures*). Se reconoce la presencia de escasos gasterópodos, ostrácodos y peloides (Fig.6d). Las grietas de desecación y pseudomorfo de evaporitas son habituales.

Estas facies se habrían desarrollado en aguas someras, tranquilas y restringidas, como lo evidencia la escasez y baja diversidad de la fauna, en el sector inter-supramareal donde los peloides se habrían acumulado por acción de corrientes de mareas débiles. Las arrugas sinuosas se atribuyen a estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana (MISS). Estas han sido citadas frecuentemente en ambientes silico-clásticos (Noffke y Awramik 2013) aunque no así en sistemas carbonáticos (Shi et al. 2008). Las grietas de desecación y pseudomorfo de evaporitas calcitizados ponen en evidencia frecuentes períodos de exposición subaérea.

La facies de *mudstones* consiste en depósitos grisáceos a castaños, masivos a laminados, dispuestos en capas que oscilan entre 5 y 20 cm de espesor y con contactos netos. La matriz es alomicrítica. Se distinguen peloides y una fauna representada por escasos miliólidos y ostrácodos. Estas facies de *mudstones* fueron depositadas en un ambiente muy tranquilo y somero en sectores intermareales. Aparecen frecuentemente interestratificadas con capas centimétricas de estromatolitos planares o corrugados con frecuentes evidencias de exposición subaérea, además de caracterizar típicos depósitos en forma de cintas "*ribbon-like carbonate beds*" (Ricken y Eder 1991) que muestran una estratificación ligeramente ondulosa a lenticular. La alternancia de períodos tractivos y de decantación de partículas finas habrían favorecido la formación de "ribbon rocks" en áreas intermareales (Demicco 1983, Demicco y Hardie 1994, Bayet Goll et al. 2015).

Análisis de microscopía electrónica de barrido han permitido distinguir una microfábrica coalescente de cristales escalenohédricos a subhedrales (Fig. 6e) (Loreau 1972, Deville de Periere et al. 2011). Las superficies de sus caras no muestran la presencia de cavidades (*pitted structures*) lo que sugiere un origen probablemente calcítico del fango carbonático original (Lansemi y Sandberg 1984, Munnecke et al. 2001, Munnecke y Westphal 2005).

La facies de estromatolitos planares y corrugados tiene espesores que varían entre 2 y 80 cm (Fig. 6f). Su microfábrica está compuesta por la alternancia de láminas micríticas

oscuras submilimétricas y otras más claras discontinuas y corrugadas de hasta 2 mm de espesor donde se advierte la variación de láminas micríticas peloidales y microesparíticas. La presencia de microfósiles es escasa. Se reconocen fenestras y en sus techos son frecuentes las grietas de desecación, aunque también se observan ondulitas de oleaje de hasta 1 cm de altura y eventuales trazas de bioturbación asignada a *Scolicia* (Palma et al. 2013).

Las estructuras estromatolíticas están relacionadas con la precipitación de calcita inducida por actividad de cianobacterias y bacterias que atrapan partículas (peloides, fango, bioclastos, etc.) durante el crecimiento. La alternancia de láminas más oscuras y claras podría estar relacionada con la naturaleza de la comunidad microbiana (Reid et al. 2000, Dupraz et al. 2009, Kaźmierczak et al. 2015).

Estos estromatolitos se habrían generado en áreas res-

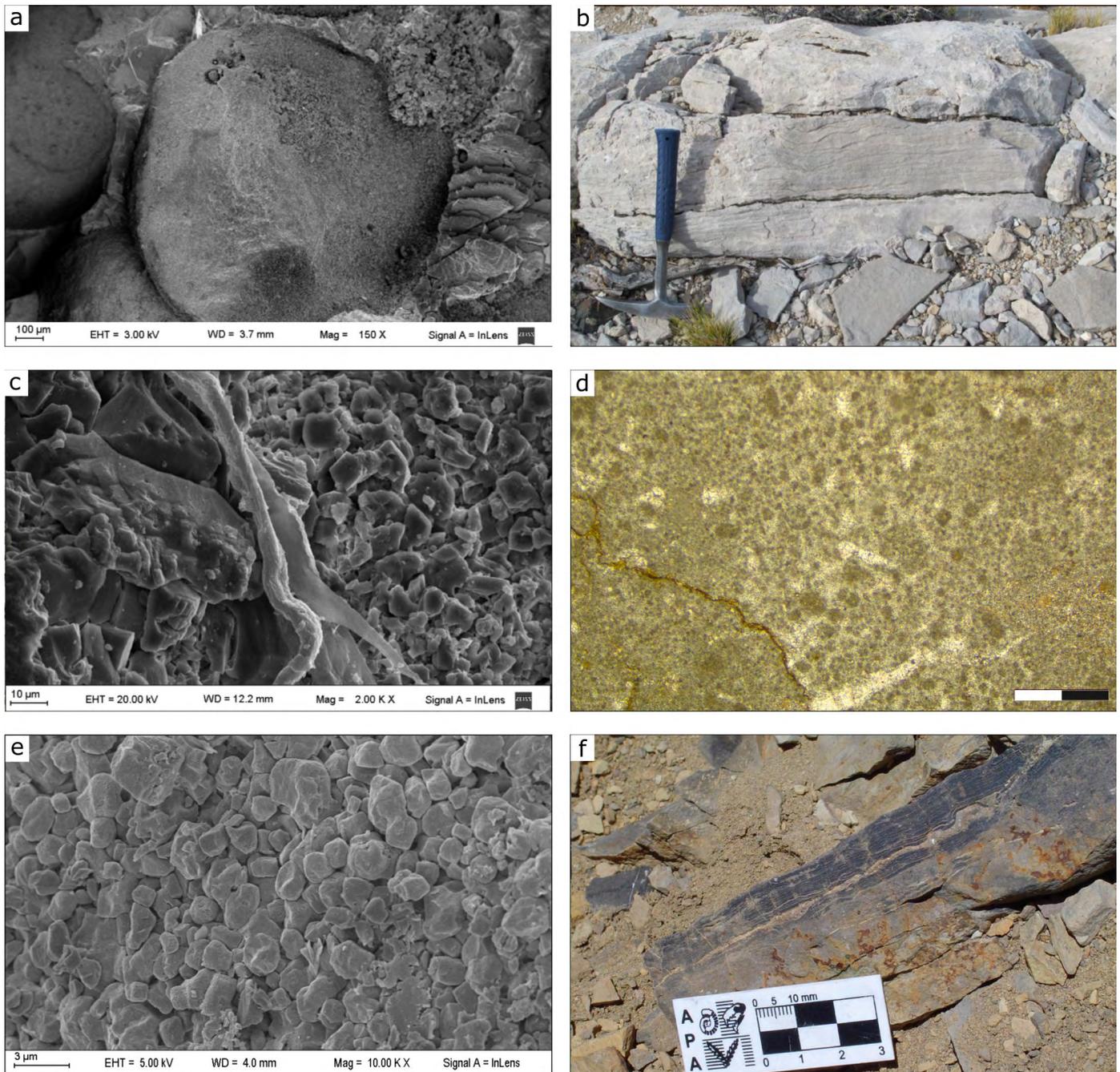


Figura 6. a) Abrasión y microperforaciones en la superficie de ooides vistas al microscopio electrónico de barrido. Notar microperforaciones en el cemento granular; b) Aspecto macroscópico y mesoscópico de un estromatolito tabular; c) Relicto de filamento rugoso de cianobacteria, entre cristales de calcita granular y microesparítica (microscopía electrónica de barrido); d) Texturas micríticas y peloides en facies de *wackestones* peloidales; escala = 500 μ m; e) Microfotografía de fábrica coalescente de cristales escalenoédricos a subhedrales provenientes de facies de *mudstones* (microscopía electrónica de barrido); f) Facies de estromatolitos planares a corrugados.

tringidas del sector inter-supramareal, siendo afectados por frecuentes períodos de exposición subaérea evidenciado por fenestras rellenas por cristales de calcita granular, grietas de desecación y microtepees. Con frecuencia, los estromatolitos planares aparecen cortados por delgados canales, que alojan clastos intraformacionales o conglomerados de clastos planos.

La facies de conglomerados de clastos planos aparece como capas lateralmente discontinuas de 4-30 cm de espesor y con bases erosivas (Fig. 7c). La fábrica varía entre grano sostenida y fango sostenida. Los intraclastos tienen formas tabulares, son angulosos a subredondeados y varían de tamaño entre 2 y 8 cm. Comúnmente aparecen dispuestos al azar, y en algunos casos presentan una suave imbricación. Composicionalmente corresponden a estromatolitos planares y corrugados, como así también, aunque en menor grado, pueden ser *mudstones* y *wackestones* bioclásticos peloidales.

Estos depósitos se habrían originado debido a la erosión generada por la acción de corrientes de mareas u ocasionales eventos de tormentas sobre los depósitos consolidados o semiconsolidados de estromatolitos planares o corrugados subyacentes (Shinn 1983, Palmer y Wilson 1990, Demico y Hardie 1994, Myrrow et al. 2004).

La facies de brechas intraclásticas, con textura variable entre grano soporte y matriz soporte, aparece formando capas masivas de 5 a 10 cm, con bases planas. Los intraclastos, son angulosos a subangulosos y oscilan entre 2 y 13 cm y se reconoce la naturaleza microbiana, fragmentos de algas cianofíticas, oncoides, bioclastos y amonites (*Mirosphinctes* sp.) (Palma et al. 2014) que provienen de sectores marinos abiertos.

La composición variada de los intraclastos que conforman estas brechas permite aceptar la acción de tormentas que afectaban el sector submareal a intermareal de manera similar a los procesos mencionados por Shinn et al. (1969), Demico y Hardie (1994), Rankey y Berkeley (2012) y Adams y Diamond (2019).

DISCUSIÓN

Los nuevos datos mencionados por Haq (2018) en su síntesis sobre los cambios del nivel del mar ocurridos durante el Jurásico, principalmente en el hemisferio norte, incluye los provenientes de la Cuenca Neuquina, a partir de los estudios realizados por Legarreta y Uliana (1996). Estos autores señalan que durante el Calloviano-Oxfordiano el ascenso del nivel del mar generó las condiciones para una amplia deposi-

ción de sedimentos carbonáticos representados fundamentalmente por la Formación La Manga. El registro sedimentario de esta unidad, en estudio, no es uniforme sino que muestra discontinuidades, algunas de ellas relacionadas con sucesivos períodos de emersión de la rampa y desarrollo de facies paleokársticas. En efecto, la evolución de las plataformas está fuertemente controlada por cambios del nivel del mar y la actividad tectónica, los que son mencionados por Ramajo y Aurell (2008) en su detallado estudio de las plataformas carbonáticas ibéricas en el NE de España. Asimismo, Azerêdo et al. (2002) reconoce discontinuidades y gaps estratigráficos al describir la relación vertical y lateral de las distintas facies carbonáticas en la cuenca Lusitana (Portugal).

Dentro de este contexto, la superficie paleokárstica en la Formación La Manga (Legarreta 1991, Palma et al. 2007, 2017) indica una discontinuidad interna que presenta diferente desarrollo, morfología y complejidad. En Bardas Blancas y arroyo Coihueco, brechas polimícticas yacen sobre la discontinuidad como cuerpos mantiformes, relleno de depresiones y sumideros (Palma et al. 2017), afectando las facies corallinas en ambas localidades. A diferencia de lo expuesto, en el arroyo Los Blancos estas facies no están presentes, y solo se registran características de un karst somero o epikarst (Calner 2002, Palma et al. 2017). Numerosos son los casos en que se muestran la reconstrucción y evolución de diferentes plataformas luego de períodos de karstificación entre los que se puede mencionar a Kervin y Woods (2012), Immenhauser et al. (2000), Bover-Arnal y Strasser (2013), entre otros.

Luego del período de exposición subaérea y karstificación, ocurrió un rápido ascenso del nivel del mar que dio origen a la reactivación de la fábrica carbonática y la depositación de tres asociaciones de facies, que de base a techo están compues-

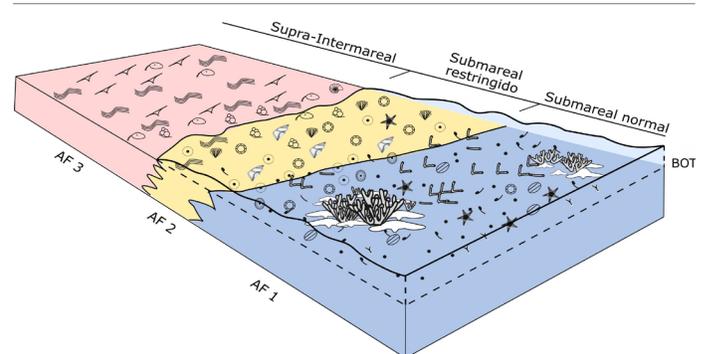


Figura 7. Block diagrama que representa el modelo sedimentario propuesto. La distribución de los subambientes sedimentarios se basa en las asociaciones de facies reconocidas en las secciones estudiadas. de barrido); d) Texturas micríticas y peloides en facies de *wackestones* peloidales; escala = 500 μ m; e) Microfotografía de fábrica coalescente de cristales escalenohédricos a subhedrales provenientes de facies de *mudstones* (microscopía electrónica de barrido); f) Facies de estromatolitos planares a corrugados.

tas por depósitos submareales somero normal (asociación de facies 1), submareales somero restringidos (asociación de facies 2), seguidos por aquellos de planicie inter-supramareal (asociación de facies 3). Una distribución generalizada de facies se muestra en las figuras 3a y 7.

La asociación de facies 1 se depositó bajo condiciones oligo-mesotróficas que permitieron el crecimiento y una recolonización localizada del sustrato por corales escleractinios en Bardas Blancas. La proliferación de corales se habría desarrollado durante períodos en que la circulación fue óptima y su crecimiento se pudo mantener en fase de *keep pace* con el ascenso del nivel del mar. En los parches estudiados se distingue una asociación de formas preservadas en posición de vida que indica condiciones de menor energía a las mencionadas para las facies arrecifales de la secuencia depositacional 2 (pre-karstificación) probablemente debido a alguna protección física que restringía la acción del oleaje (Monismith 2006, Lowe et al. 2008).

Aunque la diversidad taxonómica de la fauna coralina no muestra cambios entre las facies pre y post-karstificación, sí existen diferencias en el tamaño de los parches, ya que son de menor tamaño y tienen morfologías diferentes en esta última, predominando colonias ramosas de porte arbustivo con ramas frágiles. Su presencia, asociada a equinodermos, briozoos, bivalvos y algas verdes, permiten aceptar condiciones marino someras, con aguas cálidas, bien iluminadas y de salinidad normal, afectadas por un régimen de olas de buen tiempo con moderada a baja energía.

Corrientes ocasionales generadas por oleaje o tormentas originaron la erosión y fragmentación de los parches coralinos y la depositación de los *floatstones-rudstones* de composición similar. Es interesante destacar que los corales con formas arbustivas y finamente ramificadas probablemente habrían tenido una tasa de crecimiento más alta que las formas de ramas gruesas, y en consecuencia, una mayor capacidad de recuperación en respuesta a los eventos destructivos de tormenta (Anderson et al. 2017, Burgess et al. 2009, Masse y Montaggioni 2001).

La asociación de facies 2 constituye un estadio transicional hacia condiciones más restringidas y evoluciona en la vertical a facies más someras, donde aparecen *packstones* y *grainstones* oolíticos y estromatolitos tabulares. En los ooides, la disposición concéntrica de sus láminas indica que se habrían formado en un ambiente continuamente agitado, de manera análoga a los que se generan en el norte de Bahamas por acción de mareas (Wanless y Tedesco 1993), mientras que los estromatolitos, sin rasgos de exposición subaérea, tienen morfologías similares a las conocidas en ambientes marinos

modernos, e indicarían áreas submareales someras (Jahnert y Collins 2012).

Por último, la asociación de facies 3, solo presente en arroyo Los Blancos, se caracteriza por facies inter-supramareales desarrolladas bajo condiciones de mayor restricción, donde las aguas con menos oxigenación, mayor saturación de sales y una alta disponibilidad de nutrientes habrían condicionado la distribución de la biota (Brasier 1995) de manera similar a lo reconocido por Jank et al. (2006) en el Oxfordiano-Kimmeridgiano del noroeste de Suiza.

Los estromatolitos planares a corrugados presentan frecuentes evidencias de exposición subaérea y desecación, que asociadas a pequeñas oscilaciones batimétricas permiten aceptar una importante disminución de la energía del ambiente. Estos estromatolitos se caracterizan por tener un marcado crecimiento lateral en respuesta a un limitado espacio de acomodación. Formas parecidas se reconocen durante todo el Proterozoico y en sistemas modernos (Préat et al. 2011).

No obstante, la presencia de brechas intraclásticas y conglomerados de clastos planos interestratificados con estos estromatolitos, permiten aceptar que la planicie inter-supramareal era afectada ocasionalmente por oleaje de tormentas, que no solo erosionaban y transportaban el material depositado en ella, sino que también lo hacían desde las áreas submareales. La organización interna de estos depósitos muestra ciclos de espesores centimétricos a decimétricos con tendencias granocreciente o granodecreciente (Palma et al. 2013).

Al considerar las tres secciones estudiadas, la distribución vertical y lateral de facies presenta una marcada tendencia a la somerización y condiciones ambientales variables que controlaron los depósitos submareales y de planicie de marea estudiados.

CONCLUSIONES

Se analizaron los depósitos de la Formación La Manga, originalmente descriptos como depósitos de rampa interna, cuya variabilidad de facies junto con la integración de datos petrográficos han permitido reconocer 17 facies que fueron agrupadas en tres asociaciones de facies que caracterizan condiciones submareales someras y normales, submareales restringidas y de planicie de marea, afectada por frecuentes períodos de exposición subaérea y eventuales tormentas.

Estos depósitos, que aparecen por encima de una superficie paleokárstica, marcan un ascenso del nivel del mar y el restablecimiento de la fábrica carbonática, con condiciones

ligeramente similares a las etapas previas a la emersión de la rampa, las que están reflejadas en el desarrollo de parches coralinos, con formas más pequeñas y aisladas, pero con similares organismos constructores.

El ambiente de rampa interna propuesto estuvo afectado por niveles de energía moderada a baja, excepto durante las eventuales tormentas; desarrollo de diferentes tipos de estromatolitos y frecuentes oscilaciones del nivel del mar que influyeron notablemente en las facies inter-supramareales. Las facies muestran una tendencia general a la somerización dentro de un contexto de rampa interna homoclinal. Los amonites encontrados en las facies perimareales y en las facies depositadas previamente a la karstificación permiten asignar una edad oxfordiana media a los depósitos estudiados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del marco del proyecto PIP 11220170100727CO otorgado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Los autores agradecen a la Dra. B. Bádenas y a un árbitro anónimo por sus indicaciones y comentarios constructivos que han mejorado el manuscrito, así como también las sugerencias del editor, el Dr. Luis A. Buatois. Un especial agradecimiento al Sr. Juan Carlos Poblete por su constante apoyo logístico y al personal de Parques Provinciales de la provincia de Mendoza, seccional Caverna de Las Brujas.

REFERENCIAS

Adachi, N., Ezaki, Y. y Liu, J. 2004. The fabrics and origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology* 164(1): 161-178.

Adams, A. y Diamond, L.W. 2019. Facies and depositional environments of the Upper Muschelkalk (Schinznach Formation, Middle Triassic) in northern Switzerland. *Swiss Journal of Geosciences* 112: 357-381.

Aigner, T. 1985. *Storm Depositional Systems*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer, 174 p., Berlin.

Al-Awwad, S.F. y Pomar, L. 2015. Origin of the rudstone-floatstone beds in the Upper Jurassic Arab-D reservoir, Khurais Complex, Saudi Arabia. *Marine and Petroleum Geology* 67: 743-768.

Alexandersson, Y. 1972. Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. *Universitet Uppsala Geologiska Institut Bulletin* 7: 201-236.

Amel, H., Jafarian, A., Husinec, A. y Koeshidayatullah, A. 2015. Microfacies, depositional environment and diagenetic evolution controls on the reservoir quality of the Permian Upper Dalan Formation, Kish gas field. *Marine and Petroleum Geology* 67: 57-71.

Anderson, K.D., Cantin, N.E., Heron, S.F., Pisapia, C. y Pratchett, M.S. 2017. Variation in growth rates of branching corals along Australia's Great Barrier Reef. *Scientific Reports* 7(1): 1-13.

Andrieu S., Brigaud B., Barbarand J., Lasseur, E. 2018. The complex diagenetic history of discontinuities in shallow-marine carbonate rocks: new insights from high-resolution ion microprobe investigation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of early cements. *Sedimentology* 65(2): 360-399.

Azêredo, A.C., Wright, V.P. y Ramalho, M.M. 2002. The Middle- Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology* 49: 1339-1370.

Baceta, J.I., Wright, V.P., Beavington-Penney, S.J. y Pujalte, V. 2007. Palaeohydrogeological control of palaeokarst macro-porosity genesis during a major sea-level lowstand: Danian of the Urbasa-Andia plateau, Navarra, North Spain. *Sedimentary Geology* 199(3): 141-169.

Bádenas, B. y Aurell, M. 2001. Proximal-distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedimentary Geology* 139(3-4): 319-340.

Bathurst, R.G.C. 1971. *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, 620 p, New York.

Bayet Goll, A., Chen, J., Moussavi Harami, R. y Mahboubi, A. 2015. Depositional processes of ribbon carbonates in Middle Cambrian of Iran (Deh Sufiyan Formation, Central Alborz). *Facies* 61: 9.

Bover-Arnal, T. y Strasser, A. 2013. Relative sea-level change, climate, and sequence boundaries: insights from the Kimmeridgian to Berriasian platform carbonates of Mount Salève (E France). *International Journal of Earth Sciences* 102: 493-515.

Brasier, M.D. 1995. Fossil indication of nutrient levels. 1. Eutrophication and climate change. En: Bosence, D.W. y Allison, P.A. (eds.), *Marine palaeoenvironmental analysis from fossils*. Geological Society Special Publication 83: 113-132, London.

Bressan, G.S. y Palma, R.M. 2010. Taphonomic analysis of fossil concentrations from La Manga Formation (Oxfordian), Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 36(1): 55-71.

Brllek, M. y Glumac, G. 2014. Stable isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) signatures of biogenic calcretes marking discontinuity surfaces: a case study from Upper Cretaceous carbonates of central Dalmatia and eastern Istria, Croatia. *Facies* 60(3): 773-788.

Burgess, S.N., McCulloch, M.T., Mortimer, G.E. y Ward, T.M. 2009. Structure and growth rates of the high-latitude coral: *Plesiastrea versipora*. *Coral Reefs* 28(4): 1005-1015.

Calner, M. 2002. A lowstand epikarst intertidal flat from the middle Silurian of Gotland, Sweden. *Sedimentary Geology* 148(3): 389-403.

Campos Soto, S., Benito, M.I., Mas, R., Caus, E., Cobos, A., Suárez-González, P. y Quijada, I.E. 2016. Revisiting the Late Jurassic-Early Cretaceous of the NW South Iberian basin: new ages and sedimentary environment. *Journal of Iberian Geology* 42(1): 64-94.

- Carras, N., Conrad, M.A. y Radoicic, R. 2006. Salpingoporella, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae). *Revue de Paléobiologie* 25(2): 457-517.
- Chafetz, H.S. 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology* 56(6): 812-817.
- Chappell, J. 1980. Coral morphology, diversity and reef growth. *Nature* 286(5770): 249-252.
- Coniglio, M. y James, N.P. 1985. Calcified algae as sediment contributors to early Paleozoic limestones; evidence from deep-water sediments of the Cow Head Group, western Newfoundland. *Journal of Sedimentary Research* 55(5): 746-754.
- Cooper, J.D. y Keller, M., 2001. Palaeokarst in the Ordovician of the southern Great Basin, USA: Implications for sea-level history. *Sedimentology* 48(4): 855-873.
- Demicco, R.V. 1983. Wavy and lenticular-bedding carbonate ribbon rocks of the Upper Cambrian Conococheague Limestone, Central Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology* 53: 1121-1132.
- Demicco, R.V. y Hardie, L.A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *Society for Sedimentary Geology, Atlas Series 1*, 265p., Tulsa.
- Deville de Periere, M., Duret, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B. y Poli, E. 2011. Morphometry of micrite particles in Cretaceous microporous limestones of the Middle East: Influence on reservoir properties. *Marine and Petroleum Geology* 28(9): 1727-1750.
- Dickson, J. 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Research* 36(2): 491-505.
- Dragastan, O., Gielisch, H., Richter, D.K., Grever, T., Kaziur, T., Kube, B. y Radosch, C. 1994. Jurassic algae of the Perachora-Peninsula: Biostratigraphical and paleoecological implications. *Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients* 19: 49-81.
- Dragastan, O., Richter D.K., Gielisch, H. y Kube, B. 1998. Environmental significance of some Mesozoic "Porostromata" calcareous algae. *Revista Española de Micropaleontología* 30(1): 59-102.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists: 108-121, Tulsa.
- Dupraz, C., Reid R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S. y Visscher, P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Science Reviews* 96(3): 141-162.
- Elliott, G.F. 1968. Permian to Palaeocene Calcareous Algae (Dasycladaceae) of the Middle East. *British Museum (Natural History)* 4: 111.
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Canadian Petroleum Geology Bulletin* 19(4): 730-781.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*, Springer, 976 p., Berlin, Heidelberg.
- Fricke, H. y Meischner, D. 1985. Depth limits of Bermudan scleractinian corals. *Marine Biology* 88: 175-187.
- Gaffey, S.J. 1983. Formation and infilling of pits in marine ooid surfaces. *Journal of Sedimentary Petrology* 53(1): 193-208.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J. y Mescua, J. 2008. Formación y evolución triásico-jurásica del depocentro Atuel, cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 520-533.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70°, Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N. y Mingramm, A. 1953. Jurásico. En: Groeber, P. (ed.), *Mesozoico, Geografía de la República Argentina*, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 2: 143-347, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Haq, B.U. 2018. Jurassic sea-level variations: a reappraisal. *Geological Society of America Today* 28 (1): 4-10.
- Harris, P.M., Halley, R.B. y Lukas, K.J. 1979. Endolith microborings and their preservation in Holocene-Pleistocene (Bahamas-Florida) ooids. *Geology* 7(4): 216-220.
- Hips K. y Haas, J. 2009. Facies and diagenetic evaluation of the Permian-Triassic boundary interval and basal Triassic carbonates: shallow and deep ramp sections, Hungary. *Facies* 55(3): 421-442.
- Hoqui, M. 2016. Análisis paleoecológico y tafonómico del sistema arrecifal de la Formación La Manga (Oxfordiano) en el sector mendocino de la Cuenca Neuquina. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 103 p., Buenos Aires.
- Hoqui, M., Bressan, G.S. y Palma, R.M. 2019. Revision of the coral fauna of an Upper Jurassic patch reef from the La Manga Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Ameghiniana* 56(1): 53-71.
- Hughe, G.W. 2015. Late Permian to Late Jurassic "microproblematica" of Saudi Arabia: Possible palaeobiological assignments and roles in the palaeoenvironmental reconstructions. *GeoArabia* 18(1): 57-92.
- Immenhauser, A., Creusen, A., Esteban, M. y Vonhof, H.B. 2000. Recognition and interpretation of polygenic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shu'aiba, Nahr Umr and Natih Formations of Northern Oman. *GeoArabia* 5(2): 299-322.
- Insalaco, E. 1998. The descriptive nomenclature and classification of growth fabrics in fossil scleractinian reefs. *Sedimentary Geology* 118: 159-186.
- Jahnert, R.J. y Collins, L.B. 2012. Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia. *Marine Geology* 303: 115-136.
- James, N.P. y Choquette, P.W. 1988. *Palaekarst*. Springer Verlag, 416p, New York.
- Jank, M., Wetzel, A. y Meyer, C. 2006. Late Jurassic sea-level fluctuations

- in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyan realm in Western Europe. *Facies* 52(4): 487-519.
- Kaźmierczak, J., Fenchel, T., Kühl, M., Kempe, S., Kremer, B., Lacka, B. y Malkowski, K. 2015. CaCO₃ precipitation in multilayered cyanobacterial mats: clues to explain the alternation of micritic and sparite layers in calcareous stromatolites. *Life* 5(1): 744-769.
- Kerans, C. 1993. Description and interpretation of karst-related breccia fabrics, Ellenburger Group, west Texas. En: Fritz, R.D., Wilson, J.L. y Yurewicz, D.A. (eds), *Paleokarst Related Hydrocarbon Reservoirs*. Society of Sedimentary Geology, Core Workshop 18: 181-200, New Orleans.
- Kershaw, S. 1994. Classification and geological significance of biostromes. *Facies* 31: 81-92.
- Kervin, R.J. y Woods, A.D. 2012. Origin and evolution of palaeokarst within the Lower Ordovician (Ibexian) Goodwin Formation (Pogonip Group). *Journal of Palaeogeography* 1(1): 57-69.
- Kreisa, R.D. 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Research* 51(3): 823-848.
- Lansemi, Z. y Sandberg, P.A. 1984. Transformation of aragonite-dominated lime muds to microcrystalline limestones. *Geology* 12(7): 420-423.
- Lathuilière, B., Gaillard, C., Habrant, N., Bodeur, Y., Boullier, A., Enay, R., Hanzo, M., Marchand, D., Thierry, J. y Werner, W. 2005. Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura. *Facies* 50: 545-559.
- Legarreta, L. 1991. Evolution of a Callovian–Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin, of west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology* 70: 209-240.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior–Terciario Inferior), Argentina. En: Chebli G.A. y Spalletti L.A. (eds.), *Cuencas sedimentarias de la Argentina: Serie Correlación Geológica 6*, Instituto Superior de Correlación Geológica: 221–243, San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(9)*: 87-114, Mendoza.
- Li, X.Z., Guan, S.R., Xie, Q.B. y Wang, Z.C. 2000. The oncoids genesis in the Middle Member of the Guanzhuang Formation of Eocene in Pingyi Basin. *Acta Petrologica Sinica* 16(2): 261-268.
- Lo Forte, G. y Palma, R.M. 2002. Facies, microfacies and diagenesis of Late Callovian–Early Oxfordian carbonates (La Manga Formation) in the west-central Argentinian High Andes. *Carbonates and Evaporites* 17(1): 1-16.
- Logan, B.W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology* 72(1): 68-83.
- Loreau, J.P. 1972. Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage: introduction à une classification des “micrites”. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 274: 810-813.
- Loucks, R.G. y Handford, C.R. 1992. Origin and recognition of fractures, breccias and sediment fills in paleocave reservoir networks. En: Candelaria, M.P. y Reed, D.L. (eds.), *Paleokarst, paleokarst related diagenesis and reservoir development: examples from Ordovician–Devonian age strata of West Texas and mid-continent*. Permian Basin Section-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Publication 92-33: 31-44, Midland.
- Loucks, R.G. y Mescher, P.K. 2001. Paleocave facies classification and associated pore types (abstract), in Southwest Section. Annual Meeting. American Association of Petroleum Geologists CD-ROM, 18 p., Dallas.
- Lowe, R.J., Falter, J.L., Monismith, S.G. y Atkinson, M.J. 2008. Wave-Driven Circulation of a Coastal Reef–Lagoon System. *Journal of Physical Oceanography* 39(4): 873-893.
- Martin-Garin, B., Lathuilière, B. y Geister, J. 2012. The shifting biogeography of reef corals during the Oxfordian (Late Jurassic). A climatic control? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 365–366(1): 136-153.
- Masse, J.P. y Montaggioni L.F. 2001. Growth history of shallow-water carbonates: Control of accommodation on ecological and depositional processes. *International Journal of Earth Sciences* 90(2): 452-469.
- Mazzullo, S.J. y Mazzullo, L.J. 1992. Paleokarst and karst-associated hydrocarbon reservoirs in the Fusselman Formation, west Texas, Permian Basin. En: Candelaria, M.P. y Reed, D.L. (eds.), *Paleokarst, paleokarst related diagenesis and reservoir development: examples from Ordovician–Devonian age strata of West Texas and mid-continent*. Permian Basin Section-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Publication 92-33: 110-120, Midland.
- Mitchum, R.M. y Uliana, M.A. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 39: 255-274, Tulsa.
- Monismith, S.G. 2006. Hydrodynamics of coral reefs. *Annual Review of Fluid Mechanics* 39(1): 37-55.
- Moore, C.H. 2001. Carbonate reservoirs: Porosity, evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Elsevier, 460 p., Amsterdam.
- Moore, C.H. y Wade, W.J. 2013. Meteoric diagenetic environment. En: Moore, C.H. y Wade, W.J. (eds.), *Carbonate Reservoirs: Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*. Elsevier, *Development in Sedimentology* 67: 165-206, Amsterdam.

- Morsch, M.S. 1990. Corales (Scleractinia) de la extremidad sur de la sierra de la Vaca Muerta, Formación La Manga (Oxfordiano), provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 27(1-2): 19-28.
- Munnecke, A. y Westphal, H. 2005. Variations in primary aragonite, calcite, and clay in fine-grained calcareous rhythmites of Cambrian to Jurassic age—an environmental archive? *Facies* 51: 592-607.
- Munnecke, A., Westphal, H., Elrick, M. y Reijmer, J.J.G. 2001. The mineralogical composition of precursor sediments of calcareous rhythmites: A new approach. *International Journal of Earth Sciences* 90(4): 795-812.
- Myrow, P.M., Tice, L., Archuleta, B., Clark, B., Taylors, J.F. y Ripperdan, R.L. 2004. Flat-pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles. *Sedimentology* 51(5): 973-996.
- Navarro, V., Molina, J.M. y Ruiz Ortiz, P.A. 2009. Filament lumachelle on top of Middle Jurassic oolite limestones: event deposits marking the drowning of a Tethysian carbonate platform (Subbetic, southern Spain). *Facies* 55: 89-102.
- Noffke, N. y Awramik, S.M. 2013. Stromatolites and MISS differences between relatives. *Geological Society of America Today* 23(9): 4-9.
- Palma, R.M. y Lo Forte, G. 1998. Evidencias diagenéticas en la sección inferior de la Formación La Manga (Calloviano), Alta Cordillera-Mendoza-Argentina. 7° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 93-95, Salta.
- Palma, R.M., Lo Forte, G. y Lanés, S. 1997. Diagenesis of the Lower Callovian Member of La Manga Formation, Aconcagua Basin, Mendoza, Argentina. 18th Regional European Meeting of Sedimentology, GAEA Heidelbergensis 1: 260-263, Heidelberg.
- Palma, R.M., Crousse, L.C. y Bressan, G.S. 2005. Abultamientos corallinos en la Formación La Manga, Sierra Azul, Mendoza: Tipos, implicancias y tafonomía. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 159, La Plata.
- Palma, R.M., López-Gómez, J. y Piethé, R.D. 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza province) Neuquén Basin, Argentina: facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology* 195(3): 113-134.
- Palma, R.M., Kietzmann, D.A., Adamonis, S. y López-Gómez, J. 2009. Oxfordian reef architecture of the La Manga Formation, Neuquén Basin. *Sedimentary Geology* 221: 127-140.
- Palma, R.M., Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J. y Bressan, G.S. 2012. New biostratigraphic data from the Callovian–Oxfordian La Manga Formation, Neuquén Basin, Argentina: evidence from an ammonite condensed level. *Revue de Paléobiologie* 11: 345-356.
- Palma, R.M., Kietzmann, D.A., Bressan, G.S., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., Farias, M.E. e Iglesia Llanos, M.P. 2013. Peritidal cyclic sedimentation from La Manga Formation (Oxfordian), Neuquén Basin, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 1-11.
- Palma, R.M., Bressan, G.S., Kietzmann, D.A., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J. y López-Gómez, J. 2014. Palaeoenvironmental significance of middle Oxfordian deep marine deposits from La Manga Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 40: 507-520.
- Palma, R.M., Kietzmann, D.A., Comerio, M., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J. y Bressan, G.S. 2015. Oxfordian microbial laminites from La Manga Formation, Neuquén Basin, Argentina: Remarkable nanobacteria preservation. *Journal of Iberian Geology* 41(3): 351-363.
- Palma, R.M., Bressan, G.S., López-Gómez, J., Martín-Chivelet, J.A. y Kietzmann, D.A. 2017. Las facies paleokársticas de la Formación La Manga (Oxfordiano) en el sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(1): 40-48.
- Palma, R.M., Bressan, G.S., Riccardi, A.C., López-Gómez, J. y Martín-Chivelet, J. 2020. Environmental controls and facies architecture of a Jurassic carbonate episode La Manga Formation, Mendoza Province, Neuquén Basin. En: Kietzmann, D.A. y Folguera, A. (eds.), *Opening and closure of the Neuquén Basin in the southern Andes*. Springer, 75-105, Berlin.
- Palmer T.J. y Wilson, M.A. 1990. Submarine cementation and the origin of intraformational conglomerates in Cambro-Ordovician calcite seas. 13th International Sedimentological Congress, Abstracts: 171-172, Nottingham.
- Perry, C.T. y Smithers, S.G. 2006. Taphonomic signatures of turbid-zone reef development: examples from Paluma Shoals and Lugger Shoal, inshore central Great Barrier Reef, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 242(1-2): 1-20.
- Peryt, T.M. 1983. Oncoids: a comment to recent developments. En: Peryt, T.M. (ed.), *Coated grains*. Springer, 273-275, Berlin, Heidelberg.
- Porter, S.M. 2010. Calcite and aragonite seas and the de novo acquisition of carbonate skeletons. *Geobiology* 8(4): 256-77.
- Pratt, B.R. 2001. Calcification of cyanobacterial filaments: *Girvanella* and the origin of lower Paleozoic lime mud. *Geology* 29(9): 763-766.
- Préat A.R., Delpomdor F., Kolo K., Gillan D.C. y Prian J.P. 2011. Stromatolites and Cyanobacterial Mats in Peritidal Evaporative Environments in the Neoproterozoic of Bas-Congo (Democratic Republic of Congo) and South Gabon. En: Tewari V. y Seckbach J. (eds.), *Stromatolites: interaction of microbes with sediments. Cellular origin, life in extreme habitats and astrobiology*. Springer 18, 43-63, New York.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A.H. y Omidvar, M. 2012. Coupled imprints of tropical climate and recurring emersions on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros basin, SW Iran. *Cretaceous Research* 37: 15-34.
- Ramajo, J. y Aurel, M. 2008. Long-term Callovian-Oxfordian sea-level changes and sedimentation in the Iberian carbonate platform (Jurassic, Spain): possible eustatic implications. *Basin Research* 20(2):163-184.
- Rankey, E.C. y Berkeley, A. 2012. Holocene carbonate tidal flats. En: Davis, R.A. Jr. y R.W. Dalrymple (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, 507-565, New York.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.F., Bebout, B.M., Dupraz,

- C., MacIntyre, L.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Stepe, T.F. y Des Marais D.J. 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406(6799): 989-992.
- Riccardi, A.C. 2008. The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. *Episodes* 31(3): 326-335.
- Ricken, W. y Eder, W. 1991. Diagenetic modification of calcareous beds—an overview. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, 430-449, Berlin, Heidelberg.
- Riding, R. 1975. *Girvanella* and other algae on depth indicators. *Lethaia* 8(2): 173-179.
- Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47(1): 179-214.
- Rindsberg, A.K. y Kopaska-Merkel, D.C. 2013. Paleocology and Diagenesis of *Parafavreina ziczac* isp. nov. a Crustacean Microcoprolite from the Upper Jurassic (Oxfordian) Smackover Formation of Alabama. *Alabama Museum of Natural History Bulletin* 31(2):74-93.
- Rosen, B.R., Aillud, G.S., Bosellini, F.R., Clack, N.J. e Insalaco, E. 2000. Platy coral assemblages: 200 million years of functional stability in response to the limiting effects of light and turbidity. *Proceedings 9th International Coral Reef Symposium I: 255–264*, Bali.
- Sanders, D. y Höfling, R. 2000. Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). *Sedimentary Geology* 137(3-4): 127-146.
- Sattler, U., Immenhauser, A., Hillgärtner, H. y Esteban, M. 2005. Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a carbonate platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *Sedimentology* 52(2): 339-361.
- Scoffin, T.P. 1972. Fossilization of Bermuda Patch Reefs. *Science* 178(4067): 1280-1282.
- Scoffin, T.P. 1993. The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits. *Coral reefs* 12: 203-221.
- Senowbari-Daryan, B. y Bucur, I.I. 2013. *Favreina carpatica* n. ichnosp. (crustacean micropolite) from the Middle Jurassic of Rucar-Bran zone (southern Carpathians, Romania). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 119(2):175-182.
- Shapiro, R.S. 2000. A comment on the systematic confusion on thrombolites. *Palaios* 15(2): 166-169.
- Shapiro, R.S. y West, R.R. 1999. Late Paleozoic stromatolites: new insights from the Lower Permian of Kansas. *Lethaia* 32(2): 131-139.
- Shi, X.Y., Zhang, C.H., Jiang, G.O., Liu, J., Wang, Y. y Liu, D.B. 2008. Microbial mats in the Mesoproterozoic carbonates of the North China platform and their potential for hydrocarbon generation. *Geoscience* 22(5): 669-682.
- Shinn, E.A. 1983. Tidal flat environment. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (eds.), *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 33: 171-210, Tulsa.
- Shinn, E.A., Lloyd, R.M. y Ginsburg, R.N. 1969. Anatomy of modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahama. *Journal of Sedimentary Petrology* 39(3): 1202-1228.
- Stipanovic, P.N. 1996. Milestones in the study of the Jurassic of Argentina. En: Riccardi, A.C. (ed.), *Advances in Jurassic Research*. Transtec Publications, *GeoResearch Forum*: 23-42, Zurich.
- Tomes, R.F. 1893. Description of a new genus of *Madrepোরaria* from the Sutton Stone of south Wales. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 42: 574-579.
- Van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Oterdoom, P.W. y Philip, J. 2002. Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (Middle Cretaceous) of northern Oman. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86(1): 21-54.
- Védrine, S., Strasser, A. y Hug, W. 2007. Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies* 53: 535-552.
- Wang, B. y Al-Aasm, I.S. 2002. Karst-controlled diagenesis and reservoir development: Example from the Ordovician main reservoir carbonate rocks on the eastern margin of the Ordos basin, China. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86(9): 1639-1658.
- Wanless, H.R. y Tedesco, L.P. 1993. Comparison of oolitic sand bodies generated by tidal vs. wind wave agitation. En: Keith, B.D. y Zuppang, Ch. W. (eds.), *Mississippian oolites and modern analogs*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology* 35: 199-226, Tulsa.
- Wannas, H.A. 2008. Cenomanian rocks in the Sinai Peninsula, Northeast Egypt: facies and analysis and sequence stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences* 52(4): 125-138.
- Westermann, G.E.G. 1967. Sucesión de ammonites del Jurásico Medio en Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22(1): 65-73.
- Westermann, G.E.G. y Riccardi, C.A. 1984. Middle Jurassic Ammonite evolution in the Andean Province and emigration to Tethys. En: Friedman G.M. (ed.), *Sedimentary and Evolutionary Cycles*. Springer, *Lecture Notes Earth Science*: 6-34, Berlin.
- Wilkinson, B.H., Owen, R.M. y Carroll, A.R. 1985. Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *Journal of Sedimentary Petrology* 55(2): 109-119.
- Zhong, Y., Tan, X., Zhao, L., Guo, R., Li, F., Jin, Z., Chen, Y. y Xiao, D. 2018. Identification of facies-controlled eogenetic karstification in the Upper Cretaceous of the Halfaya oilfield and its impact on reservoir capacity. *Geological Journal* 53: 1-16
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. y Otharán, G. 2020. Jurassic Uplift Along the Huincul Arch and Its Consequences in the Stratigraphy of the Cuyo and Lotena Groups. Neuquén Basin, Argentina. En: Kietzmann, D.A. y Folguera, A. (eds.), *Opening and closure of the Neuquén Basin in the southern Andes*. Springer: 53-74, Berlin.