

Ana Sevillano Matilla

La plataforma carbonatada del
sinemuriense en Mallorca
(formación es barraca):
arquitectura de facies, secuencias
y evolución sedimentaria

Director/es

Rosales Franco, Idoia
Badenas Lago, Beatriz

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606

Tesis Doctoral

LA PLATAFORMA CARBONATADA DEL
SINEMURIENSE EN MALLORCA (FORMACIÓN ES
BARRACA): ARQUITECTURA DE FACIES,
SECUENCIAS Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

Autor

Ana Sevillano Matilla

Director/es

Rosales Franco, Idoia
Badenas Lago, Beatriz

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Escuela de Doctorado

Programa de Doctorado en Geología

2022

LA PLATAFORMA CARBONATADA DEL SINEMURIENSE
EN MALLORCA (FORMACIÓN ES BARRACA):
ARQUITECTURA DE FACIES, SECUENCIAS Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

TESIS DOCTORAL

ANA SEVILLANO MATILLA

Zaragoza, 2022



Universidad
Zaragoza



TESIS DOCTORAL

**LA PLATAFORMA CARBONATADA DEL SINEMURIENSE
EN MALLORCA (FORMACIÓN ES BARRACA):
ARQUITECTURA DE FACIES, SECUENCIAS
Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA**

Autora:

ANA SEVILLANO MATILLA

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA EN GEOLOGÍA

Universidad de Zaragoza, 2022

Dirección:

Dra. IDOIA ROSALES FRANCO (Instituto Geológico y Minero de España-CSIC)

Dra. BEATRIZ BÁDENAS LAGO (Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza)

LISTA DE PUBLICACIONES CIENTÍFICAS

La presente tesis doctoral compila los resultados de cuatro artículos científicos, todos ellos publicados en revistas internacionales incluidas en el *Scientific Citation Index (SCI)*: *Facies*, *Journal of Iberian Geology*, *Sedimentary Geology* y *Estudios Geológicos*.

El conjunto de estas cuatro contribuciones científicas se desarrolla en torno a un objetivo común: la caracterización estratigráfica, sedimentológica, bioestratigráfica y cicloestratigráfica de la sucesión de carbonatos de plataforma somera de edad Sinemuriense (Formación Es Barraca, denominada antes de este trabajo Miembro Es Barraca), que aflora ampliamente en los dominios montañosos de la Sierra de Tramuntana y de las Sierras de Levante en la isla de Mallorca. La primera de estas publicaciones se centra en el análisis de facies, asociaciones de facies y su interpretación paleoambiental, lo que ha permitido establecer los modelos sedimentarios de la plataforma carbonatada somera y su evolución durante el Sinemuriense en el contexto del Tethys occidental. La segunda publicación está enfocada a la distribución estratigráfica de grandes foraminíferos bentónicos y algas calcáreas a lo largo de la secuencia carbonatada somera de la Formación Es Barraca, proponiendo una biozonación que ha permitido precisar la datación de dicha unidad litoestratigráfica y la mejora del conocimiento acerca de sus relaciones estratigráficas con las unidades suprayacentes, así como la definición de importantes lagunas sedimentarias relacionadas con un estadio temprano de fragmentación de la plataforma durante el Pliensbachense inferior (Carixiense). La arquitectura secuencial de los carbonatos perimareales a submareales someros depositados durante el primer estadio de evolución de esta plataforma somera (Estadio 1) es el objetivo de la tercera publicación. En ella se analizan los patrones de apilamiento jerárquico de las secuencias de alta frecuencia, su distribución en diferentes secciones de las Sierras de Levante y los factores que influyeron en su génesis y arquitectura. Finalmente, la cuarta publicación propone un nuevo esquema litoestratigráfico para el Sinemuriense–Pliensbachense inferior de Mallorca, que basándose en los nuevos datos estratigráficos, bioestratigráficos y secuenciales obtenidos en las tres publicaciones anteriores, permite elevar a rango de Formación el hasta entonces considerado Miembro Es Barraca.

Los artículos científicos incluidos en esta tesis doctoral se listan a continuación siguiendo su orden cronológico de publicación:

Sevillano, A., Rosales, I., Bádenas, B., Barnolas, A. y López-García J.M. (2019). Spatial and temporal facies evolution of a Lower Jurassic carbonate platform, NW Tethyan margin (Mallorca, Spain). **Facies**, 65 (3): 34 pp.

JCR JOURNAL IMPACT FACTOR (2019): 1,74; POSICIÓN (2019): Segundo cuartil, **Q2**

SCOPUS JOURNAL IMPACT SCORE (2019): 1,84

Contribución: autora principal, elaboración del trabajo de campo y de laboratorio, coordinación e interpretación de los resultados, redacción del texto y realización de las figuras.

Sevillano, A., Septfontaine, M., Rosales, I., Barnolas, A., Bádenas, B. y López-García, J.M. (2020). Lower Jurassic benthic foraminiferal assemblages from shallow-marine platform carbonates of Mallorca (Spain): stratigraphic implications. **Journal of Iberian Geology**, 46: 77–99.

JCR JOURNAL IMPACT FACTOR (2020): 1,85; POSICIÓN (2020): Segundo cuartil, **Q2**

SCOPUS JOURNAL IMPACT SCORE (2020): 1,77

Contribución: autora principal, elaboración del trabajo de campo y de laboratorio, preparación de

las muestras paleontológicas, coordinación del estudio y coautoría en la interpretación de los resultados, redacción del texto y preparación de las figuras.

Sevillano, A., Bádenas, B., Rosales, I., Barnolas, A. y López-García J.M. (2020). Orbital cycles, differential subsidence and internal factors controlling the high-frequency sequence architecture in a Sinemurian shallow carbonate platform (Mallorca island, Spain). **Sedimentary Geology**, 407: 20 pp.

JCR JOURNAL IMPACT FACTOR (2020): 3,397; POSICIÓN (2020): Primer cuartil, **Q1**

SCOPUS JOURNAL IMPACT SCORE (2020): 5,3

Contribución: autora principal, elaboración del trabajo de campo y de laboratorio, coordinación e interpretación de los resultados, redacción del texto y preparación de las figuras.

Sevillano, A., Rosales, I., Barnolas, A., Bádenas, B. y López-García J.M. (2021). Revisión estratigráfica del Sinemuriense-Pliensbachense inferior de Mallorca. **Estudios Geológicos**, 77 (2): 24 pp.

JCR JOURNAL IMPACT FACTOR (2020): 0,72; POSICIÓN (2020): Cuarto cuartil, **Q4**

SCOPUS JOURNAL IMPACT SCORE (2021): 1,1

Contribución: autora principal, elaboración del trabajo de campo y de laboratorio, coordinación e interpretación de los resultados, redacción del texto y preparación de las figuras.

Además, se listan a continuación en orden cronológico sendas contribuciones en reuniones científicas y congresos de ámbito nacional e internacional, en las que se expusieron algunos de los resultados preliminares, mediante poster o comunicación oral:

Sevillano, A., Bádenas, B., Rosales, I., Barnolas, A. y López-García J.M. (2013). Facies y secuencias de la plataforma carbonatada somera sinemuriense en la isla de Mallorca (sección Es Barraca), España. *Geogaceta*, 54: 15–18. *54 Sesión Científica de la Sociedad Geológica de España (Granada)*. Comunicación oral.

Sevillano, A., Rosales, I., Bádenas, B., Barnolas, A. y López-García J.M. (2019). Facies evolution of the Lower Jurassic (Sinemurian) carbonate platform of Mallorca (Spain): environmental and tectonic controlling factors. *16th International Meeting of Carbonate Sedimentologists. Bathurst Meeting 2019 (Mallorca, Spain)*. Poster.

AGRADECIMIENTOS

- El mundo es eso - reveló - un montón de gente, un mar de fueguitos. Cada persona brilla con luz propia entre todas las demás. No hay dos fuegos iguales. Hay fuegos grandes y fuegos chicos y fuegos de todos los colores. Hay gente de fuego sereno, que ni se entera del viento, y gente de fuego loco que llena el aire de chispas. Algunos fuegos, fuegos bobos, no alumbran ni queman; pero otros arden la vida con tanta pasión que no se puede mirarlos sin parpadear, y quien se acerca se enciende.

Eduardo Galeano

Quiero agradecer de corazón, la chispa y la pasión con la que me han ayudado tantos “fueguitos”...

Mis primeros agradecimientos son para el impulsor de mi trabajo en Mallorca, Antonio Barnolas, quien confió en mí brindándome la posibilidad de aterrizar en “sa roqueta”, animándome a descubrir su geología y transmitiéndome, en todo momento y con grandísima generosidad, todos sus conocimientos y su enorme pasión por este trabajo. A esta aventura se unió Idoia Rosales, uno de los grandes pilares de esta tesis, “la gran jefa”. Infatigable y optimista, ha conseguido una vez tras otra la financiación necesaria para apoyar y hacer realidad este trabajo. Motivadora y siempre dispuesta a enseñarme todo lo que sabe y a descubrir juntas lo que aún no sabíamos! Y en perfecto tandem, “mi otra gran jefa” Beatriz Bádenas, gracias por tu infinito esmero y generosa dedicación y apoyo en este trabajo, siempre perseverante y animada a continuar al pie del cañón. En perfecta armonía con este equipazo ha estado Chema, grandísimo compañero, mi sombra en el trabajo de campo, la mejor brújula, mi segundo ojo en el microscopio, otra mano más en la oficina y un apoyo incondicional en todo momento. En compañía de estos cuatro AMIGOS, he vivido y compartido maravillosas jornadas de campo, calor y lluvias, cañitas fresquitas, ensaimadas y cocas mallorquinas, además de horas de análisis, intenso debate y trabajo enormemente satisfactorias, siempre ... gracias!

I am so grateful to Dr. Michel Septfontaine (Musée de Géologie, University of Lausanne) for his availability and generous work with the benthic foraminifera for the biostratigraphic analysis, which has been an invaluable help and important contribution to this thesis.

Mi agradecimiento a Manuel Tricás y al resto de compañeros del *Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros (Universidad de Zaragoza)* y al *Servicio General de Preparación de Muestras (Universidad de Salamanca)*, por la elaboración exquisita de las láminas delgadas.

Gracias a mis colegas del IGME, con quienes he ido avanzando, aprendiendo y disfrutando. Geles, Pilar, Laura, mis primeras compañeras; Inma, Maider, Jose, Raquel, Fer, Sara, Luengo, Carmen, Teresa, Gloria... gracias por vuestra ayuda, inspiración y por todos los ánimos que siempre me habéis enviado. Rafa y Paqui, siempre cerquita ayudándome con todos y cada uno de los “papeleos”. A mis compañeros de la oficina en Mallorca.

A mis compañeros del mar, “los piragüeros”, que tantas veces paleando han escuchado mis pequeñas (o grandes) dudas y algún que otro lamento cambiándolos siempre por momentos de risas y divertimento... Gracias Reyes, Pau, Chema (de nuevo), Jorge, Macu, Rosa, Pau petit, Mariano.... Y unos cuantos más.

A mis amigas de eterna juventud, Sandra, Begoña, Rocío y Pepa, gracias por vuestra amistad incondicional, ¡qué grandes tesoros!. Gracias Pepa también por tu gran ayuda en la maquetación de esta memoria.

Por último, quiero dedicar esta tesis a mi familia, a mis tres hermanos María, Santiago y Alberto y sobre todo a mis padres, LUIS Y TERESA, que SIEMPRE SIEMPRE SIEMPRE e incondicionalmente me han apoyado, ayudado y acompañado en mi camino.

Esta tesis doctoral ha sido financiada por los proyectos: CGL2011-24546 (Ministerio de Ciencia e Innovación), CGL2014-53548-P (Ministerio de Economía y Competitividad), CGL2017-85038-P (Ministerio de Economía Industria y Competitividad) y RTI2018-093613-B-100 (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades) todos ellos enmarcados en el Plan Nacional de I+D+i, Agencia Estatal de Investigación del Gobierno de España.

RESUMEN	9
ABSTRACT	11
 CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	
1.1. INTERÉS Y OBJETIVOS	15
1.2. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	17
1.2.1. CONTEXTO GEOGRÁFICO	17
1.2.2. CONTEXTO GEOTECTÓNICO Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA	18
1.2.3. RASGOS ESTRUCTURALES	21
1.3. ANTECEDENTES EN EL ESTUDIO DE LAS FACIES CARBONATADAS SOMERAS DEL JURÁSICO INFERIOR DE MALLORCA	23
1.4. METODOLOGÍA	27
1.4.1. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS	27
1.4.2. ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS MICROFACIES	32
1.4.3. ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO	33
1.4.4. ANÁLISIS CICLOESTRATIGRÁFICO	34
 CAPÍTULO 2: ARQUITECTURA DE FACIES Y MODELOS SEDIMENTARIOS DE LA PLATAFORMA CARBONATADA SINEMURIENSE (FORMACIÓN ES BARRACA) EN MALLORCA	
2.1. INTERÉS Y PRINCIPALES APORTACIONES	37
2.2. PUBLICACIÓN: <i>Spatial and temporal facies evolution of a Lower Jurassic carbonate platform, NW Tethyan margin (Mallorca, Spain)</i> , 2019. <i>Facies</i> , 65 (3): 34 pp. https://doi.org/10.1007/10347-018-0545-0	38
 CAPÍTULO 3: DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS Y ALGAS CALCAREAS EN LA FORMACIÓN ES BARRACA (MALLORCA)	
3.1. INTERÉS Y PRINCIPALES APORTACIONES	75
3.2. PUBLICACIÓN: <i>Lower Jurassic benthic foraminiferal assemblages from shallow-marine platform carbonates of Mallorca (Spain): stratigraphic implications</i> , 2020. <i>Journal of Iberian Geology</i> , 46: 77–99. https://doi.org/10.1007/s41513-019-00117-9	76

CAPÍTULO 4: CARACTERIZACIÓN Y ORIGEN DE SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA EN LOS CARBONATOS DE PLATAFORMA PERIMAREAL-SUBMAREAL SOMERA DE LA FORMACIÓN ES BARRACA (MALLORCA)

4.1. INTERÉS Y PRINCIPALES APORTACIONES	97
4.2. PUBLICACIÓN: <i>Orbital cycles, differential subsidence and internal factors controlling the high-frequency sequence architecture in a Sinemurian shallow carbonate platform (Mallorca island, Spain)</i> , 2020. Sedimentary Geology , 407: 20 pp. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105729	98

CAPÍTULO 5: NUEVO ESQUEMA LITOESTRATIGRÁFICO PARA LAS SUCESIONES DEL SINEMURIENSE–PLIENSBACHIENSE INFERIOR DE MALLORCA

5.1. INTERÉS Y PRINCIPALES APORTACIONES	121
5.2. PUBLICACIÓN: <i>Revisión estratigráfica del Sinemuriense-Pliensbachense inferior de Mallorca (Stratigraphic revision of the Sinemurian-lower Pliensbachian of Mallorca)</i> , 2021. Estudios geológicos , 77 (2): 23 pp. https://doi.org/10.3989/egeol.44414.607	122

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

6.1. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y FACTORES DE CONTROL DE LA PLATAFORMA CARBONATADA SINEMURIENSE	151
6.1.1. ESTADIO 1: PLATAFORMA PERIMAREAL-SUBMAREAL SOMERA (SINEMURIENSE INFERIOR–BASE DEL SINEMURIENSE SUPERIOR).....	151
6.1.2. ESTADIO 2: PLATAFORMA CARBONATADA FANGOSA (SINEMURIENSE SUPERIOR)	156
6.1.3. ESTADIO 3: SISTEMA DE PLATAFORMA PERIMAREAL-SUBMAREAL SOMERA, PLATAFORMA MEDIA Y PLATAFORMA EXTERNA (PARTE ALTA DEL SINEMURIENSE SUPERIOR)	157
6.2. SECUENCIAS DEPOSICIONALES T-R Y SU CORRELACIÓN REGIONAL	159
6.3. INTERACCIÓN ENTRE LA TECTÓNICA REGIONAL Y LOS CAMBIOS PALEOGEOGRÁFICOS Y PALEOCLIMÁTICOS EN LA EVOLUCIÓN DE LA PLATAFORMA	161
6.4. PROPUESTA DE UN NUEVO ESQUEMA LITOESTRATIGRÁFICO PARA EL SINEMURIENSE–PLIENSBACHIENSE INFERIOR DE MALLORCA	165
6.5. COMPARACIÓN REGIONAL CON OTRAS CUENCAS EN LOS MÁRGENES SUBBOREAL Y TETHYSIANO	167

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	173
---------------------------------------	------------

CAPÍTULO 8: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	179
---	------------

ANEXOS:

ANEXO 1: SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA DE LAS SECCIONES ESTUDIADAS	203
ANEXO 2: PERFILES ESTRATIGRÁFICOS DETALLADOS	215
ANEXO 3: IMÁGENES DE FACIES (CAMPO Y LÁMINAS DELGADAS)	261

Esta tesis doctoral se centra en el estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales de plataforma carbonatada somera del Jurásico Inferior en la isla de Mallorca, concretamente en el intervalo al que corresponde el depósito de la Formación Es Barraca (Sinemuriense) y su tránsito hacia las formaciones Sa Moleta y Es Racó (Pliensbachense inferior).

Para el Jurásico Inferior y en el ámbito del Tethys más occidental, se han descrito numerosos ejemplos de plataformas carbonatadas someras epicontinentales, de gran extensión y bajo relieve topográfico, en las que se observa una importante diversidad de facies. Un buen ejemplo de estas plataformas se encuentra representado en la unidad objeto principal de esta tesis doctoral, la Formación Es Barraca en sus afloramientos de la isla de Mallorca. Esta unidad está formada por calizas bien estratificadas con capas centimétricas a métricas organizadas en secuencias predominantemente somerizantes, que junto con las unidades dolomíticas del Rhaetiense y Hettangiense (formaciones Felanitx y Mal Pas) forman la base de los principales relieves montañosos de la isla (Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante). En dichos relieves se localizan los seis perfiles estratigráficos de la Formación Es Barraca estudiados en esta tesis, cuyas potencias varían entre 110 y 226 m, sumando en conjunto un total de 1.080 m de series analizadas “capa a capa”, complementadas con observaciones petrográficas en 246 láminas delgadas. En estos perfiles se ha estudiado: (a) la distribución espacial y temporal de las facies y microfacies sedimentarias, y las discontinuidades estratigráficas, (b) el contenido micropaleontológico con interés bioestratigráfico (foraminíferos bentónicos y algas calcáreas) y (c) la distribución jerárquica de las secuencias sedimentarias de alta frecuencia. Estos tres focos de estudio constituyen las fuentes de datos necesarias para la consecución de los objetivos principales de la tesis: (1) caracterizar con detalle el modelo de sedimentación y la evolución de la plataforma carbonatada somera del Sinemuriense, (2) datar con mayor precisión la Formación Es Barraca (unidad litoestratigráfica redefinida como formación en este estudio) que representa dicha plataforma, así como sus relaciones estratigráficas con las unidades suprayacentes (formaciones Sa Moleta, Es Racó y Es Cosconar del Pliensbachense, o formaciones más modernas del Jurásico Medio, según el dominio paleogeográfico), (3) determinar los factores internos (autocíclicos) y externos (alocíclicos) que controlan la arquitectura secuencial de la sucesión en la plataforma estudiada, y (4) revisar el esquema estratigráfico existente, lo que ha llevado a proponer un nuevo esquema litoestratigráfico para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachense inferior en Mallorca, a partir de los datos obtenidos en los tres objetivos anteriores.

Se han reconocido, en la Formación Es Barraca, 29 facies y subfacies agrupadas en 7 asociaciones de facies representativas de ambientes y subambientes que varían desde llanuras de marea (supra- e intermareales) y plataforma interna (*lagoon* restringido, barras internas o *shoals*, *lagoon* abierto), hasta plataforma media y externa. La evolución sedimentaria de la plataforma carbonatada refleja 3 estadios. El Estadio 1 (Sinemuriense inferior a base del Sinemuriense superior) corresponde a una amplia y casi plana plataforma epicontinental, desde su dominio perimareal a submareal somero, con una variedad de facies que cambian rápidamente a lo largo del área estudiada. Durante el Estadio 2 (Sinemuriense superior) se produce una rápida inundación que da paso a una plataforma carbonatada fangosa, desde el dominio somero a la plataforma abierta, en la que se registran importantes cambios de espesor relacionados con subsidencia diferencial. Finalmente, durante el Estadio 3 (Sinemuriense terminal), en el noreste (dominio de Sierras de Levante) se desarrollan preferencialmente facies perimareales y de tipo bahamiano que alternan con calizas submareales fangosas representativas de condiciones de plataforma interna somera, mientras que en el noroeste (dominio Sierra de Tramuntana) se produce una rápida transición hacia facies de plataforma media y externa con cierta influencia siliciclástica. Las variaciones en la arquitectura de facies, los cambios en la producción de carbonatos y la evolución de los perfiles de plataforma a lo largo de los tres estadios representados en la Formación Es Barraca, se interpretan como el resultado de la inte-

racción entre la tectónica extensional regional (inicio de una fase de *rifting* durante el Jurásico Inferior en el Tethys occidental), cambios en las condiciones paleoambientales y/o climáticas y fluctuaciones relativas del nivel del mar.

El análisis de la distribución estratigráfica de grandes foraminíferos bentónicos y algas calcáreas y la determinación de la bioserie evolutiva *Mesoendothyra*–*Litiosepta*–*Orbitopsella* spp., a lo largo de tres secciones estratigráficas localizadas en las Sierras de Levante, han permitido reconocer por primera vez en la Formación Es Barraca tres biozonas consecutivas: biozona A (*Siphovalvulina* sp.-*Mesoendothyra* sp.), biozona B (*Litiosepta recoarensis*) y base de biozona C1 (*Orbitopsella* aff. *primaeva*), (Septfontaine, 1984). Esta biozonación acota al Sinemuriense la edad de la Formación Es Barraca, que no alcanza en su techo el Pliensbachense inferior, tal y como hasta el momento se había propuesto en el esquema estratigráfico previo definido por Álvaro *et al.* (1989). La correlación de los datos bioestratigráficos obtenidos a lo largo del transecto Suroeste-Noreste: Son Maina - S'Heretat - Cuevas de Artà, muestra la pérdida progresiva de las biozonas superiores hacia el noreste, lo que nos lleva a inferir la presencia de lagunas estratigráficas importantes a techo de la Formación Es Barraca. Por otro lado, hacia el suroeste del transecto, se ha identificado sobre la Formación Es Barraca una nueva unidad estratigráfica carbonatada somera (no definida formalmente en este trabajo) perteneciente a la biozona C1 (techo de Sinemuriense superior–Pliensbachense basal). Esta distribución sugiere la existencia de una fase temprana extensional de la plataforma durante el Sinemuriense terminal–Pliensbachense inferior que dio lugar a zonas de no depósito y/o erosión y zonas con depósito de facies someras.

Además, en esta tesis se han seleccionado cuatro perfiles estratigráficos de las Sierras de Levante con potencias comprendidas entre ~70 y 125 m, representativos de la plataforma perimareal–submareal somera (Estadio 1 de la Formación Es Barraca, Sinemuriense inferior–base del Sinemuriense superior), a lo largo de los cuales se ha analizado la tendencia vertical de las facies para organizarse en secuencias y las superficies o límites de secuencia. Todo ello ha permitido identificar secuencias de tres escalas distintas. Las secuencias de gran escala (~10–30 m) y mediana escala (~1–10 m), generalmente somerizantes, han sido relacionadas con factores alocíclicos: variaciones del nivel del mar debidas a ciclos orbitales de excentricidad de largo término (~400.000 años) y corto término (~100.000 años) respectivamente; no obstante, una incipiente subsidencia diferencial y los diferentes procesos internos de producción y acumulación de carbonato, pudieron controlar la continuidad lateral y la variabilidad en el número de secuencias de mediana escala registrado lateralmente. Para las secuencias de pequeña escala (~0,3–5 m) se sugiere como principal factor de control los procesos autocíclicos (internos) en los dominios perimareales y submareal someros de la plataforma.

Finalmente, apoyándonos en el conjunto de los nuevos datos estratigráficos, sedimentológicos y bioestratigráficos obtenidos en esta tesis, proponemos un nuevo esquema litoestratigráfico para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachense inferior de Mallorca, en el que se elimina la hasta ahora llamada Formación Sóller y se elevan sus tres miembros Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó (Álvaro *et al.*, 1989), a la categoría de formación. En esta nueva propuesta las tres unidades no son equivalentes laterales entre sí, representan distintas etapas en la evolución de la plataforma y están separadas por discontinuidades de carácter regional.

This PhD thesis is focused on the stratigraphic and sedimentological study of the Lower Jurassic shallow-water carbonate platform succession of the Mallorca island; in particular, on the interval corresponding to the Es Barraca Formation (Sinemurian) and its relationship with the overlying Sa Moleta and Es Racó formations (lower Pliensbachian).

Many examples of epicontinental shallow-water carbonate platforms have been described for the Lower Jurassic of the western Tethys. These large widespread platforms, usually with low topographic gradients, show a high variety of sedimentary facies. A very good example of them is represented by the lithostratigraphic unit which is the aim of this thesis, the Es Barraca Formation, through its outcrops in the Mallorca island. This stratigraphic unit is composed of centimetric to metric-scale layered limestones arranged in shallowing-upward sequences and constitutes the base of the main ranges of the island (Tramuntana Range and Llevant Mountains) along with the Rhaetian and Hettangian dolomites of the Felanitx and Mal Pas formations, respectively. Across these mentioned topographic reliefs are located the six stratigraphic sections of the Es Barraca Formation studied in this thesis, whose thicknesses range from 110 to 226 meters, summarizing a total of 1080 meters of series logged “bed by bed” for stratigraphic and facies analyses, completed with detailed microscope analysis of 246 samples of thin sections. In these stratigraphic sections it has been studied: (a) the spatial and temporal sedimentary facies and microfacies distribution, and the unconformities, (b) the micropaleontological content with biostratigraphic interest (benthic foraminifera and calcareous algae) and (c) the hierarchical stacking pattern of high-frequency depositional sequences. These three approaches of study constitute the data source needed to achieve the main objectives of the thesis: (1) to characterize the sedimentary conceptual models and the facies architecture of the Sinemurian shallow-water carbonate platform, (2) to obtain a more precise age constraint for the shallow platform carbonates of the Es Barraca Formation (the lithostratigraphic unit redefined as a formation in this work), and the stratigraphic relationships with the overlying Pliensbachian units (Sa Moleta, Es Racó and Es Cosconar formations), or younger formations of the Middle Jurassic depends on the paleogeographic domain, (3) to identify the internal (autocyclic) and external (allocyclic) factors controlling the sequence architecture in a part of the studied carbonate platform succession, and (4) to review the current lithostratigraphic scheme for the Sinemurian–lower Pliensbachian interval of Mallorca, proposing a new one based on the new data obtained from the results of this study.

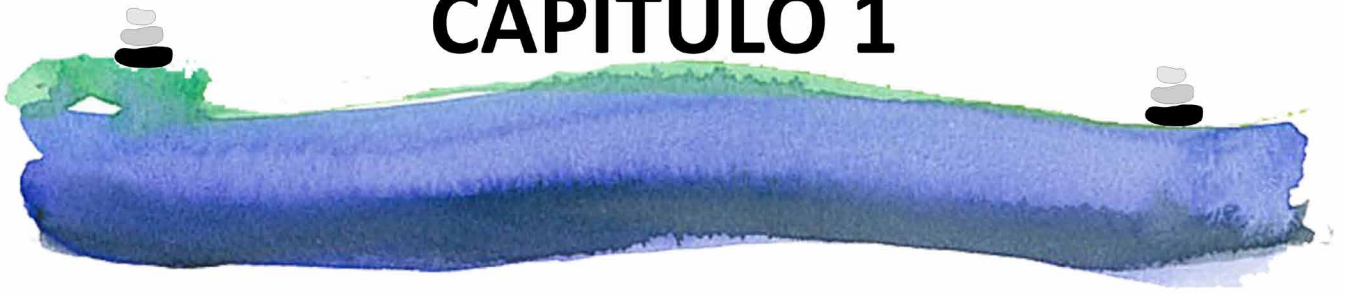
Twenty-nine facies and subfacies grouped into seven facies associations ranging in depositional environments and subenvironments from tidal flat (supra- and intertidal) and inner platform (restricted lagoon, internal bars and shoals, open lagoon) to middle and outer platform have been recognized. The carbonate platform sedimentary time evolution shows three different stages. Stage 1 (early Sinemurian to earliest late Sinemurian) corresponds to a nearly-flat peritidal-shallow subtidal epicontinental platform with facies belts that shifted far and fast over the whole study area. The evolution from Stage 1 to Stage 2 (late Sinemurian) represents a rapid platform flooding, giving way to a muddy shallow open platform which records important changes of thickness related to differential subsidence. Finally, during the Stage 3 (latest Sinemurian), in the Llevant Mountains area peritidal and Bahamian-type facies alternating with subtidal muddy limestones of the inner platform were deposited, whereas in the Tramuntana Range a rapid transition to middle and outer platform facies with siliciclastic influence was recorded. The observed changes in facies architecture, type of carbonate factory and the evolution of the platform profiles between the three evolutionary stages exhibited by the Es Barraca Formation have been interpreted as the result of the interplay between regional tectonics (the onset of the Early Jurassic rifting phase in western Tethys), environmental and/or climatic perturbations and relative sea-level fluctuations.

The analysis of the stratigraphic distribution of larger benthic foraminifera and calcareous algae, and the evolutionary bioseries *Mesoendothyra*–*Lituosepta*–*Orbitopsella* spp. has allowed to recognize, for the first time in the Es Barraca Formation, three consecutive biozones: biozone A (*Siphovalvulina* sp.-*Mesoendothyra* sp.), biozone B (*Lituosepta recoarensis*) and base of biozone C1 (*Orbitopsella* aff. *primaeva*); defined by Septfontaine (1984). This biostratigraphic zonation is consistent with a Sinemurian age for the Es Barraca Formation with its top most likely not extending into the Pliensbachian, unlike it was proposed in the earlier scheme defined by Alvaro *et al.* (1989). The correlation of biostratigraphic data obtained across a depositional transect SW-NE: Son Maina - S'Heretat - Cuevas de Artà, shows the northward progressive loss of the upper biozones of the Sinemurian, suggesting the existence of important sedimentary hiatuses on top of the Es Barraca Formation. On the other hand, toward the southwest (Son Maina section) a new thin stratigraphic unit of shallow water carbonates has been identified just above the Es Barraca Formation. This shallow-water carbonate unit (without formal definition in this work) belongs to the biozone C1, with an age span from the latest Sinemurian to the earliest Pliensbachian. This biostratigraphic distribution and the presence of significant hiatuses, allow to infer the existence, during the latest Sinemurian to early Pliensbachian, of an early extensional phase in the platform with no-deposition areas and/or erosion, and areas with deposition of shallow-water facies.

Moreover, the stacking facies trends to form high-frequency sequences and their bounding surfaces have been analysed in the Llevant Mountains along the Stage 1 in the four stratigraphic profiles studied in this sector, with thicknesses ranging from ~70 to 125 meters. The cyclostratigraphic analysis has allowed to identify high-frequency sequences at three different scales. Large-scale (~10–30 m) and medium-scales (~1–10 m) sequences, generally with shallowing-upward facies trends, have been related to allocyclic factors: sea-level variations driven by long- (~400 kyr) and short- (~100 kyr) eccentricity cycles respectively; however, the overprinting of an incipient differential subsidence and internal processes related to carbonate production and accumulation processes could control the lateral continuity and preservation potential of the medium-scale sequences across the different profiles. For the small-scale sequences (~0.3–5 m) it has been interpreted that the most important controlling factors were the autocyclic (internal) processes operating in the peritidal and shallow subtidal platform environments.

Finally, based on the new stratigraphic, sedimentological and biostratigraphic data obtained from this thesis, a new lithostratigraphic scheme has been proposed for the Sinemurian–lower Pliensbachian interval in Mallorca. In this scheme the Sóller Formation has been eliminated, and its three previous members, Es Barraca, Sa Moleta and Es Racó (Álvaro *et al.*, 1989) have been turned into the Formation category. In the new scheme these three new proposed units are not laterally correlatable, but they represent different stages in the evolution of the platform and are separated by regional unconformities.

CAPÍTULO 1





1. INTRODUCCIÓN

1.1. INTERÉS Y OBJETIVOS

La caracterización y evolución de extensas plataformas carbonatadas epicontinentales del Jurásico Inferior así como su relación con la progresión del Tethys hacia el oeste es un tema estudiado ampliamente a nivel internacional (ej. Soussi *et al.*, 2000; Di Stefano *et al.*, 2002; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Pomoni-Papaioannou y Kostopoulou, 2008; Basilone, 2009; Bádenas *et al.*, 2010; Martinus *et al.*, 2012; Masetti *et al.*, 2012, 2016; Merino-Tomé *et al.*, 2012). El registro sedimentario del Jurásico Inferior en la cuenca Balear constituye un buen ejemplo representativo de la evolución sedimentaria de este tipo de plataformas. En concreto, la sucesión estratigráfica del Jurásico Inferior aflorante en la isla de Mallorca, refleja la tendencia transgresiva de una plataforma carbonatada, inicialmente con dominios costeros de tipo *sabkha* y plataforma restringida (Formación Mal Pas), que evoluciona hacia una amplia plataforma con desarrollo de facies carbonatadas perimareales y submareales someras (Formación Es Barraca). Esta plataforma sufrió desde el Sinemuriense terminal–Pliensbachiense inferior evidencias del inicio de la fase tectónica extensiva en relación con la expansión del Tethys occidental y la apertura del Atlántico central durante el Jurásico, lo que produjo una progresiva fragmentación y compartimentación en bloques, con registro sedimentario marino y transicional desigual, terrígeno y carbonatado somero hasta el Pliensbachiense superior, y el hundimiento progresivo de la plataforma a partir del Toarciense–Aalenienso (Barnolas y Simó, 1984; Álvaro *et al.*, 1989).

El carácter y la distribución de las facies presentes en la plataforma carbonatada somera (Formación Es Barraca), su arquitectura y la evolución sedimentaria en el contexto del Tethys occidental han sido hasta el momento muy poco estudiados (Fallot, 1922; Colom, 1970, 1973, 1975, 1980; Barnolas y Simó, 1984; Álvaro *et al.*, 1984a, 1989), de modo que la profundización en el conocimiento de todo ello constituye el interés fundamental de este trabajo. Esta tesis doctoral se centra en el estudio estratigráfico (litoestratigráfico, bioestratigráfico y cicloestratigráfico) y sedimentológico de los materiales de plataforma somera del intervalo Sinemuriense–Pliensbachiense basal en la isla de Mallorca, al que corresponde el depósito de la Formación Es Barraca (Sinemuriense) y su tránsito hacia las formaciones Sa Moleta y Es Racó (Pliensbachiense inferior). Con este interés se plantean los siguientes **OBJETIVOS PRINCIPALES**:

- (1) Caracterizar las facies sedimentarias y reconstruir la evolución espacio-temporal de los ambientes sedimentarios en la plataforma carbonatada somera del Sinemuriense (Formación Es Barraca) así como identificar la presencia de discontinuidades estratigráficas, a partir del estudio de los afloramientos localizados en la Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante de la isla de Mallorca.
- (2) Revisar y acotar con mayor precisión la edad de la Formación Es Barraca, unidad litoestratigráfica que representa dicha plataforma, a partir de datos bioestratigráficos de foraminíferos bentónicos y algas calcáreas.
- (3) Estudiar y caracterizar la ciclicidad de los carbonatos en la plataforma perimareal–submareal somera mediante el estudio de las secuencias de alta frecuencia que se desarrollan a diferentes escalas, los patrones de apilamiento jerárquico vertical que presentan y su continuidad



lateral. Estos datos, permitirán plantear una discusión sobre cuáles son los factores internos (autocíclicos) y externos (alocíclicos; incluyendo clima y tectónica) que controlan la arquitectura secuencial descrita.

- (4) La consecución de los objetivos previamente expuestos (1–3) ha permitido plantear un último objetivo: revisar el esquema litoestratigráfico propuesto por Álvaro *et al.* (1989) para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachiense inferior (representado en Mallorca por la unidad que estos autores definieron como Formación Sóller), para proponer un nuevo esquema que se ha comparado con las sucesiones equivalentes descritas en el entorno del Tethys occidental.



1.2. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

1.2.1. CONTEXTO GEOGRÁFICO

La isla de Mallorca, la más grande de las cuatro islas que constituyen el archipiélago Balear, se localiza en el mar Mediterráneo al este de la península Ibérica, en una latitud 39° – 40° N y longitud $\sim 3^{\circ}$ E. En ella destacan tres grandes unidades morfológicas: dos sistemas montañosos (Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante) con una orientación aproximada SO-NE y separados por el Llano Central de relieve casi plano (Fig. 1). La Sierra de Tramuntana, que transcurre paralela a la costa noroccidental de la isla, tiene una longitud de unos 87 km y una cota máxima de 1.445 m en su cima más elevada, el Puig Major. Las Sierras de Levante, están formadas por un conjunto de montañas con un relieve mucho más suave cuya altura máxima no supera los 600 m, que se extienden desde la localidad de Santanyí (sur) hasta el Cap Farrutx (noreste). El Llano Central está constituido por un conjunto de zonas deprimidas entre las que destacan las cuencas de Palma, Inca-Sa Pobla y Campos. También en este último y en el centro de la isla, se eleva una pequeña zona montañosa, las llamadas Sierras Centrales, cuyo principal relieve, el Macizo de Randa, se eleva 543 m.

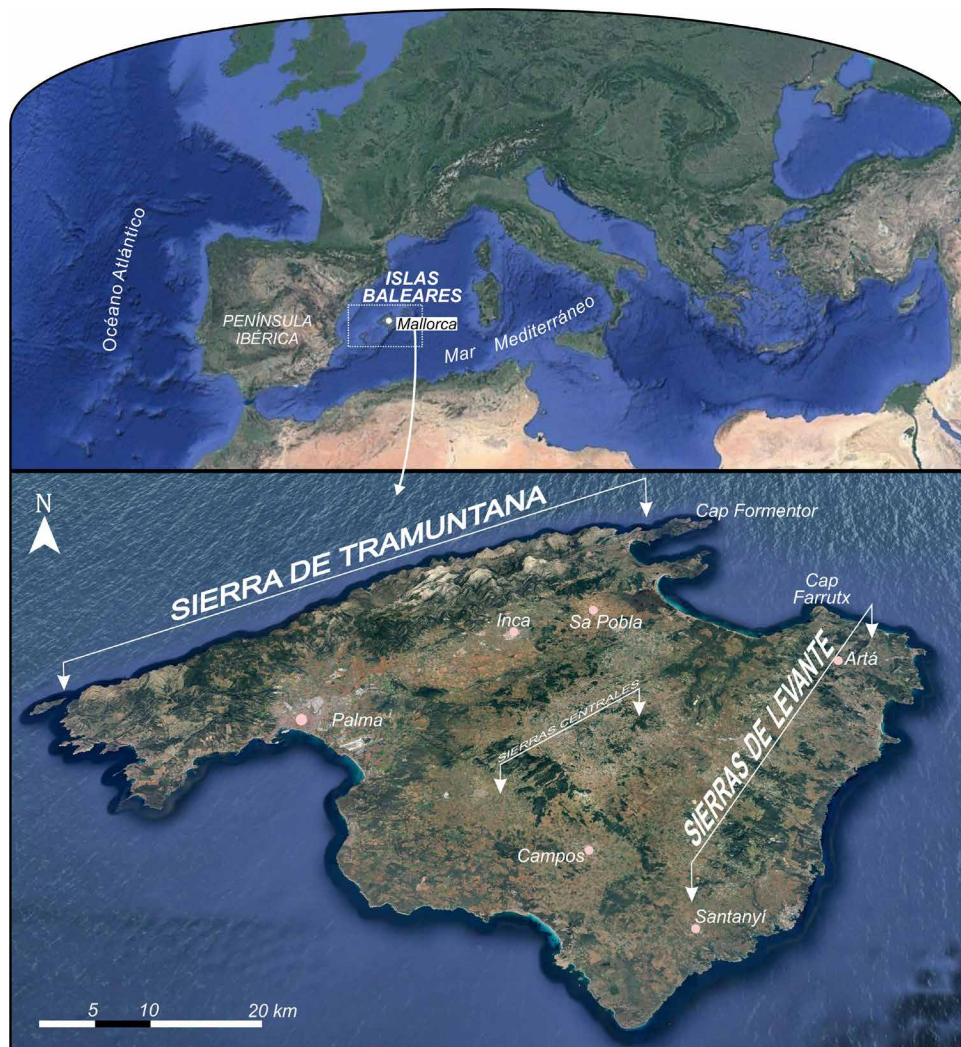


FIGURA 1. Localización geográfica de las Islas Baleares y situación de los principales relieves montañosos en la isla de Mallorca (fuente: Imagen Landsat/Copernicus de Google Earth).



Las rocas del Jurásico Inferior afloran extensamente en la isla de Mallorca, tanto en la Sierra de Tramuntana, como en las Sierras de Levante y en menor medida en afloramientos más puntuales en las Sierras Centrales (Fig. 2). No obstante, el abrupto relieve y la frecuente cobertera vegetal, así como la complejidad estructural (ver apartado 1.2.3), hacen que estas series puedan ser estudiadas con continuidad sedimentaria en contados afloramientos, como es el caso de los seleccionados para su estudio en esta tesis.

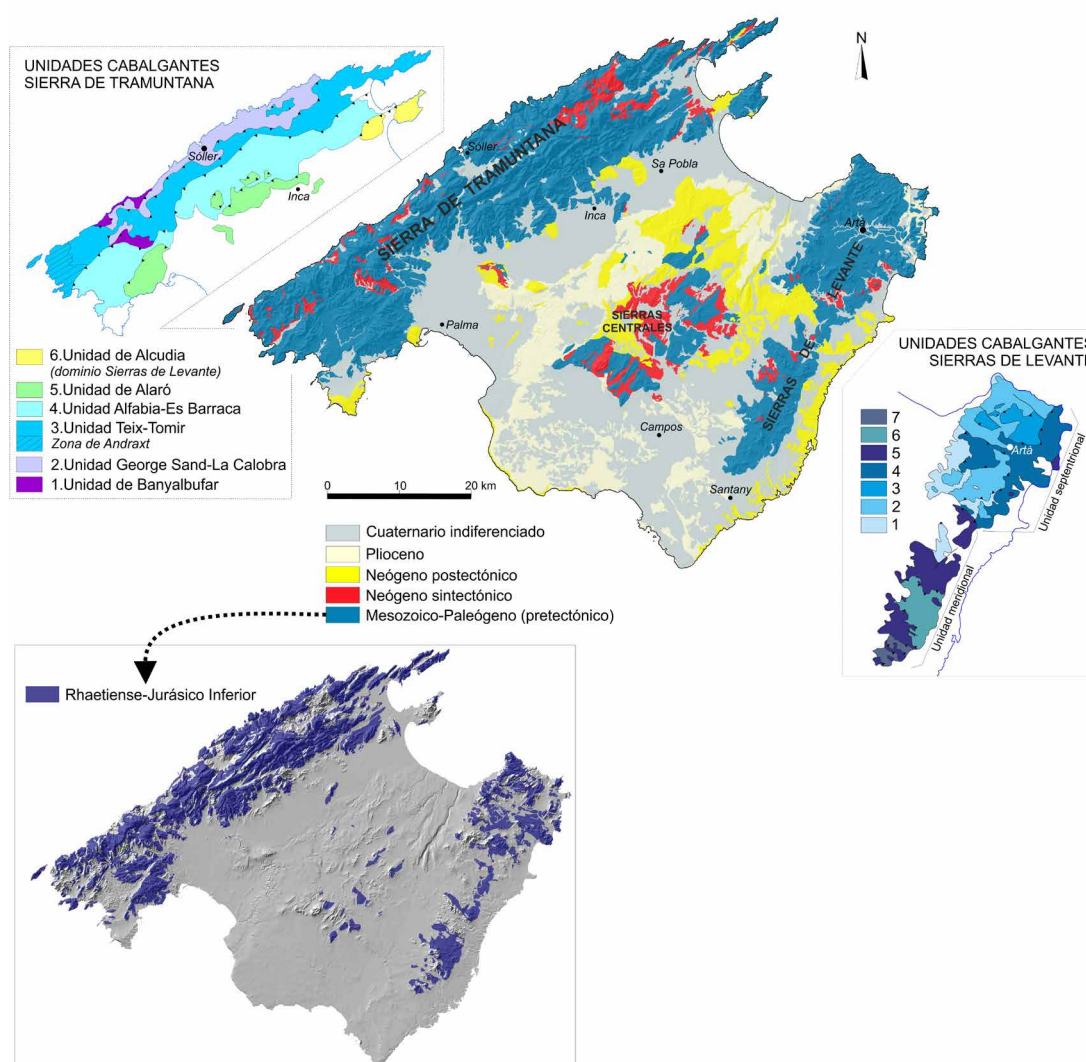


FIGURA 2. Mapa geológico simplificado de Mallorca y esquemas complementarios de las unidades tectónicas en las Sierras de Levante (modificado de Sàbat, 1986) y en la Sierra de Tramuntana (modificado de Álvaro, 1987). Se representan individualizados los afloramientos del Jurásico Inferior de Mallorca.

1.2.2. CONTEXTO GEOTECTÓNICO Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

El archipiélago Balear conforma la parte emergida del Promontorio Balear, un vasto umbral submarino que morfológicamente constituye la prolongación hacia el ENE del segmento noroccidental del Arco Orogénico Alpino Bético-Rifeño (Azañón *et al.*, 2002) (Fig. 3). Este orógeno se formó durante el Cenozoico, como respuesta a la convergencia de los bloques de Alborán y Kabiliyas de la microplaca Alkapecca (ej. Handy *et al.*, 2010) con el margen sur y norte de las dos grandes placas, Ibérica y Africana respectivamen-



te. La convergencia dio lugar a una estructuración que, durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, originó la Cordillera Bética en el paleomargen sudibérico (Álvaro, 1987; Gelabert *et al.*, 1992; Sàbat *et al.*, 1988, 2011), así como las cordilleras del Rif y Tell (magrébides) en el paleomargen norteafricano. En este contexto la isla de Mallorca, considerada la prolongación hacia el noreste de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Fig. 3), limita al noroeste con el Surco de Valencia y al sur con la cuenca Argelo-Balear. Al noreste, una importante falla direccional dextra separa el Promontorio Balear de la cuenca Liguro-Provenzal y las islas de Córcega y Cerdeña (Gelabert, 1998; Moragues *et al.*, 2021).

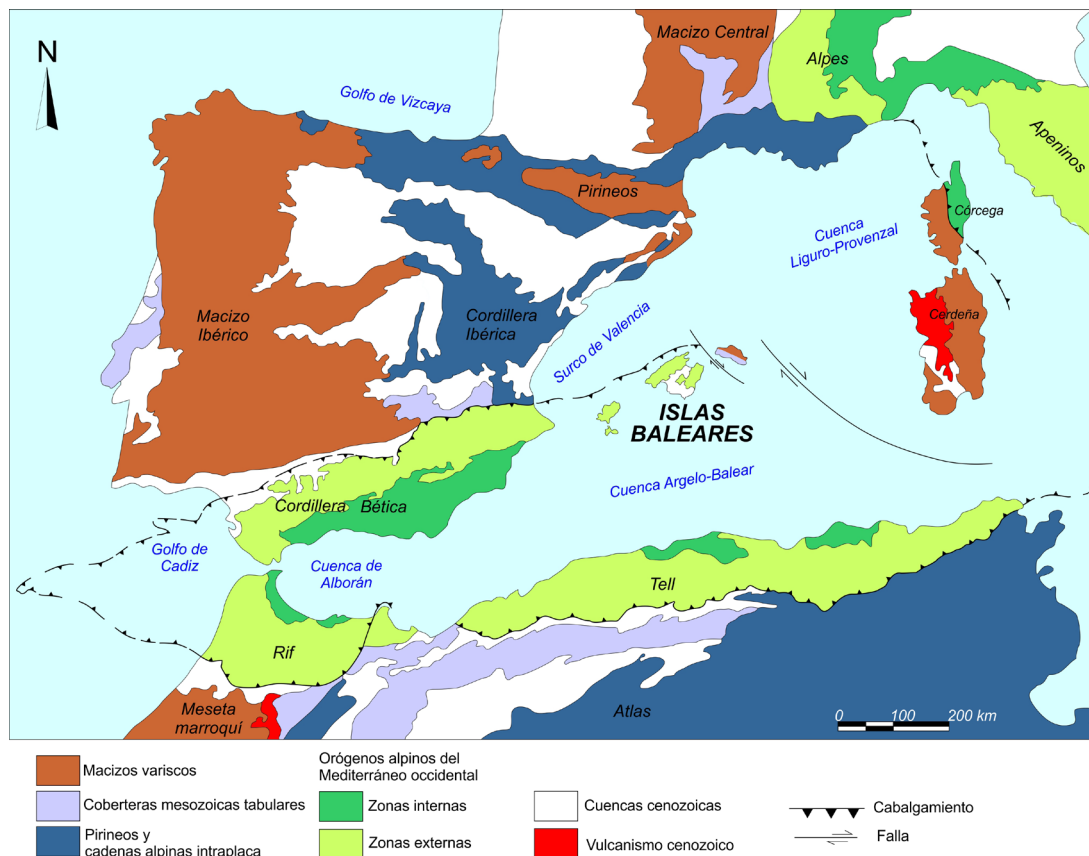


FIGURA 3. Situación de las Islas Baleares en el contexto geotectónico del Arco Orográfico Alpino Bético-Rifeño (modificado de Vera *et al.*, 2004 con datos de Moragues *et al.*, 2021).

Mallorca está formada por rocas pre- y sinorogénicas de edad fundamentalmente Mesozoico y Cenozoico (Eoceno–Langhiense), además de discretos afloramientos paleozoicos, y rocas postectónicas de edad Mioceno medio-superior (Serravalliense–Messiniense) y Plio-Cuaternario (Fig. 2). Su estructura resulta de una compleja evolución que abarca tres grandes etapas (Barón *et al.*, 2004; Sàbat *et al.*, 2011): (1) una primera etapa básicamente extensiva, de sedimentación durante el Mesozoico–Cenozoico inferior sobre el basamento paleozoico; (2) una segunda etapa de colisión fundamentalmente durante el Mioceno inferior y medio; y (3) una tercera etapa de extensión neógena y cuaternaria (Mioceno superior–Pliocuatnario) que configuró la isla en un sistema de *horsts* y *grabens*.

(1) Etapa extensiva sobre el sustrato paleozoico

El Paleozoico está representado de forma casi simbólica en un pequeño afloramiento, situado en



la Sierra de Tramuntana. Se trata de una sucesión de lutitas con intercalaciones de areniscas y microconglomerados afectados por un metamorfismo de muy bajo grado, materiales a los que se atribuye una edad Carbonífero (Rodríguez-Perea y Ramos Guerrero, 1984). El Mesozoico–Cenozoico inferior aflora extensamente en las sierras (Fig. 3). Se inicia con los materiales triásicos en facies germánicas: areniscas y conglomerados fluviales del Buntsandstein (Rodríguez-Perea *et al.*, 1987), dolomías y brechas dolomíticas de ambiente marino restringido del Muschelkalk (Fontboté *et al.*, 1986; Rodríguez-Perea *et al.*, 1987; Pérez-López *et al.*, 2021), y yesos, lutitas versicolores y rocas vulcanoclásticas de cuencas continentales evaporíticas del Keuper (Boutet *et al.*, 1982; Navidad y Álvaro, 1985; Rodríguez-Perea *et al.*, 1987; Pérez-López *et al.*, 2021). Durante el resto del Mesozoico se depositaron inicialmente materiales carbonatados correspondientes a extensas plataformas carbonatadas someras epicontinentales del Jurásico Inferior, que incluyen la representada por la Formación Es Barraca, objeto de estudio en esta tesis doctoral (ver apartado 1.3), intercalando un episodio de sedimentación margosa y siliciclástica de distribución irregular (formaciones Sa Moleta y Es Racó), seguidos de sedimentos hemipelágicos y pelágicos de plataforma externa, talud, pie de talud y cuenca, series condensadas de altos fondos pelágicos y plataformas someras residuales del Jurásico Medio–Cretácico (Colom, 1970, 1973, 1975; Bourrouilh, 1983; Barnolas y Simó, 1984; Álvaro *et al.*, 1984a, 1989; Goy *et al.*, 1995; Sandoval, 1994; Caracuel y Oloriz, 1998, 1999; Rosales *et al.*, 2021).

El Cenozoico se inicia con una laguna estratigráfica que comprende el periodo Paleoceno–Eoceno inferior (Fornós *et al.*, 2004). Los primeros materiales cenozoicos que afloran corresponden al Eoceno medio; se trata de depósitos litorales (calcarenitas y margas con nummulites) y calizas lacustres con desarrollo de carbones (lignitos) (Ramos-Guerrero, 1988). Durante el Eoceno superior se depositaron transgresivamente calizas litorales y margas de plataforma marina abierta. Sobre éstas y únicamente en la Sierra de Tramuntana, se encuentra una unidad de carácter fluvio lacustre formada por conglomerados, arenas y lutitas de edad Oligoceno (Ramos-Guerrero, 1988; Ramos-Guerrero *et al.*, 1985, 1989b).

(2) Etapa de colisión

Los materiales neógenos sintectónicos están representados por afloramientos dispersos en las tres sierras de la isla de Mallorca (Fig. 2). Numerosos trabajos han estudiado la compleja evolución geológica de Mallorca en relación al orógeno Bético-Rifeño (Álvaro, 1987; Gelabert, 1998; Gelabert *et al.*, 1992; Sàbat, 1988, 2011; Moragues *et al.*, 2021). Los más recientes (Sàbat *et al.*, 2011; Moragues *et al.*, 2021) concluyen que la etapa compresiva, con acortamiento y engrosamiento cortical y deformación migrando desde el SE hacia el NO, ocurrió entre el final del Oligoceno superior hasta el Mioceno medio (Langhiense).

La sucesión sedimentaria depositada durante esta etapa compresiva es variada tanto temporal como espacialmente. Tras el depósito de las sucesiones fluvio lacustres de edad Oligoceno de la etapa extensiva anterior, en el Mioceno inferior (Aquitaniense-Burdigaliense) se registró una transgresión marina, si bien quedaron relieves emergidos. Durante este periodo se depositaron brechas, conglomerados, calcarenitas, calizas y margas, correspondientes a depósitos litorales y de plataforma carbonatada somera con una línea de costa muy irregular, y con influencia terrígena local (Rodríguez-Perea, 1984). En el Mioceno inferior-medio (Burdigaliense-Langhiense) se produjo un hundimiento progresivo, al tiempo que continuó el emplazamiento de los mantos de corrimiento que dio lugar a la estructuración alpina de Mallorca. En este contexto se generaron importantes depósitos sintectónicos (turbiditas), en los surcos de antepais formados al frente de los cabalgamientos (Rodríguez-Perea, 1984; Pomar y Rodríguez-Perea, 1983). Durante el final del Mioceno medio se registraron los últimos pulsos de la compresión miocena (Fornós *et al.* 2004) con depósitos de abanicos aluviales (conglomerados, areniscas y limos rojos; Barón, 1977), llanura fango-



sa-evaporítica (margas con intercalaciones de areniscas, carbón y yesos; Oliveros *et al.*, 1960; Pomar *et al.*, 1983) y ambientes palustres-lacustres (margas y calizas estromatolíticas con materia orgánica; Pomar *et al.*, 1983; Ramos-Guerrero *et al.*, 2000).

(3) Etapa extensiva neógena

Los materiales neógenos post-tectónicos (Mioceno superior–Cuaternario) afloran fundamentalmente en la costa este de la isla, en los Llanos y también en las Sierras Centrales (Fig. 2). El depósito de estos materiales estuvo controlado por la estructuración, tras la compresión, según un sistema de fallas normales lístricas orientadas preferentemente NE-SO, que generaron un conjunto de *horsts* y *grabens* dispuestos alternativamente, dando lugar respectivamente a las actuales sierras (Sierra de Tramuntana, Sierras Centrales y Sierras de Levante) y a los llanos o cuencas neógenas (Palma, Inca-Sa Pobla y Campos; Fig. 2). Desde el Mioceno superior al Plioceno superior se produjo sedimentación, primero marina y después continental, en estas cuencas subsidentes distensivas. La sedimentación comienza con depósitos de rampa carbonatada seguidos del llamado “Complejo Arrecifal” (Tortonense superior–Messiniense inferior), una secuencia de compleja arquitectura arrecifal formada por facies lagunares, bioconstruidas de pared y talud arrecifal, y de plataforma abierta (Pomar *et al.*, 1983, 1996; Pomar, 1991, 1993; Pomar y Ward, 1994, 1995, 1999). Estos materiales se interdigitan en los márgenes de cuenca con los depósitos del “Complejo Terminal” (margas, margas con yesos y calizas oolíticas con estromatolitos submareales; Esteban, 1979; Fornós y Pomar, 1983).

El Plioceno aflora únicamente en los márgenes de las cuencas de Palma y de Inca-Sa Pobla (Fig. 2), en una secuencia regresiva que comienza con sedimentos marinos de plataforma abierta (margas) y continúa con depósitos litorales, playas y dunas (calcarenitas bioclásticas) (Barón y Pomar, 1985). Finalmente, durante el Cuaternario se depositaron importantes sistemas de dunas eólicas en los periodos glaciares, y depósitos litorales en los interglaciares (Cuerda, 1975).

1.2.3. RASGOS ESTRUCTURALES

Debido a la compleja evolución geológica, la disposición actual de los materiales presenta diferencias significativas en las Sierras de Levante, Sierras Centrales y Sierra de Tramuntana. El emplazamiento de los cabalgamientos durante la etapa de colisión se generó hacia el antepaís, de modo que en términos generales la estructuración se produjo primero en las Sierras de Levante, luego en las Sierras Centrales y finalmente en la Sierra de Tramuntana.

En las Sierras de Levante, Sàbat (1986) define un sistema de cabalgamientos con vergencia al NO y nivel de despegue basal en las facies Keuper, que individualizan siete unidades cabalgantes imbricadas distribuidas en dos unidades tectónicas, la unidad septentrional y externa, y la unidad meridional e interna (Fig. 2), diferenciadas por la distinta orientación que presentan los pliegues y cabalgamientos. El mismo autor (Sàbat, 1986) pone de manifiesto que los cabalgamientos, en especial los inferiores, se han formado en secuencia *piggy-back* y que algunos de los cabalgamientos superiores del edificio estructural han funcionado fuera de secuencia. Los cabalgamientos en las Sierras de Levante son posteriores al Eoceno (algunos Oligoceno superior-Mioceno inferior) y anteriores al Serravalliense (Sàbat, 1986; Gelabert, 1998). Las láminas cabalgantes presentan una serie estratigráfica que abarca: yesos, arcillas y rocas vulcanoclásticas del Keuper; calizas y dolomías de plataforma somera del Jurásico Inferior (incluyendo las estudiadas en esta tesis); margocalizas, calizas hemipelágicas y depósitos de talud y pelágicos del Jurásico Medio a Cre-



tácico Inferior; y finalmente calcarenitas litorales del Eoceno. En estas sierras las calcarenitas y turbiditas del Mioceno inferior-medio son contemporáneas con el emplazamiento de los cabalgamientos.

En las Sierras Centrales el estilo estructural es diferente al del resto de las sierras (Gelabert, 1998). La estructura básica consiste en la coexistencia de cabalgamientos profundos con vergencia hacia el NO que afectan a la casi totalidad de la serie mesozoica y retrocabalgamientos cuyo nivel de despegue se sitúa en la base del Paleógeno (Fallot y Darder, 1925; Anglada *et al.*, 1986; Gelabert, 1998). Esta estructura se refleja también en la vergencia NO de los pliegues que afectan al Mesozoico y la vergencia tanto NO como SE de los pliegues que afectan al Paleógeno. La edad de la deformación compresiva en esta región se sitúa entre el Chattienense y Langhiense (Anglada, 1985; Anglada y Serra-Kiel, 1986).

En la Sierra de Tramuntana se diferencian hasta seis unidades cabalgantes (Fig. 2). El sistema imbricado de cabalgamientos se emplaza también hacia el NO, según una secuencia *piggy-back* (Álvaro, 1987), en la que los cabalgamientos de las unidades tectónicas inferiores son los más recientes, de edad Langhiense (Ramos-Guerrero *et al.*, 1989a), si bien el acortamiento pudo haber empezado durante el Oligoceno (Pomar *et al.*, 1983; Álvaro y Del Olmo, 1984; Gelabert, 1998). En este caso, el nivel de despegue regional es el Keuper. Las láminas cabalgantes presentan series más completas hacia el SE, de modo que las unidades más noroccidentales incluyen materiales del Rhaetiense (dolomías), Jurásico Inferior (calizas de plataforma, incluidas las estudiadas en esta tesis) y Mioceno inferior-medio (turbiditas), mientras que las láminas centrales presentan, además, materiales del Jurásico Medio y Superior y del Cretácico en facies de plataforma-talud, así como calizas y lignitos lacustres del Eoceno, y conglomerados litorales del Oligoceno. De todo ello, Sàbat *et al.* (1990) deducen un basculamiento hacia el SE anterior al Mioceno inferior.

1.3. ANTECEDENTES EN EL ESTUDIO DE LAS FACIES CARBONATADAS SOMERAS DEL JURÁSICO INFERIOR DE MALLORCA

La sucesión estratigráfica del Jurásico Inferior ha sido ampliamente estudiada en el ámbito del Tethys occidental en relación con la evolución del *rift* tethysiano (Fig. 4) (Bernoulli, 1972; Dewey *et al.*, 1973; Bernoulli y Jenkyns, 1974; García-Hernández *et al.*, 1980; Dercourt *et al.*, 1986, 2000; Masetti *et al.*, 2012). En este ámbito paleogeográfico y más concretamente en la Placa Ibérica, se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas epicontinentales, con cierta influencia siliciclástica en momentos puntuales, en algunas de las cuales, factores como la tectónica extensional y las fluctuaciones del nivel del mar generaron compartimentación en bloques, diferencias en el espacio de acomodación, periodos de exposición subaérea y desarrollo de *hardgrounds* submarinos y diques neptúnicos (García-Hernández *et al.*, 1980; Barnolas y Simó, 1984; Vera *et al.*, 1988; Aurell *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Gómez y Goy, 2004, 2005; Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005).

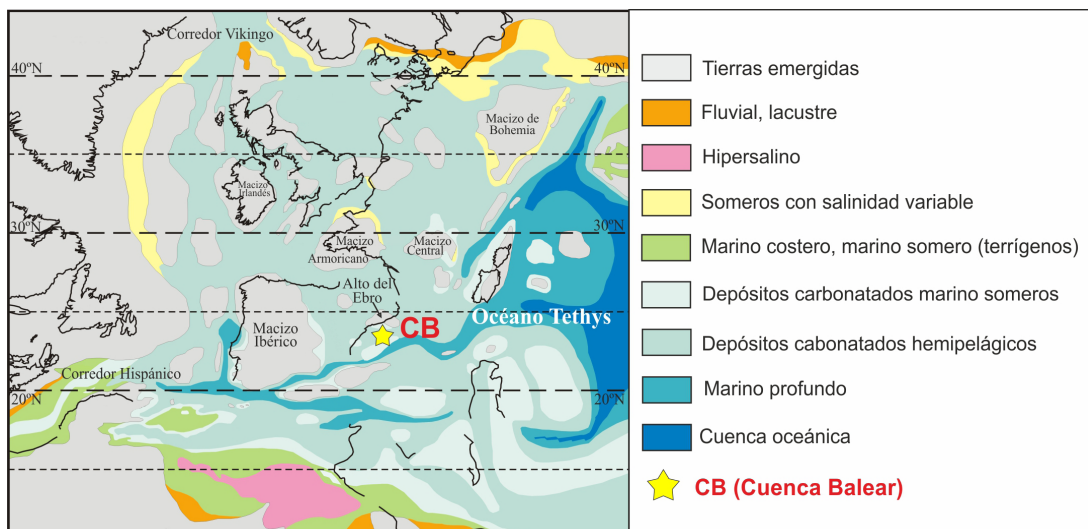


FIGURA 4. Situación de la cuenca Balear en el contexto paleogeográfico del Tethys occidental durante el Jurásico Inferior (Sinemuriense-Pliensbachiense) (modificado de Dercourt *et al.* 2000).

Los depósitos de plataforma del Sinemuriense–Pliensbachiense inferior en la isla de Mallorca experimentaron una evolución sedimentaria similar a la del resto de plataformas de su entorno. Estos materiales fueron identificados y caracterizados por primera vez en la segunda mitad del siglo XIX (Hermite, 1879; Nolan, 1893). Posteriormente, otros autores profundizaron en su estudio litoestratigráfico, macro- y micropaleontológico y sedimentológico (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1942, 1956, 1966, 1970, 1973, 1975, 1980; Colom y Dufaure, 1962; Bourrouilh, 1973; Barnolas y Simó, 1984; Fornós *et al.*, 1984). Todos estos trabajos, especialmente los de Fallot y Colom, sentaron las bases de la estratigrafía (litoestratigrafía y bioestratigrafía) del Sinemuriense–Pliensbachiense inferior de Mallorca. Sin embargo, no es hasta finales del siglo XX cuando Álvaro *et al.* (1989) establecieron un marco estratigráfico para el Jurásico de Mallorca, con la definición formal de unidades litoestratigráficas en dos dominios paleogeográficos que estos autores denominaron Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante (Fig. 5). Estos autores definen una “megasecuencia inferior” (Jurásico Inferior) en facies de plataforma somera, separada por un *hardground* ferruginoso en gran parte de los afloramientos de la isla, de la llamada “megasecuencia superior” en facies de talud, cuenca y alto fondo (fundamentalmente Jurásico Medio y Superior).



En el esquema litoestratigráfico de Álvaro *et al.* (1989) la “megasecuencia inferior” incluye tres unidades litoestratigráficas, que de muro a techo son: Formación dolomías y brechas de Mal Pas, Formación carbonatada de Sóller y Formación calizas encriníticas de Es Cosconar (Fig. 5):

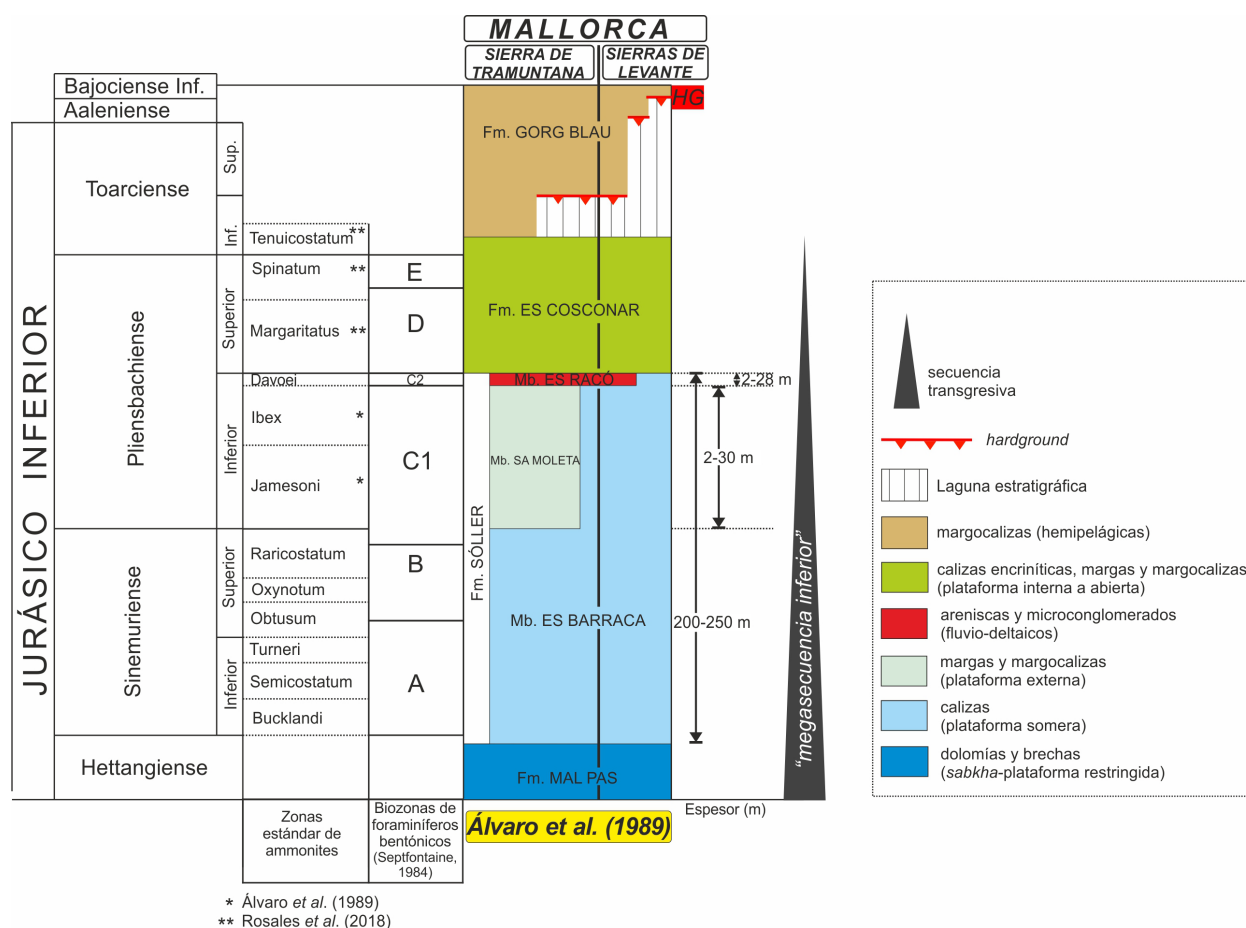


FIGURA 5. Cuadro litoestratigráfico general para el Jurásico Inferior de Mallorca (según Álvaro *et al.*, 1989).

(1) La Formación dolomías y brechas de Mal Pas, de espesor variable pero siempre inferior a 150 m, está formada por dolomías cristalinas, dolomicritas y brechas dolomíticas interpretadas como depósitos de *sabkha* a plataforma restringida, a las que se atribuye una edad Hettangiense por su posición estratigráfica entre los materiales del Noriense superior (Formación Felanitx) y del Sinemuriense (Miembro Es Barraca de la Formación carbonatada de Sóller) (Álvaro *et al.*, 1989). El techo de la unidad y su tránsito a la formación suprayacente (Formación carbonatada de Sóller) es irregular y no está bien definido debido a la escasez de afloramientos y a las modificaciones diagenéticas posteriores relacionadas con la dolomitización y colapsos por disolución de evaporitas.

(2) La Formación carbonatada de Sóller (Sinemuriense–Pliensbachense inferior) incluye a su vez tres miembros: Miembro calizas de Es Barraca, Miembro margas de Sa Moleta y Miembro cuarzoarenitas de Es Racó (Fig. 5). El Miembro calizas de Es Barraca, objeto de estudio en esta tesis doctoral, fue abordado en los primeros estudios básicamente por su contenido micropaleontológico (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1966, 1970, 1980; Colom y Dufaure, 1962), posteriormente, desde un punto de vista litoestratigráfico y sedimentológico (Álvaro *et al.*, 1984; Barnolas y Simó, 1984) hasta su definición formal como Miembro



calizas de Es Barraca por Álvaro *et al.* (1989). Según estos últimos autores, la unidad está formada por una sucesión potente (200–250 m) de calizas de plataforma somera, bien estratificadas, organizadas en secuencias somerizantes de orden métrico y con gran variedad textural (*mudstones* bioturbados, *mudstones* con laminaciones estromatolíticas microbianas, brechas con evidencias de exposición subaérea, *wackestones-packstones* bioclásticos, *grainstones* oolíticos y *rudstones* oncolíticos). Álvaro *et al.* (1989) atribuyen esta unidad al Sinemuriense–Pliensbachense inferior, en función de datos micropaleontológicos procedentes de Colom (1966, 1970, 1980) y Colom y Dufaure (1962) en calizas atribuidas a esta unidad.

El Miembro margas de Sa Moleta, ha sido una unidad tradicionalmente estudiada en diferentes afloramientos de la Sierra de Tramuntana, fundamentalmente por su interés paleontológico y bioestratigráfico centrado en su abundante fauna de braquiópodos y, en menor medida, en la presencia de ammonites (La Marmora, 1835; Haime, 1855; Hermite, 1879; Fallot, 1922; Colom, 1942, 1970; Escandell y Colom, 1958a). En sus trabajos, Colom se refiere a la unidad como “margas amarillentas del Lias medio”. Álvaro *et al.* (1984b) individualizaron la unidad por primera vez, y posteriormente, Álvaro *et al.* (1989) la definen formalmente como Miembro Margas de Sa Moleta. Según estos autores, la unidad está formada por margas, margocalizas y calizas margosas con fauna nerítica (braquiópodos, lamelibranquios, etc.), belemnites y escasos ammonites. En su localidad tipo tiene ~30 m de espesor y el contacto con el Miembro calizas de Es Barraca es neto. La macrofauna presente en los diversos afloramientos estudiados (Fallot, 1922; Colom, 1942; Escandell y Colom, 1958a, 1958b) permite atribuir a este miembro una edad Carixiense inferior (zonas Jamesoni e Ibex del Pliensbachense) (Álvaro *et al.*, 1989; Fig. 5).

Los materiales del Miembro cuarzoarenitas de Es Racó fueron descritos en diferentes trabajos clásicos (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1942, 1946, 1956, 1970) hasta que Álvaro *et al.* (1984b) individualizan la unidad por primera vez, y posteriormente, Álvaro *et al.* (1989) la definen formalmente como Miembro cuarzoarenitas de Es Racó (Fig. 5). De acuerdo con el esquema litoestratigráfico de Álvaro *et al.* (1989), esta unidad de 5–30 m de potencia supone la aparición brusca de bancos siliciclásticos decimétricos a métricos de areniscas muy finas a microconglomerados sobre el Miembro margas de Sa Moleta, en el dominio de Sierra de Tramuntana (Fig. 5). En su localidad tipo (Es Racó, Sierra de Tramuntana) y zonas próximas (Sa Moleta y Es Cosconar) se define una secuencia granocreciente interpretada como una progradación deltaica, con areniscas muy finas en la base que evolucionan hacia techo a areniscas gruesas y microconglomerados con cantos de cuarzo, lidita y cuarcita. En otras áreas de la Sierra de Tramuntana y en el dominio de las Sierras de Levante, sobre el Miembro calizas de Es Barraca aparecen materiales y cantos siliciclásticos finos a groseros englobados en calizas, principalmente calcarenitas bioclásticas, que Álvaro *et al.* (1989) atribuyeron al Miembro cuarzoarenitas de Es Racó y, en las que la presencia de *Paleopfenderina buerlini* BRUN, *Orbitopsella praecursor* (GUMB.), *Coskinolinopsis primaeva* HENSON y *Lituosepta* sp. les permitió atribuir a este miembro una edad Pliensbachense, sin mayor precisión (Álvaro *et al.*, 1989).

(3) La Formación calizas encriníticas de Es Cosconar (10–55 m) fue definida por Álvaro *et al.* (1989) y estudiada recientemente en detalle en su localidad tipo por Rosales *et al.* (2018). En su serie tipo, está formada a la base por una sucesión de calizas perimareales micríticas con laminación microbiana y porosidad fenestral (~2 m), que pasan verticalmente a calizas tableadas de textura *wackestone a grainstone* con laminación cruzada de corriente y abundantes crinoides, nódulos de sílex y belemnites (~23 m), seguidas de una alternancia de calizas tableadas de espesor decimétrico interestratificadas con niveles centimétricos de margas, ricas en braquiópodos, belemnites, pectínidos y pequeños gasterópodos silicificados en la parte superior (~30 m) (Rosales *et al.*, 2018). El estudio de braquiópodos y un análisis quimioestratigráfico detallado de isótopos de O, C y Sr en rostros de belemnites en la sección de su



localidad tipo (Rosales *et al.*, 2018) han permitido datar a esta formación como Pliensbachiense superior (zonas Margaritatus–Spinatum)–Toarciense basal (base de la Zona Tenuicostatum) (Fig. 5).



1.4. METODOLOGÍA

Para alcanzar el cumplimiento de los objetivos planteados en esta tesis doctoral (ver apartado 1.1.) se han utilizado métodos de trabajo propios de la geología sedimentaria, que involucran varias disciplinas, cuyo flujo de trabajo se resume en la Figura 6:

(1) Estudio estratigráfico, cuyo objetivo es la identificación, caracterización y correlación de las unidades litoestratigráficas, incluyendo la identificación de superficies diagnósticas (superficies de exposición subaérea, *hardgrounds* y en general superficies que marcan cambios bruscos en la sedimentación), potencialmente correlacionables.

(2) Análisis de facies, incluyendo tanto la identificación y caracterización como el análisis de la distribución vertical y lateral de las diferentes facies/subfacies, asociaciones de facies y ambientes sedimentarios, con el objeto de proponer modelos de sedimentación y estadios de evolución de la plataforma.

(3) Análisis bioestratigráfico de foraminíferos bentónicos y algas calcáreas, cuyo objetivo es obtener una biozonación que nos proporcione un buen control de la edad de la Formación Es Barraca y nos permita además identificar la existencia de posibles lagunas estratigráficas.

(4) Análisis cicloestratigráfico (secuencias de alta frecuencia), que incluye tanto la identificación de secuencias y sus patrones de apilamiento vertical, como la correlación en las secciones estudiadas y el análisis de su continuidad lateral, con el objeto de entender mejor cuáles los factores de control en el origen y desarrollo de las distintas secuencias.

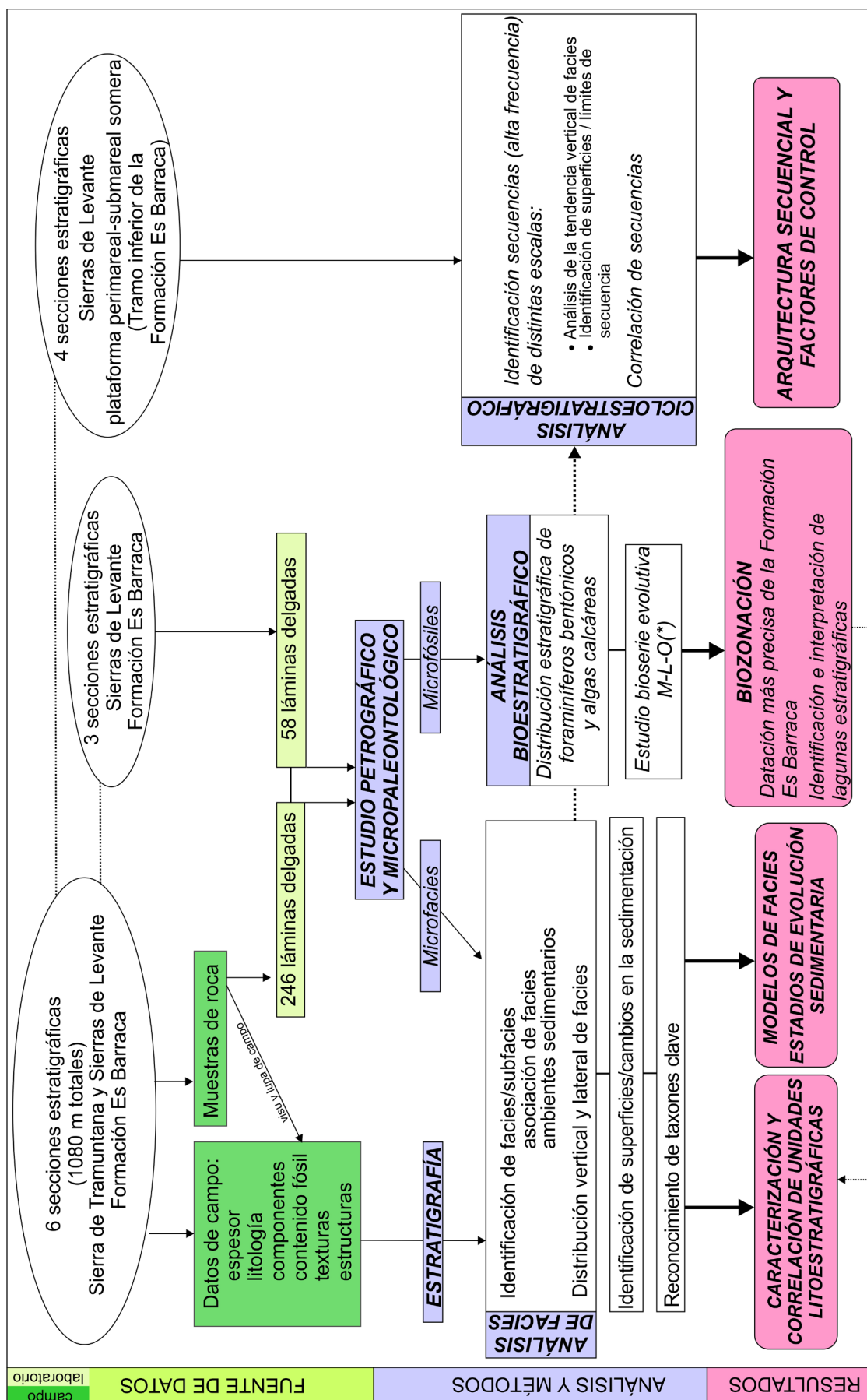
La fuente principal de datos procede del trabajo de campo (levantamiento de secciones estratigráficas) y laboratorio (estudio de muestras de roca).

1.4.1. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

Los materiales de plataforma carbonatada somera que constituyen la Formación Es Barraca se han estudiado “capa a capa” en seis perfiles estratigráficos, distribuidos en los dos grandes relieves montañosos de Mallorca (Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante), según un transecto de aproximadamente 70 km sin reconstrucción palinspástica (Fig. 7).

Dos de las secciones (Es Barraca y Es Cosconar) se localizan en el sector central de la Sierra de Tramuntana con una distancia entre ellas de aproximadamente 8 km (Fig. 7). La sección Es Cosconar está situada en el predio del mismo nombre, a los pies de la ladera oeste del Puig Roig, junto al antiguo cuartel de carabineros (coordenadas UTM de la base: 485805, 4411125). La sección Es Barraca se localiza en el km 11 de la carretera MA-2130 que va de Inca a Lluc, junto al predio de “Ses cases de Es Barraca” (coordenadas UTM de la base: 491135, 4405155) (Fig. 8).

Las cuatro secciones restantes se distribuyen en las Sierras de Levante entre el sector sur (Son Maina) y el sector noreste (Cutri, S’Heretat y Cuevas de Artà) (Fig. 7). La sección Cutri se sitúa en las proximidades de la localidad de Artà, entre el Puig des Recó y el Puig Cutri (coordenadas UTM de la base: 5533560, 4395595) (Fig. 8). La sección S’Heretat se encuentra al sur de la localidad de Capdepera y en la ladera sur de las pequeñas montañas de S’Heretat (coordenadas UTM de la base: 536980, 4392480) (Fig. 8). La



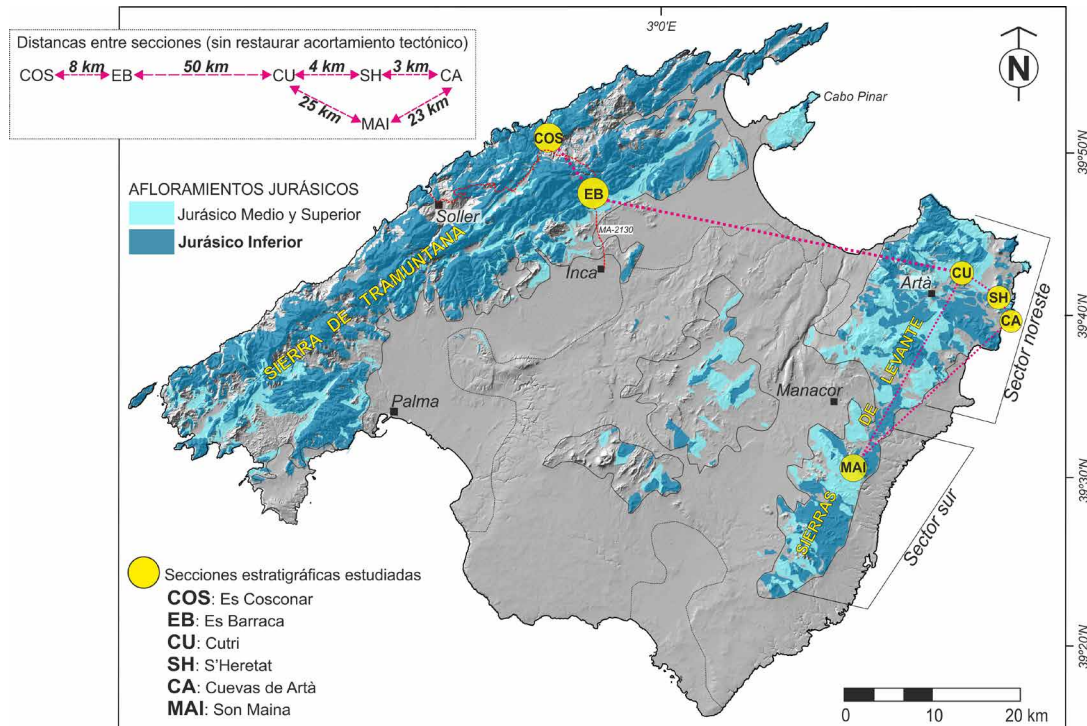


FIGURA 7. Localización geográfica y geológica de las seis series estratigráficas estudiadas.

sección Cuevas de Artà se localiza en el promontorio montañoso que conforma el Cap Vermell, en el que se han formado las turísticas Cuevas de Artà (coordenadas UTM de la base: 538715, 4390820). Estas tres secciones se encuentran separadas entre sí distancias de 3-4 km. La sección Son Maina está alejada de las anteriores una distancia de entre 23 y 25 km. Se sitúa en una finca de igual nombre al sur de la localidad de Manacor, formando parte de un conjunto de pequeños montes llamados Muntanya Grossa (coordenadas UTM de la base: 521405, 4374310) (Fig. 8). En el Anexo 1 se incluyen esquemas con la localización geográfica precisa y geológica de detalle (cartografía MAGNA) que nos ayudan a contextualizar las seis secciones estratigráficas estudiadas.

En todos los perfiles se adquirieron datos del espesor de las capas, litología, textura, componentes (tipo de granos y abundancia relativa de los mismos, incluyendo contenido fósil), y estructuras sedimentarias y diagenéticas (ver Anexo 2) y se recogieron además muestras de roca, para su posterior estudio en el laboratorio.

En la Figura 9 se sintetizan los espesores totales de las seis secciones estudiadas, así como de las unidades litoestratigráficas que incluyen. Las secciones presentan espesores variables entre los 110 m (Cuevas de Artà) y 226 m (Son Maina). Estas potencias totales incluyen además de los depósitos de plataforma somera correspondientes a la Formación Es Barraca, los materiales suprayacentes a la misma, formaciones Sa Moleta, Es Racó y Es Cosconar dependiendo de los sectores. En la sección Es Cosconar (Sierra de Tramuntana) sobre la Formación Es Barraca (98 m) se depositan las margas de la Formación Sa

FIGURA 6 (Pág. anterior). Mapa conceptual del flujo de trabajo seguido en esta tesis doctoral. (*) Serie evolutiva *Mesoendothyra* - *Lituosepta* - *Orbitopsella* spp.

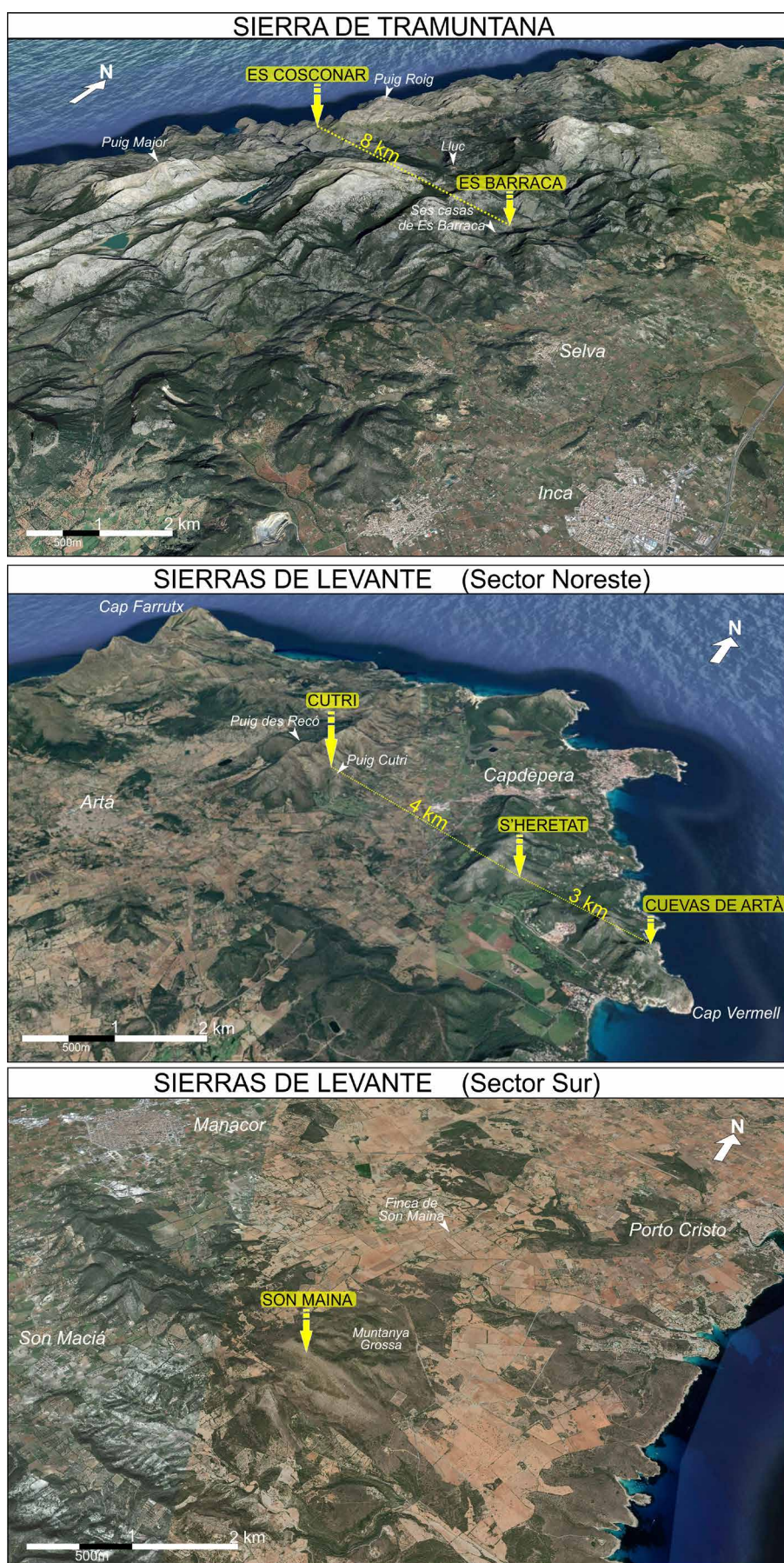


FIGURA 8. Situación geográfica detallada y distancias entre las series estudiadas en la Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante: (fuente: Imagen Landsat/Copernicus de Google Earth, visualización 3D).

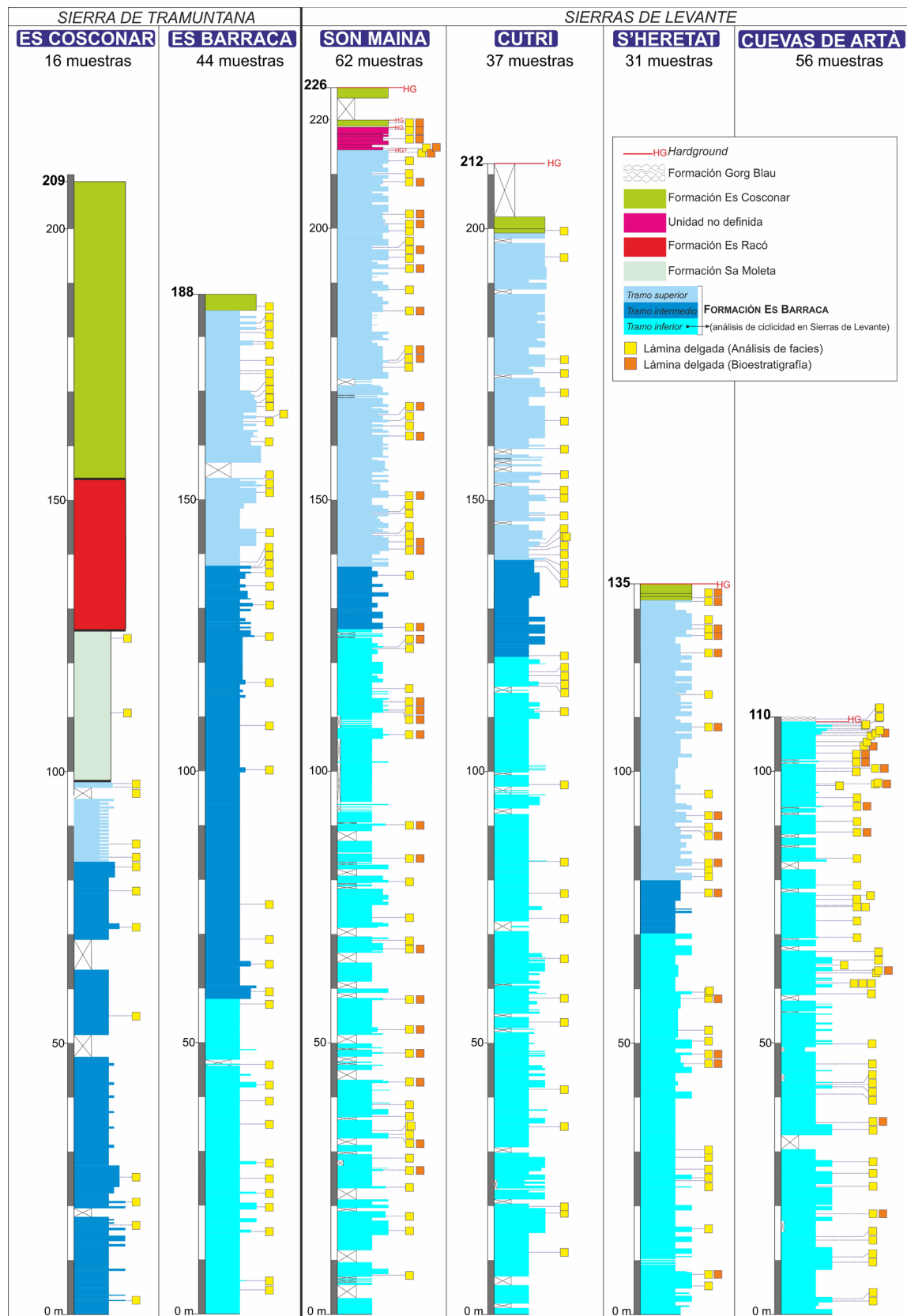


FIGURA 9. Distribución de las muestra de roca en lámina delgada para el análisis de microfacies y el estudio bioestratigráfico a lo largo de las seis secciones estratigráficas estudiadas. Se muestran los espesores totales de cada una de las series estudiadas “capa a capa” y las unidades litoestratigráficas presentes. Se observa la distribución del tramo inferior de la Formación Es Barraca en Sierras de Levante donde se ha realizado el análisis de la ciclicidad.



Moleta (27 m), las cuarzoarenitas de la Formación Es Racó (28 m) y las calizas de la Formación Es Cosconar (55 m). Estas últimas, las calizas encriníticas de la Formación Es Cosconar, con sólo 3 metros de espesor, aparecen directamente sobre la Formación Es Barraca (185 m) en la sección tipo de esta última formación, faltando aquí, como en las Sierras de Levante, las formaciones Sa Moleta y Es Racó. En la sección Son Maina aparece intercalada, entre la Formación Es Barraca (216 m) y la Formación Es Cosconar (7 m), una nueva unidad de calizas someras (~5 m) no definida formalmente en este trabajo. En las secciones Cutri y S'Heretat (Sierras de Levante) sobre la Formación Es Barraca (219 y 132 m respectivamente) se deposita de nuevo directamente la Formación Es Cosconar, con espesores de 12 y 4 m respectivamente. Por último, en la sección Cuevas de Artà, sobre las calizas someras de la Formación Es Barraca (109 m) se depositan calizas nodulosas con ammonites de edad Bajociense (~ 1 m) de la Formación Gorg Blau. En esta Figura 9 se muestra también la distribución de las láminas delgadas estudiadas en cada sección para el análisis de microfacies y para el análisis bioestratigráfico (ver apartado 1.4.2).

Tal y como se indica en la Figura 6, las seis secciones estratigráficas constituyeron la fuente de datos de campo tanto para el estudio estratigráfico, como para el análisis de facies. Tres de las secciones (Son Maina, S'Heretat y Cuevas de Artà), fueron además seleccionadas como fuente principal de datos para el análisis bioestratigráfico. Para el análisis secuencial, se seleccionó únicamente el tramo inferior de la Formación Es Barraca (Fig. 9), dada su mayor potencia y presencia en las secciones estudiadas.

1.4.2. ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS MICROFACIES

Las observaciones en campo se complementaron con los datos obtenidos del análisis de un total de 246 muestras de roca en lámina delgada (Fig. 6), que se estudiaron bajo microscopio petrográfico (Olympus BX43) y lupa binocular (Olympus SZ61). Las láminas delgadas se elaboraron en el *Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros (Universidad de Zaragoza)* y en el *Servicio General de Preparación de Muestras (Universidad de Salamanca)*. La distribución de las láminas delgadas en cada una de las secciones estratigráficas se ha representado en la Figura 9 y con más detalle en el Anexo 2. En esta figura 9 se puede ver que el intervalo medio de muestreo fue de aproximadamente 1 muestra cada 1-2 m. No obstante, este valor varía en función de factores como la mayor o menor variabilidad litológica de los tramos o la presencia de intervalos con dolomitización abundante que fueron menos muestreados (ver detalle de intervalos dolomitizados en el Anexo 2).

Para la descripción textural de las facies se utilizó la clasificación de Dunham (1962). La identificación de los componentes (esqueletales y no esqueletales, incluyendo fundamentalmente peloides, ooides, oncoides e intraclastos) se realizó con la ayuda de manuales (Flügel, 2004, 2010). La nomenclatura de los principales tipos de oncoides, ooides y peloides se basó en las clasificaciones de Dahanayake (1977), Strasser (1986) y Flügel (2004), respectivamente.

El estudio petrográfico de las 246 muestras tomadas en los seis perfiles permitió identificar las diferentes microfacies presentes y su contenido micropaleontológico (generalmente sólo a nivel de grandes grupos), constituyendo la fuente de datos de laboratorio utilizados para el análisis de facies y el estudio estratigráfico, y para el reconocimiento de determinados taxones clave, lo que ha permitido afinar la correlación estratigráfica de los seis perfiles estudiados.



1.4.3. ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO

Los datos preliminares relacionados con el contenido micropaleontológico obtenidos del estudio petrográfico de las microfacies, mostraron que fundamentalmente tres de las seis secciones estudiadas presentan un contenido abundante de foraminíferos bentónicos y algas calcáreas. En estas tres secciones (Son Maina, S'Heretat y Cuevas de Artà), todas ellas localizadas en las Sierras de Levante, se llevó a cabo un análisis micropaleontológico de detalle de 58 muestras en lámina delgada (33 muestras en la sección de Son Maina, 14 muestras en la sección S'Heretat y 11 en la sección Cuevas de Artà: Fig. 9). Este análisis se realizó en colaboración con el Dr. Michel Septfontaine, micropaleontólogo y conservador en el *Musée de Géologie (University of Lausanne, Suiza)*.

El análisis de la distribución estratigráfica de los foraminíferos bentónicos y algas calcáreas y el estudio de la bioserie evolutiva de los foraminíferos *Mesoendothyra*–*Lituosepta*–*Orbitopsella* spp., constituyeron la base de datos para el análisis bioestratigráfico (Fig. 9). La biozonación de grandes foraminíferos bentónicos propuesta por Septfontaine (1984) para el Jurásico Inferior fue usada como referencia para establecer la biozonación de las sucesiones estudiadas. Este autor propone, para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachense, un esquema bioestratigráfico (Fig. 10) en el que define seis biozonas de foraminíferos bentónicos (biozonas A, B, C1, C2, D y E) calibradas con las correspondientes zonas estándar de ammonites y sitúa el tránsito Sinemuriense–Pliensbachense dentro de la biozona C1.

	Zonas estándar de ammonites	Biozonas de foraminíferos bentónicos		
PLIENSBACHIENSE	Spinatum	E <i>Pseudocyclammina liassica</i>	<i>L. termieri</i>	<i>P. liassica</i>
	Margaritatus	D <i>Paleomayncina termieri</i> y <i>Planisepta compressa</i>		<i>O. praecursor</i> - <i>P. liassica</i>
	Davoei	C2 <i>Orbitopsella praecursor</i>	<i>O. praecursor</i>	<i>O. praecursor</i>
	Ibex	C1 <i>Orbitopsella primaeva</i>	<i>O. primaeva</i>	<i>O. primaeva</i>
	Jamesoni			
SINEMURIENSE	Raricostatum	B <i>Lituosepta recoarensis</i>	<i>L. recoarensis</i>	<i>L. recoarensis</i>
	Oxynotum			<i>Mesoendothyra</i>
	Obtusum			
	Turneri			
	Semicostatum			
	Bucklandi			
		A <i>Siphovalvulina</i> sp. and <i>Mesoendothyra</i> sp.		
	Septfontaine (1984)	Kabal & Tasli (2000)	Velic (2007), Gale (2014)	

FIGURA 10. Biozonas de foraminíferos bentónicos para el intervalo Sinemuriense - Pliensbachense según Septfontaine (1984) y comparación con otros trabajos en el Tethys occidental.



Dicho esquema ha sido posteriormente reconocido y validado para el ámbito del Tethys occidental, incluyendo los Alpes de Eslovenia (Velić, 2007; Gale, 2014) y Croacia (Veseli, 2006), Italia (Mancinelli *et al.*, 2005; Franceschi *et al.*, 2019) y Turquía (Kabal y Tasli, 2003). Por todo ello, la biozonación obtenida para las series estudiadas en esta tesis, constituye una importante herramienta bioestratigráfica que nos proporciona un buen control de la edad de la Formación Es Barraca.

1.4.4. ANÁLISIS CICLOESTRATIGRÁFICO

A partir de los datos obtenidos en el análisis estratigráfico y el análisis de facies de las seis secciones estratigráficas, se seleccionaron para el análisis cicloestratigráfico, los datos procedentes del tramo inferior de la Formación Es Barraca en las cuatro secciones estratigráficas estudiadas de la Sierra de Levante (Son Maina, Cutri, S'Heretat y Cuevas de Artà) (Figs. 7 y 9). El espesor del tramo inferior analizado es variable (Fig. 9): 122 m y 126 m en las secciones más completas, Cutri y Son Maina respectivamente, 70 m en S'Heretat y 110 m en Cuevas de Artà.

El análisis se basó en la identificación, en cada uno de los perfiles, de secuencias de alta frecuencia de diferentes escalas; y en su correlación (Fig. 6). Para la identificación de las secuencias se siguieron dos criterios principales y complementarios (Strasser *et al.*, 1999; Bosence *et al.*, 2009; Bádenas *et al.*, 2010): (1) la caracterización de la tendencia vertical de facies (somerizantes, profundizantes, agradantes o simétricas, de distintas escalas) y (2) el reconocimiento de superficies de discontinuidad que reflejan rupturas y/o cambios bruscos en la sedimentación, es decir potenciales límites de secuencias. En esta tesis, se han considerado secuencias de alta frecuencia aquellas de duración temporal potencialmente inferior a las secuencias de depósito (Vail *et al.*, 1991; Einsele, 1992). Por otro lado, el concepto de secuencias de diferente escala se utiliza desde un punto de vista descriptivo que implica una jerarquía relativa en la que las secuencias de menor potencia (i.e. secuencias de pequeña escala) se apilan formando secuencias de mayor potencia (i.e. secuencias de gran escala) (Bádenas y Aurell, 2018), lo que permite identificar los patrones de apilamiento vertical de las secuencias.

La correlación de las secuencias de pequeña escala en las cuatro secciones estudiadas no se ha considerado posible, debido a la elevada distancia entre las secciones y la falta de afloramientos continuos intermedios. En el caso de las secuencias de mediana y gran escala, esta correlación se ha basado en la similitud registrada en la tendencia de facies entre las secuencias identificadas y en la correlación de las rupturas sedimentarias identificadas a techo de las secuencias, al tiempo que se apoya en los datos bioestratigráficos obtenidos para foraminíferos bentónicos.

El análisis de las tendencias verticales de apilamiento y de la continuidad lateral de las secuencias identificadas obtenida mediante la correlación, permitieron caracterizar la arquitectura secuencial (Fig. 6), y descifrar y discutir cuales fueron y cómo interactuaron los mecanismos y factores que controlaron su origen.

CAPÍTULO 2



2. ARQUITECTURA DE FACIES Y MODELOS SEDIMENTARIOS DE LA PLATAFORMA CARBONATADA SINEMURIENSE (FORMACIÓN ES BARRACA) EN MALLORCA

2.1. INTERÉS Y PRICIPALES APORTACIONES

El registro sedimentario del Jurásico Inferior representa un periodo transgresivo global (Haq, 2017) al inicio del cual, en el ámbito del Tethys occidental y bajo condiciones climáticas generales cálidas (*greenhouse warm*: Holz, 2015), se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas epicontinentales. Comparado con las plataformas carbonatadas actuales, estas plataformas epicontinentales se caracterizaron por una amplia variedad de facies con una distribución espacial muy cambiante, debido a su gran extensión y bajo gradiente topográfico (Schlager, 2005). A esta complejidad intrínseca, se une el hecho de que en su evolución sedimentaria interactuaron factores externos (clima, tectónica, cambios en los aportes sedimentarios) a distintas escalas temporales que originaron fluctuaciones relativas del nivel del mar (y en consecuencia del espacio de acomodación) y cambios ambientales que influyeron en el tipo de sedimentos acumulados. En particular, el contexto extensivo (*rift*) del Tethys occidental durante el Jurásico Inferior, fue un factor muy relevante en la evolución de estas plataformas (Crevello, 1990; Bosence *et al.*, 2009; Bádenas *et al.*, 2010; Belkhedim *et al.*, 2019). Todo ello hace que la caracterización a partir de la arquitectura sedimentaria, tanto de los cinturones de facies y ambientes sedimentarios que en ellas se desarrollaron, como del propio perfil de la plataforma, revista una importante dificultad.

En el Promontorio Balear, la plataforma carbonatada sinemuriense representada en la isla de Mallorca por las calizas de la Formación Es Barraca, constituye un buen ejemplo de una compleja arquitectura de facies y evolución sedimentaria. El carácter y la distribución de las facies dentro de estas sucesiones son relativamente poco conocidos y su revisión no se ha abordado desde los años ochenta (ver apartado 1.3 de antecedentes) bajo una visión estratigráfica moderna. Así pues, el objetivo principal del trabajo que se presenta en este capítulo ha sido profundizar en el conocimiento de la plataforma sinemuriense, reconstruyendo en detalle su arquitectura de facies (evolución espacial y temporal) y proponiendo modelos de sedimentación para diferentes etapas de evolución.

El estudio está basado en el análisis estratigráfico y sedimentológico “capa a capa”, de seis secciones estratigráficas de la Formación Es Barraca. La variedad de facies detectadas en campo requirió un detallado estudio complementario de microfacies. La información detallada sobre la situación geográfica y geológica de los seis perfiles estratigráficos, así como las columnas detalladas de los mismos pueden verse en los anexos 1 y 2 de esta memoria. En el anexo 3 se incluye una detallada recopilación de imágenes que ilustran, tanto en afloramientos de campo como en lámina delgada, todos los tipos de facies y microfacies identificadas.

Los resultados de este estudio se publicaron en un artículo científico en la revista *Facies* que se incluye en el apartado 2.2. Las principales aportaciones de este artículo son:

(1) La identificación y caracterización detallada de 29 tipos de facies y subfacies sedimentarias, agrupadas en 7 asociaciones de facies, cuya distribución espacial y temporal permitió diferenciar tres estadios de evolución, cada uno de los cuales está caracterizado por un modelo sedimentario de plataforma con diferente perfil, arquitectura de facies y contenido fósil: Estadio 1 (Sinemuriense inferior-



base de Sinemuriense superior), caracterizado por una plataforma epicontinental con predominio de facies perimareales–submareales someras; Estadio 2 (Sinemuriense superior), con desarrollo de una plataforma de carácter marino más abierto con facies submareales y en general fangosas, en la que se registra el inicio de una subsidencia diferencial entre el dominio de la Sierra de Tramuntana y el dominio de las Sierras de Levante; y Estadio 3 (final del Sinemuriense superior), caracterizado por una plataforma con un amplio abanico de ambientes sedimentarios (perimareal a plataforma externa) en la que se registran notables diferencias en la distribución y tipo de facies entre los dominios de Sierra de Tramuntana (facies de plataforma media y externa) y Sierras de Levante (depósito preferente de facies perimareales y submareal-someras).

(2) La mejora en el conocimiento de los factores que controlaron los cambios en la arquitectura y tipo de facies de los diferentes estadios y en los modelos de sedimentación reconocidos, y su comparación con otros ejemplos de amplias plataformas carbonatadas desarrolladas durante el Jurásico Inferior en el contexto del Tethys occidental.

2.2. PUBLICACIÓN

Sevillano, A., Rosales, I., Bádenas, B., Barnolas, A. y López-García J.M. (2019). Spatial and temporal facies evolution of a Lower Jurassic carbonate platform, NW Tethyan margin (Mallorca, Spain). **Facies**, 65 (3): 34 pp. <https://doi.org/10.1007/10347-018-0545-0>



Spatial and temporal facies evolution of a Lower Jurassic carbonate platform, NW Tethyan margin (Mallorca, Spain)

Ana Sevillano¹ · Idoia Rosales² · Beatriz Bádenas³ · Antonio Barnolas² · José María López-García¹

Received: 17 July 2018 / Accepted: 3 December 2018
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2018

Abstract

The variety of depositional facies of a Lower Jurassic carbonate platform has been investigated on the island of Mallorca along a transect comprising six stratigraphic profiles. Twenty-nine facies and sub-facies have been recognized, grouped into seven facies associations, ranging in depositional environment from supratidal/terrestrial and peritidal to outer platform. Spatial and temporal (2D) facies distribution along the transect reflects the evolution of the carbonate platform with time showing different facies associations, from a broad peritidal platform (stage 1) to a muddy open platform (stage 2), and finally to a peritidal to outer carbonate platform (stage 3). Stage 1 (early Sinemurian to earliest late Sinemurian) corresponds to a nearly-flat peritidal-shallow subtidal epicontinental platform with facies belts that shifted far and fast over the whole study area. The evolution from stage 1 to stage 2 (late Sinemurian) represents a rapid flooding of the epicontinental shallow platform, with more open-marine conditions, and the onset of differential subsidence. During stage 3 (latest Sinemurian), peritidal and shallow-platform environments preferentially developed to the northeast (Llevant Mountains domain) with a rapid transition to middle-outer platform environments toward the northwest (Tramuntana Range domain). Stages 1 and 3 present facies associations typical of Bahamian-type carbonates, whereas stage 2 represents the demise of the Bahamian-type carbonate factory and proliferation of muddy substrates with suspension-feeders. The described platform evolution responded to the interplay between the initial extensional tectonic phases related to Early Jurassic Tethyan rifting, contemporaneous environmental perturbations, and progressive platform flooding related to the Late Triassic–Early Jurassic worldwide marine transgression and associated accommodation changes.

Keywords Peritidal facies · Carbonate platform · Lias · Mallorca · Balearic basin · Tethyan rift

Introduction

Although ancient epicontinental carbonate platforms host the most prolific hydrocarbon reservoirs in the world, the knowledge and interpretation of their facies models have still some limitations because Holocene carbonate systems are not precise analogues for such large ancient carbonate depositional environments (Schlager 2005). These epicontinental (i.e., epeiric) carbonate platforms developed during

periods of global high sea level when large low-relief land areas were covered over hundreds to thousands of square kilometers with shallow seas. Facies architecture of these ancient carbonate settings differs from the recent epeiric platforms, which are much smaller, and from recent pericontinental platforms that are facing a deep ocean (Schlager 2005). The main difference lies in the fact that these ancient epicontinental platforms displayed a very low topographic gradient and as a consequence the facies belts shifted far and fast over large areas, making it difficult to track the position of the facies belts, and therefore, the profile of the platform (Schlager 2005). The facies architecture of the Sinemurian carbonate platform system of the island of Mallorca (Balearic Basin; Fig. 1a) is an example of such complexity.

The character and distribution of the facies within the Lower Lias successions of Mallorca (Soller Formation, Álvaro et al. 1989) are relatively poorly known. The few previous studies on these successions have focused on the

✉ Ana Sevillano
a.sevillano@igme.es

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME),
07006 Palma de Mallorca, Spain

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas
23, 28003 Madrid, Spain

³ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de
Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

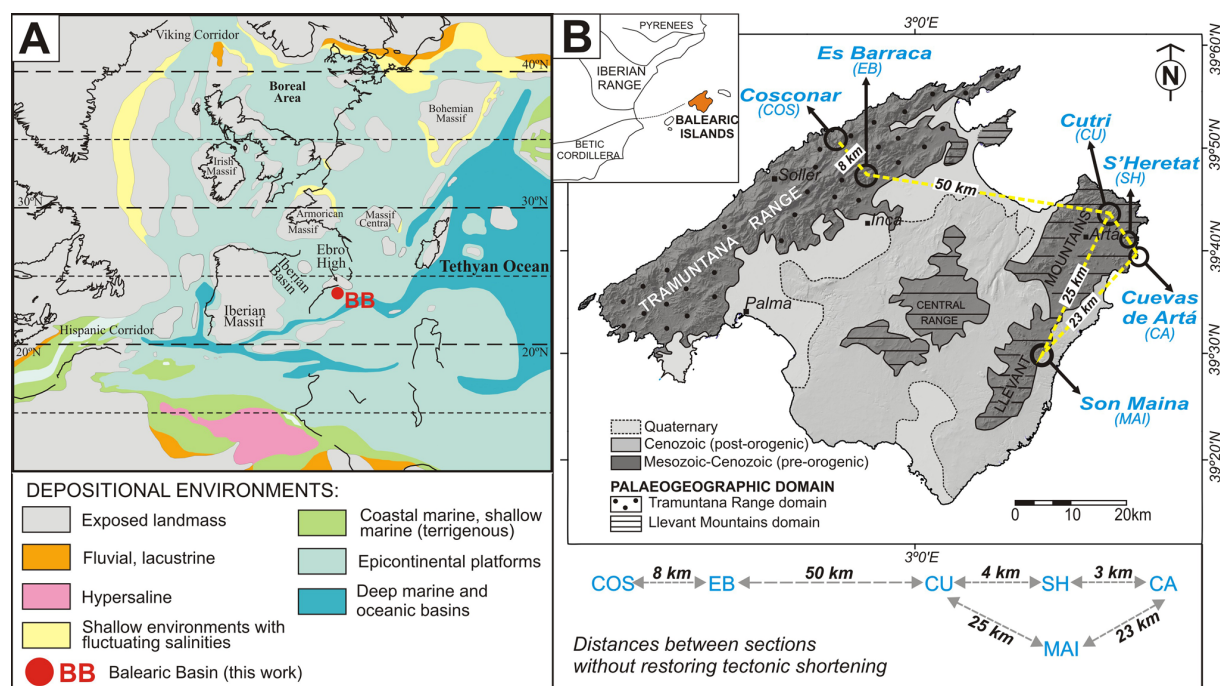


Fig. 1 Paleogeographical and geographical location of the study area. **a** Paleogeographical map of the western Tethys for the Sinemurian-earliest Pliensbachian (modified from Dercourt et al. 2000). **b** Simplified geological map of Mallorca with the location of the two main paleogeographic domains (Tramuntana Range and Llevant Moun-

tains) and location of the six studied stratigraphic sections. The distances between stratigraphic sections (COS Es Cosconar, EB Es Barraca, CU Cutri, SH S'Heretat, CA Cuevas de Artá, MAI Son Maina) are shown as today, without restoring tectonic shortening

paleontological and micropaleontological content (e.g., Fallot 1922; Colom 1942, 1966, 1970; Colom and Dufauré 1962), on the stratigraphy (Álvaro et al. 1989) or on a general description of the shallow-water limestone facies (Es Barraca Member) and their cyclical organization (Barnolas and Simó 1984; Sevillano et al. 2013), but a detailed study of the facies types and architecture, and the evolution of sedimentary environments in space and time, have not yet been addressed. This study aims to fill this gap of information and to improve the knowledge of the carbonate facies and distribution of depositional environments in the Es Barraca Member of the Soller Formation. This article approaches the reconstruction of the platform facies architecture and its evolution through time, based on the correlation of six detailed stratigraphic profiles (including the type locality of the Es Barraca Member) across two different paleogeographic domains of the island, the Tramuntana Range to the west and the Llevant Mountains to the east (Fig. 1b). The aim is to establish the main controls on facies evolution and improve current understanding of platform development during the onset of rifting of the northwestern Tethyan continental margin. Correlation between the different logged sections has allowed the division of the succession into three evolutionary stages with distinctive platform facies associations. A

comparison with other contemporaneous platform successions from the Tethyan realm is also addressed.

Geological setting and stratigraphic background

The Balearic archipelago, situated in the western Mediterranean Sea, constitutes the northeast extension of the Riféan-Betic alpine orogenic arc (Azañón et al. 2002). Mallorca, the biggest island of this archipelago, is formed by folded and thrust Mesozoic–Lower Cenozoic rocks arranged into three NE–SW-oriented mountain belts: the Tramuntana Range, Central Range and Llevant Mountains (Fig. 1b; Sabat 1986; Ramos-Guerrero et al. 1989; Gelabert 1997). These mountain belts are partially surrounded by lowland plains of post-orogenic younger Cenozoic and Quaternary unconformable sedimentary rocks. The Lower Jurassic rocks studied here crop out in the Tramuntana Range and Llevant Mountains (Fig. 1b), where the main Jurassic exposures are located.

The Jurassic sedimentary successions of Mallorca represent deposition in the so-called Balearic Basin, located in the southeastern margin of the Iberian Plate, and according to

recent paleogeographic reconstructions, in a position adjacent to the emergent Ebro High (Fig. 1a) (Thierry 2000; Scotese and Schettino 2017). The sedimentary evolution of the basin during the Jurassic responded to the opening of the Central Atlantic Ocean and the westward progression of the Tethyan rift (Dewey et al. 1973; Dercourt et al. 2000). In particular, during the Early Jurassic the basin evolved over time from a broad shallow epicontinental carbonate platform during the Hettangian–Sinemurian, to a fragmented platform during the Pliensbachian with heterogeneous syn-rift deposition of deltaic siliciclastics, intra-shelf marls and platform carbonates. In the Toarcian–Aalenian sedimentation became hemipelagic, then followed by pelagic to slope sedimentation with residual platforms during the rest of the Jurassic (Álvaro et al. 1989).

Previous work carried out in the Jurassic of the Balearic Basin provided the regional framework and general stratigraphy of the Lower Jurassic succession of Mallorca (Álvaro et al. 1989). According to these authors, this succession starts with widespread coastal sabkha to restricted platform dolomites of the Mal Pas Formation attributed to the Hettangian, followed by the Sinemurian–lower Pliensbachian Soller Formation. The transition between the Mal Pas and Soller formations is not well established, due to the lack of fossils with biostratigraphical significance in this part of the succession, and to the pervasive diagenetic dolomitization processes affecting this transition, which hinder its recognition. The Soller Formation comprises three members (Fig. 2): shallow platform limestone of the Es Barraca

Member (Sinemurian); marl and marly limestone with brachiopods and scarce ammonites of the Sa Moleta Member (lowermost Pliensbachian or lower Carixian), which represent deposition in an intra-shelf basin, and finally terrigenous-clastic deltaic deposits of the Es Racó Member (lower Pliensbachian or upper Carixian). The available biostratigraphic data of this succession are scarce. According to Álvaro et al. (1989) a Sinemurian–earliest Pliensbachian age could be attributed for the shallow-marine carbonates of the Es Barraca Member, based on their stratigraphical position and micropaleontological data from benthic foraminifera and algae (Colom 1966, 1970, 1980; Colom and Dufaure 1962). The overlying Sa Moleta Member is attributed to the Jamesoni and Ibex ammonite zones of the early Pliensbachian, based on brachiopods and scarce ammonites (*Uptonia jamesoni*, *Polymorphites* sp. and *Tropidoceras* sp.; Colom 1942; Álvaro et al. 1989).

The upper Pliensbachian (Domerian) sedimentary record (Es Cosconar Formation; Fig. 2) is more heterogeneous. Whereas some stratigraphic sections include relatively thick open-platform limestone successions, others show reduced to condensed successions of bioclastic-crinoidal limestones with quartzite pebbles. The chemostratigraphy and Sr-isotope dating of this succession have been investigated recently (Rosales et al. 2018). The Pliensbachian successions are usually overlain by a complex ferruginous hardground that represents a platform drowning unconformity (Barnolas and Simó 1984; Prescott 1988; Álvaro et al. 1989; Sevillano et al. 2010). The hardground includes a condensed ammonite

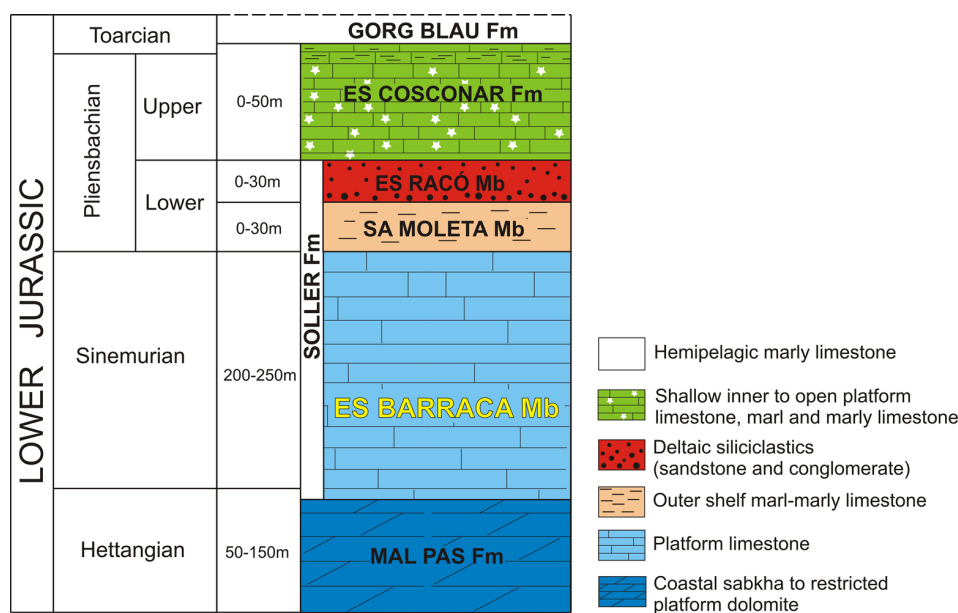


Fig. 2 General chronostratigraphic chart indicating the lithostratigraphic units of the Lower Jurassic of Mallorca. Modified from Álvaro et al. (1989)



Fig. 3 Detailed logs of the six studied stratigraphic sections. Sedimentary facies, sedimentary structures, main components, and principal fossil content are shown. The datum for stratigraphic correlation is located in the contact with the overlying Es Cosconar Formation (upper Pliensbachian). Note that the Son Maina section (yellow start) is displaced several km to the south with respect to the cross section defined by the other sections. Different colors represent the facies types distinguished and correspond with the facies color codes on Fig. 4. For description of facies types, the reader is referred to Table 1. Numbers 1, 2, and 3 indicate the three stages of evolution of the platform system. Dark blue triangles show the general facies trends (shallowing-upward and deepening-upward) observed along the studied profiles

fauna of early and middle Toarcian age in some of the Tramuntana Range outcrops, and of middle Toarcian to early Aalenian in the Llevant Mountains (Álvaro et al. 1989). The Toarcian and Aalenian deposits overlying the hardground are represented by hemipelagic limestone-marl alternations of the Gorg Blau Formation.

Materials and methods

The Sinemurian shallow-water platform carbonates of the Es Barraca Member have been logged bed by bed in six stratigraphic sections (Cosconar, Es Barraca, Cutri, S'Heretat, Son Maina and Cuevas de Artá; Fig. 3), which are located along a ca. 70-km-wide transect, from the Tramuntana Range to the Llevant Mountains with no palimpsestic restoration (Fig. 1b). According to Gelabert (1997) the total shortening for Mallorca, parallel to transport direction, is 48%. In addition, observations of intra-shelf basinal deposits of the Sa Moleta Member and siliciclastic deposits of the Es Racó Member have also been performed in one of the sections (Cosconar), despite these members are not the aim of this study. This is because the upper datum for correlation between sections has been placed at the base of the Es Cosconar Formation (Fig. 3). Determination of facies and facies associations has been based on field observations of lithology, texture, components and sedimentary and diagenetic structures. These observations were complemented with microscope analysis of more than 230 rock samples in thin-sections, in order to identify microfacies and micro-paleontological content. Description of most of the limestone textures follows the extended classification of Dunham (1962). The correlation of the stratigraphic profiles is based mainly on the vertical and lateral facies distribution, the identification of diagnostic surfaces (i.e., exposure surfaces, deepening surfaces, hardgrounds and sudden shifts in sedimentation) and the recognition of some key taxa.

The Cosconar and Es Barraca sections are located in the Tramuntana Range and are 8 km apart (Fig. 1b). The Cosconar

section is placed at the foot of the Puig Roig peak (coordinates: 39°50'47"N, 2°50'9"E; Fig. 1b). The logged profile includes 98 m of limestone of the upper part of the Es Barraca Member. 27.6 m of marl and marly limestone with brachiopods of the Sa Moleta Member (lower Carixian) and 28 m of the Es Racó Member (upper Carixian). These last two members are not the object of this study. The lower part of the section is not accessible and therefore not logged. The datum of the top of the section has been located in the contact of the deltaic siliciclastics of the Es Racó Member with crinoidal limestone of the overlying Es Cosconar Formation. The Es Barraca section is located along the Inca-Lluc road (Ma-2130) (coordinates: 39°47'26"N, 2°53'40"E; Fig. 1b). It is the type-section of the Es Barraca Member (Álvaro et al. 1989) and is composed of 212 m of well-bedded limestone overlying dolomitic breccia attributed to the Mal Pas Formation (Hettangian). Here, the lower Pliensbachian marl of the Sa Moleta Member and sandstone of the Es Racó Member are missing, and the datum at the top of the succession has been placed at a bioturbated surface at the contact with quartz-pebbly, crinoidal carbonates of the Es Cosconar Formation (Domerian) (Figs. 2, 3).

The Cutri, S'Heretat, Son Maina and Cuevas de Artá sections are located in the Llevant Mountains (Fig. 1b). The Cutri section is situated west of the town of Capdepera, on the mountainside of Cutri peak (coordinates: 39°42'31"N, 3°23'38"E; Fig. 1b). Here the succession includes 200 m of well-bedded but dolomitized carbonates (late dolomitization according to Barnolas and Simó 1984), in spite of which a detailed facies description is possible. The S'Heretat section is located south of Capdepera (coordinates: 39°40'47"N, 3°25'55"E; Fig. 1b) and is 132 m thick. Its lower boundary is not well exposed, whereas the top boundary is the contact with crinoidal limestone of the Es Cosconar Formation. The Son Maina section is located in the Son Amoixa mountain range, southeast of the town of Manacor (coordinates: 39°30'49"N, 3°15'4"E; Fig. 1b). It crops out in the inverted flank of a NW–SE fold (Fornós et al. 1984) and corresponds to a 220-m-thick succession of tabular limestones overlying dolomite possibly of the Mal Pas Formation (Hettangian). The datum of the top of the succession has been placed in a thin ferruginous crust overlain by limestones attributed to the Cosconar Formation. Finally, the Cuevas de Artá section is located close to Cap Vermell (coordinates: 39°39'55"N, 3°27'8"E; Fig. 1b). Here the Es Barraca Member is 110 m thick. Its lower boundary is the contact with basal dolomite attributed to the Hettangian Mal Pas Formation. The top boundary is an unconformity represented by a hardground overlain by pelagic limestone with thin-shelled bivalves referred to as filaments (pelagic forms attributed to *Bositra*) and ammonites of Bajocian age (Álvaro et al. 1989).



Results

Facies association and paleoenvironmental interpretation

Based on texture, sedimentary, biogenic and diagenetic features, and fossil content (macro and microfauna), 29 facies and sub-facies types grouped into seven facies associations have been recognized (Figs. 3 and 4). Some facies types have been subdivided in sub-facies based on particular sedimentary features and/or components. Facies codes, facies description, and environmental interpretations are summarized in Table 1. Microfacies types and microfossil content have been illustrated in Figs. 5, 6, 7, 8, and 9, whereas some facies field aspects are shown in Figs. 10, 11, and 12.

The facies associations characterize a variety of depositional environments ranging from carbonate tidal flat to inner, middle, and outer carbonate platform (Fig. 4). However, it should be noted that the facies associations evolved with time reflecting distinct stages of carbonate platform evolution (Fig. 4).

Tidal-flat facies association

Description. The tidal-flat facies association includes facies types 1–3 (Table 1, Fig. 5). According to the prevalent sub-facies, two different types of tidal-flat facies associations have been distinguished: a type 1 including facies 1A–1D, and a type 2 represented by facies 2A–2D and 3.

The type 1 tidal-flat facies association includes flat-pebble breccia and conglomerate with flat pieces of lithified laminated microbialite and rarely with ferruginous clasts and low-angle cross-bedding (facies 1A; Figs. 5a–b and 10a–b). It is characterized also by the presence of well-developed wavy-crinkled and parallel microbial laminites (facies 1B and 1C respectively; Figs. 5d–e and 10c–g), and fine-grained agglutinated stromatolites (Riding 1991; Suárez-González et al. 2014) (facies 1D). Both wavy and parallel microbial laminites show millimeter to sub-millimeter-thick micritic and microbial laminae. Tepee structures and desiccation cracks are present in facies 1B and laminoid fenestral fabric is common in facies 1C. Facies 1D is composed of alternating millimetric couplets of dense micrite and fine peloidal laminae (Fig. 5c).

The type 2 tidal-flat facies association includes black-pebble conglomerate (facies 2A) with associated shrinkage cracks, pedogenetic and stalactitic cements, spongiostrome stromatolites (facies 2B), coarse-grained agglutinated stromatolites (facies 2C), fenestral mudstones (facies 2D) and intraclastic-peloidal and oolitic-peloidal grainstones (facies 3). Spongiostrome stromatolites (facies 2B; Fig. 5f) consist

of irregular anastomosing microbial laminae with irregular fenestrae and bird eyes, and common geopetal fills. By contrast, coarse-grained agglutinated stromatolites (Riding 1991; Suárez-González et al. 2014) (facies 2C; Fig. 5g) are made of alternating couplets of dense-laminated micrite and medium- to fine-grained peloidal-fenestral laminae. Fenestral mudstone (facies 2D; Fig. 5h) is formed by dense micrite with irregular fenestral pores and local fine rhizotubules and desiccation cracks. Intraclastic-peloidal and oolitic-peloidal grainstone (facies 3; Fig. 5i) consists of decimeter-thick beds with normal grading and planar to low-angle cross-lamination. The main constituents are lithic peloids, ooids, and intraclasts made of lime mudstone, dolomitic mudstone and stromatolite. Vadose features are common, including micritic and fibrous stalactitic and meniscus cements, calcrete crusts, fenestrae, root-casts, rhizoliths, early dissolution vugs and oomolds, and internal sediment (vadose silt).

Fossils are absent in the type 1 tidal-flat facies association (Table 1), whereas they are scarce and dominated by a restricted shallow-marine fauna in the type 2 tidal-flat facies association (ostracods, bivalves, gastropods, and rare fragments of dasycladalean algae and benthic foraminifera).

Paleoenvironmental interpretation In the type 1 tidal-flat the presence of laminated microbial facies such as microbial laminites (facies 1C) and fine-grained agglutinated stromatolites (facies 1D) indicate deposition in a low-energy upper intertidal zone (Aitken 1967). The presence of laminoid fenestral fabric in facies 1C is also typical of upper intertidal and supratidal areas with a subaerial exposure index higher than 60% (Shinn 1983; Tucker and Wright 1990). The associated wavy-crinkle laminites (facies 1B) with tepee structures and desiccation cracks, and the flat-pebble breccia (facies 1A), reflect longer periods of subaerial exposure and deposition in a supratidal domain (Fig. 4) (Riding 1991). All these features indicate deposition on a low-energy tidal flat with a high subaerial exposure index. Occasional higher energy conditions, possibly related to storms or spring tides, may have reworked previously semi-consolidated microbial mudstone to form flat-pebble breccia and conglomerate (facies 1A). In other cases, the presence of conglomerate with low-angle cross-bedding is interpreted as the fill of shallow tidal channels in the intertidal zone.

In the type 2 tidal-flat facies association, the presence of abundant black pebbles with pedogenic features (facies 2A) is indicative of subaerial exposure with the development of calcareous and organic-rich coastal paleosols (e.g., Miller et al. 2013), suggesting the existence of vegetated coastal areas. The black pebbles may have been derived from erosion and reworking of these calcareous coastal paleosols (Strasser et al. 1995). In this type of tidal flat, the irregular anastomosing microbial laminated facies (facies 2B) and

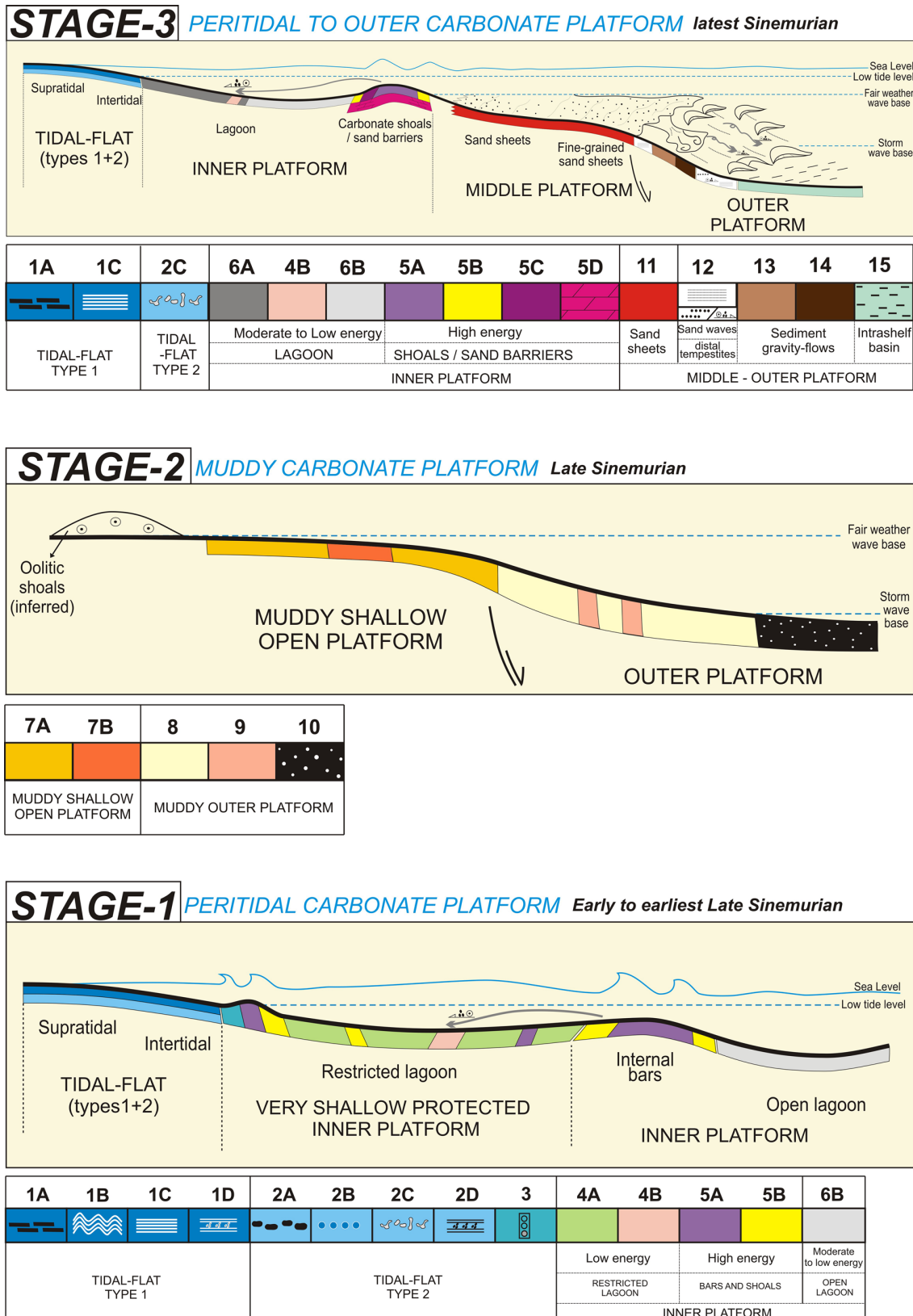


Fig. 4 Idealized platform profiles with distribution of the facies associations, facies types and depositional environments that characterize the three platform stages 1, 2 and 3. Note that geographical references are absent because these platform profiles are conceptual models

Table 1 Facies types, facies associations, and environmental interpretations for the Sinemurian carbonate platform (Es Barraca Member) of Mallorca

Facies association	Code	Facies type	Sedimentary, biogenic and diagenetic features	Fossil content	Main constituents	Interpretation/environment
Tidal-flat type 1	1A	Flat-pebble breccia and conglomerate	Flat-pebble breccia with pebbles of laminated stromatolite	No fossil content	Microbial mats, peloids, dolomite rhombic crystals	Storm-reworked supratidal breccias and tidal channels
	1B	Wavy-crenulated microbial laminites	Wavy-crenulated millimetric to submillimetric micrite laminae. Tepee structures and desiccation cracks			Supratidal flat
	1C	Parallel microbial laminites	Parallel to smooth wavy millimetric to submillimetric laminites. Bioturbation common to scarce. Episodic laminoid fenestral fabric			Cyanobacterial mats in an intertidal flat
	1D	Fine-grained agglutinated stromatolite	Alternating couplets of dense micrite and very fine peloidal laminae. Fenestral fabric and episodic brecciation and circumgranular cracks			Laminated microbial facies. Intertidal to supratidal flat
Tidal-flat type 2	2A	Black-pebble conglomerate with pedogenic features	Intraclastic grainstone to rudstone and conglomerate with abundant black pebbles and stromatolite clasts with associated shrinkage cracks, pedogenic and stalaclitic cements, and internal vadose sediment	Low fossil diversity consisting of scarce gastropods, bivalves, dasycladalean algae (fragments)	Intraclasts and black pebbles derived from erosion and reworking of calcareous coastal paleosoils	Vegetated marsh areas in a coastal wetland. Supratidal to terrestrial
	2B	Spongiostrome stromatolite	Irregular anastomosing microbial lamination, irregular fenestrae and birdeyes. Geopetal sediment infilling		Microbial mats, clotted peloids	Laminated microbial facies deposited in intertidal areas and pond margins with common desiccation
	2C	Coarse-grained agglutinated stromatolite	Alternating couplets of dense-laminated micrite and medium-to fine-grained peloidal-fenestral laminae. Locally rootcasts, shrinkage fissures and vugs	Minor amounts of benthic foraminifera	Microbial mats, peloids, spherulites, clotted micrite, intraclasts	Laminated microbial facies Tide-influenced marginal marine areas. Intertidal to supratidal
	2D	Fenestral mudstone	Dense micrite with irregular fenestral pores and occasionally with fine rhizotubules and desiccation cracks, and rare oomolds	Rare ostracods, gastropods, algae and bivalve debris, miliolids	Micrite	Ponds in coastal wetlands, very shallow subtidal, occasionally vegetated
Restricted lagoon Inner platform	3	Intraclastic-peloidal and oolitic-peloidal grainstone	Decimetric-thick sand beds affected by diagenesis. Normal grading, planar and cross-lamination. Presence of stalaclitic cements, micrite meniscus cement, micritization, calcrete crusts, keystone vugs and fenestrae, root-casts, rhizoliths, early dissolution of vugs and molds, internal infilling sediment	Scatter bivalve and gastropod fragments (molds), benthic foraminifera, <i>Favrethia</i> -like coprolites	Peloids, lithic peloids, ooids, oomolds, and intraclasts of lime mudstone, dolomitic mudstone and stromatolites, clotted glauclites	Oomolds may have been originally aragonitic oolites dissolved during subaerial exposure. Beach sands subaerially exposed. Inter-supratidal
	4A	Mudstone	Massive to slightly laminated mudstone to wackestone. Tabular beds 1–3 m thick, isolated or arranged in packages of variable thickness. Scatter dolomite rhombic crystals	Low fossil diversity consisting of scarce ostracods, miliolids, and rarely other foraminifera	Micrite	Low energy. Shallow subtidal. Restricted lagoon
Restricted lagoon Inner platform	4B	Oolitic-peloidal-skeletal wackestone	Centimetric to decimetric beds of wackestone to packstone with vague millimetric parallel-lamination, interbedded between facies 4A. Bioturbation	Allochthonous fragments of bivalves, gastropods and algae (<i>Palaeodasycladus</i> , <i>Thaumatoporella</i>). Rare benthic foraminifera (textulariids, siphonulitids, miliolids), <i>Favrethia</i> -like coprolites	Lithic peloids, superficial ooids, floating shrunken ooids and oomolds, intraclasts, and allochthonous bioclasts	Sand shoal- and beach-derived sediment deposited by episodic storms in the sheltered lagoon (storm washovers)

**Table 1** (continued)

Facies association	Code	Facies type	Sedimentary, biogenic and diagenetic features	Fossil content	Main constituents	Interpretation/environment
Bars and shoals						
Inner platform						
	5A	Oolitic-peloidal grainstone	0.2 to 5-m-thick beds of moderate- to well-sorted oolitic-peloidal grainstone. Lamination and grain gradation and orientation. Normal grading	Fragments of bivalves, gastropods, dasycladalean algae (<i>Palaeodasycladus</i>), <i>Thaumatoporella</i> , <i>Nereidites</i> . Miliolids (abundant in 5B) and other benthic foraminifera (textulariids, siphonulid and miliolids occasionally abundant)	Ooids, lithic peloids derived from reworked lagoonal mudstones or microbial mats, variable amounts of intraclasts, bahamite ooids (micritized), minor eccentric ooids and oomolds, and pellets	Internal and marginal bars and shoals under influence of tides and waves. The graded lamination suggests moderate- to high-energy shallow subtidal environment
	5B	Peloidal-intraclastic-foraminiferal grainstone	Decimetric to meter-thick beds of moderate to poorly sorted grainstone. Alternating peloid-oolid laminae and intraclastic-bioclastic laminae			
	5C	Peloidal-oolitic-oolitic grainstone	Decimetric to meter-thick beds of poorly sorted grainstone. Lamination caused by alternating peloid-oolid layers and oolitic-intraclast layers	Fragments of bivalves, gastropods, dasycladalean algae (<i>Palaeodasycladus</i>), <i>Thaumatoporella</i> , cyanobacteria. Miliolids, benthic foraminifera (textulariids, siphonulid and miliolids occasionally abundant), encrusting foraminifera (nubeculariids)	Oncoids (> 2 mm) and grains with oncolitic envelopes consisting of calcimicrobes and encrusting foraminifera crusts, microbial lumps and aggregate grains, intraclasts, ooids, peloids (50–100 mm)	Moderate to high energy, shallow subtidal Back-shoal storm-sheets
	5D	Dolograinstone	Dolomite with ooid ghosts. Cross-bedding			High energy, subtidal environment. Sand barriers and shoals
Open lagoon						
Inner platform						
	6A	Skeletal mudstone-wackestone	Beds 0.5–2 m thick Common bioturbation	Bivalves, gastropods, common dasycladalean algae (<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>), <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cayeuxia</i> .	Peloids, bioclasts, green algae, cyanophytes, foraminifera, cortoids, oncoids (> 2 mm). Rare intraclasts	The abundance of foraminifera, dasycladalean, and other green algae and molluscs indicates shallow but more open-marine environment and normal-marine salinity
	6B	Foraminiferal-peloidal-oolitic wackestone-packstone		Abundant benthic foraminifera including textulariids, siphonulid, <i>Glomospira</i> , and large lituolids. Rare corals and echinoderm plates		Low energy, shallow subtidal inner platform/lagoon
Muddy shallow open platform						
	7A	Skeletal wackestone-floatstone	Decimetric to metric massive beds. Parallel-oriented bioclasts. Bioturbation	Bivalves, gastropods, brachiopods, crinoidal debris (up to 2 mm). Benthic foraminifera (textulariids, siphonulid, nodosariids, and lituolids)	Abundant bivalve debris (> 2 mm) and whole shells	Low-energy shallow subtidal. Muddy open platform
	7B	Skeletal-oolitic-peloidal wackestone-packstone	Decimetric to metric massive beds. Bioturbation	Bivalve fragments, gastropods, crinoidal debris. Encrusting microorganisms. Rare textulariids, nodosariids and other benthic foraminifera	Bioclasts, oncoids, peloids, ooids, cortoids	
Muddy outer platform						
	8	Massive mudstone	Massive and thick-bedded mudstones Variable bioturbation	Pteropods, planktic crinoids, crinoid ossicles, sponge spicules. Rare textulariids, nodosariids, gastropod and bivalve shells	Micrite matrix with pteropods, small peloids and scarce bioclasts	Low energy Outer platform
	9	Peloidal wackestone-packstone levels	Centimetric to millimetric graded layers and laminae made of small-size bioclasts and peloids, intercalated in facies 8	Rare foraminifera and shells	Intraclasts, peloids	Distal tempestites. Outer platform
	10	Spiculitic wackestone-packstone	1 to 2-m-thick beds. Occasional interbedded slumped deposits. Bioturbation	Sponge spicules. Calcspheres, ostracods, planktic foraminifera. Rare textulariids	Sponge spicules (monaxon, triaxon), lithic peloids, glauconite, pyrite	Outer platform



Table 1 (continued)

Facies association	Code	Facies type	Sedimentary, biogenic and diagenetic features	Fossil content	Main constituents	Interpretation/environment
Middle-outer platform	11	Well-sorted peloidal-skeletal silty grainstone	Decimetric (20–50 cm thick) tabular beds with parallel, undulating in-phase and current-ripple laminations. Occasional alternating millimetric peloidal-rich and skeletal-rich laminae. Well to very well sorting (200–300 µm)	Small-sized unidentified mollusc debris. Echinoderm debris and spines. Textulariids and other small-sized benthic foraminifera	Abundant small-size lithic peloids and bioclasts. Less-abundant intra-clasts, ooids. Silt- to fine-sand size quartz grains	Middle platform sand sheets with siliciclastic influence. Frequent reworking by moderate currents
	12A	Very fine laminated mudstone and calcisiltite	Centimetric to metric tabular beds, with parallel and cross-bedding and occasionally hummocky cross-stratification. Very fine parallel or undulating lamination (climbing ripples) usually with normal grading	No fossil content	Very fine lithic peloids, lime mud and rare intraclasts	Storm-driven currents sandwaves and distal-muddy tempestites in the outer platform
	12B	Fine-grained laminated peloidal packstone	Millimetric peloidal graded laminites	Rare small-sized benthic foraminifera. <i>Favreina</i> -like coprolites. Rare fragmented molluscs	Ooids, peloids	The mud and graded silts probably represent deposition from storm-induced suspension clouds
	12C	Oolitic-peloidal grainstone	Centimetric layers			Storm events (tempestites) in outer platform
	13	Poorly sorted intraclastic-pebbly grainstone	Centimetric to metric tabular beds. Poorly sorted and well-rounded grains and pebbles up to 5 cm in size. Sharp erosive bases. Internally disorganized with clasts chaotically orientated, or with inverse grading	Mollusc fragments. Echinoderm plates and crinoidal debris. Bryozoan debris. Rare small-sized benthic foraminifera	Intraclasts of different limestone lithologies and sizes, well rounded. Peloids. Rare ooids and ooid fragments. Silt- to fine-sand size quartz grains	Moderate to high-energy, subtidal, open sea. Reworked material by storm-related combined unidirectional-oscillatory flows and gravity flows
	14	Oolitic-peloidal-intraclastic wackestone-packstone	Decimetric to metric tabular beds. Poor to moderate sorting. Mud to grain supported	Mollusc debris. Echinoderm and crinoidal debris	Abundant radial-fibrous ooids. Lumps, intraclasts, peloids	
	15	Marls, marly limestone and wackestone	Interbedded decimetric beds of calcareous shale, argillaceous nodular limestone and micritic limestone. Bioturbation	Bivalves, gastropods, brachiopods, crinoids	Macrofossils. Silt- to fine-sand size quartz grains	Outer platform

the agglutinated stromatolites (facies 2C) are interpreted to have been deposited in intertidal areas with intermittent exposure and desiccation (Riding 1991). The fenestral mudstone (facies 2D) represents deposition in restricted marginal ponds developed in the intertidal belt, probably under brackish-water conditions, as indicated by the scarce fauna almost limited to gastropods and small foraminifera (e.g., Harris 1986). All these characteristics suggest deposition in coastal wetlands with vegetated marsh areas (e.g., Wright and Azerêzo 2006), and facies representative of terrestrial, supratidal, intertidal, and pond environments. The associated planar and cross-laminated grainstone with vadose diagenetic features (facies 3) is interpreted as local beach sands or event beds (e.g., storms), subaerially exposed. The abundance of oomolds suggests that these ooids may have been originally aragonitic and that they were dissolved shortly after their accumulation due to subaerial exposure (Strasser 1986; Flügel 2010).

Restricted lagoon facies association

Description This facies association includes massive to slightly laminated mudstone to wackestone (facies 4A) and oolitic-peloidal-skeletal wackestone (facies 4B) (Table 1). Facies 4A is arranged in 1 to 3-m-thick tabular beds that include interlayered cm- to dm-thick beds of the oolitic-peloidal-skeletal wackestone of facies 4B, with faint millimetric parallel lamination and local bioturbation on top.

Mudstone to wackestone facies 4A (Fig. 6a) has a low fossil diversity consisting of scarce ostracods, miliolids and other rare small benthic foraminifera. The main constituents of facies 4B are lithic peloids, superficial ooids, floating shrunken ooids and oomolds, intraclasts, fragments of bivalves, gastropods and rare benthic foraminifera (textulariids, siphonulidulids, and litiolids). Algae fragments including the dasycladalean *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) and the microproblematica *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) are also present (Fig. 7d–g).

Paleoenvironmental interpretation Low fossil diversity and mud-supported texture in facies 4A suggest deposition in a low-energy shallow subtidal environment, most probably in a restricted lagoon with fluctuations in seawater salinity and temperature, which inhibited the proliferation of normal-marine benthic organisms. The intermittent intercalation of grain-rich beds with tractive laminated structures (facies 4B) represents periodic interruption of the quiet-water conditions by high-energy events. They are interpreted as probable storm washover deposits, with sand bank- or shoal-derived sediments redeposited by episodic storms in the restricted lagoon, and affected by bioturbation during quiet conditions.

Bars/shoals facies association

Description This facies association is composed of four distinct grain-supported facies (Table 1): oolitic-peloidal grainstone (facies 5A), peloidal-intraclastic-foraminiferal grainstone (facies 5B), poorly sorted peloidal-oncolitic-oolitic grainstone (facies 5C) and dolograins (facies 5D).

The oolitic-peloidal grainstone (facies 5A; Fig. 6b) is arranged in 0.2–5 m-thick beds and are moderately to well sorted. Parallel to diffuse wavy lamination, normal grading and grain orientation are present. The peloidal-intraclastic-foraminiferal grainstone (facies 5B; Fig. 6c) is arranged in dm- to m-thick beds. It is moderate to poorly sorted and shows alternations of peloidal-oolitic and intraclastic-bioclastic laminae. The main non-skeletal grains, in both facies 5A and 5B, are ooids with micritic and/or well-developed fibrous-radial cortices (types 1 and 3 of Strasser 1986), lithic peloids derived from reworking of lagoonal mudstone and microbial laminites, along with variable amounts of intraclasts, bahamite (micritized) ooids, eccentric and shrunken (geopetal) ooids, oomolds and peloids. The poorly sorted peloidal-oncolitic-oolitic grainstone (facies 5C; Figs. 6d–e and 10h) is arranged in dm- to m-thick beds with lamination defined by the alternation of peloidal-oolitic layers and oncolitic-intraclastic layers. Main components of this facies are mm- to cm-sized oncoids with complex cortices consisting of calcimicrobes and encrusting foraminifera crusts (type IV of Dahanayake 1977), microbial lumps and aggregate grains, intraclasts, ooids and fine-grained (50–100 µm) peloids.

Fossil content in facies 5A, 5B and 5C consists of fragments of bivalves, gastropods, dasycladalean algae (*Palaeodasycladus mediterraneus*), microproblematica algae *Thaumatoporella parvovesiculifera*, favreid coprolites (Fig. 7a, b) and benthic foraminifera including miliolids, textulariids, siphonulidulids, and local litiolids (in facies 5C). Encrusting foraminifera (nubeculariids) are locally present. Some bed tops also show bioturbation.

In the Cutri section, the previous facies exhibit strong dolomitization destroying the original texture. In this case, these facies are represented by dolograins (facies 5D) with ghosts of ooids and oncoids, arranged in m-thick beds with cross-bedding.

Paleoenvironmental interpretation The oolitic and peloidal grainstones (facies 5A and 5B) occur interbedded with lagoonal mudstone and laminated microbial facies of the tidal-flat facies association (Fig. 3), suggesting a shallow subtidal environment in the internal platform. The presence of ooids, intraclasts and lithic peloids, and the tractive structures (parallel to wavy lamination, normal grading, oriented bioclasts and intraclasts) suggest moderate to high energy.

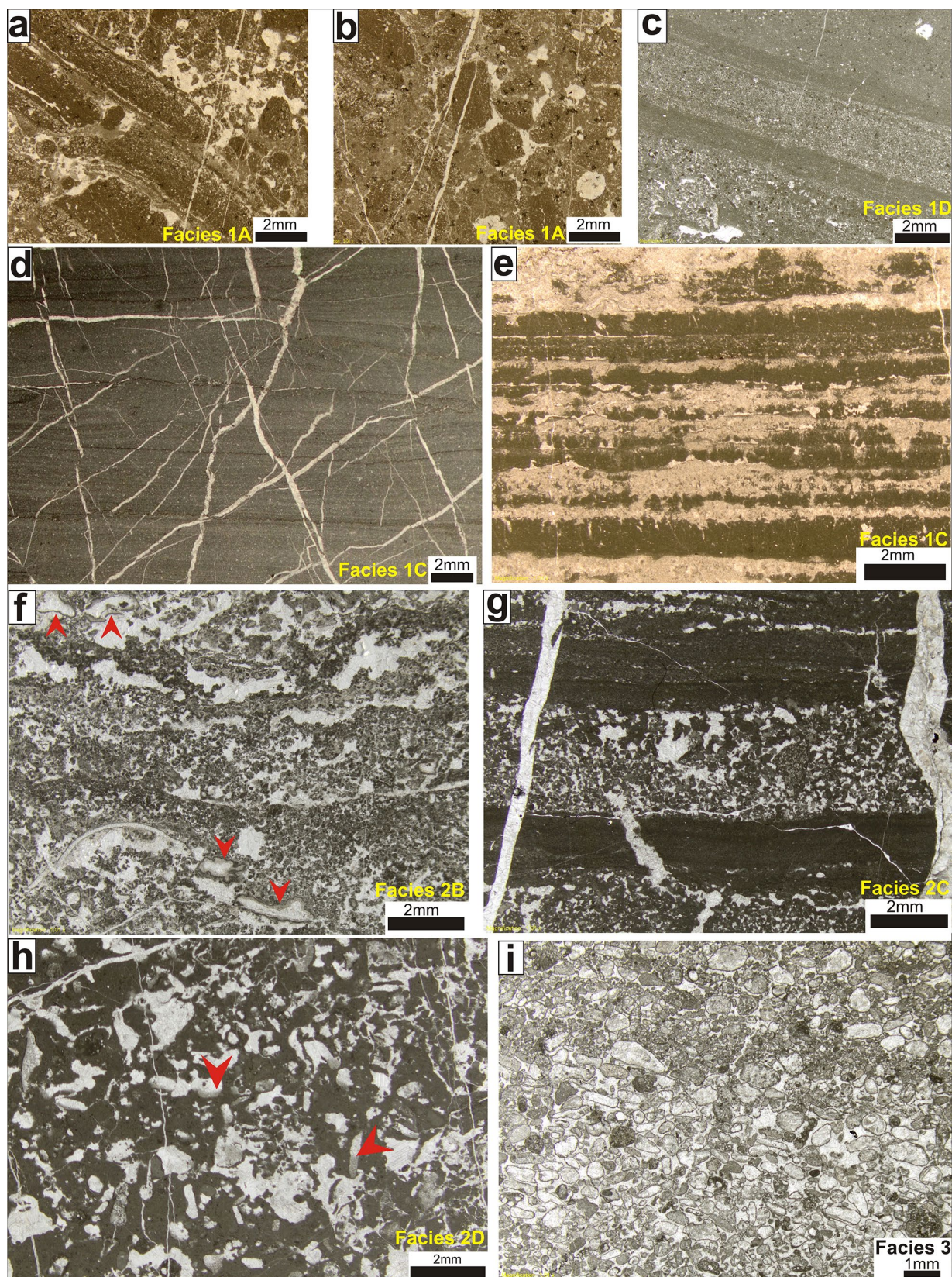


Fig. 5 Microfacies images of the tidal-flat facies association. **a, b** Photomicrographs of supratidal flat-pebble breccia (facies 1A). Intraclasts are made of microbial laminite. **c** Fine-grained agglutinated stromatolite (facies 1D) with parallel laminae. Note the alternation of darker laminae (micritic) and lighter laminae (micropeloidal), the latter with fenestrae. **d, e** Parallel microbial laminites (facies 1C). Note strong dolomitization (white color) of grain-supported laminae in **e**. **f** Spongiostrome stromatolite (facies 2B) with irregular lamination and well-developed fenestrae. Note the presence of the microproblematic *Thaumatoporella parvovesiculifera* (red arrows) in the peloidal-bioclastic laminae. **g** Coarse-grained agglutinated stromatolite (facies 2C). Note couplets of dense micrite laminae (black color) and peloidal fenestral laminae. **h** Mudstone with irregular fenestrae (facies 2D). Note micritic geopetal sediment filling pores (red arrows). **i** Intraclastic-bioclastic-peloidal grainstone (facies 3). Note micrite envelopes around grains. Some bioclasts and intraclasts dissolved and molds filled by calcite spar cement

These facies are interpreted to represent internal and marginal sand bars and shoals (Fig. 4). The presence in some beds of shrunken ooids and oomolds could also be consistent with a shallow environment with occasional subaerial exposure of the bar tops (Mazzullo 1977), as long as such ooids are interpreted to result from meteoric dissolution of the ooid cortices (that could have been originally of evaporite minerals or aragonite) with the consequent drop of the core (Strasser 1986; Flügel 2010). Alternatively, they may be the result of the selective aggrading recrystallization of the ooid nuclei, in response to downward-migrating meteoric waters during periods of subaerial exposure (Mazzullo 1977). The abundance in some beds of bahamite ooids points also to an original composition as aragonite for this type of grain (Vulpis and Kiessling 2018), whereas those ooids with well-preserved concentric fibrous-radial cortices are interpreted to have been precipitated as low-magnesium calcite or as high-magnesium calcite, transformed into stable low-magnesium calcite during very early diagenesis (Strasser 1986; Vulpis and Kiessling 2018). The local presence of bioturbation at bed tops indicates quiet periods with stabilization of the bars.

In facies 5C, the presence of type IV oncooids is indicative of long calm periods with intermittent agitation (Dahanayake 1977). This facies is interpreted to have been deposited in backshoal protected areas (Fig. 4). Finally, the presence of cross-bedding in dolograstone of facies 5D is interpreted to reflect deposition in high-energy subtidal sand bars and barrier shoals.

Inner platform/open-lagoon facies association

Description This facies association consists of mud-supported and commonly bioturbated facies that includes two facies types (Table 1): skeletal mudstone-wackestone (facies 6A) and foraminiferal-peloidal-oncolitic wackestone to packstone (facies 6B). These facies are arranged in tabular, massive beds, with thicknesses ranging between

0.5 and 2 m. The main components are bioclasts (fragments of bivalves, gastropods, Fig. 12a), algae (*Palaeodasycladus mediterraneus*, microproblematic *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Figs. 6h, 7d–g), the calcimicrobe *Cayeuxia* sp. (Fig. 7c), echinoderm plates, benthic foraminifera (textulariids, siphonvalvulinids, *Glomospira* sp. and large litooids), peloids, cortoids and porostromate oncooids more than 2 mm in size (Fig. 6f–g). The oncooids have micritic, non-laminated and non-concentric thick cortices with irregular to elongate sparitic patches probably representing an irregular growth of multitaxon communities of algal filaments, *Rivularia*-type and other calcimicrobes, and encrusting foraminifera (Fig. 6f–g). Many of the oncooids do not have a well-differentiated nucleus (simple or complex type IV oncooids of Dahanayake 1977), but others show fragments of bivalves, gastropods, algae or intraclasts in their nuclei (type III oncooids of Dahanayake 1977).

Paleoenvironmental interpretation The abundance of foraminifera including larger litooids, dasycladalean and other green algae, and molluscs suggests a shallow marine environment with normal-marine salinity (e.g., Barattolo and Bigozzi 1996). Mesozoic oncooids could have been formed in a wide variety of environments (e.g., Bádenas and Aurell 2010), but in this facies association, the accompanying shallow-platform components, as well as the irregular shape and the nature of oncooid cortices and nuclei suggest a shallow low-energy and protected environment (Flügel 2010). The shape of the oncooids (type III and IV of Dahanayake 1977) with their irregular morphology and thick cortices, and the presence of encrusting microorganisms, suggest long periods of quiet environmental conditions interrupted by occasional events of water agitation (Dahanayake 1977). Therefore, this facies association is interpreted to characterize an open lagoon or a low-energy inner platform setting (Fig. 4).

Muddy shallow open-platform facies association

Description This facies association is characterized by skeletal mudstone-wackestone to floatstone (facies 7A) and skeletal-oncolitic-peloidal wackestone-packstone (facies 7B) (Table 1, Figs. 8a–d and 12b). Both facies are arranged in massive dm- to m-thick beds with common bioturbation. Facies 7A shows common skeletal fragments (typically > 2 mm in size; Fig. 8a) usually aligned and oriented parallel to bedding. The skeletal content includes whole shell and articulated heterodontid and megalodontid bivalves, gastropods, brachiopods, crinoids, and benthic foraminifera (textulariids, siphonvalvulinids, nodosariids, and litooids). Facies 7B contains the same bioclasts encountered in facies 7A, in addition to peloids, oncooids (types II and IV

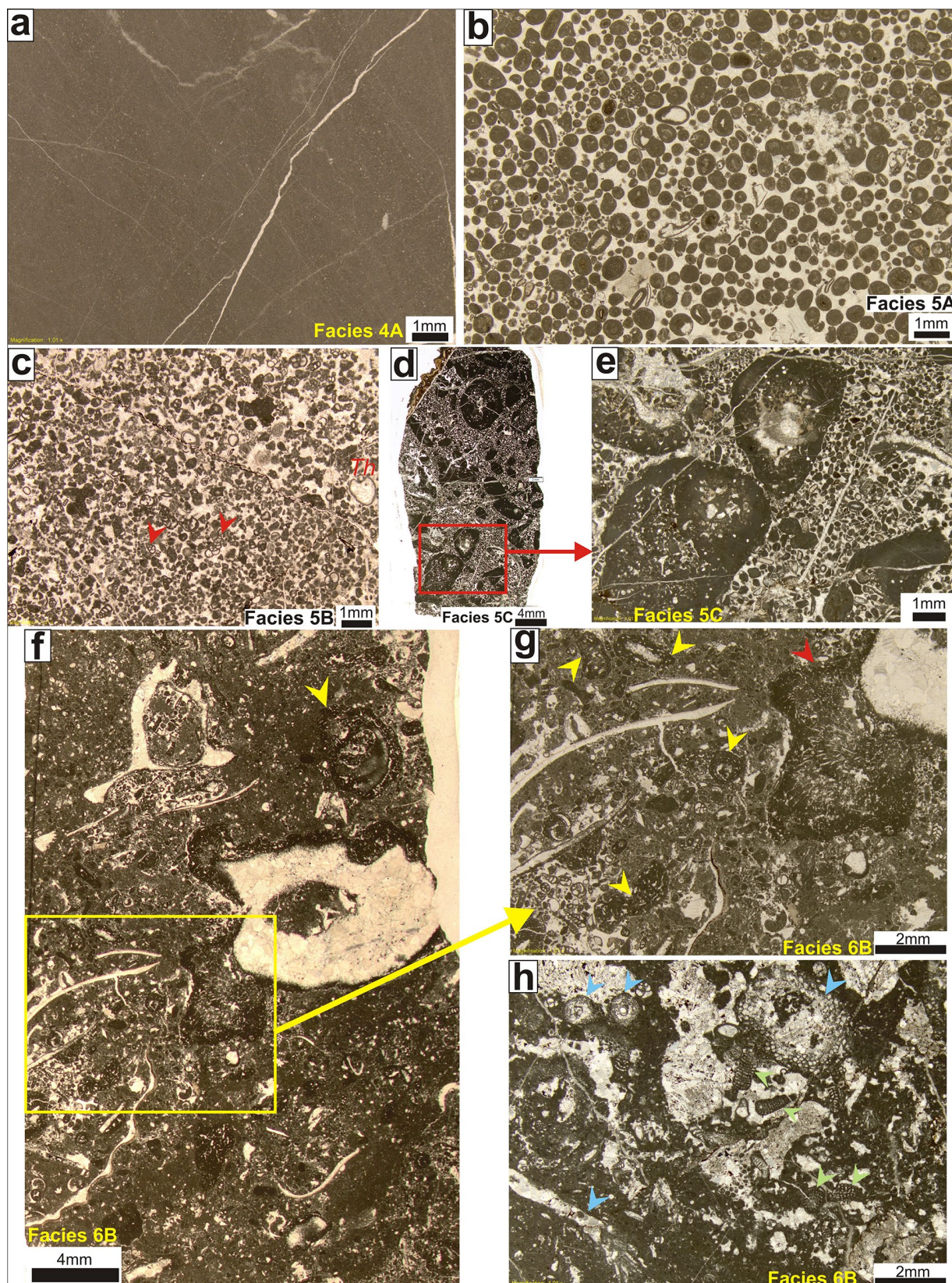


Fig. 6 Microfacies of the restricted lagoon facies association (a), bar/shoal facies association (b–e) and open-lagoon facies association (f–h). **a** Pure lime mudstone of facies 4A. **b** Oolitic-peloidal grainstone (facies 5A). Note the widespread micritization of ooids (bahamite ooids, type 1 of Strasser 1986). **c** Peloidal-intraclastic-foraminiferal grainstone (facies 5B). Fragments of *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Th) are present. Note the abundance of small foraminifera (some examples marked with red arrows). **d, e** Poorly sorted peloidal-oncolitic-oolitic grainstone (facies 5C). Detail of simple and composite type IV oncoids (sensu Dahanayake 1977) (**e**). **f–h** Foraminiferal-peloidal-oncolitic wackestone-packstone (facies 6B). In **f, g**, note oncoids with simple microbial cortices (yellow arrows) and others with bioclastic nuclei and an irregular cortex composed of *Rivularia*-type calcimicrobes and possible encrusting foraminifers (red arrows). In **h**, note abundant oblique and longitudinal sections of the alga *Palaeodasycladus mediterraneus* (blue arrows) and litooids (light green arrows)

of Dahanayake 1977), cortoids (Fig. 8b–d) and locally thin ooid-rich intercalations.

Paleoenvironmental interpretation This facies association is representative of a low-energy shallow subtidal environment on a muddy platform (Fig. 4). The diversity of the skeletal content indicates open-marine conditions. The common bioturbation and the rare presence of tractive structures (oriented skeletal fragments) suggest deposition in a predominantly quiet environment below fair weather wave base. Local intercalation of ooid-rich layers suggests that the ooids likely formed in adjacent shallower areas and were reworked into this part of the platform by currents or storms.

Muddy outer-platform facies association

Description This facies association includes massive mudstone (facies 8), peloidal wackestone-packstone levels (facies 9), and spiculitic wackestone-packstone (facies 10) (Table 1, Fig. 8e–i). Mudstone of facies 8 is arranged in m-thick beds with abundant bioturbation (Fig. 12c). It contains small peloids, mm-sized planktic pteropods (*Pseudocreceis liasicus* Colom 1970; Fig. 8e–f), crinoid ossicles, sponge spicules, rare textulariids, nodosariids, gastropods, and bivalve shells floating in a micritic matrix. Facies 9 forms discrete mm- to cm-thick graded layers intercalated in facies 8 (Fig. 8g), composed of small bioclasts, mm-sized mudstone intraclasts and peloids. The spiculitic wackestone-packstone (facies 10) is arranged in 1 to 2-m-thick strata, with local presence of slightly slumped beds (Fig. 3, Es Barraca section). It is composed of abundant sponge spicules (monoaxon, triaxon), calcispheres, ostracods, planktic foraminifera, and rare textulariids (Fig. 8h–i). Other minor components are lithic peloids and small glauconite grains and pyrite.

Paleoenvironmental interpretation The mud-supported texture, the presence of bioturbation and the skeletal content of this facies association indicate an outer, open-marine, low-energy environment below storm wave base, but occasionally affected by waning storm flows. During these higher-energy episodes, thin layers made of peloids and intraclasts (facies 9) were resedimented as distal tempestites (Einsele and Seilacher 1991). The presence of glauconite and pyrite may indicate slightly reducing seafloor conditions and relative low oxygen levels (Harder 1980; Fernández-Bastero et al. 2000), and the abundance of sponge spicules, calcispheres, and planktic foraminifera indicate open-marine conditions on an outer platform. The local slumped beds observed could have been triggered by episodes of oversteepening (e.g., Cook and Mullins 1983; Einsele 1991) or seismic activity (e.g., Martín-Chivelet et al. 2011).

Middle to outer platform facies association

Description This facies association consists of seven facies types (facies 11–15, Table 1), which can be either matrix or grain supported. Facies 11 consists of well to very well sorted peloidal-skeletal fine-grained grainstone (Fig. 8j–l), arranged in tabular beds 20–50 cm thick, with plane-parallel, undulating in-phase and current-ripple lamination. Locally, it shows alternating, millimeter-thick, peloidal-rich, and skeletal-rich laminae. The main constituents are small (100–200 µm) lithic peloids and bioclasts (Fig. 8l). Less abundant are intraclasts, ooids, and silt to fine-grained sand quartz grains (Fig. 8j–k). The fossil content consists of small unidentified mollusc debris, echinoderm plates and spines, textulariids, and other small benthic foraminifera.

Facies 12A consists of very fine laminated mudstone and calcisiltite, arranged in cm- to m-thick tabular beds, with plane-parallel and undulated climbing-ripple lamination, hummocky cross-lamination and cross-bedding in sets up to 1 m thick. Calcisiltite (> 50% of detrital silt-sized carbonate particles) is characterized by very fine mm-thick laminae, with usual normal grading (Fig. 9a). The components are lime mud and very fine to medium silt-sized lithic peloids and rare intraclasts. Facies 12B is associated with facies 12A, but differs from it in the larger size of the particles. It consists of mm-thick laminae of graded, fine-grained peloidal packstone (Fig. 9b–c) interlayered with laminated mudstone (facies 12A). Facies 12C consists of cm-thick layers of oolitic-peloidal grainstone that are interbedded with facies 12A and 12B (Fig. 9d).

Facies 13 consists of poorly sorted intraclastic pebbly grainstone to rudstone. It occurs in cm- to m-thick tabular beds with sharp erosive bases and clasts and pebbles usually chaotically oriented (Figs. 9e and 12d) or with inverse grading (Fig. 11f–g). The intraclasts and pebbles are well rounded. Principal components are intraclasts of different

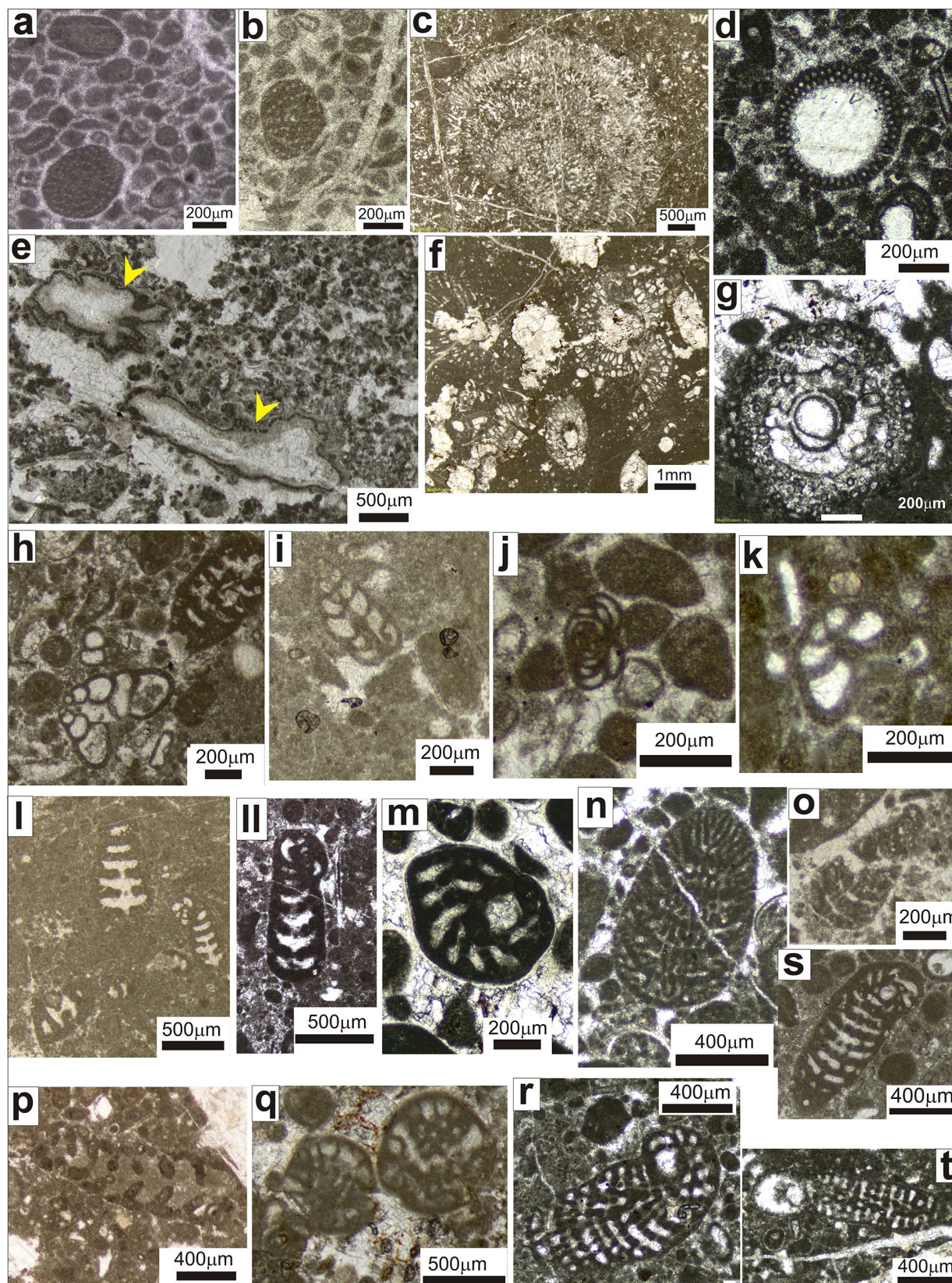


Fig. 7 Images of representative microfossils and microcoprolites from the Es Barraca Member. **a, b** *Favreina*-like coprolites. **c** *Cayeuxia* sp. **d, e** *Thaumatoporella parvovesiculifera*. **f–g** *Palaeodasycladus mediterraneus*. **h, i** *Siphovulvulina* sp. **j** *Meandrovoluta asiagoensis*. **k** *Duotaxis* sp. **l–ll** *Mesoendothyra* sp. **m** *Paleomayncina termieri*. **n** *Haurania deserta*. **o** *Amijiella amiji*. **p** *Everticyclammina praevirguliana*. **q–s** *Lituosepta recoarensis*. **t** *Orbitopsella primaeva* (primitive form)

limestone lithologies (lime mudstone, skeletal wackestone, oolitic grainstone, peloidal grainstone, etc.) and sizes (up to 5 cm), rare cm-sized and rounded quartzite extraclasts, scarce ooids and ooid fragments, and silt- to fine sand-sized quartz and carbonate grains (Fig. 9f). Fossil content includes mollusc fragments, echinoderm plates and crinoidal debris, bryozoan debris and rare small-sized benthic foraminifera. Facies 14 usually appears associated with facies 13 and consists of poorly to moderately sorted oolitic-peloidal-intraclastic wackestone to packstone, arranged in dm- to m-thick tabular beds. The main components are ooids, many with a radial-fibrous fabric (type 4 of Strasser 1986), lumps, intraclasts and peloids (Fig. 9g).

Facies 15 consist of alternating marl, marly limestone and wackestone arranged in dm-thick beds bearing macrofossils of bivalves, gastropods, brachiopods and crinoids (Fig. 9h).

Paleoenvironmental interpretation Facies 11 is interpreted as peloidal-skeletal sand sheets with some siliciclastic influence (silt and fine-sand quartz grains) which accumulated on a middle platform area below fair weather wave base. The associated sedimentary structures (parallel, undulating and current-ripple cross-lamination; Fig. 11d–e) suggest frequent reworking by moderate currents and probably storms. Facies 12–15 formed in an outer platform environment. The occurrence in facies 12A of undulating climbing lamination and cross-bedding with sets up to 1 m thick indicates migration of large bedforms and rapid sedimentation rates with a combination of deposition by traction and suspension, which was probably caused by storm-generated currents on the outer platform (e.g., Chaudhuri 2003; Payros et al. 2010; Brandano et al. 2012). The presence of local hummocky cross-lamination in facies 12A and the intercalation of lime-mud layers in facies 12B and 12C probably reflect storm wave action and deposition from storm-induced suspension clouds. The coarse-grained grain- and matrix-supported facies 13 and 14 are interpreted as sediment derived from the erosion of penecontemporaneous platform deposits, which probably were transported to the outer platform by combined unidirectional and oscillatory flows and/or gravity flows (Vierek 2010). The inverse grading of grains and pebbles (Fig. 11f–g) that occurs in some beds suggests avalanching or grain-to-grain collision processes (Tucker and Wright 1990; Dasgupta and Manna 2011). The nature of the clasts in grain-supported pebbly limestone, with a predominance

of well-rounded intraclasts of different textures, indicates reworking and transport of clasts from different areas on the platform. These flows may have been triggered by either strong storms or slope instability. The marl, marly limestone, and wackestone (facies 15) represent argillaceous-rich sedimentation on the outer platform.

Facies architecture and platform stages

The vertical and lateral arrangement of facies in the Sinemurian carbonate succession of Mallorca (Es Barraca Member) has allowed the identification of three stages in the evolution of the platform (stages 1–3 from older to younger; Figs. 3, 4 and 13), which are characterized by distinctive microfossil assemblages, facies architecture and platform profiles.

Biostratigraphic constraints of platform stages

The recognition of benthic microfossil assemblages along the six studied stratigraphic profiles has allowed a better age constraint of the defined platform stages. Thus, the fossil assemblage of the lower part of stage 1 shows, in all sections, a relatively low diversity of benthic foraminifera taxa, that consists of *Siphovulvulina* sp. (Fig. 7h–i), *Meandrovoluta asiagoensis* Fugagnoli and Rettori (Fig. 7j), *Glomospira* sp., *Mesoendothyra* sp. (Fig. 7l–ll), *Duotaxis* sp. (Fig. 7k) and some textulariids. According to Velić (2007) this association could be compatible with an early Sinemurian age. The upper part of stage 1 shows in addition *Haurania* sp., *Everticyclammina praevirguliana* Fugagnoli, and *Lituosepta recoarensis* Cati. The presence of *L. recoarensis* indicates already a late Sinemurian age for the upper part of stage 1, according to its stratigraphic occurrence in the Tethyan margins (Septfontaine 1984; Boudagher-Fadel and Bosence 2007; Velić 2007; Fugagnoli and Bassi 2015). The less restricted inner platform environments during this stage are also characterized by the abundance of calcareous algae including *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) (Fig. 7f, g), microporellid *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (Fig. 7d–e) and the calcimicrobe *Cayeuxia* sp. According to these data, an early Sinemurian to earliest late Sinemurian age is attributed to platform stage 1.

The following stage 2 shows a poorer fossil assemblage of benthic algae and foraminifera that includes few specimens of nodosariids, *Siphovulvulina* sp., *Glomospira* sp., *Everticyclammina praevirguliana* Fugagnoli, *Amijiella amiji* (Henson) (Fig. 7o) and *Lituosepta recoarensis* Cati, indicating a late Sinemurian age. Finally, the benthic foraminifera assemblage of stage 3 includes, in addition to *Lituosepta recoarensis* Cati (Fig. 7q–s), also *Haurania deserta* Henson (Fig. 7n), *Amijiella amiji* Henson, *Paleomayncina termieri*

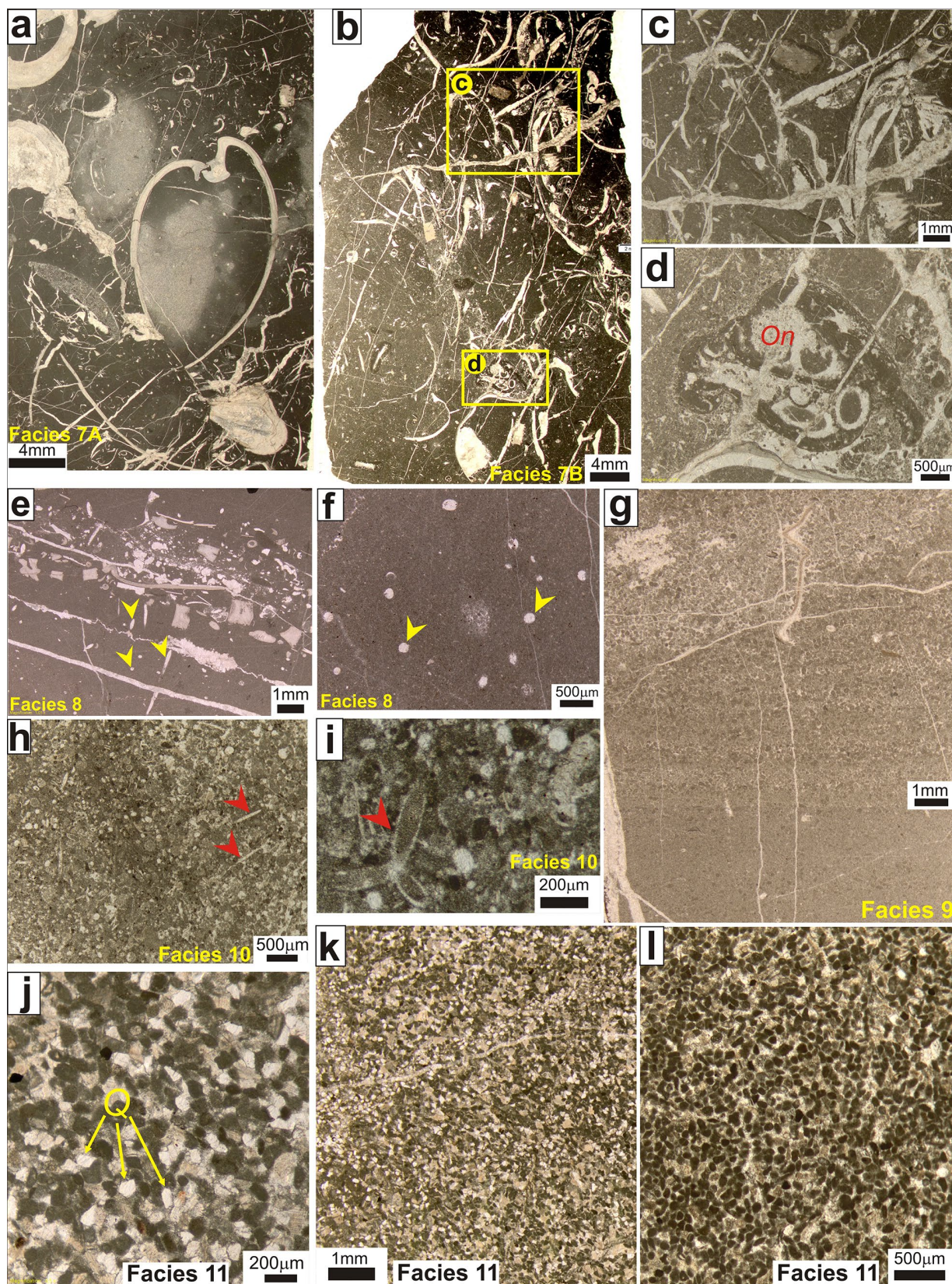


Fig. 8 Microfacies of muddy shallow open-platform (a–d), muddy outer-platform (e–i), and middle-outer platform (j–l) facies association. Photographs made with binocular microscope. **a** Skeletal wackestone (facies 7A). Note the presence of whole and articulate bivalve shells. **b–d** Skeletal-oncolitic-peloidal wackestone to packstone (facies 7B). See details of bioclasts (bivalves, crinoids) in photo **c** and of oncoids (On) in photo **d**. **e–f** Massive mudstone. Note the presence of pelagic pteropods (yellow arrows), possibly *Pseudocreceis liasicus* Colom 1970. **g** Thin peloidal levels (facies 9) with fine parallel tractive laminae. **h–i** Spiculitic packstone (facies 10). Note monoaxon and triaxon sponge spicules (red arrows). **j–l** Peloidal-skeletal fine-grained grainstone (facies 11). Note siliciclastic influence consisting of abundant very fine sand and silt-size quartz grains (**j, k**)

(Hottinger) (Fig. 7m), *Everticyclammina praevirguliana* Fugagnoli (Fig. 7p) and primitive forms of *Orbitopsella primaeva* (Henson) in the upper part (Fig. 7t). According to Septfontaine (1984) and Velić (2007), this assemblage suggests a late Sinemurian to latest Sinemurian age for the upper part of stage 3.

Stage 1: peritidal carbonate platform (early–earliest late Sinemurian)

Stage 1 represents a large, widespread peritidal carbonate platform characterized throughout the whole study area by deposition of shallow subtidal, intertidal, and supratidal facies associations, arranged in typical peritidal meter-scale shallowing-upward cycles (e.g., Strasser 1991; James 1984; Pratt et al. 1992; Bosence et al. 2000, 2009), which are not a topic of this study. This stage has been characterized in all the studied sections except in the Cosconar section (Fig. 3), where the outcrops of this part of the succession are inaccessible. The sedimentary thicknesses for this stage range from 58 m (Es Barraca section, Fig. 3) to 126 m (Son Maina section, Fig. 3). The base of platform stage 1 is represented in all the studied sections by a rapid upward change from dolomite of the Mal Pas Formation, attributed to the Hettangian and deposited in a coastal sabkha to restricted platform environments (Álvaro et al. 1989), to the Sinemurian shallow peritidal facies of the Es Barraca Member.

Stage 1 is composed mostly of an alternation of facies types 1 to 6 (Table 1), representative of tidal-flat, restricted lagoon and shallow inner-platform facies associations (1 in Fig. 13). The lateral facies distribution shows that most of these environments are represented in each of the studied sections from both the Tramuntana and Llevant Mountains ranges (Fig. 3), indicating far and rapid migration of facies belts as a consequence of the very low topographic gradients during this stage (Schlager 2005). In spite of this, there are some patterns in the distribution of the facies associations (Fig. 14). In particular, intertidal to supratidal facies, mainly of the type 2 tidal-flat facies association (facies 2A–2D and 3), are dominant to the northeast (Cuevas de Artá section, Figs. 3, 13 and 14). In this area, the intertidal facies include

spongiostrome (facies 2B) to coarse-grained agglutinated stromatolites (facies 2C) and fenestral limestone (facies 2D), whereas supratidal facies include abundant levels with black-pebble conglomerate, intraclasts of stromatolite and pedogenic features (facies 2A). This suggests the prevalence of subaerial exposure phases, with erosion and reworking of microbial laminites and calcareous coastal paleosoils developed in vegetated marsh areas (e.g., Wright and Azerêdo 2006). These facies are interbedded with a slightly lower amount of subtidal mudstone (facies 4A; Fig. 14) deposited in low-energy, shallow restricted lagoons. Higher-energy shallow subtidal facies represented by oolitic-peloidal shoals and inner bars (facies 5A–5B), although present, are scarce (Fig. 14) and also show evidence of subaerial exposure (abundance of bahamite and shrunken ooids and oomolds). All these features suggest that this area represented the shallowest part of the platform during this stage 1, developed probably in a coastal wetland with frequent subaerial exposure (Leinfelder 1987; Vera and Jiménez de Cisneros 1993; Wright and Azerêdo 2006).

Toward the southwest (Son Maina section, Fig. 3) and to the west (S'Heretat section, Fig. 3) of the Cuevas de Artá section, there is a prevalence of tidal-flat facies association of the two types (type 1 and type 2), interbedded with facies from restricted lagoon (facies 4A) and higher-energy inner bars and shoals (facies 5A–5B), in the lower half of the stage 1 succession (Fig. 14). In contrast, the upper half of the stage 1 succession is widely dominated by lagoonal facies (facies 6A; Figs. 3, 14), with the abundant presence of benthic foraminifera and calcareous algae that are indicative of a more open-marine environment but still in the shallow inner platform. This vertical and lateral trend suggests a slight general increase in the topographic gradient of the depositional profile towards these areas at least for the upper half of stage 1. Mostly to the west (Cutri section, Fig. 3), although the proportion of tidal-flat facies associations in both the lower and upper halves of stage 1 remains equal, there is an increase in the proportion of facies from restricted lagoons, a relative decrease of the higher-energy inner bar/shoal facies, and an occurrence of open-lagoon facies (about meter 100 of the section) in the upper half (Fig. 14), suggesting a similar trend of facies to that observed for the previous sections. An opposite trend is observed to the northwest in the Tramuntana Range (Es Barraca section), where there is an overall predominance of inner platform facies (restricted lagoon and inner bars/shoals facies associations) over the tidal-flat environments in the lower half, whereas towards the upper half, type 1 tidal-flat facies association becomes more abundant, decreasing the relative proportion of facies from restricted lagoon (Fig. 14).

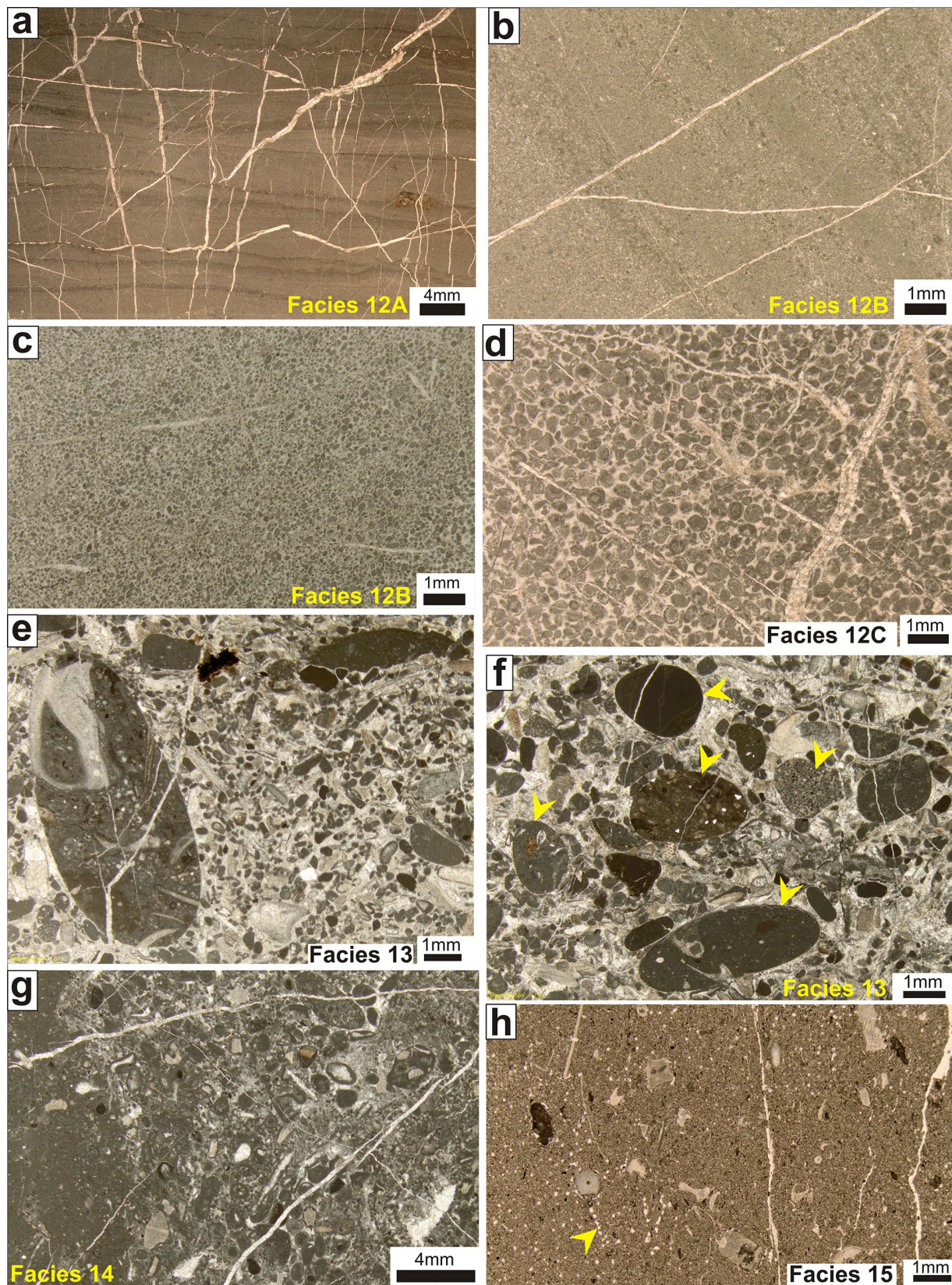


Fig. 9 Microfacies of outer-platform facies association. **a** Very fine laminated mudstone and calcisiltite (facies 12A). **b** Very fine-grained, laminated peloidal packstone grading to mudstone (facies 12B). **c** Very fine peloidal grainstone with millimetric graded laminae (facies 12B). **d** Oolitic-peloidal grainstone (facies 12C). **e–f** Poorly sorted intraclastic-pebbly grainstone (facies 13) under binocular microscope. Note different composition of limestone pebbles (yellow arrows). **g** Oolitic-peloidal-intraclastic wackestone to packstone (facies 14). **h** Marly limestone of the outermost platform under binocular microscope. Note the abundance of fine-grained quartz silt (yellow arrow) and crinoidal fragments (facies 15)

Stage 2: muddy carbonate platform (late Sinemurian)

The contact between stage 1 and stage 2 corresponds to a deepening surface on top of the peritidal facies of stage 1, giving way to open shallow to outer platform facies associations deposited on a muddy carbonate platform (Figs. 4, 13). This platform is constituted by facies types 7–10 (Table 1; Fig. 8). The lateral distribution of facies shows relatively shallower environments and a thinner (10–20 m) sedimentary succession to the east, in the Llevant Mountains domain (Cutri, S'Heretat and Son Maina sections, Fig. 3). Facies in this area are composed mainly of skeletal wackestone (facies 7A) and skeletal-oncolitic-peloidal wackestone to packstone (facies 7B), with some floatstone beds rich in megalodontid bivalves and gastropods, interbedded with minor amounts of massive mudstone (facies 8) and spiculitic packstone (facies 10) (Figs. 4, 13). Megalodont-rich floatstone and oncolitic wackestone indicate a shallow muddy substrate in a low-energy platform interior (Flügel 2010), whereas the abundance of crinoid and brachiopod debris and nodosariids (facies 7B; Table 1) indicate a connection with the open sea. Less common is the presence within facies 7B of isolated ooid-rich layers with foraminifera, which are interpreted to be reworked from an inferred adjacent non-outcropping (or eroded) oolitic belt developed in shallower portions of the platform. In the northeasternmost area of the Llevant Mountains (Cuevas de Artá section) stage 2 is missing (Figs. 3, 13) most probably due to post-depositional erosion during a subsequent extensional tectonic phase, or alternatively, due to non-deposition.

To the northwest, in the Tramuntana Range domain (Es Barraca and Cosconar sections, Figs. 3 and 12e), the contact with the underlying stage 1 is marked by the sudden occurrence of spiculitic wackestone-packstone (facies 10), locally slightly slumped, over tidal-flat laminites, indicating a sharp environmental change to deeper water conditions (e.g., Rychliński et al. 2018a) and some displacement of unconsolidated material. This indicates a probable increase of the depositional dip towards this domain (Fig. 13). Here, stage 2 shows a thicker succession (~80 m) compared to the sections of the Llevant Mountains domain (Fig. 14), and is constituted principally by thick-bedded bioturbated

mudstone (facies 8) with some intercalated centimetric to metric beds of skeletal-oncolitic wackestone-packstone with bivalves, gastropods, brachiopods and echinoderm debris (facies 7A, B), and layers of peloidal packstone (facies 9) (Fig. 14). The later are interpreted as reworked material, resedimented from the shallower zone located to the east, probably during storm events (tempestites). All these features suggest deposition in an outer platform environment (Fig. 13).

Stage 3: Peritidal to outer carbonate platform (latest Sinemurian)

The transition of platform stage 2 to stage 3 marks a rapid sedimentary change from a mud-dominated open platform to a carbonate platform with well-defined depositional domains and facies belts (3 in Fig. 13). Lateral facies correlation for this stage shows that the shallower platform environments were located to the east, in the Llevant Mountains domain (Cutri, S'Heretat and Son Maina sections, Figs. 3, 13, 14). Here, dominating facies are inner platform lagoonal facies 6A–6B interbedded with oolitic-peloidal sands deposited in marginal to internal bars and shoals (facies 5A–5C; Fig. 14). The lagoonal facies are rich in bivalves, calcareous algae and benthic foraminifera, which indicate open-marine conditions but still in a shallow inner platform setting (open lagoon). Tidal-flat facies associations, composed of inter- to supratidal microbial laminite, flat-pebble breccia and fenestral mudstone, are volumetrically minor (Fig. 14) and appear as thin beds capping typical shallowing-upward meter-scale cycles (Strasser 1991; Fig. 10g). In the Cutri section (Figs. 3 and 11a), the onset of stage 3 is recognized by the development of an erosional surface that truncates the underlying limestone strata of the previous stage. It separates the muddy shallow open-platform deposits of stage 2 from overlying peritidal facies of stage 3 (Fig. 11b). The surface is coated by a ferruginous crust partially reworked in clasts forming the basal lags of shallow tidal channels associated to the intertidal deposits of the base of stage 3 (Fig. 11c). Above this surface there is a general upward evolution from a predominance of subtidal-peritidal facies in the lower part of the succession, to a predominance of stacked oolitic grainstone (facies 5A, 5C, 5D), followed by peloidal-skeletal grainstone (facies 11) with siliciclastic influence (quartz sand grains) at the end of this stage. These facies represent the deposits of high-energy oolitic shoals, subtidal bars and sand sheets likely located at or near the platform margin, and above or close to fair weather wave base (Figs. 4, 13). Therefore, the described evolution is interpreted as resulting from an upward retrogradation of facies belts. Backward to these shoals and sands sheets (S'Heretat and Son Maina sections), facies associations show a predominance of subtidal lower energy deposits (Fig. 14), which consist

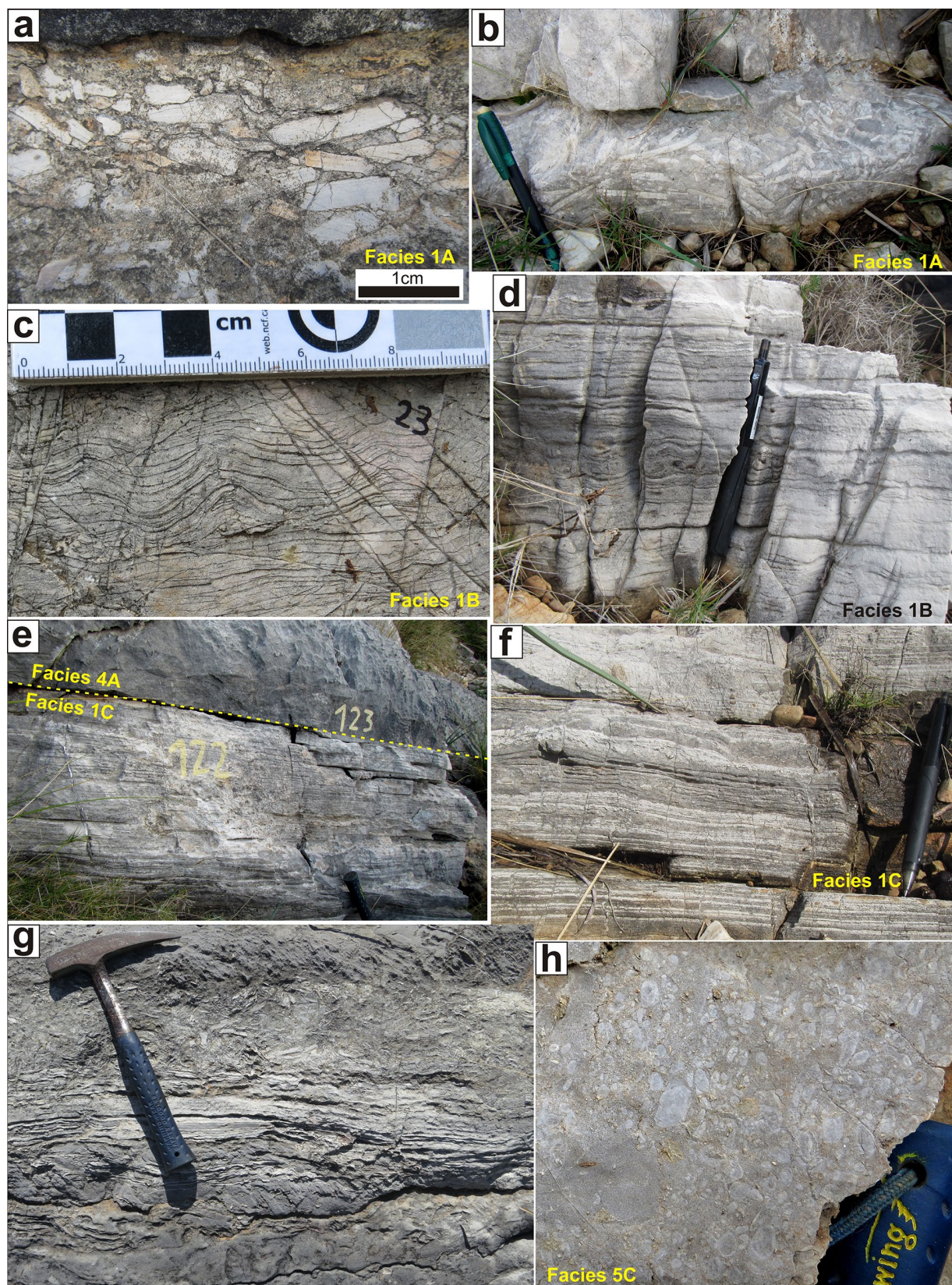


Fig. 10 **a, b** Examples of supratidal flat-pebble breccia (facies 1A) in the Cutri section. Centimeter size flat pebbles are made of microbial laminites. **c, d** Field aspect of wavy microbial laminites (facies 1B), examples from the Es Barraca section (c) and the Cutri section (d). **e** Vertical stacking of intertidal facies 1C overlain by protected lagoonal facies 4A. Field example from the Cutri section. **f** Parallel microbial laminites (facies 1C) from Cuevas de Artá section. Note light grey color for the micritic laminae and dark grey color for the grain-supported laminae. **g** Field aspect of intertidal microbial laminites grading upward to supratidal flat-pebble breccias. Field example from the Cutri section. **h** Field aspect of peloidal-oncolitic-oolitic grainstone (facies 5C) from the Son Maina section

of peloidal-oncolitic-oolitic grainstone (facies 5C) and foraminiferal to skeletal wackestone with bivalves (facies 6A–6B), deposited in back-shoal and lagoonal environments in the platform interior. In the northeasternmost area (Cuevas de Artá section) this part of the succession is also missing (Figs. 3, 13), most likely due to erosion during subsequent extensional tectonic phases, or alternatively due to non-deposition.

Facies of middle to outer platform environments were located to the northwest, in the Tramuntana Range domain (Es Barraca and Es Cosconar sections; Figs. 13 and 14). In this domain, the change from stage 2 to stage 3 is marked by a sharp shift to marly deposits that overlie a bioturbated firmground surface (Fig. 3). In the Es Barraca section, above this surface, stage 3 starts with meter-thick intervals of marly limestone (facies 15) that alternate with massive to laminated fine-grained peloidal-skeletal packstone-grainstone rich in quartz grains (facies 11, 12B), representing likely a transition from outer to middle platform environments with storm influence (Figs. 3, 13). For the rest of the succession, fine-grained peloidal-skeletal packstones-grainstone (facies 11), fine-laminated calcisiltite with cross-bedding and climbing to hummocky cross-lamination (facies 12A), and minor amounts of peloidal-oolitic grainstone (facies 12B–12C), represent the dominant sedimentation of the middle to outer platform (Fig. 14). The sedimentary structures of these facies are interpreted as storm-driven bedforms and tempestites (Table 1; Fig. 13) (e.g., Chaudhuri 2003; Brandano et al. 2012). They intercalate with beds (0.5–3 m thick) of grain-supported intraclastic-pebbly grainstone (facies 13) and mud-supported oolitic-peloidal wackestone to packstone (facies 14) interpreted as probable gravity-flow deposits transporting partly lithified material in the form of intraclasts and other types of grain, from the shallower platform to the outer platform (Schlager et al. 1994). These deposits may have traveled downdip toward the outer platform triggered by tectonic instability (seismicity) or driven by strong storms that may have swept the platform. These deposits were not transported long distances downdip because they did not reach the outermost platform environment (Cosconar section), indicating the existence of gentle slopes with relative low topographic gradient that retained the sediment

in this part of the platform. Upward in the succession facies evolve to predominant laminated mudstone and graded calcisiltite with ripple- to hummocky cross-lamination and cross-bedding (facies 12A–C), interpreted as storm-induced bedforms and suspension mud clouds (Dott and Bourgeois 1982; Pedersen 1985).

In the Cosconar section (Fig. 3), the contact of stage 3 deposits (facies 15) with the underlying limestone of stage 2 is marked by a change to a rhythmic alternation of decimetric layers of wackestone to marly limestone and marl (facies 15; Figs. 3, 14), interpreted to have been deposited on the outermost part of the platform developed to the northwest.

Discussion

Platform stages and transgressive–regressive facies cycles

As a whole, the Liassic (Hettangian–Toarcian) carbonate succession of Mallorca shows an overall long-term deepening-upward trend from coastal sabkha and peritidal platform environments in the Hettangian–Sinemurian, to open-platform and outer-platform deposits in the Pliensbachian, and finally to hemipelagic marl-limestone alternations in the Toarcian (Álvaro et al. 1989; Rosales et al. 2018). This deepening-upward trend was coeval with a major global transgressive event (Liassic or Ligurian cycle) that affected many European and Tethyan basins (Jacquin and De Graatsky 1998; Hallam 1981, 2001).

Subordinate to this long-term transgressive event, the described Sinemurian carbonate platform stages 1–3 can be regarded as sequences, each one defined by a transgressive and/or regressive facies trend, and bounded by maximum regressive or transgressive surfaces (sensu Embry 1993) (Fig. 3). The first sequence corresponds to stage 1. It has a deepening-shallowing upward facies trend recognizable in all the studied profiles, except in the Es Barraca section, where only the upper (shallowing) part is recorded (Fig. 3). Stage 1 is characterized in its lower part by a long deepening-upward facies trend starting from the Hettangian and reflected by a gradual upward increase of the proportion of subtidal facies, with the maximum flooding interval represented by the maximum accumulation of subtidal open lagoon facies 6 (Fig. 3). The uppermost part of stage 1 shows a shallowing-upward facies trend characterized by the predominance of intertidal to supratidal carbonate deposits.

The base of stage 2 represents a sharp transgressive event in all the studied sections. This transgression is marked by a sudden facies shift from tidal-flat deposits of the uppermost part of stage 1 to outer- and open-platform deposits (facies 7B, 8, 10) of the lowermost part of stage 2. As a whole, stage 2 can be regarded as a sequence displaying a discrete

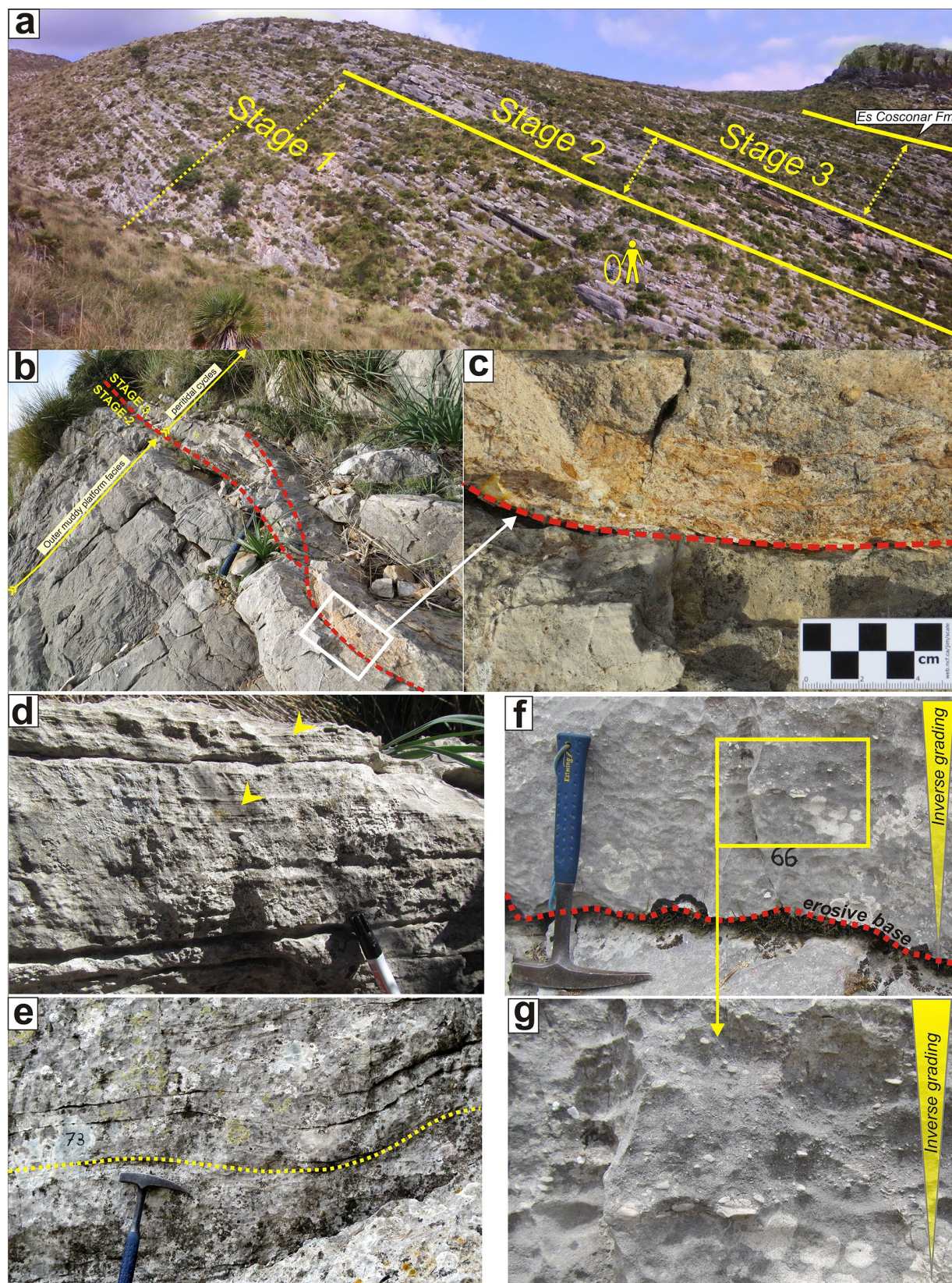


Fig. 11 **a** Field aspect of the Es Barraca Member outcrop at the Cutri section. Yellow lines indicate the upper boundary of the three different carbonate platform stages, including the top of the section in the contact with the upper Pliensbachian Es Cosconar Formation. **b** Contact between stage 2 and stage 3 in the Cutri section, represented by an erosional and ferruginous surface separating muddy open-platform facies of stage 2 from intertidal facies of stage 3, with development of a probable shallow tidal channel (red lines). **c** Detail of the erosional surface between stage 2 and stage 3 carbonates. See clasts of the ferruginous crust deposited as a basal lag at the bottom of the tidal channel. **d** Field aspect of plane-parallel lamination of facies 12A at the Es Barraca section. **e** Field aspect of undulating lamination in facies 12A of the Es Barraca section. **f–g** Field aspect of inverse grading observed in facies 13 (Es Barraca section)

shallowing-upward facies trend or even stillstand along all the studied profiles (Fig. 3). The next sequence (stage 3) is marked by a sudden shift in the depositional system from a muddy carbonate platform to a peritidal-to-outer carbonate platform. In the inner platform environments, the sequence shows a progressive deepening-upward facies trend from tidal flat-inner platform deposits at the base of the sequence to open-platform deposits at the top (Fig. 3). This deepening-upward succession culminates with the unconformity at the boundary between the studied Es Barraca Member and the overlying, more heterogeneous, Pliensbachian succession of marl, deltaic sandstone and platform limestone (Sa Moleta Member, Es Racó Member and Es Cosconar Formation respectively; Fig. 3).

Comparison of these transgressive and regressive facies trends with the record of Jurassic sea-level changes (Hallam 2001) and the transgressive–regressive facies cycles defined for the European and Tethyan basins (De Graciansky et al. 1998; Aurell et al. 2003) shows a relatively good correlation for some of the facies trends observed. A feature common between the Mallorca record and many other more distant basins is the long transgressive trend from the Hettangian to the early Sinemurian (Hallam 1981) that is followed by a short regressive trend peaking around the early–late Sinemurian boundary (transgressive–regressive T/R4a sequence of De Graciansky et al. 1998). Coeval T-R sequences have also been recognized in Spain (Asturias and Basque-Cantabrian basins and the Betic Cordillera), although not in the Iberian Basin (Aurell et al. 2003). In particular, in the Basque-Cantabrian basin (northern Spain), the sequence boundary capping an age-equivalent asymmetric transgressive–regressive facies cycle is evidenced by a middle Sinemurian erosional unconformity with subaerial exposure, developed over forced-regressive fluvial and shallow marine sandstone (Quesada et al. 2005). The reasonably good agreement of this facies cycle of Mallorca with other basins points to a probable eustatic influence in its development (Hallam 1981, 2001), although locally masked by regional tectonic subsidence (e.g., Iberian Basin; Aurell et al. 2003).

The early late Sinemurian transgressive event that characterizes the base of stage 2 is also a common feature observed in many other basins such as the Basque-Cantabrian and Asturias basins (Obtusum Zone transgressive surface; Aurell et al. 2003; Quesada et al. 2005). In those basins, like in Mallorca, this event is related also with the onset of differential subsidence (Aurell et al. 2003; Quesada et al. 2005). The late Sinemurian is characterized in other European basins by a new, more symmetrical, transgressive–regressive facies cycle that culminates with a sequence boundary aged from latest Sinemurian in the Basque-Cantabrian basin (Quesada et al. 2005), to the Sinemurian–Pliensbachian boundary or even early Pliensbachian age in other basins (De Graciansky et al. 1998). However, the coeval Mallorca record shows an opposite trend, that is, weak facies regression (or even stillstand; stage 2) followed by facies transgression (stage 3; Fig. 3). The discrepancy in the age of the sequence and in the facies trend observed in Mallorca is interpreted to reflect particular tectonic and sedimentary conditions in this domain related to the onset of the extensional tectonics in the area. Therefore, it is suggested that both tectonics and eustasy combined to create accommodation space and that both impacted on the internal architecture of the Sinemurian carbonate platform of Mallorca.

Regional and paleoenvironmental influence on facies architecture

Shallow-water and peritidal carbonates of Early Jurassic (Liassic) age are a common feature of many regions of the peri-Tethyan margins. They developed through the Hettangian to Pliensbachian in tropical-subtropical regions and over large epicontinental areas of the Iberian, Adriatic and African plates. These conditions led to deposition of the so-called Lower Jurassic Bahamian-type facies (sensu Beales 1958), which are characterized by peritidal facies with exposure horizons, high-energy shallow-water oolitic-peloidal grainstone, and lagoonal facies with foraminifera, oncoids and the green algae *Palaeodasycladus* (Di Stefano et al. 2002; Rychliński et al. 2018a, b). These Lower Jurassic Bahamian-type facies (Beales 1958) are comparable to the facies documented in this study for the stage 1 and stage 3 of the Es Barraca Mb. Similar facies have also been described in many carbonate platforms of Liassic age (Hettangian to Pliensbachian) around the Tethys, such as in Greece (Pomoni-Papaioannou and Kostopoulou 2008), Croatia (Martinuš et al. 2012), Italy (Barattolo and Bigozzi 1996; Di Stefano et al. 2002; Romano et al. 2005), Tunisia (Soussi and Ismail 2000; Soussi et al. 2000), Morocco (Crevello 1991; Wilmsen and Neuweiler 2008; Merino-Tomé et al. 2012); and around the Iberian margins, in the Basque-Cantabrian Basin (Robles and Quesada 1995), the Iberian Basin (Bádenas et al. 2010) and the Betic Cordillera (Bosence et al.

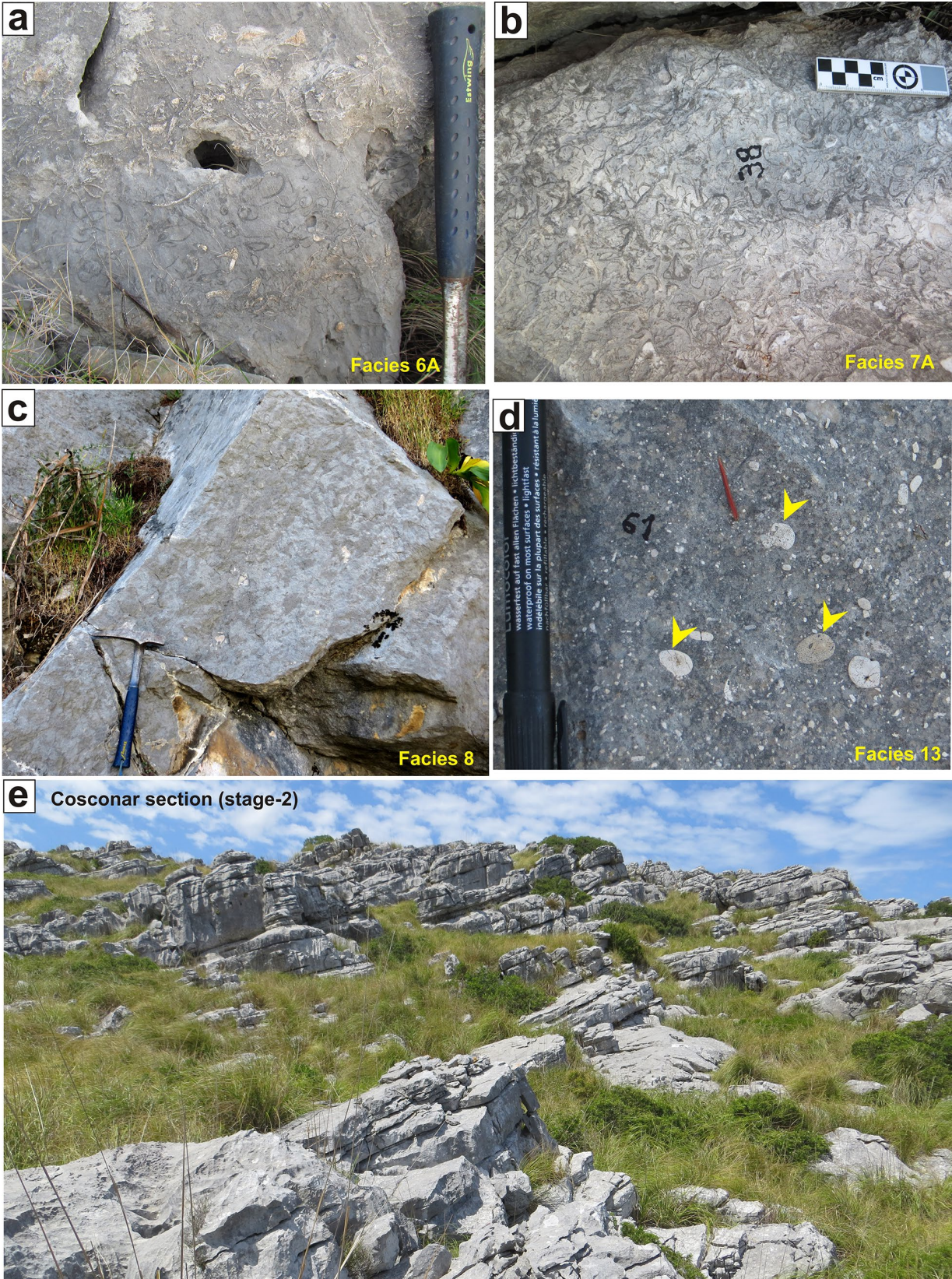


Fig. 12 **a** Field aspect of open-lagoon facies 6A. Note the abundance of bivalves and other skeletal fragments from the Cutri section. **b** Field aspect of skeletal floatstone (facies 7A) from the H'Heretat section. **c** Field aspect of bioturbated mudstone (facies 8) from the Es Barraca section. **d** Field aspect of poorly sorted intraclastic-pebbly grainstone (facies 13) from the Es Barraca section. Yellow arrows point to limestone pebbles with different textures. **e** General field aspect of limestones corresponding to stage 2 in the Cosconar section

2000; Ruiz-Ortiz et al. 2004), reflecting parallelism in their sedimentary conditions.

On the other hand, many of these peri-Tethyan carbonate platforms experienced extensional tectonics (rifting) since the late Sinemurian onwards, related to the opening of the central Atlantic gateway and the expansion of the western Tethys (Thierry 2000). These tectonic events resulted in a major paleogeographic reorganization of the carbonate platforms throughout the Early Jurassic, with platform dissection causing formation of up-lifted blocks and intra-shelf basins, and finally drowning, giving way to hemipelagic and pelagic deposition (e.g., Bernoulli and Jenkyns 1974; Soussi and Ismail 2000; Ruiz-Ortiz et al. 2004; Santantonio et al. 2016). The three platform stages identified for the Es Barraca Member of the Balearic Basin encompassed the early phases of this tectonic evolution. Thus, stage 1 developed during the early Sinemurian to earliest late Sinemurian as a wide shallow carbonate platform (Fig. 13), which was characterized by a very low topographic gradient and Bahamian-type facies representative of environments ranging from tidal-flat and marginal-littoral with small depressions or ponds, oolitic bars/shoals and restricted to open shallow lagoons. The platform evolved upwards, during the late Sinemurian (stage 2), to a predominantly muddy open platform rich in molluscs (bivalves, gastropods) (Fig. 13). During this stage local slumps in the Tramuntana Range domain indicate the onset of topographic gradients in this direction and/or paleosismicity, suggesting the beginning of tectonic activity in the area during the late Sinemurian. In addition, the increase of thicknesses toward the Tramuntana Range during this stage, along with the sudden occurrence of relatively deeper-water spiculitic facies (facies 10) over tidal-flat facies of the previous stage, are interpreted to represent a rapid deepening and an increase in accommodation space towards this domain. In contrast, toward the Llevant Mountains domain, the platform developed in a less-subsident area characterized by thinner sedimentary thicknesses and predominance of relatively shallower facies, composed mainly of mudstone and skeletal limestone rich in oncoids, molluscs and megalodontid bivalves (facies 7A, 7B, 8). This reflects a sharp change in the sedimentary conditions of the shallow platform, with the demise of the previous Bahamian-type facies, despite the fact that sedimentation still occurred in a shallow-marine environment. Tectonic activity is reflected also in the northeasternmost sector (Cuevas de

Artá), where peritidal facies of stage 1 are directly overlain by a hardground and condensed section of Aalenian–Bajocian age (Álvaro et al. 1989). Therefore, there is a depositional gap (erosion and/or non-deposition) spanning from the early–late Sinemurian to the Aalenian, suggesting that this area was probably a structural high with negligible subsidence/accommodation space or even uplift. The shallowest environments during stage 2 were likely located towards this area but were not preserved or deposited and later removed by erosion due to uplift during rift progression. The presence of resedimented oolitic layers within the facies of the muddy shallow platform indicates the existence of a non-preserved oolitic belt probably located towards this position (Fig. 13).

An almost simultaneous demise of peritidal carbonate sedimentation that was replaced by relatively deeper-water, open-marine subtidal deposition seems to have occurred around the early–late Sinemurian boundary in many other peri-Tethyan platforms. This is the case, for example, on the Apennine and Sicilian platforms (Marino and Santantonio 2010), the Ligurian Alps (Decarlis and Lualdi 2010), the Basque-Cantabrian Basin of northern Spain (Quesada et al. 2005) and the High Atlas of Morocco (Mehdi et al. 2003; Chafiki et al. 2004; Wilmsen and Neuweiler 2008). In the High Atlas of Morocco the approximate boundary between the early and late Sinemurian is characterized by the break-up of the previous peritidal carbonate platform into blocks, which is accompanied also by a demise of the carbonate factory, leading to the development of depositional hiatuses and to the replacement of the peritidal carbonate factory by micritic, microbial, siliceous sponge-rich deposits (Mehdi et al. 2003; Chafiki et al. 2004; Wilmsen and Neuweiler 2008). This suggests deepening and environmental perturbations accompanying the tectonic event. According to Masetti et al. (2017) and Preto et al. (2017), a positive excursion followed by a negative carbon isotope anomaly occurs across the transition from early to late Sinemurian in both, shallow- and deep-water successions of the Southern Alps, which can be correlated to global perturbations of the carbon cycle accompanying the flooding of formerly peritidal carbonate deposition (Fig. 15). They concluded that mesotrophic conditions might have occurred during the late Sinemurian, acting together with the onset of extensional tectonics, and causing a crisis in carbonate production. The late Sinemurian negative carbon isotope excursion is reproduced also in several sections of England (Fig. 15) along with palynological evidence of warming, giving further support that may represent a climatic event (Jenkyns and Weedon 2013; Riding et al. 2013).

The evolution of the Balearic platform in the late Sinemurian may have been similar to the above-cited examples (Fig. 15), that is, the onset of tectonic differential subsidence, sea-level changes and environmental perturbations may have merged controlling the change in the platform style

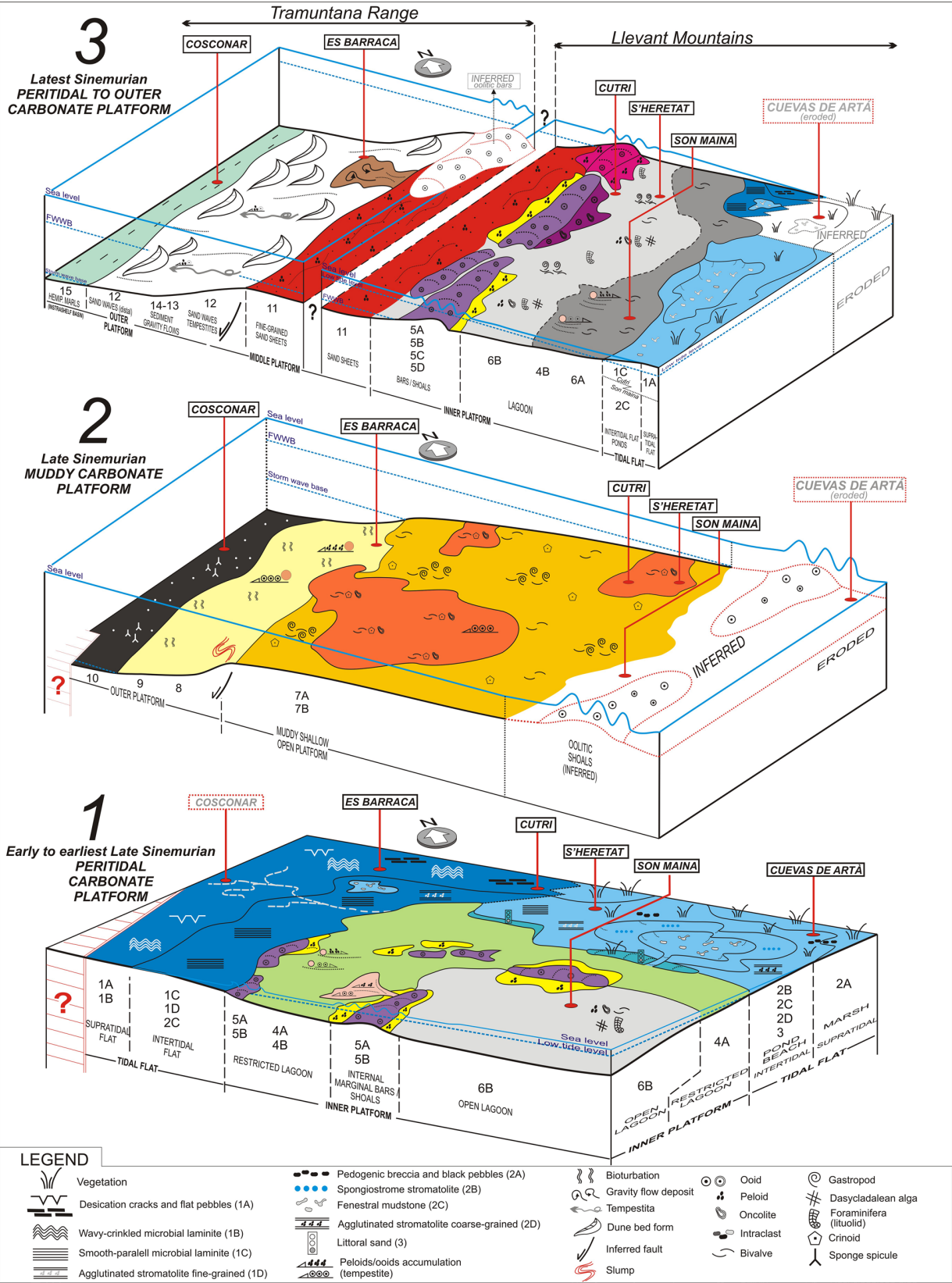


Fig. 13 Sedimentary facies models for the three platform stages established in the evolution of the Sinemurian carbonate succession of Mallorca. These conceptual depositional models are reconstructed for the end of each stage. Stage 1: peritidal carbonate platform, early Sinemurian–earliest late Sinemurian. Stage 2: muddy open carbonate platform, late Sinemurian. Stage 3: peritidal to outer carbonate platform, latest Sinemurian

recorded from stage 1 to stage 2 (Figs. 4 and 13). These characteristics include the lack of intertidal and supratidal facies associations, and a higher water turbidity in the subtidal environments promoted by the muddy substrates. All this could favor the proliferation and abundance of suspensivorous heterotrophic species (i.e., bivalves and other

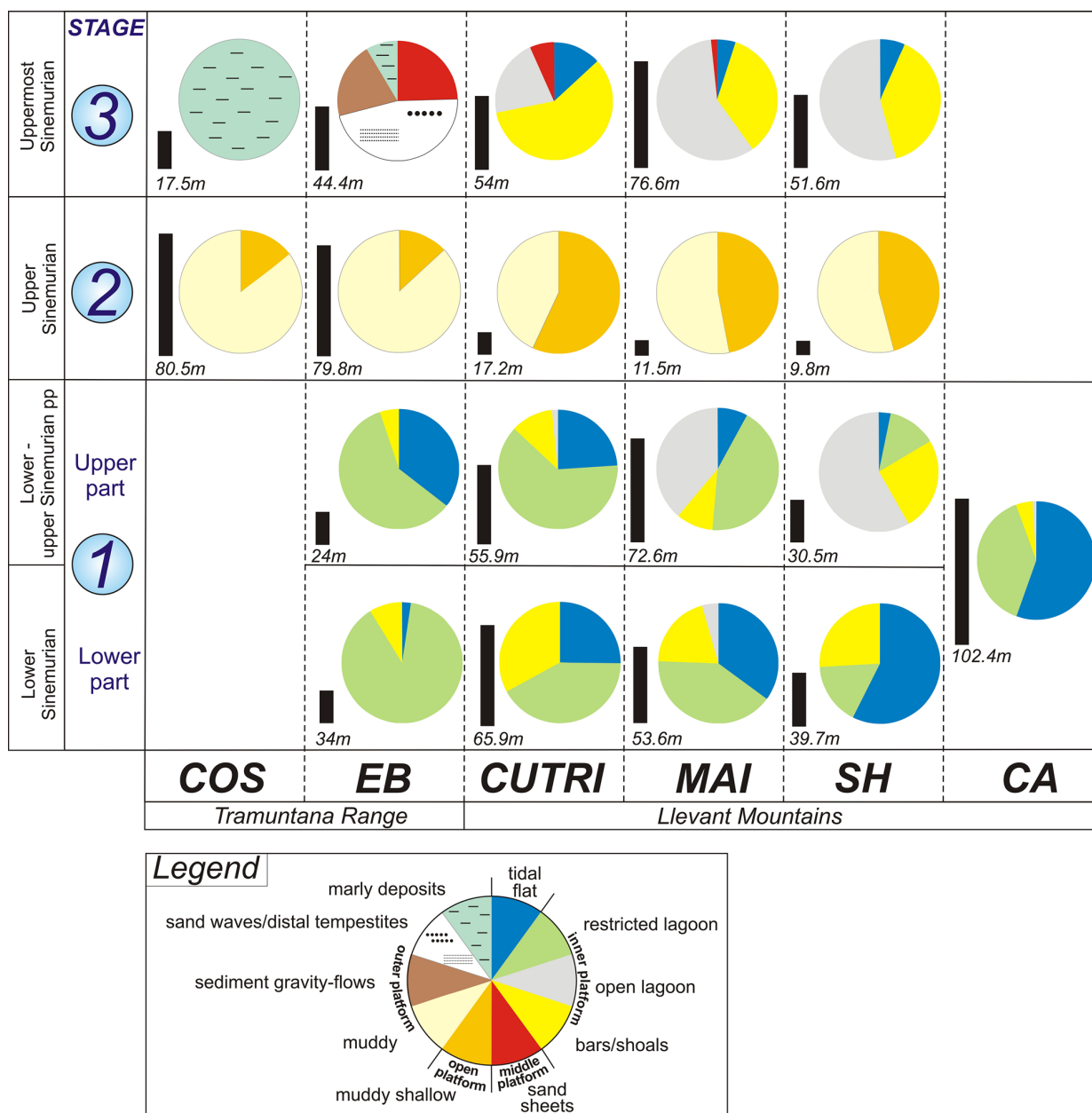


Fig. 14 Color pie charts of depositional environments, indicating the relative abundance of facies representative of the different environments for each stage of carbonate platform evolution in the six stud-

ied sections. The plots of stage 1 have been separated in a lower and an upper part. These pie charts illustrate the vertical and lateral variation of facies and depositional environments through the Sinemurian

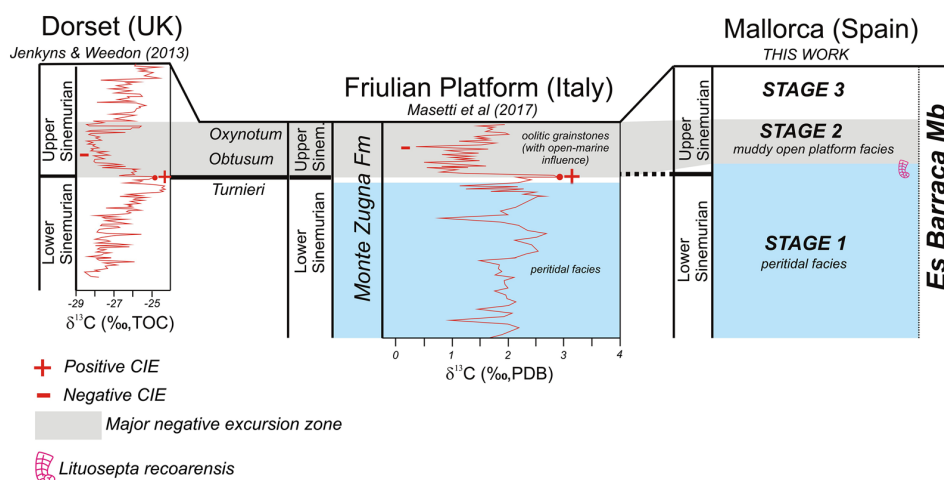


Fig. 15 A tentative correlation of the Sinemurian sedimentary and carbon isotope records from two well-documented sections in UK (Jenkyns and Weedon 2013) and Italy (Masetti et al. 2017) with the age-equivalent sedimentary record of Mallorca from this study, showing the potential link between geochemistry and temporal facies evolution. A major negative carbon isotope excursion zone (colored in

grey) is observed in the Obtusum-Oxynotum zones. It is related with the demise of the peritidal platform in the Friulian Platform, which could be correlated with the parallel demise of the peritidal platform of Mallorca recorded during stage 2. The symbol of *Lituosepta recoarensis* marks the first occurrence of this taxon, which is considered an index fossil of the late Sinemurian (Septfontaine 1984; Velić 2007)

mollusc, brachiopods, sponges). The proliferation of muddy substrates in the shallow platforms of the late Sinemurian seems to have been a frequent feature reproduced in some other basins around the Iberian plate (Aurell et al. 2002; Paredes et al. 2013). This period may correspond to the so-called “Lotharingian crisis” observed in other basins of the Western Tethys (Gabilly et al. 1985), which also coincides with a regional transgressive event (Aurell et al. 2002, 2003).

After the late Sinemurian tectonic phase with its associated change in carbonate sedimentation and deepening event, shallow-water sedimentation did not recover in many areas of the Western Tethys (Masetti et al. 2017), whereas other areas experienced a resumption of the shallow-water carbonate factory (Preto et al. 2017). The latter was also the case for the Balearic Basin, where a new carbonate platform (stage 3) was established during the latest Sinemurian, with recovery of the Bahamian-type carbonate deposition (Fig. 13). During stage 3 the platform evolved to a carbonate platform with well-defined facies belts, showing a transition from peritidal and inner-platform/lagoon facies in the Llevant Mountains domain to mid-outer platform environments in the Tramuntana Range domain (Fig. 13). The suggested platform profile during stage 3 is inferred from facies interpretation and comparison with other time-equivalent platforms from the peri-Tethyan domain (e.g., Merino-Tomé et al. 2012). The presence of resedimented ooids and peloids in the middle-outer platform environments (facies 13, 14) suggests that during this time the platform was probably rimmed by subtidal oolitic belts (Fig. 13). This stage recorded a notable terrigenous influence evidenced by the presence of quartz silt and

sand grains and rare quartzite pebbles, especially in the facies from the middle to outer platform environments (facies 11, 13, 15). Siliciclastic influx is not observed in the previous stages. According to recent paleogeographic reconstructions, it is most likely that the source of these siliciclastics was the adjacent Ebro High (Fig. 1a), which was an emergent area probably reactivated during the latest Sinemurian–Pliensbachian tectonic phase (Aurell et al. 2002). Alternatively, the siliciclastics could have been sourced from other proximal basement areas that could have emerged as a result of block faulting during this time. Following this earliest tectonic pulse in the Balearic platform, rifting progressed during the early Pliensbachian and resulted in platform dissection with the development, in the Tramuntana Range, of an intrashelf basin filled with marl (Sa Moleta Member) and deltaic siliciclastics (Es Racó Member; Fig. 3), whereas the Llevant mountains domain was probably subjected to uplift (erosion or non-deposition during the early Pliensbachian, as indicated by a stratigraphic gap with a lack of deposits of this age). In the Betic Cordillera, the first dissection by extensional faults of the shallow carbonate platform occurred also during the early Pliensbachian (Ruiz-Ortiz et al. 2004).

Conclusions

- Detailed facies analysis of six stratigraphic profiles in the Sinemurian succession of Mallorca (Balearic Basin) has allowed the recognition of 29 facies and sub-facies,

grouped into seven facies associations representative of tidal-flat, restricted lagoon, bar/shoals, inner-platform/open-lagoon, muddy shallow open-platform, muddy outer-platform, and middle to outer-platform environments.

- These facies associations evolved with time reflecting three different stages of the carbonate platform evolution. The platform evolved from a broad epicontinental, low-relief peritidal carbonate platform with an assorted mosaic of tidal-flat facies, relatively restricted and open-lagoon environments (stage 1, early Sinemurian to earliest late Sinemurian), to an open muddy carbonate platform that recorded the onset of tectonically induced differential subsidence (stage 2, late Sinemurian), and finally to a shallow carbonate platform, with a transition of peritidal and inner-platform environments in the Llevant Mountains paleogeographic domain to mid-outer platform environments in the Tramuntana Range domain (stage 3, latest Sinemurian).
- The changes in facies architecture, type of carbonate factory and evolution of the platform profiles between the three stages resulted from the interplay between regional tectonics, environmental perturbations and relative sea-level fluctuations. Accompanying platform flooding and onset of differential subsidence, environmental/climatic perturbations and a carbonate platform crisis occurring during the late Sinemurian may have promoted the demise of the Bahamian-type carbonate deposition of stage 1, which was replaced by muddy substrates during stage 2 where a heterotrophic fauna (e.g., molluscs) proliferated. During stage 3, after the late Sinemurian carbonate crisis, Bahamian-type carbonate production was re-established up to the latest Sinemurian.
- The observed changes in the type of carbonate production, platform styles, facies stacking patterns and tectonic evolution compare relatively well with those of other contemporaneous platforms around the continental Tethyan margins, improving the current understanding of the evolution of Tethyan carbonate platforms during the onset of the Early Jurassic rifting phase.

Acknowledgements The authors are grateful to F. Schlagintweit and M. Septfontaine for helping and review of the benthic foraminifera and algae determinations. BB thanks the research project CGL2017-85038-P subsidized by Ministerio de Economía, Industria y Competitividad of the Spanish Government, and the project E18 (Aragosaurus: Recursos Geológicos y Paleomambientes) of the Government of Aragón. We also thank the reviewers Toni Simó and Mohamed Soussi, and Associated Editor Maurice Tucker, for fruitful reviews and comments that helped to improve the original manuscript.

References

- Aitken JD (1967) Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *J Sediment Petrol* 37:1163–1178
- Álvaro M, Barnolas A, Cabra P, Comas-Rengifo MJ, Fernández-López SR, Goy A, Del Olmo P, Ramírez del Pozo J, Simo A, Ureta S (1989) El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuad Geol Ibérica* 13:67–120
- Aurell M, Meléndez G, Oloriz F, Bádenas B, Caracul J, García-Ramos JC, Goy A, Linares A, Quesada S, Robles S, Rodríguez-Tovar FJ, Rosales I, Sandoval J, Suárez de Centi C, Tavera JM, Valenzuela M (2002) Jurassic. In: Gibbons W, Moreno T (eds) *The geology of Spain*. Geol Soc, London, pp 213–254
- Aurell M, Robles S, Bádenas B, Rosales I, Quesada S, Meléndez G, García-Ramos JC (2003) Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sediment Geol* 162:239–271
- Azañón JM, Galindo-Zaldivar J, García-Dueñas V, Jabaloy A (2002) Alpine Tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. In: Gibbons W, Moreno T (eds) *The Geology of Spain*. Geol Soc, London, pp 401–416
- Bádenas B, Aurell M (2010) Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grains (Kimmeridgian, Spain). *Facies* 56:89–110
- Bádenas B, Aurell M, Bosence D (2010) Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, north-east Spain). *Sedimentology* 57:1021–1048
- Barattolo F, Bigozzi A (1996) Dasycladaleans and depositional environments of the Upper Triassic-Liasic carbonate platform of the Gran Sasso (central Apennines, Italy). *Facies* 35:163–208
- Barnolas A, Simó A (1984) Sedimentología. In: Barnolas A (ed) *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*. Grupo Español del Mesozoico. IGME-CGS, Madrid, pp 73–119
- Beales FW (1958) Ancient sediments of Bahamian type. *AAPG Bull* 42:1845–1880
- Bernoulli D, Jenkyns HC (1974) Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Dott RH, Shaver RH (eds) *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, vol 19. SEPM Spec Publ, Broken Arrow, pp 129–160
- Bosence DWJ, Wood J, Rose EPF, Qing H (2000) Low- and high frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *J Geol Soc London* 157:61–74
- Bosence DWJ, Procter E, Aurell M, Kahla AB, Boudagher-Fadel M, Casaglia F, Cirilli S, Mehdie M, Nieto L, Rey J, Scherreiks R, Soussi M, Waltham D (2009) A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liasic platforms from western Tethys. *J Sediment Res* 79:389–415
- Boudagher-Fadel MK, Bosence DWJ (2007) Early Jurassic benthic foraminiferal diversification and biozones in shallow-marine carbonates of western Tethys. *Senckenb Lethaea* 87:1–39
- Brandano M, Lipparini L, Campagnoni V, Tomassetti L (2012) Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (central Apennines, Italy). *Sediment Geol* 255–256:29–41
- Chafiki D, Canérot J, Souhel A, El Hairiri K, Taj Eddine K (2004) The Sinemurian carbonate mud-mounds from central High Atlas (Morocco): stratigraphy, geometry, sedimentology and geodynamic patterns. *J Afr Earth Sci* 39:337–346



- Chaudhuri AK (2003) Climbing ripple structure and associated storm-lamination from a Proterozoic carbonate platform succession: their environmental and petrogenetic significance. *J Earth Syst Sci* 114:199–209
- Colom G (1942) Sobre nuevos hallazgos de yacimientos fosilíferos del Lias medio y superior en la Sierra Norte de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Tomo 11:221–265
- Colom G (1966) Dos niveles micropaleontológicos interesantes en el Lias inferior del Sur de España y baleares. *Acta Geologica Hispanica* 1(3):15–18
- Colom G (1970) Estudios litológico y micropaleontológico del Lias de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. *Memorias de la Real Academia de la Ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid*. Tomo XXIV, Mem 2
- Colom G (1980) Estudios sobre las litofacies y micropaleontología del Lias inferior de la isla de Cabrera (Baleares). *Rev Esp Micropaleontol* 12(1):47–64
- Colom G, Dufaure P (1962) Présence de la zone à *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) dans le Lias moyé du Pla de Cuber (Majorque). *Comptes Rendus Acad Sci Paris* 12:2617–2619
- Cook HE, Mullins HT (1983) Basin margin environments. In: Scholle PA, Bebout DG, Moore CH (eds) *Carbonate depositional environments*, vol 33. AAPG Mem, pp 540–617
- Crevello PD (1991) High-frequency carbonate cycles and stacking patterns: interplay of orbital forcing and subsidence on Lower Jurassic rift platforms, High Atlas, Morocco. In: Franseen EK, Watney WL, Kendall CGStC, Ross W (eds) *Sedimentary modeling: computer simulations and methods for improved parameter definition*, vol 233. Kansas Geological Survey Bulletin, pp 207–230
- Dahanayake K (1977) Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sediment Geol* 18:337–353
- Dasgupta P, Manna P (2011) Geometrical mechanism of inverse grading in grain-flow deposits: an experimental revelation. *Earth Sci Rev* 104:186–198
- De Graciansky PC, Jacquín T, Hesselbo SP (1998) The Ligurian cycle: an overview of the Lower Jurassic 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. In: De Graciansky PC, Hardenbol J, Jacquín T, Vail PR (eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, vol 60. SEPM Spec Publ, Broken Arrow, pp 467–479
- Decarlis A, Lualdi A (2010) Synrift sedimentation on the northern Tethys margin: an example from the Ligurian Alps (Upper Triassic to Lower Cretaceous, Prepidemont domain, Italy). *Int J Earth Sci* 100:1589–1604
- Dercourt J, Gaetani M, Vrielynck B, Barrier E, Bijou-Duval B, Brunet MF, Cadet JP, Crasquin S, Sandulescu M (eds) (2000) *Atlas Peri-Tethys, palaeogeographical maps, I-XX*. CCGM/CGMW, Paris, p 268
- Dewey JF, Pitman WC, Ryan WBF, Bonnin J (1973) Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol Soc Am Bull* 84:3137–3180
- Di Stefano P, Galász A, Mallarino G, Mindszenty A, Vörös A (2002) Birth and early evolution of a Jurassic escarpment: Monte Kumeta, western Sicily. *Facies* 46:47–50
- Dott RH, Bourgeois J (1982) Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol Soc Am Bull* 93:663–680
- Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham WE (ed) *Classification of carbonate rocks*. AAPG Mem 1, pp 108–121
- Einsele G (1991) Submarine mass flow deposits and turbidites. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, Berlin, pp 313–339
- Einsele G, Seilacher A (1991) Distinction of tempestites and turbidites. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, Berlin, pp 377–382
- Embry AF (1993) Transgressive–regressive (T–R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Can J Earth Sci* 30:301–320
- Fallot P (1922) *Étude géologique de la sierra de Majorque*. Thèse d'état. Libr. Polytechnique Ch. Béranger, Paris i Liège, p 481
- Fernández-Bastero S, Velo A, García T, Gago-Duport L, Santos A, García-Gil S, Vilas F (2000) Las glauconitas de la plataforma continental gallega: indicadores geoquímicos del grado de evolución. *J Iber Geol* 26:233–247
- Flügel E (2010) *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin, p 984
- Fornós J, Rodríguez-Perea A, Sabat F (1984) El mesozoico de la Serra de Son Amoxa (Serres de Llevant, Mallorca). I Congreso Español de Geología. Tomo 1, pp 173–185
- Fugagnoli A, Bassi D (2015) Taxonomic and biostratigraphic reassessment of *Lituosepta recoarensis* Cati, 1959 (Foraminifera, Lituolacea). *J Foramin Res* 45(4):402–412
- Gabilly J, Carou E, Hantzpergue P (1985) Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique: témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bull Soc géol Fr* 1(3):391–401
- Gelabert B (1997) *La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca*. PhD Thesis. Colección MEMORIAS (IGME), pp 129
- Hallam A (1981) A revised sea-level curve for the early Jurassic. *J Geol Soc London* 138:735–743
- Hallam A (2001) A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 167:23–37
- Harder H (1980) Syntheses of glauconite at surface temperatures. *Clays Clay Min* 28:217–222
- Harris PM (1986) Depositional environments of carbonate platforms. In: Warme JE, Shanley KW (eds) *Carbonate depositional environments, modern and ancient, Part 2: carbonate platforms*. Colorado School of Mines Quarterly 80(4):31–60
- Jacquín T, De Graciansky PC (1998) Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European basin development. In: De Graciansky PC, Hardenbol J, Jacquín T, Vail PR (eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence Stratigraphy of European basins*, vol 60. SEPM Spec Publ, Broken Arrow, pp 15–29
- James NP (1984) Shallowing-upward sequences in carbonates. In: Walker RG (ed) *Facies models*. Geoscience Canada, pp 213–228
- Jenkyns HC, Weedon GP (2013) Chemostratigraphy (CaCO₃, TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) of Sinemurian (Lower Jurassic) black shales from the Wessex Basin, Dorset, and palaeoenvironmental implications. *Newsl Stratigr* 46:1–21
- Leinfelder R (1987) Formation and significance of black pebbles from Ota limestone (Upper Jurassic, Portugal). *Facies* 17:159–170
- Marino M, Santantonio M (2010) Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy). *Sediment Geol* 225:116–137
- Martín-Chivelet J, Palma RM, López-Gómez J, Kietzmann DA (2011) Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *Sediment Geol* 235:210–221
- Martinuš M, Bucković D, Kukoč D (2012) Discontinuity surfaces recorded in shallow-marine platform carbonates: an example from the early Jurassic of the Velebit Mt. (Croatia). *Facies* 58:649–669
- Masetti D, Figus B, Jenkyns HC, Barattolo F, Mattioli E, Posenato R (2017) Carbon-isotope anomalies and demise of carbonate platforms in the Sinemurian (early Jurassic) of the Tethyan region: evidence from the Southern Alps (northern Italy). *Geol Mag* 154:625–650

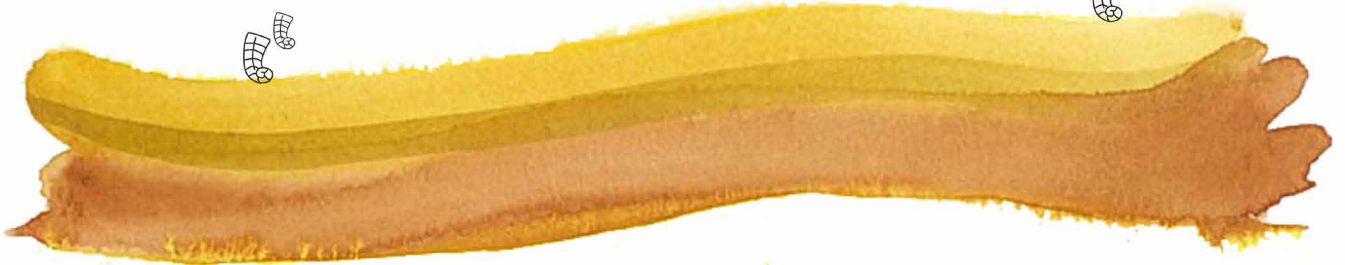


- Mazzullo SJ (1977) Shrunken (geopetal) ooids: evidence of origin unrelated to carbonate-evaporite diagenesis. *J Sediment Petrol* 47:392–397
- Mehdi M, Neuweiler F, Wilmsen M (2003) Les formations du Lias inférieur du Haut Atlas central de Rich (Maroc): précisions lithostratigraphiques et étapes de l'évolution du bassin. *Bull Soc géol Fr* 174:227–242
- Merino-Tomé O, Della Porta G, Kenter JAM, Verwer K, Harris P, Adams EW, Playton T, Corrochano D (2012) Sequence development in an isolated carbonate platform (Lower Jurassic, Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco): influence of tectonics, eustasy and carbonate production. *Sedimentology* 59:118–155
- Miller CR, James NP, Kyser TK (2013) Genesis of blackened limestone clasts at Late Cenozoic subaerial exposure surfaces, Southern Australia. *J Sediment Res* 83:339–353
- Paredes R, Comas-Rengifo MJ, Duarte LV (2013) Dynamics of upper Sinemurian macrobenthic groups (bivalves and brachiopods) preserved in organic-rich facies of the Lusitanian basin (western Iberia). In: Rocha R, Pais J, Kullberg JC, Finney S (eds) STRATI 2013: first international congress on stratigraphy at the cutting edge of stratigraphy. Springer, Berlin, pp 1049–1052
- Payros A, Pujalte V, Tosquella J, Orue-Etxebarria X (2010) The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa-Andia Formation): an analogue of future shallow-marine carbonate systems? *Sediment Geol* 228:184–204
- Pedersen GK (1985) Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence: an example from the Lower Jurassic in the Stenlille 1 well, Denmark. *J Geol Soc London* 142:357–374
- Pomoni-Papaioannou F, Kostopoulou V (2008) Microfacies and cycle stacking pattern in Liassic peritidal carbonate strata, Gavrovo-Tripolitza platform, Peloponnesus, Greece). *Facies* 54:417–431
- Pratt BR, James NP, Cowan CA (1992) Peritidal carbonates. In: Walker RG, James NP (eds) Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, Newfoundland, pp 303–322
- Prescott DM (1988) The geochemistry and palaeoenvironmental significance of iron pisoliths and ferromanganese crusts from the Jurassic of Majorca, Spain. *Eclogae Geol Helv* 81:387–414
- Preto N, Breda A, Dal Corso J, Franceschi M, Rocca F, Spada C, Roghi G (2017) The Loppio Oolitic Limestone (Early Jurassic, Southern Alps): a prograding oolitic body with high original porosity originated by a carbonate platform crisis and recovery. *Mar Petrol Geol* 79:394–411
- Quesada S, Robles S, Rosales I (2005) Depositional architecture and transgressive-regressive cycles within Liassic backstepping carbonate ramps in the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *J Geol Soc Lond* 162:531–548
- Ramos-Guerrero E, Rodriguez-Perea A, Sabat F, Serra-Kiel J (1989) Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca Island. *Geodin Acta* 3(1):53–72
- Riding R (1991) Classification of microbial carbonates. In: Riding R (ed) Calcareous algae and stromatolites. Springer, Heidelberg, pp 21–51
- Riding JB, Leng MJ, Kender S, Hesselbo SP, Feist-Burkhardt S (2013) Isotopic and palynological evidence for a new Early Jurassic environmental perturbation. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 374:16–27
- Robles S, Quesada S (1995) La rampa dominada por tempestades del Lías inferior de la zona occidental de la Cuenca Vascocantábrica. Libro de Comunicaciones, XIII Congreso Español de Sedimentología, Teruel, pp 109–110
- Romano R, Barattolo F, Masetti D (2005) Biostratigraphic evidence of the middle Liassic hiatus in the Foza section (eastern sector of the Trento Platform, Calcarei Grigi Formation, Venetian Prealps). *Boll Soc Geol Ital* 124:301–312
- Rosales I, Barnolas A, Goy A, Sevillano A, Armendáriz M, López-García JM (2018) Isotope records (C-O-Sr) of late Pliensbachian-early Toarcian environmental perturbations in the westernmost Tethys (Majorca Island, Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 497:168–185
- Ruiz-Ortiz PA, Bosence DW, Rey J, Nieto LM, Castro JM, Molina JM (2004) Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Res* 16:235–257
- Rychliński T, Uchman A, Gaździcki A (2018a) Lower Jurassic Bahamian-type facies in the Choč Nappe (Tatra Mts, West Carpathians, Poland) influenced by palaeocirculation in the Western Tethys. *Facies* 64:15
- Rychliński T, Gaździcki A, Uchman A (2018b) Dasycladacean alga *Palaeodasycladus* in the northern Tethys (West Carpathian, Poland) and its new palaeogeographic range during the Early Jurassic. *Swiss J Geosci*. <https://doi.org/10.1007/s00015-018-0301-z>
- Sabat F (1986) Estructura Geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears). PhD Thesis. Universitat de Barcelona, pp 128
- Santantonio M, Fabbri S, Aldega L (2016) Mesozoic architecture of a tract of the European-Iberian continental margin: insights from preserved submarine palaeotopography in the Longobucco Basin (Calabria, southern Italy). *Sediment Geol* 331:94–113
- Schlager W (2005) Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, vol 8. p 200. <https://doi.org/10.2110/csp.05.08>
- Scotese CR, Schettino A (2017) Late Permian–Early Jurassic Paleogeography of Western Tethys and the World. In: Soto JJ, Flinch JF, Tari G (eds) Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins. Elsevier, London, pp 57–95
- Schlager W, Reijmer JGG, Droxler A (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *J Sediment Res* B64(3):270–281
- Septfontaine M (1984) Biozonation (a l'aide des Foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Rev Micropaléont* 27:209–229
- Sevillano A, Rosales I, Barnolas A, Gil-Peña I, Armendáriz M, Simó JA (2010) Significado y origen microbiano de la costra ferruginosa con estromatolitos pelágicos del Jurásico de Mallorca. In: Ruiz-Omeñaca JI, Piñuea L, García-Ramos JC (eds) Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España. Museo del Jurásico de Asturias, pp 200–203
- Sevillano A, Bádenas B, Rosales I, Barnolas A, López-García JM (2013) Facies y secuencias de la plataforma carbonatada somera sinemuriense en la isla de Mallorca (Sección Es Barraca), España. *Geogaceta* 54:15–18
- Shinn EA (1983) Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. *J Sediment Res* 53:619–628
- Soussi M, Ismaïl MHB (2000) Platform collapse and pelagic seamount facies: Jurassic development of central Tunisia. *Sediment Geol* 133:93–113
- Soussi M, Enay R, Mangold C, Turki MM (2000) The Jurassic events and their sedimentary and stratigraphic records on the Southern Tethyan margin in Central Tunisia. In: Crasquin-Soleau S, Barrier E (eds) Peri-Tethys, Memoir 5: new data on Peri-Tethyan sedimentary basins, vol 182. *Mémoires du Muséum Natl d'Histoires Nat*, pp 57–92
- Strasser A (1986) Ooids in Purbeck limestones (Lower Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology* 33:711–727
- Strasser A (1991) Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) Cycles and events in stratigraphy. Springer, Berlin, pp 709–721
- Strasser A, Arnaud H, Baudin F, Rohl U (1995) Small-scale shallow-water carbonate sequences of resolution Guyot (Sites 866, 867, and 868). In: Winterer EL, Sager WW, Firth JV, Sinton JM (eds) Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, vol 143, pp 119–131
- Suárez-González P, Quijada EI, Benito MI, Mas R, Merinero R, Riding R (2014) Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sediment Geol* 300:11–27



- Thierry J (2000) Late Sinemurian (193–191 Ma). In: Dercourt J, Gaetani M, Vrielynck B, Barrier E, Bijl-Dubal B, Brunet MF, Cadet JP, Crasquin S, Sandulescu M (eds) *Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps—explanatory notes*. Commission for the Geologic Map of the World, Paris, pp 49–59
- Tucker ME, Wright VP (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Oxford, p 496
- Velić I (2007) Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geol Croat* 60:1–113
- Vera JA, Jiménez de Cisneros C (1993) Palaeogeographic significance of black pebbles (Lower Cretaceous, Prebetic, southern Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 102:89–102
- Vierek A (2010) Source and depositional processes of coarse-grained limestone event beds in Frasnian slope deposits (Kostomloty-Mogilki quarry, Holy Cross Mountains, Poland). *Geologos* 16(3):153–168
- Vulpis S, Kiessling W (2018) New constraints on the last aragonite–calcite sea transition from early Jurassic ooids. *Facies* 64:3. <https://doi.org/10.1007/s10347-017-0516-x>
- Wilmsen M, Neuweiler F (2008) Biosedimentology of the Early Jurassic post-extinction carbonate depositional system, central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology* 55:773–807
- Wright VP, Azerêdo AC (2006) How relevant is the role of macrophytic vegetation in controlling peritidal carbonate facies? Clues from Upper Jurassic of Portugal. *Sediment Geol* 186:147–156

CAPÍTULO 3





3. DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS Y ALGAS CALCÁREAS EN LA FORMACIÓN ES BARRACA (MALLORCA)

3.1. INTERÉS Y PRINCIPALES APORTACIONES

Las plataformas carbonatadas desarrolladas en el Tethys occidental durante el Jurásico Inferior sufrieron importantes variaciones en la naturaleza de sus sedimentos y facies resultantes debido a cambios en la circulación oceánica y en las condiciones ambientales relacionados con el contexto extensivo (*rifting*) y de ascenso eustático del nivel del mar (ej. Zempolich, 1993; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Masetti *et al.*, 2016; Preto *et al.*, 2017; Rychlinski *et al.*, 2018a; Franceschi *et al.*, 2019). En este contexto, las asociaciones de foraminíferos bentónicos de aguas someras se fueron diversificando poco a poco a lo largo del Jurásico Inferior, tras la gran extinción en masa del límite Pérmico-Triásico, que acabó con más del 90% de las especies marinas, incluidos los foraminíferos calcáreos (Groves y Altiner, 2005). El Triásico y comienzos del Jurásico constituyeron una época de supervivencia y recuperación para los foraminíferos (Groves y Altiner, 2005), que en el Hettangiense presentaban aún una muy escasa diversidad. Sin embargo, durante el Sinemuriense se produjo una evolución y diversificación, primero (Sinemuriense inferior) hacia una asociación dominada por *Siphovalvulina* y posteriormente (Sinemuriense superior–Pliensbachense) hacia asociaciones caracterizadas por la presencia de grandes lituólidos con una complejidad estructural cada vez mayor (Hottinger, 1967; Septfontaine, 1984, 1988; Bassoullet, 1997; Fugagnoli y Loriga Broglio, 1998; Kabal y Tasli, 2003; Fugagnoli, 2004; Mancinelli *et al.*, 2005; BouDagher-Fadel y Bosence, 2007; Velić, 2007; Gale, 2014). La distribución estratigráfica y el análisis evolutivo de estos foraminíferos bentónicos constituyen una importante herramienta bioestratigráfica que ha sido aplicada y validada para el Jurásico Inferior en diferentes plataformas del Tethys occidental, en Turquía, Eslovenia, Croacia o Italia (Kabal y Tasli, 2003; Veseli, 2006; Velić, 2007; Mancinelli *et al.*, 2005; Gale, 2014; Franceschi *et al.*, 2019).

El contenido micropaleontológico de la Formación Es Barraca (Mallorca) ha sido objeto de estudio en trabajos previos en los que se reconoció la presencia de algas como *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri); y los foraminíferos *Lituosepta recoarensis* Cati y *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) (Fallot, 1922; Colom 1966, 1970, 1980; Colom y Dufaure, 1962; Álvaro *et al.*, 1989). Sin embargo, en ninguno de ellos se realizó un análisis detallado de su distribución estratigráfica que permitiera establecer una biozonación. Así pues, el objetivo principal del trabajo que se presenta en este capítulo ha sido establecer, a lo largo de la sucesión representada por la Formación Es Barraca (Sinemuriense), la distribución estratigráfica de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y algas calcáreas, y analizar los cambios sufridos en la evolución gradual de los mesoendothyros (bioserie evolutiva: *Mesoendothyra*–*Lituosepta*–*Orbitopsella* spp.).

Los resultados de este estudio han sido publicados en un artículo científico en la revista *Journal of Iberian Geology* que se incluye en el apartado 3.2. Las principales aportaciones de este trabajo son:

(1) Reconocer, por primera vez en Mallorca para el Sinemuriense, las tres biozonas consecutivas de grandes foraminíferos bentónicos A, B y C1 (base) del esquema propuesto por Septfontaine (1984) en el Alto Atlas (Marruecos). La biozona A (Zona de intervalo), está caracterizada por la presencia de *Siphovalvulina* spp., *Mesoendothyra* sp. y escasos ejemplares de *Lituosepta* ancestral. La biozona B (Zona de linaje) está definida en su límite inferior por la primera aparición de *Lituosepta recoarensis*



Cati, mientras que su límite superior se caracteriza por la primera aparición de *Orbitopsella* aff. *primaeva* (Henson). En su techo se ha identificado un intervalo de transición B/C1 caracterizado por la presencia de formas muy primitivas de *Orbitopsella*. Finalmente, la Biozona C1 (Zona de linaje) está definida por la primera aparición de *Orbitopsella* aff. *primaeva* junto con *L. recoarensis*. En la Formación Es Barraca solo se ha localizado la base de esta biozona C1, caracterizada por formas pequeñas y poco desarrolladas de *Orbitopsella* aff. *primaeva*.

(2) La zonación bioestratigráfica obtenida a lo largo del transecto de Sierras de Levante (Son Maina-S'Heretat-Cuevas de Artà) y su comparación con los datos estratigráficos en la Sierra Norte ya presentados en el capítulo 2, ha permitido precisar la edad de la Formación Es Barraca (cuyo techo no alcanzaría el Pliensbachense), analizando las implicaciones en las relaciones estratigráficas de esta unidad con las formaciones suprayacentes; y constatar la existencia de importantes hiatos a techo de la misma.

3.2. PUBLICACIÓN

Sevillano, A., Septfontaine, M., Rosales, I., Barnolas, A., Bádenas, B. y López-García, J.M. (2020). Lower Jurassic benthic foraminiferal assemblages from shallow-marine platform carbonates of Mallorca (Spain): stratigraphic implications. **Journal of Iberian Geology**, 46: 77–99. <https://doi.org/10.1007/s41513-019-00117-9>



RESEARCH PAPER



Lower Jurassic benthic foraminiferal assemblages from shallow-marine platform carbonates of Mallorca (Spain): stratigraphic implications

Ana Sevillano¹ · Michel Septfontaine² · Idoia Rosales³ · Antonio Barnolas³ · Beatriz Bádenas⁴ · José María López-García¹

Received: 8 August 2019 / Accepted: 21 November 2019 / Published online: 9 December 2019
© Universidad Complutense de Madrid 2019

Abstract

The stratigraphic distribution of larger benthic foraminifera and other microfossils, as analysed in thin-sections, has been investigated in three stratigraphic sections from the island of Mallorca (Son Maina, S'Heretat and Cuevas de Artà). These stratigraphic sections represent deposition in a Lower Jurassic shallow-water carbonate platform succession (Es Barraca Member, Soller Formation) of the Llevant Mountains. The microfossil assemblages contain abundant benthic foraminifera and calcareous algae, including the typical Liassic dasycladalean alga *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) and the microproblematica *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), which provide good age constraint of the succession. Three consecutive biozones have been recognized based on the stratigraphic distribution of foraminifera, including the evolutionary bioseries *Mesoendothyra*—*Lituosepta*—*Orbitopsella* spp., which are documented for the first time in the Balearic Basin: Biozone A (interval Zone) is characterized by the occurrence of small *Siphovulvulina* spp., *Mesoendothyra* sp. and rare *Lituosepta* ancestors. Biozone B (lineage Zone), whose lower boundary is defined by the first occurrence of *Lituosepta recoarensis* Cati and its top by the first appearance of *Orbitopsella* aff. *primaeva* (Henson). The uppermost part of biozone B shows an interval with transitional morphotypes between *Lituosepta* and *Orbitopsella*, indicating that the change between biozones B and C1 is gradual (B/C1 transition). This interval is characterized by the presence of very primitive forms of *Orbitopsella*. Finally, Biozone C1 (lineage Zone) is defined by the first occurrence of *Orbitopsella* aff. *primaeva* together with *L. recoarensis*. The upper boundary of the Biozone C1, which is defined by the first occurrence of *O. praecursor* s.l., is not recorded in the studied sections of the Es Barraca Member. This biostratigraphic zonation is consistent with a Sinemurian age for the Es Barraca Member with its top most likely not extending into the Pliensbachian. The proposed biostratigraphic scheme is comparable with those established for other western Tethyan margins such as the High Atlas of Morocco, the Southern Italian Alps or the Dinaric Alps of Slovenia and Croatia. The reconstruction of a depositional transect across the studied sections shows the progressive loss of the upper biozones towards the northeast, demonstrating the existence of significant hiatuses in some sections of the Llevant Mountains domain. These hiatuses point to an intra-lower Pliensbachian (Carixian) early stage of platform fragmentation, with areas affected by erosion or non-deposition, and areas with marine marly limestone sedimentation followed by deltaic siliciclastic progradation on the north-western part of Mallorca.

Keywords Sinemurian-earliest Pliensbachian · Benthic foraminifera · Biozones · Carbonate platform · Es Barraca Member · Balearic Basin

✉ Ana Sevillano
a.sevillano@igme.es

Extended author information available on the last page of the article



Resumen

Se ha investigado, mediante el análisis de láminas delgadas, la distribución estratigráfica de foraminíferos bentónicos y otros microfósiles en tres secciones estratigráficas del Jurásico Inferior de la Sierra de Levante, en la isla de Mallorca (Son Maina, S'Heretat y Cuevas de Artà). Estas secciones representan el depósito, durante el Jurásico Inferior, de un sistema de plataforma carbonatada somera (Miembro Es Barraca de la Formación Sollér). La asociación de microfósiles contiene abundantes foraminíferos bentónicos y algas calcáreas, entre las que se incluyen *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) del Lías y la microproblemática *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), lo que proporciona un buen control de edad de la sucesión. En base a la distribución estratigráfica de los foraminíferos y la bioserie evolutiva *Mesoendothyra* – *Lituosepta* – *Orbitopsella* spp., se han reconocido y documentado por primera vez, para el Miembro Es Barraca, tres biozonas consecutivas: Biozona A (Zona de intervalo), caracterizada por la existencia de pequeños ejemplares de *Siphovulvulina* spp., *Mesoendothyra* sp. y escasos ejemplares de *Lituosepta* ancestral. Biozona B (Zona de linaje), cuyo límite inferior está definido por la primera aparición de *Lituosepta recoarensis* Catí, mientras que su límite superior se caracteriza por la primera aparición de *Orbitopsella* aff. *primaeva* (Henson). La parte superior de la biozona B muestra un intervalo con morfotipos transicionales entre *Lituosepta* y *Orbitopsella*, indicando que el paso entre las biozonas B y C1 es gradual (transición B/C1). Este intervalo se caracteriza por la presencia de formas muy primitivas de *Orbitopsella*. Finalmente, la Biozona C1 (Zona de linaje) está definida por la primera aparición de *Orbitopsella* aff. *primaeva* junto con *L. recoarensis*. El límite superior de la Biozona C1, definido por la primera aparición de *O. praecursor* s.l., no se ha reconocido en las secciones estudiadas del Miembro Es Barraca. Esta zonación bioestratigráfica es compatible con una edad Sinemuriense para el Miembro Es Barraca y sugiere que el techo de la unidad muy probablemente no alcanza el Pliensbachiense. El esquema bioestratigráfico propuesto es comparable con el establecido para otros márgenes del Tethys occidental tales como el Alto Atlas en Marruecos, los Alpes del sur de Italia o los Alpes Dináricos de Eslovenia y Croacia. La reconstrucción de un transecto estratigráfico a lo largo de las secciones estudiadas muestra la pérdida progresiva de las biozonas superiores hacia el noreste, demostrando así la existencia de hiatos significativos en algunas secciones del dominio de Sierras de Levante. Estos hiatos apuntan a una fragmentación temprana de la plataforma (intra-Pliensbachiense inferior) con áreas afectadas por erosión o no-depósito, y otras áreas, al noroeste de Mallorca, con una sedimentación continua de margocaliza seguida de una progradación deltaica siliciclástica.

Palabras clave Sinemuriense–Pliensbachiense inferior · foraminíferos bentónicos · biozonas · plataforma carbonatada · Miembro Es Barraca · cuenca Balear

1 Introduction

Shallow-marine carbonates developed widely on the western Tethyan margins during the Early Jurassic (Fig. 1). These shallow-water carbonate environments experienced important changes in platform architecture and sediment composition in the context of rifting related with the break-up of Pangea and are associated with important oceanic circulation and environmental changes, accompanied by eustatic sea-level rise (e.g. Zempolich 1993; Ruiz-Ortiz et al. 2004; Masetti et al. 2016; Preto et al. 2017; Rychlinski et al. 2018; Franceschi et al. 2019). These events also coincided with the Early Jurassic faunistic recovery after the Triassic–Jurassic (T/J) boundary mass extinction in the marine realm. The gradual recovery and diversification of the shallow-water benthic communities during the Early Jurassic was characterized by the appearance of the Jurassic larger benthic foraminifera (LBF), which underwent significant evolutionary developments. The poorly diversified benthic foraminifera associations of the Hettangian evolved during the early Sinemurian into more diversified *Siphovulvulina*-dominated assemblages, and finally into assemblages with more

structurally complicated lituolids during the late Sinemurian–Pliensbachian, providing an important biostratigraphic tool (Hottinger 1967; Septfontaine 1984, 1988; Bassoullet 1997; Fugagnoli and Loriga Broglio 1998; Kabal and Tasli 2003; Fugagnoli 2004; Mancinelli et al. 2005; BouDagher-Fadel and Bosence 2007; Velić 2007; Gale 2014). Several biostratigraphic schemes based on LBF have been proposed for the Early Jurassic (Fig. 2) (e.g. Septfontaine 1984; Kabal and Tasli 2003; Velić 2007; BouDagher-Fadel and Bosence 2007; Gale 2014). In this study, the biostratigraphic scale proposed by Septfontaine (1984) for the Sinemurian–Pliensbachian has been adopted (Fig. 2). The Septfontaine (1984) biostratigraphic scheme, based on data from Morocco calibrated with ammonite zones, established six biozones for the Sinemurian–Pliensbachian interval that in stratigraphic order are: A, B, C1, C2, D and E. The Sinemurian–Pliensbachian transition is included within the lower part of the Biozone C1 (Fig. 2). This biozonation was later recognised in the Dinarides by Velić (2007) and Gale (2014), in the Dinaric Alps of Croatia (e.g. Veseli et al. 2006), and more recently applied in the Southern Alps of Italy (Franceschi et al. 2019), confirming that this biozonation is still valid and useful for the Tethyan realm.

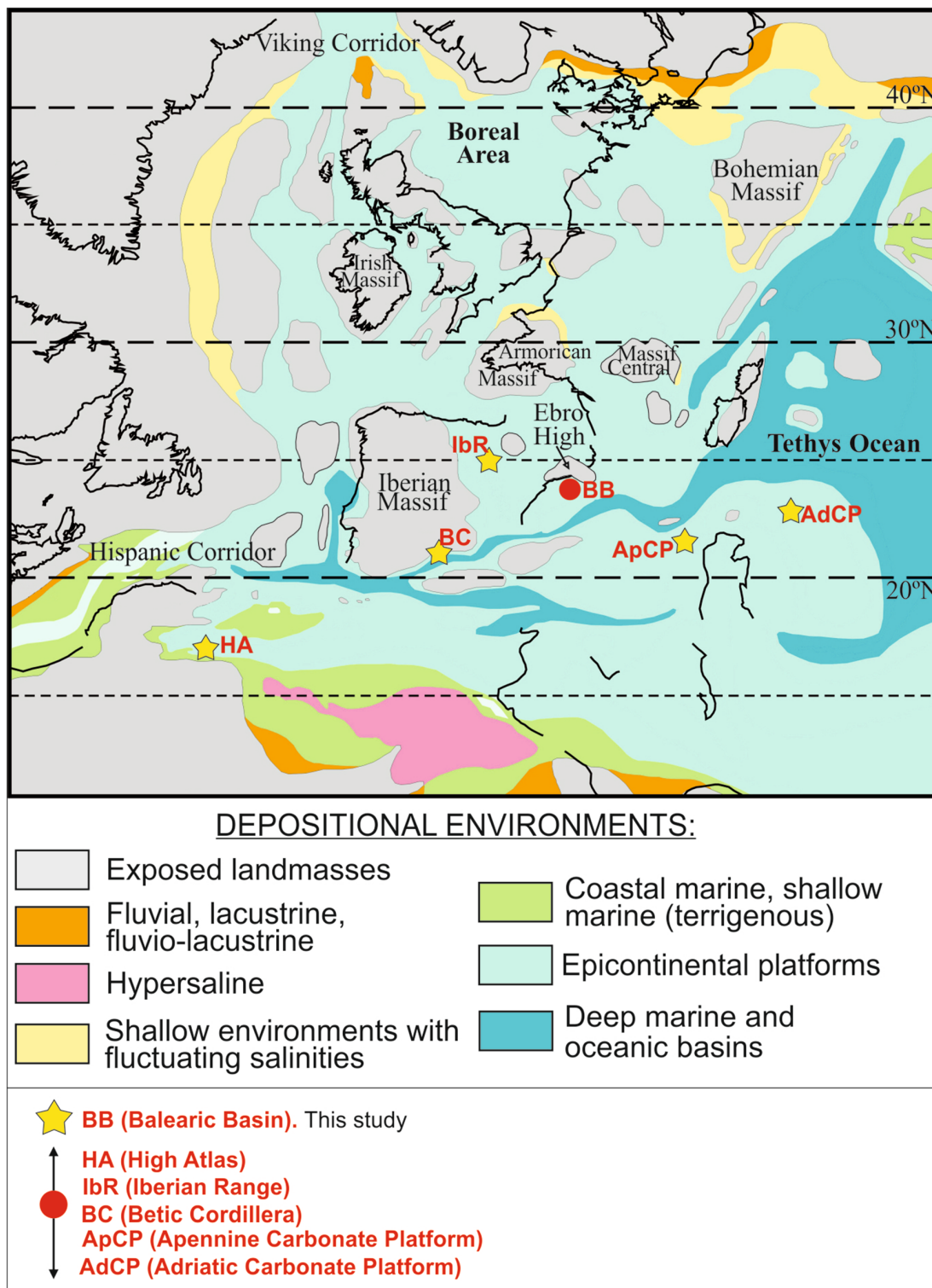


Fig. 1 Paleogeographical map of the western Tethys for the Sinemurian–earliest Pliensbachian showing the paleogeographical location of the studied area. Yellow star: Location of the studied area (*BB* Balearic Basin). Red dots: Location of other neighbouring basins (*HA*

High Atlas, *IbR* Iberian Range, *BC* Betic Cordillera, *ApCP* Apennine carbonate platform, *AdCP* Adriatic carbonate platform) (modified from Dercourt et al. 2000)



Fig. 2 Comparison between the standard ammonite biozones and various benthic foraminiferal biostratigraphic schemes for the Sinemurian–Pliensbachian interval proposed for different carbonate platforms of the Western Tethys. Age (Ma.) after Ogg et al. (2016)

Ma.		Standard Ammonite Zones	Benthic Foraminifera Zones			
183.7	PLIENSBACHIAN	spinatum	E <i>Pseudocyclammina liasica</i>	<i>P. liasica</i>	<i>L. termieri</i>	
		margaritatus	D <i>Paleomayncina termieri</i> and <i>Planisepta compressa</i>	<i>O. praecursor</i> - <i>P. liasica</i>		
		davoei	C2 <i>Orbitopsella praecursor</i>	<i>O. praecursor</i>		
		ibex	C1 <i>Orbitopsella primaeva</i>	<i>O. primaeva</i>	<i>O. primaeva</i>	<i>L. compressa</i>
		jamesoni				
191.4	SINEMURIAN	raricostatum	B <i>Lituosepta recoarensis</i>	<i>L. recoarensis</i>	<i>L. recoarensis</i>	<i>L. recoarensis</i> & <i>Orbitopsella</i> spp.
		oxynotum				
		obtusum	A <i>Siphovallulina</i> sp. and <i>Mesoendothyra</i> sp.	<i>Mesoendothyra</i>		<i>E. praevirguliana</i>
		turneri				
		semicostatum				<i>S. colomi</i>
		bucklandi				
199.4			Septfontaine (1984)	Velic (2007), Gale (2014)	Kabal & Tasli (2000)	BouDagher-Fadel & Bosence (2007)
			High Atlas (Morocco)	Adriatic Carbonate Platform (Slovenia-Croatia)	Central Taurides (Turkey)	Betics and Iberian Basin (Spain); Gibraltar; Tunisia; Greece; Italy.

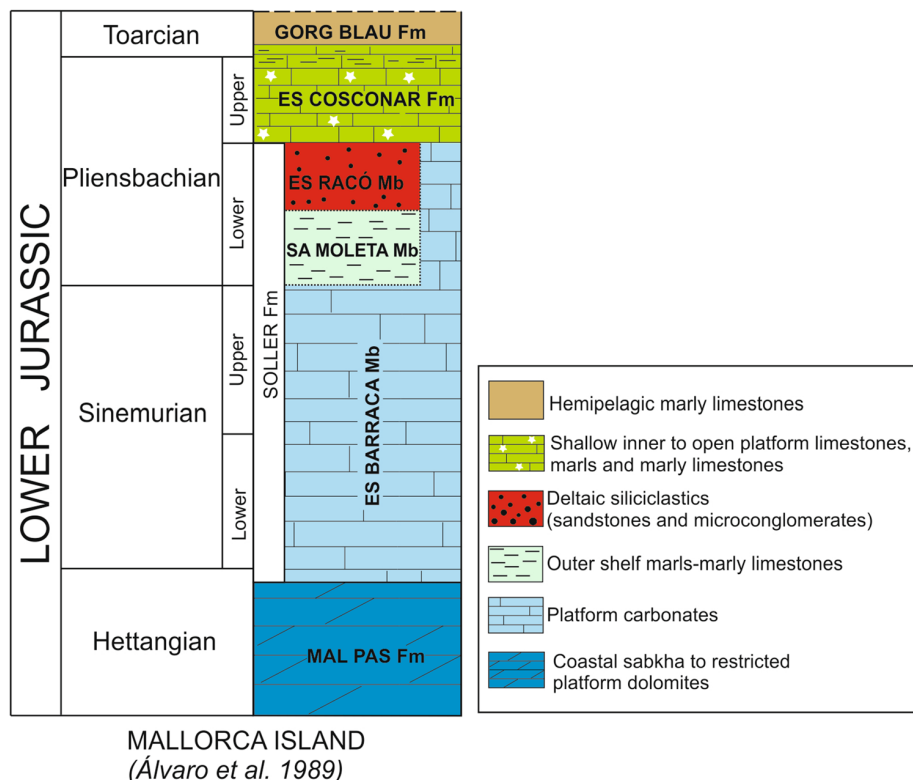
The Lower Jurassic succession of the Balearic Islands (Fig. 3) is a good representation of a wide shallow-marine carbonate platform that was fragmented into depositional highs and lows during the Pliensbachian and afterwards submerged and drowned (Álvaro et al. 1989; Rosales et al. 2018; Sevillano et al. 2019). A comprehensive study of facies and platform evolution of the shallow-water carbonates (Es Barraca Member, Soller Formation) has recently been provided by Sevillano et al. (2019). The microfossil content of the Es Barraca Member was previously studied by Fallot (1922), Colom (1966, 1970, 1980), and Colom and Dufaure (1962), but no detailed stratigraphic distribution of the LBF or biozonation was completed. The new micropaleontological study presented here has three aims: (1) to develop an LBF-based biostratigraphy for Early Jurassic of Mallorca; (2) to follow changes in the studied samples of the gradual evolution of the mesoendothyrids with the aim of using this as a biostratigraphic tool (Septfontaine 1984, 1988); (3) to use the new biostratigraphic information to obtain a better understanding of the evolution of the carbonate platform and stratigraphy during the Early Jurassic. In addition, this study improves the knowledge of the paleobiogeographical distribution of the Lower Jurassic foraminiferal species in the western Tethys of the eastern Iberian Margin, allowing for a better comparison with other Tethyan regions.

2 Geological setting

The Jurassic sedimentary succession of Mallorca was deposited in the Balearic Basin, located on the eastern margin of the Iberian Plate. This paleogeographic position was adjacent to the emerged Ebro High (Fig. 1; Thierry 2000; Scotese and Schettino 2017). The Jurassic sedimentary evolution of the Balearic Basin related to the opening of the Central Atlantic Ocean and the tectonic evolution of the western Tethyan rift (Dewey et al. 1973; Dercourt et al. 2000). Although the Balearic archipelago has traditionally been considered as the north-eastern prolongation of the Betic Cordillera (BC in Fig. 1), new studies suggest that the geodynamic evolution of the area also seems to be related to the early opening of the Gulf of Valencia. In this area recent offshore seismic surveys have highlighted the existence of a thick submerged Mesozoic rift basin, whose south-eastern border is represented by the Balearic archipelago (Etheve et al. 2018). The symmetrical north-western basin margin would be localised on the Iberian margin. The Balearic segment of this Mesozoic rift basin margin formed part of a larger rift system related to the opening of the Alpine-Ligurian Tethys.

On Mallorca, the largest island of the archipelago, the rifting evolution during the Jurassic recorded the following main sedimentary events (Barnolas and Simó 1984; Álvaro et al. 1989; Barnolas et al. 2010): (1) Development

Fig. 3 General chronostratigraphic chart of the Lower Jurassic of Mallorca with indication of the defined lithostratigraphic units. Modified from Álvaro et al. (1989)



of shallow-water platform successions (Hettangian–lower Pliensbachian). (2) Rifting with formation of blocks and a drowning succession that includes hardgrounds (upper Pliensbachian–lower Bajocian). (3) Localised hemipelagic sedimentation (Toarcian–Bajocian). (4) Typical ammonitico rosso-type facies, radiolarites, and mass-wasting deposits indicative of deeper water slope, base of slope and basin environments (Middle and Late Jurassic).

The depositional setting of the Lower Jurassic shallow-water succession deposited on Mallorca includes (Álvaro et al. 1989; Fig. 3): (1) Hettangian sabkha to restricted platform dolomites of the Mal Pas Formation; (2) Sinemurian to lower Pliensbachian shallow-platform carbonates and siliciclastics of the Soller Formation; (3) upper Pliensbachian open platform calcarenites and marly limestones of the Es Cosconar Formation. The Soller Formation is in turn subdivided into three members (Fig. 3): Es Barraca Member, dominated by shallow-water peritidal and lagoonal limestones; Sa Moleta Member, consisting of outer platform shales-siltstones and marly limestones; and Es Racó Member, consisting of deltaic siliciclastics.

In the Es Barraca Member, the focus of this study, previous studies (Colom 1970; Álvaro et al. 1989) reported *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Lituosepta recoarensis* Cati, and *Orbitopsella praecursor* (Gümbel). Based on these

micropaleontological occurrences and a deduced lateral relationship with the Sa Moleta Member (lower Carixian), Álvaro et al. (1989) established the age of the Es Barraca Member as Sinemurian-lower Pliensbachian (lower Carixian; Fig. 3). The Sa Moleta Member is attributed to the Jamesoni and Ibex ammonite Zones of the early Pliensbachian (early Carixian), based on brachiopods and a scarce ammonite fauna (Colom 1942; Álvaro et al. 1989), whereas the Es Racó Member has been ascribed to the upper part of the early Pliensbachian (late Carixian).

3 Methods and materials

Three stratigraphic sections of the Es Barraca Member (the Son Maina, S'Heretat and Cuevas de Artà sections) located in the northeastern and southeastern sectors of Mallorca (Llevant Mountains, Fig. 4) were logged bed-by-bed and sampled. The logged deposits (Fig. 5) consist of limestones and dolostones deposited on tidal flat, subtidal inner platform (including lagoon, internal bars and shoals), muddy open lagoon and muddy outer platform environments (Sevillano et al. 2019). The sedimentological information of depositional facies and facies associations, along with the stratigraphic location of the studied samples were represented in stratigraphic logs (Fig. 5).



Eight depositional facies (F1 to F8 in Fig. 5) have been distinguished in the studied sections based on variations in lithology and carbonate microfacies as well as principal biotic components. The studied micropaleontological material comes mainly from the subtidal inner platform facies.

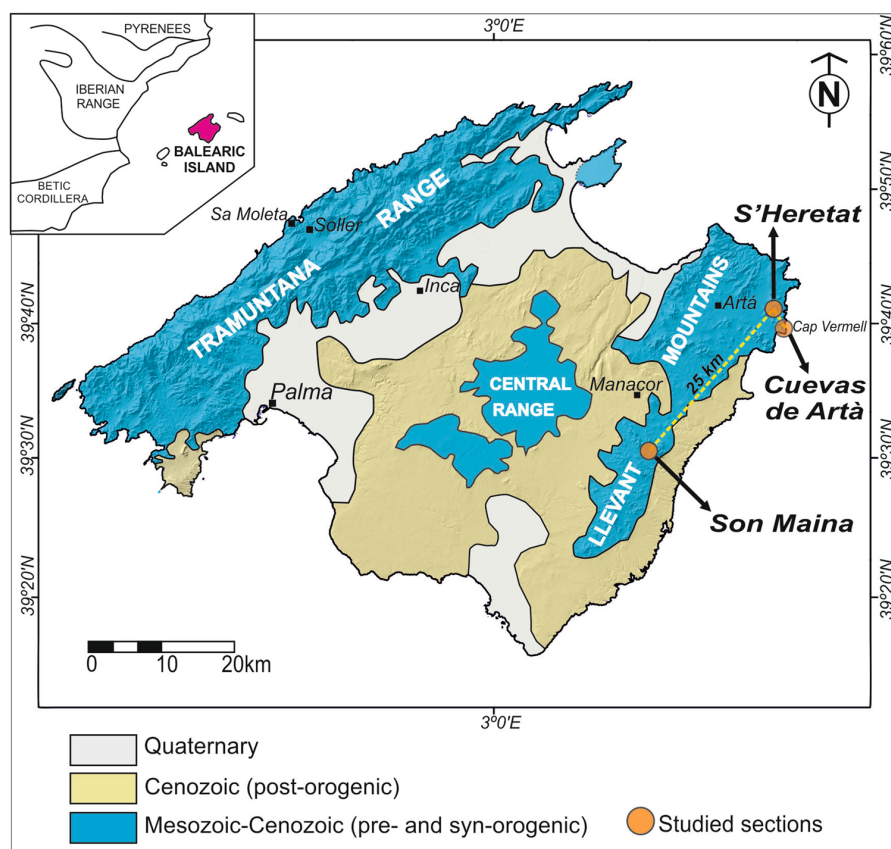
The micropaleontological content (foraminifera and other microfossils) was analysed in thin sections. A total of 56 samples in thin sections were examined (see location in Fig. 5). The stratigraphic distribution of the recognized taxa was represented in the stratigraphic logs (Fig. 5). The determination of foraminiferal biozones follows the standard biozonation proposed by Septfontaine (1984), which is widely accepted for the Mediterranean area. The comparison of this biostratigraphical scheme with other schemes based also on LBF and with the lower Jurassic standard ammonite biozones is given in Fig. 2.

4 Description of the sections and microfossil assemblages

4.1 Son Maina section

The Son Maina section is located southeast of the town of Manacor (coordinates: 39°30'49" N, 3°15'4" E; Fig. 4) in the mid-southern Llevant Mountains. It crops out in the inverted flank of a NW–SE fold (Fornós et al. 1984). This section is the most representative of those studied, showing the thickest and most complete stratigraphic record. The Es Barraca Member consists of about 219 m of tabular limestones overlaying a dolomite succession possibly belonging to the Mal Pas Formation (Hettangian). The top of the succession is located at a thin ferruginous crust overlaid by crinoidal limestone of the Es Cosconar Formation (Fig. 5). Depositional facies in this section include the facies F1–F8 (Fig. 5). In the basal 126.5 m, facies consist mainly of flat-pebble breccias, microbial laminites/stromatolites and intraclastic-peloidal-oolitic grainstone deposited in peritidal environments (facies F1, F2 and F3 respectively; Fig. 5), interbedded with abundant lime mudstone with a rare restricted fauna of ostracods and miliolids (facies F4) and

Fig. 4 Simplified geological map of Mallorca with the location of the three studied stratigraphic sections (*SH* S'Heretat, *CA* Cuevas de Artà, *MAI* Son Maina). The present-day distance between stratigraphic sections is shown without restoring the tectonic shortening



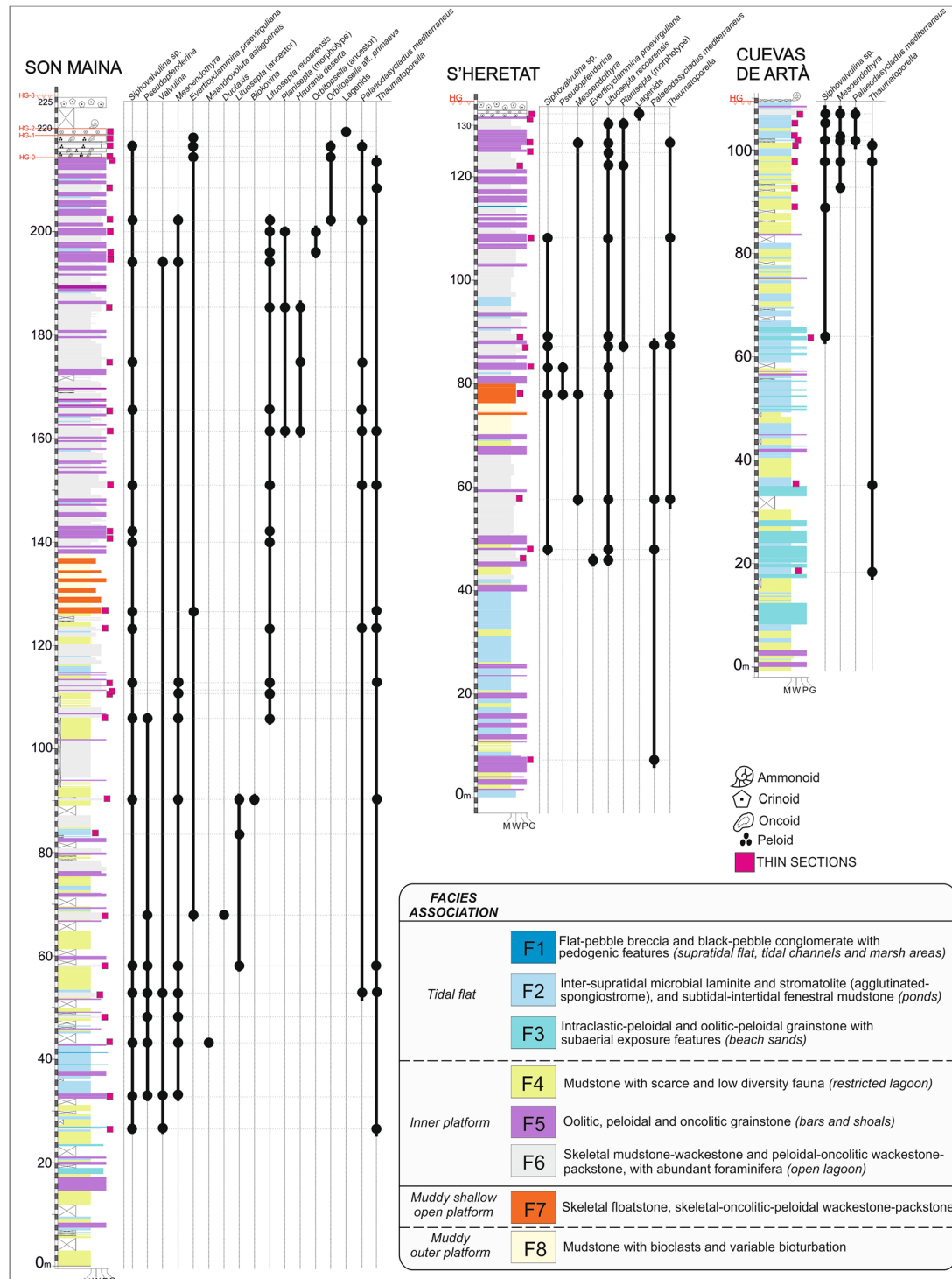


Fig. 5 Detailed stratigraphic logs of the Es Barraca Member in the Son Maina, S'Heretat and Cuevas de Artà sections, with location of the studied samples, distribution of benthic foraminifera and algae,

and interpretation of facies associations and facies types (F1 to F8, after Sevillano et al. 2019)



fossiliferous wackestone-packstone (facies F6), deposited in shallow restricted and open lagoonal environments respectively. Some thin levels of oolitic-peloidal grainstone (facies F5) representative of internal bars are also present (Sevillano et al. 2019). The succession evolves upward, in the following 88 m (up to meter 214.5; Fig. 5), to a predominance of skeletal mudstone-wackestone (facies F6, F8), peloidal-oncolitic-foraminiferal wackestone-packstone (facies F6, F7) and oolitic-oncolitic grainstone (facies F5), interpreted as subtidal facies. They are interbedded with a minor amount of fenestral mudstone deposited in peritidal environments (facies F2), which are noticeably less developed in this upper part of the succession (Fig. 5). This interval ends with the development of a thin ferruginous hardground surface (HG-0 in Fig. 5). Above this hardground (HG-0), from 214.5 to 219 m, the facies consist mainly of silty, peloidal-oolitic packstone to grainstone containing larger foraminifera and large coarse oncoids, suggesting still deposition in a shallow protected carbonate shelf. This interval finishes, at 219 m, with the development of an irregular ferruginous hardground surface (HG-1 in Fig. 5) containing pockets of rounded, centimetric quartzite pebbles on top, suggesting the by-pass of coarse siliciclastics. Above this hardground surface at meter 219 m (HG-1), the succession continues with a partly covered interval of crinoidal grainstone of the Es Cosconar Formation, deposited in an open shelf. This interval contains some internal ferruginous hardgrounds with accumulations of ammonites and belemnites attributable to the upper Pliensbachian (Fig. 5).

The observed microfossil assemblage (Figs. 5, 6, 7) contains, throughout the whole section, abundant specimens of *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (Fig. 6a–c) and *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) (Fig. 6d–f). In the first 106 m of the section, the foraminifera are represented by: *Siphovavulina* (Fig. 6g–i), *Siphovavulina* evolving to primitive *Pseudopfenderina* and in transition to *Valvulina* (?), *Pseudopfenderina*, *Everticyclammina praevirguliana* Fugagnoli (Fig. 6o, p), *Meandrovoluta asiagoensis* Fugagnoli & Rettori (Fig. 7o), *Duotaxis* (Fig. 6q), *Biokovina* (Fig. 7a), *Mesoendothyra* (Fig. 6j), evolved uncoiled *Mesoendothyra* with an important planispiral nepionic stage and some ancestors of *Lituosepta* (Fig. 6k–n). The later are uncoiled cylindrical *Mesoendothyrids*, very small forms, with multiple apertures (Fig. 6m, n) but no internal subdivisions (radial partitions). The first occurrence of *Lituosepta recoarensis* Cati with radial partitions (Fig. 7b) is at 106 m and it is recorded upward for the rest of the succession (Fig. 7c–e) along with *Siphovavulina*-*Valvulina* (?), *Everticyclammina* and *Mesoendothyra*. Approximately 160 meters from the base of the succession abundant flat morphotypes of *Planisepta* (Fig. 7i) appear with less common *Haurania deserta* Henson (Fig. 7g, h red arrow). The first

appearance of primitive forms of *Orbitopsella* occurs in the upper part of the succession (Fig. 7j–l), from 196 to 202 m, showing within this interval a clear transition of *Lituosepta* to *Orbitopsella*, with small size (2–3 mm) flabelliform to reniform tests but no true discoidal forms. *Orbitopsella* aff. *primaeva* (Henson) first occurs at 202 m (small diameter up to 4–5 mm) (Fig. 7m, n), along with cylindrical *L. recoarensis*, flat *Planisepta*, *Siphovavulina* and uncoiled *Mesoendothyra*. The last interval of the succession, between hardgrounds HG-0 and HG-1 (214.5–219 m, Fig. 5), contains *Orbitopsella primaeva* (Henson) (diam. 6 mm), small primitive forms of *O. primaeva* (diam. 1.5–3 mm), *Everticyclammina* sp., *Siphovavulina* (thick wall) and *Valvulina* (?). The described *Orbitopsella* corresponds to microspheric (B) forms, and megalospheric (A) forms have not been found in this section. From 219 m, above the hardground surface HG-1 (Fig. 5), the microfacies changes to sandy crinoidal packstone with lagenids, but lacking larger complex foraminifera, indicating an abrupt change to open marine conditions (Es Cosconar Formation).

4.2 S'Heretat section

The S'Heretat section is located east of the town of Artà (coordinates: 39°40'47" N, 3°25'55" E; Fig. 4) and is 131.5 m thick. Its lower boundary with the Mal Pas Formation is not exposed, whereas the top boundary is represented by an unconformity surface with the overlying crinoidal limestone of the Es Cosconar Formation. The first basal 45 m of the succession is composed mainly of microbial laminites and laminated stromatolites (facies F2, Fig. 5) deposited in peritidal environments, alternating with less abundant lime mudstone with scarce fauna (facies F4) and oolitic-peloidal grainstone (facies F5) interpreted to be deposited in subtidal restricted lagoons and internal bars respectively (Sevillano et al. 2019; Fig. 5). Above 45 m and up to 106 m, the deposits are dominated by subtidal facies consisting of skeletal mudstone-wackestone and peloidal-oncolitic wackestone-packstone with abundant foraminifera (facies F6–F8), deposited in shallow open lagoons to open platform environments, interbedded with subordinated oolitic-peloidal-oncolitic grainstone (facies F5) deposited in internal bars and shoals (Sevillano et al. 2019; Fig. 5). In this interval, a few thin intercalations of peritidal microbial laminites (facies F2) also occur. Finally, from 106 m up to 131.5 m, the succession follows with oolitic-peloidal-oncolitic grainstone (facies F5) alternating with peloidal-oncolitic-foraminiferal wackestone (facies F6) deposited in subtidal inner platform environments (Fig. 5). In this interval, only one thin intercalation of peritidal laminites with flat pebbles (facies F1) is present at approximately 114 m. Above this interval, the succession

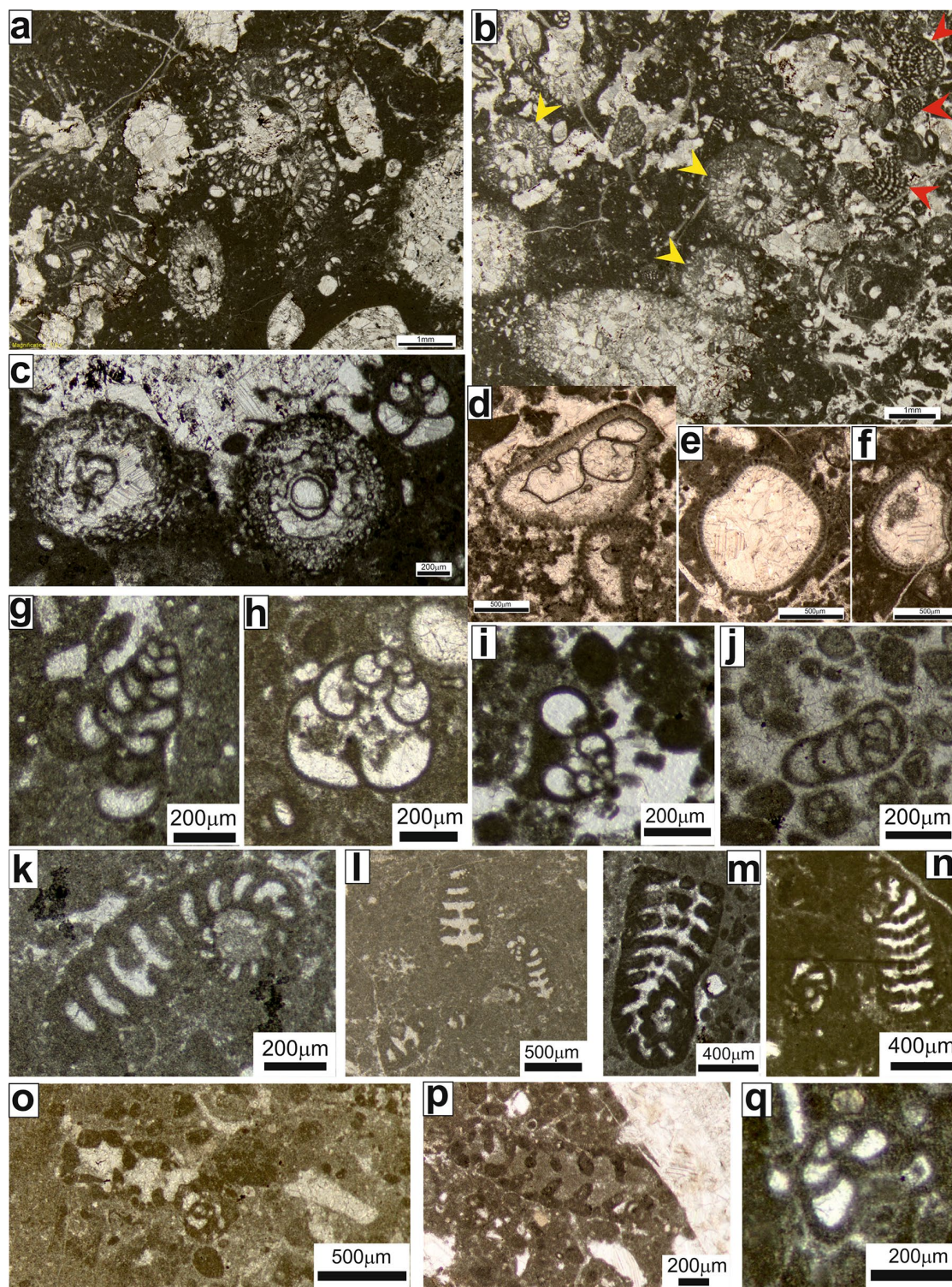


Fig. 6 Representative microfossils from the studied sections. **a** *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia). **b** *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) (yellow arrow) and lituolids (red arrow). **c** *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia). **d–f** *Thaumtoporella parvovesiculifera* (Raineri). **g–i** *Siphovallulina* sp. **j** *Mesoendothyra* sp. **k–n** illustrations of

the transition between *Mesoendothyra* (adult stage rectilinear) and a primitive *Lituosepta* with multiple apertures (**m–n**). Specimens from the Son Maina section. Radial partitions are not yet developed, they appear higher in the section (see Fig. 7b). **o–p** *Everticyclammina praevirguliana* Fugagnoli. **q** *Duotaxis* sp.

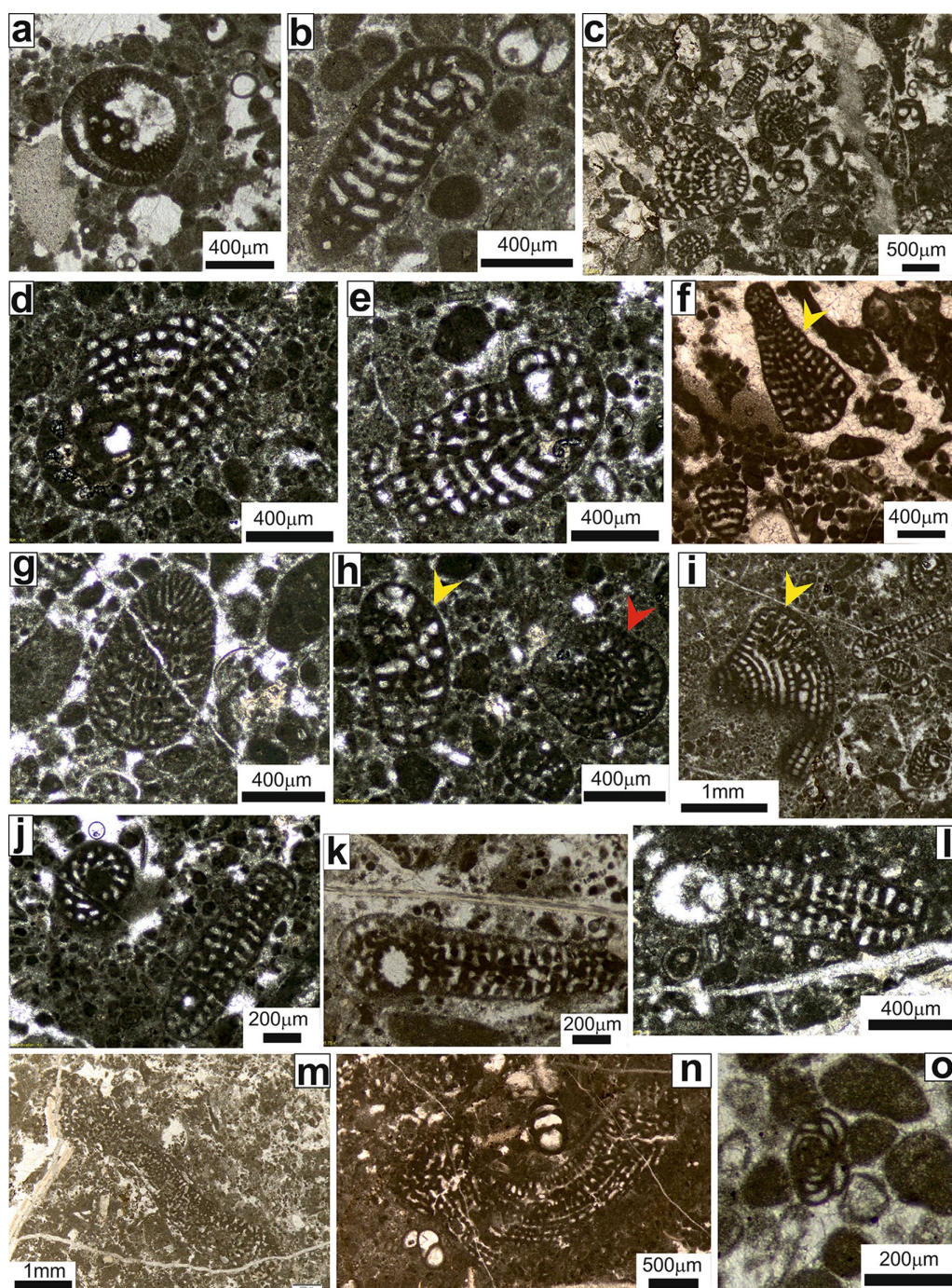


Fig. 7 Representative microfossils from the studied sections. **a** *Biokovina* sp. morphotype with pseudokeriotheca and filament bacterial symbionts (Vachard et al. 2004). **b–f** *Lituosepta recoarensis* Catí (yellow arrow in **f**). Note the presence of radial partitions. **g** *Haurania deserta* Henson. **h** *Haurania* sp. (red arrow) and *Lituosepta recoaren-*

sis Catí (yellow arrow). **i** *Planisepta* morphotype (yellow arrow). **j–l** transitional morphotypes to *Orbitopsella* or primitive *Orbitopsella*. **m** *Orbitopsella* sp. **n** *Orbitopsella* aff. *primaeva* Henson. **o** *Meandrovoluta asiagoensis* Fugagnoli & Rettori

is characterised by some levels of echinoderm grainstone attributed to the Pliensbachian Es Cosconar Formation (Fig. 5).

The microbial-dominated lower part of the succession (up to 45 m) contains very rare microfossils. In samples from some basal grainy layers *P. mediterraneus* has been identified. From meter 46 upward, the microfossils are notably more diversified and include: *Siphovalvulina*, transitional morphotypes of *Siphovalvulina* to *Pseudopfenderina*, *Mesoendothyra*, *Everticyclammina* sp., *L. recoarensis* (Fig. 7f), *P. mediterraneus* and *T. parvovesiculifera*. From 87 m upward flat morphotypes of *Planisepta* appear, along with evolved flabelliform forms of *L. recoarensis*, varied forms of *Siphovalvulina*, and evolved *Mesoendothyra*. This assemblage is observed up to 131.5 m. An absence of *Orbitopsella* is notable. From 131.5 m upwards, the microfacies changes sharply to crinoidal wackestone-packstone with bryozoans and lagenids but lacking complex larger foraminifera, reflecting an abrupt change to completely different open shelf conditions (Es Cosconar Formation).

4.3 Cuevas de Artà section

The Cuevas de Artà section is located close to the Cap Vermell (coordinates: 39°39'55" N, 3°27'8" E; Fig. 4). At this locality, the measured thickness of the Es Barraca Member is 110 m. The lower boundary is the contact with a basal dolomite body attributed to the Hettangian Mal Pas Formation. The upper boundary is an unconformity represented by a ferruginous hardground, which is overlain by red nodular limestones with “filaments” of pelagic–benthic thin-shelled bivalves attributed to *Bositra*, and ammonites of Bajocian age (Álvaro et al. 1989). Therefore, at this locality, a hiatus spanning at least from the Pliensbachian to the Bajocian occurs. The whole succession of the Es Barraca Member is made mainly of peritidal deposits, consisting of an alternation of black-pebble conglomerates (facies F1 in Fig. 5), microbial laminites-stromatolites (facies F2), intraclastic-peloidal-oolitic grainstone with pedogenic features (facies F3) deposited in intertidal-supratidal environments, and lime mudstone (facies F4) deposited in restricted lagoons (Fig. 5). A few thin oolitic grainstone intercalations (facies F5), interpreted as internal bars, are also present.

The Cuevas de Artà section contains a low-diversity microfossil content with no LBF. It includes abundant *P. mediterraneus* and *T. parvovesiculifera*, along with rare specimens of *Siphovalvulina* and *Mesoendothyra*, with some transitional forms to primitive *Lituosepta* in the uppermost part of the succession. The rarity of foraminifera in this section may be due in part to the restriction imposed by the depositional environment, which is dominated by peritidal conditions with frequent emersion episodes and by the stacking of metre-thick parasequences dominated by intertidal

and supratidal facies (Sevillano et al. 2019). Such restricted depositional environments might have been unfavourable for the proliferation of foraminifera (Gale and Kelemen 2017).

5 Discussion

5.1 Biostratigraphy and age constraints of the Es Barraca member

The analysed thin section samples from the three studied sections show microfacies indicative of shallow subtidal, lagoonal, inner platform environments (following the microfacies analysis of Sevillano et al. 2019), except in two samples belonging to the Es Cosconar Formation at the top of the Son Maina and S'Heretat sections (Fig. 5). These two samples represent a completely different environment rich in echinoderm remains and lagenids, indicative of open marine conditions. For the rest of the studied samples (Es Barraca Member), the allochems are made mainly of ooids, micro-oncoids, bioclasts, muddy lithoclasts (lithic peloids), benthic foraminifera, calcareous algae, calcimicrobes and large oncoids.

The dasycladalean alga *Palaeodasycladus* occurs throughout all the studied sections associated with the microproblematica *Thaumatoporella*, both characteristic of the Lower Jurassic protected marine settings of the western Tethys (e.g. BouDagher-Fadel and Bosence 2007). The widespread occurrence of these taxa in the Early Jurassic of the western Tethys was favoured by the wide continuity of shallow-carbonate platform environments along the entire region. *Palaeodasycladus* was confined to the lower and middle part of the early Jurassic (Hettangian to Pliensbachian; Sokač 2001), whereas *Thaumatoporella* had a much longer stratigraphic range, from the Middle Triassic to the Paleocene (Schlagintweit and Velić 2011).

The analysed samples of the Es Barraca Member show that larger foraminifera were taxonomically diverse in the Balearic region, showing affinities with those reported in Slovenia, Croatia, Italy, southern Iberia and Morocco (Septfontaine 1984; Fugagnoli and Loriga Broglio 1998; Azerêdo et al. 2003; Veseli et al. 2006; BouDagher-Fadel and Bosence 2007; Velić 2007; Gale 2014; Gale and Kelemen 2017). The biostratigraphy and the chronostratigraphic interpretation of the studied successions are shown in Fig. 8. According to the observed foraminiferal assemblages and stratigraphic distribution (Fig. 5), three biozones A, B and C1 have been identified (Fig. 8). These biozones could be correlated with those proposed by Septfontaine (1984) for the lower Jurassic of the High Atlas of Morocco (Figs. 2, 8). The Es Barraca Member corresponds mainly to the biozones A, B and the base of C1. The biozone C1 was observed only

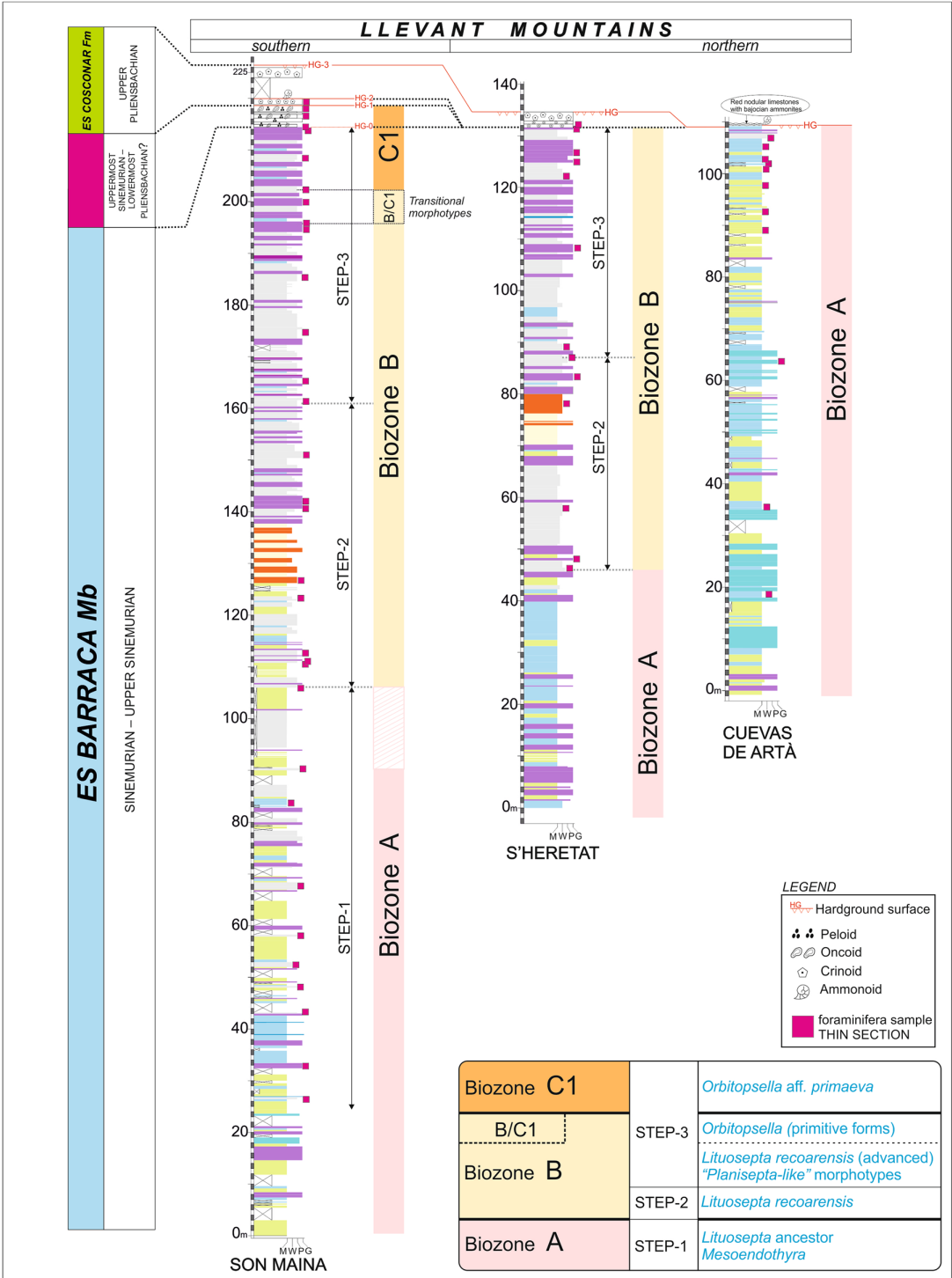


Fig. 8 Distribution of benthic foraminiferal biozones of the Es Barraca Member in the Son Maina, S'Heretat and Cuevas de Artà sections (Llevant Mountains domain, Mallorca), based on the biozonation scheme proposed by Septfontaine (1984). The steps 1 to 3 (phylozones) represent evolutionary stages of the larger lituolids

based on morphological transitions from *Mesoendothyra* to orbitopsellinids *s.l.* The pink striped area in the Son Maina section indicates the interval of uncertainty in the limit between biozones A and B due to the absence of samples

in the uppermost part of the unit in the Son Maina section (Fig. 8).

The biozone A (*Siphovalvulina* sp. and *Mesoendothyra* sp. Interval Zone), identified in the three studied sections, is characterized by the presence of *Siphovalvulina* and *Mesoendothyra* along with advanced individuals interpreted as belonging to an ancestor morphotype of *Lituosepta*. The upper boundary of this biozone is marked by the first occurrence of *L. recoarensis*. In the Son Maina section, the most complete of the three sections, biozone A spans from the base of the section up to 106 m. In the S'Heretat section, biozone A spans from the base up to 46 m. In the Cuevas de Artà section, the entire succession of the Es Barraca Member up to the hardground overlaying the shallow-water limestones corresponds to biozone A.

The biozone B (*Lituosepta recoarensis* Lineage Zone, Septfontaine 1984) is bounded by the first occurrence of *L. recoarensis* up to the first occurrence of *O. primaeva*. In the Son Maina section, the biozone B starts at 106 m and spans up to 202 m, where the first forms of *Orbitopsella* aff. *primaeva* appear. In this biozone *L. recoarensis* co-occurs with *Siphovalvulina* and *Mesoendothyra* persisting from the underlying biozone. In the upper part of the biozone flat morphotypes of *Planisepta* and *H. deserta* also occur. In the uppermost part of the biozone B, the interval 196 m to 202 m are characterized by the appearance of small primitive forms of *Orbitopsella* (transitional morphotypes), suggesting a transitional change between biozones B and C1 (B/C1 transition, Fig. 8) as a result of the transitional character of one lineage zone to the next (as defined by Septfontaine 1984). The base of this transitional interval is marked by the first occurrence of ancestral *Orbitopsella* and the top by the first occurrence of *Orbitopsella* aff. *primaeva* (Figs. 5, 7, 8). The biozone C1 (*Orbitopsella primaeva* Lineage Zone, Septfontaine 1984), characterized in its lower part by the first appearance of *Orbitopsella* aff. *primaeva* (Henson), is present at the uppermost part of the Son Maina section, from 202 m upwards, and extends above the hardground surface HG-0 up to HG-1 (Fig. 8).

In the S'Heretat section, biozone B starts at 46 m and spans up to the hardground at top of the succession of the Es Barraca Member, since no *Orbitopsella* specimens have been found. In the Cuevas de Artà section, biozone B is absent (Fig. 8).

Fugagnoli (2000) established the stratigraphic position of *Everticyclammina praevirguliana* in northern Italy as being from the late Sinemurian to the Pliensbachian. Later, BouDagher-Fadel and Bosence (2007) set the first appearance of *E. praevirguliana* in the middle Sinemurian for the western Mediterranean region, whereas according to Velić (2007) it first appeared in the late Hettangian. Fugagnoli and Bassi (2015), in their revision of *L. recoarensis*, recognised a variable stratigraphic range for this taxon in different Tethyan

areas, between the Sinemurian and the Pliensbachian. There is, however, a good consensus that the first appearance of *L. recoarensis* is in the early late Sinemurian (Septfontaine 1984; BouDagher-Fadel and Bosence 2007; Velić 2007; Gale 2014; Fugagnoli and Bassi 2015), this species having a relatively well-defined lowest biostratigraphic position in this part of the stage. The first occurrence of *Orbitopsella* is established in the latest Sinemurian, with *O. primaeva* spanning from the latest Sinemurian to the early Pliensbachian (Septfontaine 1984; Fugagnoli and Loriga Broglio 1998; Velić 2007; BouDagher-Fadel 2008). According to these data, it can be concluded that the Es Barraca Member (biozones A, B and base of C1) of Mallorca has mainly a Sinemurian age. At Son Maina, the most complete section, the upper boundary of the Es Barraca Member is represented by the hardground surface HG-0. In this section, the uppermost part of the Es Barraca Member (the last 12.5 m that correspond to biozone C1 below the hardground surface HG-0) contains only small primitive forms of *O. primaeva*. This suggests an age not younger than the latest Sinemurian for the top of the Es Barraca Member. This contrasts with earlier studies (Álvaro et al. 1989) that suggested the Es Barraca Member could be as young as Pliensbachian (Fig. 9). The interval of shallow-water limestones containing *Orbitopsella* aff. *primaeva* between the hardgrounds HG-0 and HG-1 (214.5–219 m, above the top of the Es Barraca Member; Figs. 5 and 8) could range in age from the latest Sinemurian to the early Pliensbachian (early Carixian), biozone C1. However, the *Orbitopsella* aff. *primaeva* specimens appearing in this interval are still very small (diam. 1.5–3 mm) and primitive B-forms compared to the typical *O. primaeva* (4–6 mm for microspheric forms; Hottinger 1967; BouDagher-Fadel 2008) and are also rare, which could point to a likely latest Sinemurian age for this interval. However, the absence of more complex and evolved larger orbitopsellinids in these beds could be in part biased by sorting effects in the carbonate sands (which could lead to the absence of larger particles), implying, therefore, that an early Pliensbachian age cannot be excluded for this interval. More additional information of this interval from other sections is needed.

5.2 Evolutionary considerations

The Jurassic litiolids underwent significant evolutionary changes during the Sinemurian. The most important is the evolution of most of the lower Jurassic litiolids from *Mesoendothyra* sp. (Septfontaine 1984, 1988). One of the proposed evolutionary lines evolving from this form in the late Sinemurian gave rise to the orbitopsellinids, according to the evolutionary bioseries: *Mesoendothyra* sp.—*Lituosepta recoarensis*—*Orbitopsella* spp. (Septfontaine 1984, 1988). Their phyletic relationships in terms of morphological characteristics and internal microstructures were already



introduced by Hottinger (1967) and later illustrated and redefined in Septfontaine (1984, 1988). This evolutionary bioseries has been accepted by other authors (e.g. Bassoullet 1997; Azerêdo et al. 2003; BouDagher-Fadel 2008) and seems to be confirmed in Mallorca. In the studied samples, this gradual evolution of the orbitopsellinids *s.l.* during the Sinemurian could be observed in three steps (step 1–3 in Fig. 8), which represent relatively stable evolutionary morphogenetic (architectural) innovations with many transitions, as observed in the Son Maina section. The biozonation proposed in this study is based on these steps (phylozones), and their equivalence with the biozones is shown in Fig. 8.

Taking the Son Maina section as the reference section of this study (Fig. 8), the evolutionary steps are observed as follows: Step 1, 24–106 m, characterized by an ancestor to *Lituosepta* (uncoiled cylindrical *Mesoendothyra*) with no internal subdivisions, multiple apertures, large planispiral nepionic stage, and very small size, less than 500 µm in diameter or test length (only B-forms found). Radial partitions are not yet developed. Step 2, 106–161 m, characterized by the first occurrence of vertical radial partitions, true cylindrical *L. recoarensis* with rare flat “*Planisepta*-like” morphotypes. Step 3, 161–214.5 m, characterized by the diversification of the shape and external contour of the test, advanced *Lituosepta* to *Orbitopsella* with reniform to discoidal test, vertical radial partitions in the marginal zone of the chambers and pillars in the central zone (sensu Septfontaine 1980). The flat “*Planisepta*-like” morphotypes become frequent. Many transitions between the different morphotypes were observed, but with a general trend to increase the chamber volume, a known evolutive feature in foraminifera developed for hosting more symbionts (Hottinger 2000).

The characteristics of the steps 2 and 3 can also be observed in the S’Heretat section (Fig. 8). To further understand the mode of evolution (punctuated versus gradual), more data from bed-by bed sampling are needed.

5.3 Stratigraphic implications

The biostratigraphic results presented in this study have some significant implications for the stratigraphy and paleogeographic reconstruction of the Lower Jurassic of Mallorca. The current stratigraphic scheme by Álvaro et al. (1989) attributes the Es Barraca Member to a Sinemurian to early Pliensbachian age, showing a lateral transition of the upper part of the shallow-water limestones of the Es Barraca Member in the Llevant Mountains paleogeographic domain, to the marls and marly limestones with brachiopods of the Sa Moleta Member (Fig. 9; Álvaro et al. 1989). The latter developed only in the paleogeographic domain of the Tramuntana range (Fig. 4). Because the Sa Moleta Member has been dated with ammonites and brachiopods as lower Pliensbachian (Carixian), within the Jamesoni and Ibex standard ammonites

zones (Álvaro et al. 1989), these authors inferred an early Pliensbachian age also for the upper part of the Es Barraca Member. However, the regional lateral correlation between the upper part of the Es Barraca Member and the Sa Moleta Member is not well established, since the lateral relationships between these two units have not yet been directly observed in the field. In the Son Maina section, the most complete section of the Llevant Mountain domain, the top of the Es Barraca Member is represented by the hardground surface HG-0 (Fig. 8). The biostratigraphic data presented in this study do not support the early Pliensbachian age for the upper Es Barraca Member, because below the hardground HG-0 only the very base of the biozone C1 is present, which is dated upper late Sinemurian (Figs. 8, 9). This implies the lack of a lateral correlation between these two stratigraphic units. However, just above of the Es Barraca Member in the Son Maina section, the thin interval of shallow-water limestones between hardground surfaces HG-0 and HG-1 with specimens of *Orbitopsella* aff. *primaeva* (biozone C1), could be dated as latest Sinemurian–earliest Pliensbachian. These beds overlie the Es Barraca Member, being separated from that unit by a hiatus of probably short duration (hardground HG-0). These shallow-water limestones are separated from the overlying open sea calcarenites of the upper Pliensbachian Es Cosconar Formation by another hiatus (hardground HG-1) of probably longer duration (Fig. 8). Therefore, this thin interval of biozone C1 shallow-water limestones between the two unconformities (HG-0 and HG-1) could not be attributed to any existing lithostratigraphic unit, and should be regarded as a new stratigraphic unit. The age of this new unit could range from the latest Sinemurian to the early Pliensbachian, but its lateral correlation with the Sa Moleta and Es Racó Members of the Tramuntana range remains unclear (Fig. 9). On Cabrera Island Arbona et al. (1984) documented, above the Es Barraca Member, the existence of a ~ 10 m thick succession of shallow-water carbonates dated with ammonites as early Pliensbachian (Carixian). It is probable that it corresponds to the same unit. More stratigraphic and biostratigraphic information from this new unit are needed.

Another significant stratigraphic implication of this study is the existence of an intra-early Pliensbachian phase of platform fragmentation and erosion or, alternatively, of local non-deposition during the latest Sinemurian–earliest Pliensbachian. The reconstruction of the depositional transect across the three studied profiles shows the northward progressive loss of the upper biozones of the Sinemurian (Fig. 8). This would suggest the existence of sedimentary hiatuses in some sections of the Llevant Mountains domain that become more significant toward the northeast. Thus, in the Son Maina section located to the south, the complete record of the Es Barraca Member is preserved, and at least part of a new carbonate unit dated as biozone C1, which overlies the Es Barraca Member. This new carbonate

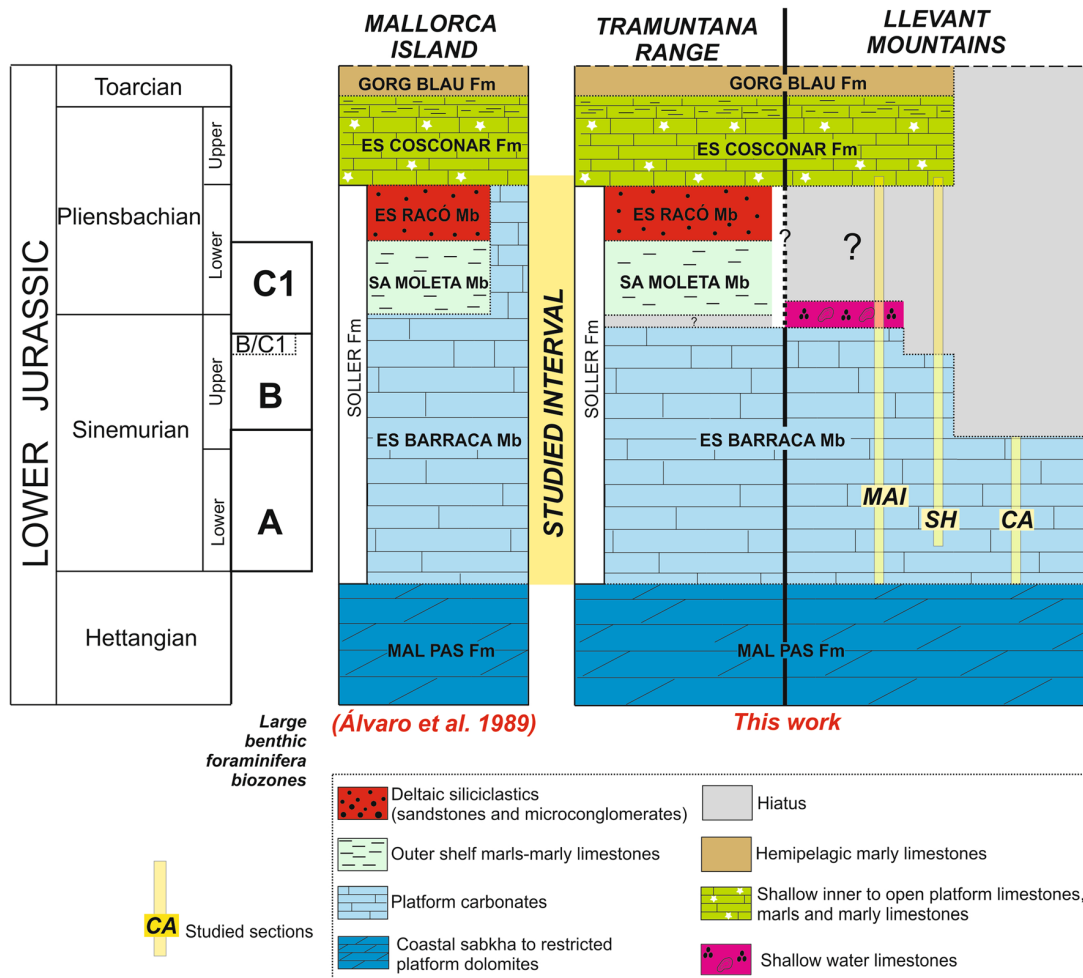


Fig. 9 Stratigraphical scheme established by Álvaro et al. (1989) for the Lower Jurassic succession of Mallorca (left) and comparison with the new proposal for the Sinemurian–lower Pliensbachian in this work (right)

unit, latest Sinemurian to the earliest Pliensbachian in age, is topped by an unconformity with a hiatus spanning most of the early Pliensbachian up to the upper Pliensbachian (Domerian) Es Cosconar Formation. Toward the north, in the S'Heretat section, there is a stratigraphic gap on top of the Es Barraca Member, spanning from the upper part of the late Sinemurian up to the early Pliensbachian (Carixian), before the onset of sedimentation of the upper Pliensbachian (Domerian) calcarenites of the Es Cosconar Formation (Figs. 8, 9). Finally, to the northeast, in the Cuevas de Artà section (Fig. 8), only the biozone A of the early-middle Sinemurian was preserved or registered below the unconformity at the top of the Es Barraca Member. In the Cuevas de Artà section, the unconformity, evidenced by a ferruginous hardground, represents a hiatus spanning from the late Sinemurian biozone B up to the Bajocian (Álvaro et al. 1989). This period of platform fragmentation and erosion was likely coeval with the formation of intraplatform basins

during which lower Pliensbachian marls, marly limestones and deltaic siliciclastics (Sa Moleta and Es Racó Members) deposited in the north-western part of Mallorca island (Tramuntana range) (Álvaro et al. 1989). Later, the upper Pliensbachian sedimentation was discontinuous and characterized by open sea carbonate facies (Es Cosconar Formation) with notable changes of thickness. While some sedimentary successions were expanded and show continuous sedimentation (Rosales et al. 2018), others were more condensed and containing several internal disconformities and hardgrounds.

6 Conclusions

The Sinemurian shallow-water carbonate succession (Es Barraca Member) cropping out in the Llevant Mountains of Mallorca (Balearic Islands) has been investigated to create a biostratigraphic framework based on LBF



assemblages. Benthic foraminifera and algae identified from randomly oriented thin sections have allowed the identification of a gradual evolution of the orbitopsellinids *s.l.* in three steps (phylozones): Step 1, characterized by small forms of a *Lituosepta* ancestor; Step 2, typified by the occurrence of true cylindrical *L. recoarensis* and rare “*Planisepta*-like” morphotypes; and Step 3, characterized by advanced *Lituosepta* to *Orbitopsella* and frequent “*Planisepta*-like” morphotypes. Based on these evolutionary steps the biostratigraphic setting of the Es Barraca Member is proposed. The Es Barraca Member is ascribed to the biozones A, B and base of C1, although some of the zones may be missing in different sections due to the unconformity surface on top of the Es Barraca Member. This study restricts the age of the Es Barraca Member to the Sinemurian and gives an age not younger than the late Sinemurian for its top.

A new shallow-water carbonate stratigraphic unit belonging to the biozone C1 (likely latest Sinemurian–earliest Pliensbachian) and deposited above the Es Barraca Member was identified. This unit is observed only in the most complete section (Son Maina) because in the other sections it was eroded during Pliensbachian and/or later unconformities. The biostratigraphic correlation across the studied stratigraphic transect in the Llevant Mountains shows the progressive loss of the upper biozones towards the northeast. This loss suggests the existence of significant hiatuses and allows to infer an early Pliensbachian phase of platform fragmentation, which resulted in some areas with non-deposition or erosion during the early Pliensbachian, and in other areas with deposition of marine marly limestone and deltaic siliciclastics (Sa Moleta and Es Racó Members, respectively), as observed in the north-western part of Mallorca (Tramuntana range).

Acknowledgements This paper is a contribution to the research projects RTI2018-093613-B-I00 and CGL2017-85038-P funded by the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities. The authors are grateful to two anonymous reviewers for their critical reading and useful comments that improved the manuscript. We also include a special acknowledgment to Mike Simmons (Halliburton) for his help with the English revision of the final version of the manuscript and to Associate Editor Juan Carlos Braga for handing the manuscript.

Glossary

Advanced or ancestor form (morphotype) This term, usual in paleontological and evolutionary studies, permits a rough estimation of the degree of morphological evolution in a bioseries (evolutionary trend) through time, such as the schematic morphological steps proposed by Septfontaine (1988), Fig. 1, which seems to fit for

the orbitopsellinids and many other discoidal larger foraminifera taxa of Mesozoic carbonate shelves around the Tethyan domain. Logically (Depéret’s Law) ancestral forms are smaller (less than 0.5 mm) and have a simpler morphology, whereas the advanced forms display a larger test with complex inner microstructures and modifications of the shape and size of the adult chambers. The term “inner microstructures” means endoskeletal (pillars) and exoskeletal (vertical radial partitions) elements. This can be a response to better and larger symbiotic hosting (“greenhouse structures”) and changes (see Hottinger 2000).

Morphotype

This practical and informal term designates the particular morphology of one individual which could belong to a new taxon not yet introduced. In a bioseries it can be a missing link connecting morphologically two chronospecies already defined (see Septfontaine 1988, Fig. 1, and Guex 2016 for a current use of the term).

References

- Álvaro, M., Barnolas, A., Cabra, P., Comas-Rengifo, M. J., Fernández-López, S. R., Goy, A., et al. (1989). El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 67–120.
- Arbona, J., Fontbote, M., González-Donoso, J. M., Linares, A., Olóriz, F., Pomar, L., et al. (1984). Precisiones bioestratigráficas y aspectos sedimentológicos del Jurásico-Cretácico basal de la isla de Cabrera (Baleares). *Cuadernos de Geología*, 12, 169–186.
- Azerêdo, A. C., Manuppella, G., & Ramalho, M. M. (2003). The late Sinemurian carbonate platform and microfossils with Tethyan affinities of the Algarve Basin (South Portugal). *Facies*, 48, 49–60.
- Barnolas, A., & Simó, J. A. (1984). Sedimentología del Jurásico de Mallorca. In A. Barnolas (Ed.), *Grupo Español del Mesozoico* (pp. 73–120). Palma de Mallorca: IGMECS S.A.
- Barnolas, A., Simó, J. A., Rosales, I., Gil-Peña, I., Sevillano, A., & Armendáriz, M. (2010). Revisión de la información paleogeográfica del Jurásico de Mallorca basada en datos sedimentológicos y en el análisis de cuenca. In J. I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela, & J. C. García-Ramos (Eds.), *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España* (p. 163). Colunga: Museo del Jurásico de Asturias.
- Bassoullet, J. P. (1997). Les grands foraminifères. In: Cariou, E. and Hantzpergue, P. (coords.). *Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen*. Groupe Français d’étude du Jurassique. *Bulletin du Centre Recherches Elf Exploration Production Mém*, 17, 293–304.
- BouDagher-Fadel, M. K. (2008). Evolution and geological significance of larger benthic Foraminifera. *Developments in paleontology and stratigraphy* (Vol. 21). Amsterdam: Elsevier.



- BouDagher-Fadel, M. K., & Bosence, D. W. J. (2007). Early Jurassic benthic foraminiferal diversification and biozones in shallow-marine carbonates of western Tethys. *Senckenbergiana Lethaea*, 87, 1–39.
- Colom, G. (1942). Sobre nuevos hallazgos de yacimientos fosilíferos del Lias medio y superior en la Sierra Norte de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 11, 221–265.
- Colom, G. (1966). Dos niveles micropaleontológicos interesantes en el Lias inferior del Sur de España y Baleares. *Acta Geologica Hispanica*, 1(3), 15–18.
- Colom, G. (1970). Estudio litológico y micropaleontológico del Lias de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. *Memorias de la Real Academia de la Ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid*, Tomo XXIV, Mem 2.
- Colom, G. (1980). Estudios sobre las litofacies y micropaleontología del Lias inferior de la Isla de Cabrera (Baleares). *Revista Española de Micropaleontología*, 12, 47–64.
- Colom, G., & Dufaure, P. (1962). Présence de la zone à *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) dans le Lias moyen du Pla de Cuber (Majorque). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 12, 2617–2619.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Bijou-Duval, B., Brunet, M. F., et al. (Eds.). (2000). *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps, I–XX*. Paris: CCGM/CGMW.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137–3180.
- Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., & Gómez-Romeu, J. (2018). Extreme mesozoic crustal thinning in the Eastern Iberia Margin: the example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37(2), 1–27.
- Fallot, P. (1922). Étude géologique de la sierra de Majorque. Thèse état. Libr. Polytechnique Ch. Béranger, Paris i Liège.
- Fornós, J., Rodríguez-Perea, A., & Sabat, F. (1984). El mesozoico de la Serra de Son Amoixa (Serres de Llevant, Mallorca). *I Congreso Español de Geología. Tomo, 1*, 173–185.
- Franceschi, M., Dal Corso, J., Cobiánchi, M., Roghi, G., Penasa, L., Picotti, V., et al. (2019). Tethyan carbonate platform transformation during the Early Jurassic (Sinemurian–Pliensbachian, Southern Alps): comparison with the Late Triassic Carnian Pluvial Episode. *Geological Society of America Bulletin*, 131, 1255–1275.
- Fugagnoli, A. (2000). First record of *Everticyclammina* Redmond 1964 (*E. Praevirguliana* n. sp.; Foraminifera) from the early Jurassic of the Venetian Prealps (Calcarei Grigi, Trento platform, northern Italy). *Journal of Foraminiferal Research*, 30, 126–134.
- Fugagnoli, A. (2004). Trophic regimes of benthic foraminiferal assemblages in Lower Jurassic shallow water carbonates from northeastern Italy (Calcarei Grigi, Trento Platform, Venetian Prealps). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 205, 111–130.
- Fugagnoli, A., & Bassi, D. (2015). Taxonomic and biostratigraphic reassessment of *Lituosepta recoarensis* Cati, 1959 (Foraminifera, Lituolacea). *Journal of Foraminiferal Research*, 45, 402–412.
- Fugagnoli, A., & Loriga Broglio, C. (1998). Revised biostratigraphy of Lower Jurassic shallow water carbonates from the Venetian Prealps (Calcarei Grigi, Trento Platform, Northern Italy). *Studi Trentini di Scienze Naturali Acta Geologica*, 73(1996), 35–73.
- Gale, L. (2014). Lower Jurassic foraminiferal biostratigraphy of Podpeč Limestone (External Dinarides, Slovenia). *Geologija*, 57, 119–146.
- Gale, L., & Kelemen, M. (2017). Early Jurassic foraminiferal assemblages in platform carbonates of Mt. Krim central Slovenia. *Geologija*, 60(1), 99–115.
- Guex, J. (2016). *Retrograde evolution during major extinction crises*. Springer, Berlin: SpringerBriefs in Evolutionary Biology.
- Hottinger, L. (1967). Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. *Notes et Mémoires Service Géologique*, 209, 1–168.
- Hottinger, L. (2000). Functional morphology of benthic foraminiferal shells, envelopes of cells beyond measure. *Micropaleontology*, 46, 57–86.
- Kabal, Y., & Tasli, K. (2003). Biostratigraphy of the Lower Jurassic carbonates from the Aydinick area (Central Taurides, S. Turkey) and morphological analysis of *Lituolipora termieri* (Hottinger, 1967). *Journal of Foraminiferal Research*, 33, 338–351.
- Mancinelli, A., Chiocchini, M., Chiocchini, R. A., & Romano, A. (2005). Biostratigraphy of Upper Triassic–Lower Jurassic carbonate platform sediments of the central-southern Apennines (Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 111, 271–283.
- Masetti, D., Figus, B., Jenkyns, H. C., Barattolo, F., Mattioli, E., & Posenato, R. (2016). Carbon-isotope anomalies and demise of carbonate platforms in the Sinemurian (Early Jurassic) of the Tethyan region: evidence from the Southern Alps (Northern Italy). *Geological Magazine*, 154, 625–650.
- Ogg, J. G., Ogg, G., & Gradstein, F. M. (2016). *A concise geologic time scale* (1st ed.). Amsterdam: Elsevier.
- Preto, N., Breda, A., Dal Corso, J., Franceschi, M., Rocca, F., Spada, C., et al. (2017). The Loppio Oolitic Limestone (Early Jurassic, Southern Alps): a prograding oolitic body with high original porosity originated by a carbonate platform crisis and recovery. *Marine and Petroleum Geology*, 79, 394–411.
- Rosales, I., Barnolas, A., Goy, A., Sevillano, A., Armendáriz, M., & López-García, J. M. (2018). Isotope records (C–O–Sr) of late Pliensbachian-early Toarcian environmental perturbations in the westernmost Tethys (Majorca Island, Spain). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 497, 168–185.
- Ruiz-Ortiz, P. A., Bosence, D. W., Rey, J., Nieto, L. M., Castro, J. M., & Molina, J. M. (2004). Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research*, 16, 235–257.
- Rychliński, T., Uchman, A., & Gaździcki, A. (2018). Lower Jurassic Bahamian-type facies in the Choč Nappe (Tatra Mts, West Carpathians, Poland) influenced by palaeocirculation in the Western Tethys. *Facies*, 64, 15.
- Schlagintweit, F., & Velić, I. (2011). Foraminiferal test and dasycladalean thalli as cryptic microhabitats for thaumtoporellacean algae from Mesozoic (Late Triassic–Late Cretaceous) platform carbonates. *Facies*, 58, 79–94.
- Scotese, C. R., & Schettino, A. (2017). Late Permian–Early Jurassic paleogeography of Western Tethys and the World. *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*. Amsterdam: Elsevier.
- Septfontaine, M. (1980). Les Foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. *Revue de Micropaléontologie*, 23, 169–203.
- Septfontaine, M. (1984). Biozonation (à l'aide des Foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Revue de Micropaléontologie*, 27, 209–229.
- Septfontaine, M. (1988). Vers une classification évolutive des lituolides (Foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. *Revue Paléobiologie*, 2(86), 229–256.
- Sevillano, A., Rosales, I., Bádenas, B., Barnolas, A., & López-García, J. M. (2019). Spatial and temporal facies evolution of a Lower Jurassic carbonate platform, NW Tethyan margin (Mallorca, Spain). *Facies*, 65, 3. <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0545-0>.
- Sokač, B. (2001). Lower and middle Liassic calcareous algae (Dasycladales) from Mt. Velebit (Croatia) and Mt. Trnovski Gozd (Slovenia) with particular reference to the genus *Palaeodasycladus* (Pia, 1920) 1927 and its species. *Geologia Croatica*, 54(2), 133–257.



- Thierry, J. (2000). Late Sinemurian (193–191 Ma). In J. Dercourt, M. Gaetani, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biji-Dubal, M. F. Brunet, J. P. Cadet, S. Crasquin, & M. Sandulescu (Eds.), *Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps explanatory notes* (pp. 49–59). Paris: Commission for the Geologic Map of the World.
- Vachard, D., Munnecke, A., & Servais, T. (2004). New SEM observations of keriothecal walls: implications for the evolution of Fusulinida. *Journal of Foraminiferal Research*, 34, 232–242.
- Velić, I. (2007). Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geologia Croatica*, 60, 1–113.
- Veseli, V., Velić, I., Vlahovic, I., Tisljar, J., & Stankovic, D. (2006). Biozonation of Sinemurian and Pliensbachian larger benthic foraminifera (Velebit Mt., Croatia). *FORAMS 2006. Anuário do Instituto de Geociências UFRJ*, 29(1), 368–369.
- Zempolich, W.G. (1993). The drowning succession in Jurassic carbonates of the Venetian Alps, Italy, a record of supercontinent breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow water environments. In R.G. Loucks, J.F. Sarg (Eds.), *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications* (pp. 63–105). AAPG Memoir, 57.

Affiliations

Ana Sevillano¹  · Michel Septfontaine² · Idoia Rosales³ · Antonio Barnolas³ · Beatriz Bádenas⁴ · José María López-García¹

Michel Septfontaine
septfontaine.m@bluewin.ch

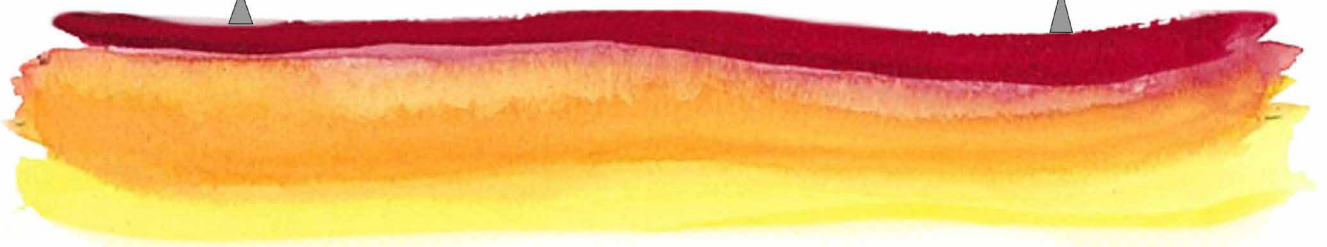
¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME),
07006 Palma de Mallorca, Spain

² 1055 Froideville, Switzerland

³ Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas
23, 28003 Madrid, Spain

⁴ Departamento de, Ciencias de la Tierra-IUCA, Universidad
de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

CAPÍTULO 4



4. CARACTERIZACIÓN Y ORIGEN DE SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA EN LOS CARBONATOS DE PLATAFORMA PERIMAREAL-SUBMAREAL SOMERA DE LA FORMACIÓN ES BARRACA (MALLORCA)

4.1. INTERÉS Y PRINCIPALES APORTACIONES

El apilamiento jerárquico de secuencias de alta frecuencia a diferentes escalas, es un patrón muy común en sucesiones de plataformas perimareales a submareales someras y su origen es frecuentemente objeto de discusión. Esta arquitectura está controlada por factores de distinta naturaleza, externos (alocíclicos) e internos (autocíclicos), que a menudo interactúan. Dentro de los factores alocíclicos destacan los cambios del nivel del mar inducidos por cambios climáticos relacionados con ciclos orbitales de Milankovitch (ej. Strasser, 1991; D'Argenio *et al.*, 1997; Strasser *et al.*, 1999; Fischer *et al.*, 2004; Preto *et al.*, 2004; Husinec y Read, 2018; Sames *et al.*, 2016), y los cambios en el espacio de acomodación debidos a pulsos en la subsidencia relacionados con la tectónica o la carga sedimentaria (compactación) y a cambios relativos del nivel del mar (ej. De Benedictis *et al.*, 2007; Bosence *et al.*, 2009). Entre los factores autocíclicos se invocan procesos tales como la migración lateral de cuerpos sedimentarios, los cambios en la producción de carbonato, o cambios en la dirección de transporte del sedimento (ej. Ginsburg, 1971; Pratt *et al.*, 1992; Wilkinson *et al.*, 1999; Burgess, 2006; Yang *et al.*, 2014; Kemp y Van Manen, 2019).

La impronta de los diferentes factores en la ciclicidad sedimentaria, es a menudo difícil de discernir (ej. Goldammer *et al.*, 1993) debido a su interacción durante la sedimentación. Por un lado, la señal orbital, o bien no se registra claramente o aparece distorsionada por la superposición de los efectos causados por la subsidencia y/o por los procesos internos (Strasser *et al.*, 1999; Zühlke, 2004; Bádenas *et al.*, 2010; Bádenas y Aurell, 2018; Strasser, 2018). En particular, para discernir el origen relacionado con ciclos de Milankovitch o con cambios en la subsidencia, uno de los criterios es establecer la continuidad de las secuencias mediante correlación, ya que las secuencias de origen climático tenderán a estar registradas de forma continua, mientras que por ejemplo, las relacionadas con cambios en la subsidencia podrán amalgamarse o incluso no preservarse en zonas menos subsidentes (ej. Bosence *et al.*, 2009; Bádenas *et al.*, 2010). Otra dificultad añadida a la hora de interpretar el factor que originó la arquitectura secuencial, es la diferente escala temporal a la que actúan factores como la subsidencia tectónica o los procesos de acumulación o erosión hidrodinámica, comparado con los ciclos orbitales. Finalmente existen dificultades relacionadas con la calibración temporal de las secuencias sedimentarias en plataformas carbonatadas someras, lo que impide obtener una interpretación clara de su origen (ej. Koerschner y Read, 1989; Zühlke *et al.*, 2003; Preto *et al.*, 2004).

En sucesiones del Jurásico Inferior del Tethys occidental, son muchos los trabajos que describen apilamientos de secuencias de alta frecuencia de diferente orden, cuyo origen está relacionado con la interacción de los ya mencionados factores alocíclicos y autocíclicos (Crevello, 1990, 1991; Walkden y De Matos, 2000; Bosence *et al.*, 2000, 2009; Pomoni-Papaioannou y Kostopoulou, 2008; Pomoni-Papaioannou y Karakitsios, 2016; Bádenas *et al.*, 2010; Aurell y Bádenas, 2015; Brandano *et al.*, 2015; Belkhedim *et al.*, 2019). En el Jurásico Inferior de la isla de Mallorca existen escasos trabajos previos (Barnolas y Simó, 1984; Álvaro *et al.*, 1989; Prescott, 1988) que describan la presencia de secuencias métricas somerizantes (*shallowing-upward sequences*; *sensu* James, 1984) en la plataforma carbonatada



Sinemuriense (Formación Es Barraca). Posteriormente, Sevillano *et al.* (2013) analizan esta unidad a lo largo de su sección tipo (sección de Es Barraca) en un trabajo cicloestratigráfico preliminar, describiendo secuencias de pequeña (~1-10 m), mediana (~10-20 m) y gran escala (~30-80 m) con una tendencia vertical de facies generalmente somerizante y en ocasiones agradante. Sin embargo, no existe un análisis detallado de la ciclicidad en el que se realice la identificación de secuencias de distinta escala, sus patrones de apilamiento y su continuidad lateral para discernir los factores que influyeron en su origen, de modo que éstos, fueron los principales objetivos del trabajo que se presenta en este capítulo.

En concreto, el estudio detallado de la arquitectura secuencial se realizó en la sucesión representada por el Estadio 1 de la Formación Es Barraca, en las cuatro secciones estratigráficas de las Sierras de Levante (Cutri, S'Heretat, Son Maina y Cuevas de Artà), que presentan espesores variables entre 70 y 126 m. Esta sucesión representa el depósito en ambientes perimareales a submareales someros de la plataforma desarrollada durante el intervalo Sinemuriense inferior–base del Sinemuriense superior, que abarcaría ~4 My (según tabla cronoestratigráfica de Ogg *et al.*, 2016).

Los resultados de este trabajo se han publicado en un artículo científico en la revista *Sedimentary Geology* que se incluye en el apartado 4.2. Como principales aportaciones de este trabajo se destacan:

(1) La identificación de secuencias de pequeña (~0.3-5 m), mediana (~1-10 m) y gran escala (~10-30 m) apiladas jerárquicamente. Las secuencias de mediana y gran escala son generalmente somerizantes y se interpretan como relacionadas con variaciones en el nivel del mar inducidas por ciclos de excentricidad de corto (~100 ky) y largo término (~400 ky), respectivamente. No obstante, se interpretó que la continuidad lateral y la preservación potencial de algunas secuencias de mediana escala estuvo condicionada por el efecto de la subsidencia diferencial y las variaciones en los procesos de producción y/o acumulación de carbonatos. Por otro lado, la variabilidad en el número de secuencias de pequeña escala y en el espesor de las mismas, y la falta de continuidad lateral, apuntan a una mayor influencia de los procesos internos (autocíclicos) para el origen de las mismas.

(2) El análisis secuencial permitió interpretar, por tanto, el papel que jugaron los diferentes factores (internos y externos) en su apilamiento, constatando que dicha arquitectura no respondió a un único factor, sino a la interacción de diferentes factores, todo ello en el contexto de tectónica extensional relacionada con el *rifting* del Jurásico Inferior en el ámbito del Tethys occidental.

4.2. PUBLICACIÓN

Sevillano, A., Bádenas, B., Rosales, I., Barnolas, A. y López-García J.M. (2020). Orbital cycles, differential subsidence and internal factors controlling the high-frequency sequence architecture in a Sinemurian shallow carbonate platform (Mallorca island, Spain). **Sedimentary Geology**, 407: 20 pp. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105729>



Contents lists available at ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/sedgeo



Orbital cycles, differential subsidence and internal factors controlling the high-frequency sequence architecture in a Sinemurian shallow carbonate platform (Mallorca island, Spain)

Ana Sevillano^{a,*}, Beatriz Bádenas^b, Idoia Rosales^c, Antonio Barnolas^c, José María López-García^a

^a Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Felicià Fuster 7, 07006 Palma de Mallorca, Spain

^b Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain

^c Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 6 May 2020

Received in revised form 22 July 2020

Accepted 22 July 2020

Available online 30 July 2020

Editor: Dr. Jasper Knight

Keywords:

Peritidal carbonate platform

High-frequency sequences

Alloccyclic and autocyclic factors

Sinemurian

Mallorca

ABSTRACT

The ~125 m thick lower to lowermost upper Sinemurian peritidal to shallow subtidal platform carbonates in the Llevant Mountains of Mallorca (Spain) have been analysed from four stratigraphic sections, to provide new data on the hierarchical stacking pattern of high-frequency depositional sequences. Due to the fact that in shallow water environments the stacking of carbonate facies can be controlled by external (alloccyclic) and internal (autocyclic) processes, deciphering the dominant controls on the high-frequency sequence architecture of these platforms is a challenge. The studied carbonates encompass a high variety of facies representative of open lagoon, internal bars, restricted lagoon and tidal flats with local beach sands. Based on a detailed analysis of vertical facies trends and bounding surfaces, large-, medium- and small-scale sequences have been identified within the long-term transgressive-regressive facies cycle defined by the entire succession. Large-scale sequences (~10–30 m thick) and medium-scale sequences (~1–10 m thick) are generally shallowing-upward sequences bounded by sharp facies changes to relatively deeper facies, and have been related to sea-level variations driven by long- (~400 kyr) and short- (~100 kyr) eccentricity cycles respectively. The overprinting of differential subsidence (probably related to extensional tectonic) and carbonate production and accumulation processes varied throughout time, controlling the lateral continuity and preservation potential of the ~100 kyr medium-scale sequences. Shallowing-upward, locally aggradational, small-scale sequences (~0.3 to 5 m thick) are very variable in number and thickness and cannot be correlated between sections, pointing out that their most important controlling factor was the internal processes (hiatuses and erosion related to subaerial exposure at the peritidal caps, lateral migration of internal bars, local wave and currents patterns, depositional and erosional processes related to spring tides and storms) in the frame of a complex mosaic of facies within the studied platform.

© 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The hierarchical stacking of high-frequency depositional sequences of different scales is very common in peritidal to shallow marine carbonate platform successions. Different factors controlling sequence formation have been proposed, including: (a) sea level changes generated by insolation changes induced by orbital Milankovitch cycles (periodicities of ~20 kyr to ~400 kyr) (e.g., Strasser, 1991; D'Argenio et al., 1997; Strasser et al., 1999; Fischer et al., 2004; Preto et al., 2004; Sames et al., 2016; Husinec and Read, 2018); (b) changes in accommodation space due to synsedimentary tectonic activity and related subsidence (e.g., De Benedictis et al., 2007; Bosence et al., 2009); and (c) internal mechanisms,

such as lateral migration of sedimentary bodies and changes in carbonate production rate and sediment transport direction (e.g., Ginsburg, 1971; Pratt et al., 1992; Wilkinson et al., 1999; Burgess, 2006; Yang et al., 2014; Kemp and Van Manen, 2019). The imprint of these alloccyclic and autocyclic factors on the sedimentary cyclicity and, in particular, the influence of the orbital-induced sea-level variations, is often difficult to distinguish from each other (e.g., Goldhammer et al., 1993) due to the interplay of internal and external mechanisms in the sedimentary system, where the orbital signal is often not recorded, distorted and/or overprinted by local or regional tectonic subsidence and/or by internal variations of carbonate production, erosion and accumulation (Strasser et al., 1999; Zühlke, 2004; Bádenas et al., 2010; Strasser, 2018). In addition, local or regional tectonic subsidence and internal factors (e.g., hydrodynamic erosion/accumulation processes) act at different spatial and temporal scales compared to orbital cycles and control changes in time and space

* Corresponding author.

E-mail address: a.sevillano@igme.es (A. Sevillano).

of accumulation (preservation) rates and, therefore, the preferential record of climate-controlled high-frequency sequences (e.g., Bádenas and Aurell, 2018). Moreover, the difficulties that arise in calibrating the time duration of the sedimentary cycles in shallow marine carbonate platform successions and in demonstrating their lateral continuity, hinder an unambiguous interpretation of their climate origin (e.g., Koerschner and Read, 1989; Zühlke et al., 2003; Preto et al., 2004).

The Lower Jurassic peritidal to shallow marine carbonate platform successions developed around the western Tethys usually display a hierarchical stacking of high-frequency depositional sequences that have been related to allocyclic and/or autocyclic mechanisms. In most of these platforms, a combination of factors controlling the cyclicity and the internal facies stacking has been suggested: orbital-driven sea-level changes, local or regional tectonic subsidence, and variations in local sediment supply and tidal flat progradation (Crevello, 1990, 1991; Walkden and De Matos, 2000; Bosence et al., 2000, 2009; Pomoni-Papaioannou and Kostopoulou, 2008; Pomoni-Papaioannou and Karakitsios, 2016; Bádenas et al., 2010; Aurell and Bádenas, 2015; Brandano et al., 2015; Belkhdem et al., 2019). Similar high-frequency depositional sequences have been described in the Sinemurian shallow platform successions of Mallorca (Es Barraca Member, Balearic Islands, Spain) (Barnolas and Simó, 1984; Sevillano et al., 2013). As has been described in earlier works (Barnolas and Simó, 1984; Prescott, 1988; Álvaro et al., 1989), the most prominent feature of these Sinemurian shallow subtidal to peritidal carbonates is the presence of m-scale shallowing-upward sequences. Sevillano et al. (2013) performed a detailed analysis of vertical facies trends and bounding surfaces in the type-locality of the Es Barraca Member, and identified a more complex sequential architecture from small-scale sequences (few m thick), to medium- and large-scale sequences (several tens of m), with the usual shallowing-upward, but also aggradational, facies trends. However, there is not detailed description of facies trends, vertical stacking patterns and lateral continuity of these high-frequency depositional sequences for the Sinemurian Balearic platform, nor is there an interpretation of the role of internal and external (climate, tectonic) controlling factors.

In this work, we study the hierarchical stacking of high-frequency sequences of different scales within a ~125 m thick succession of the lower Sinemurian to lowermost upper Sinemurian peritidal to shallow subtidal platform carbonates, belonging to the platform Stage-1 of the Es Barraca Member of Mallorca (sensu Sevillano et al., 2019). Identification and correlation of large-, medium- and small-scale sequences of four stratigraphic sections have been performed to illustrate temporal and spatial variations of high-frequency depositional sequences, and to decipher the possible interaction between orbital-driven sea-level variations, differential subsidence, and internal factors on carbonate production and accumulation processes controlling the hierarchical stacking and the character of these high-frequency depositional sequences.

2. Geological and stratigraphic setting of the study area

The Balearic Islands in the western Mediterranean Sea have been considered as the northeastern extension of the Betic alpine orogenic belt (Azañón et al., 2002) (Fig. 1). According to recent palaeogeographic reconstructions, during the Jurassic the Balearic realm was located on the eastern margin of the Iberian Plate and to the southeast of the emergent Ebro High (Thierry, 2000; Scotese and Schettino, 2017) (Fig. 1A). Recently Etheve et al., 2018 showed the existence of a submerged Mesozoic rift basin between the Iberian Peninsula and the Balearic Islands, related to an early opening of the Gulf of Valencia. In this context the Jurassic of Mallorca would represent a southeastern margin of a segment of that Mesozoic basin. The opposing northwestern margin of this basin is partially located in the eastern Iberian Peninsula.

Mallorca is the largest island of the Balearic archipelago and includes three NE-SW oriented mountain ranges formed by preorogenic and

synorogenic (Alpine) Mesozoic–Lower Cenozoic rocks (Tramuntana Range, Central Hills and Llevant Mountains), which are surrounded by postorogenic Cenozoic and Quaternary sedimentary rocks (Palma, Inca-Sa Pobla and Campos basins) (Fig. 1B). The lowermost Jurassic sedimentary succession of Mallorca encompasses Hettangian coastal sabkha to restricted platform dolomites of the Mal Pas Formation. They are followed by Sinemurian shallow platform limestones (Es Barraca Member), lower Pliensbachian marls to open platform carbonates (Sa Moleta Member) and deltaic sandstones to conglomerates (Es Racó Member) of the Soller Formation, and finally upper Pliensbachian open sea shallow limestones of the Es Cosconar Formation (Álvaro et al., 1989; Rosales et al., 2018) (Fig. 1C). The Sinemurian succession of the Es Barraca Member studied here shows three successive stages of platform evolution with distinct facies associations and platform profiles (Sevillano et al., 2019): a broad, nearly-flat, peritidal to shallow subtidal platform during the early Sinemurian to earliest late Sinemurian (Stage-1); a muddy open platform during the late Sinemurian (Stage-2); and a peritidal to outer carbonate platform during the latest Sinemurian (Stage-3). These stages of platform evolution have transgressive and/or regressive facies trends (Sevillano et al., 2019), which are framed in the long-term Hettangian–Toarcian transgressive trend of western Europe (Hallam, 1981; Hallam, 2001). The sedimentary evolution during the three stages proposed was controlled by the interplay between extensional tectonics related to Early Jurassic Tethyan rifting, the progressive platform flooding related to the Late Triassic–Early Jurassic global marine transgression and associated accommodation changes, and contemporaneous environmental perturbations (Sevillano et al., 2019).

This study is focused on the sequential architecture of the peritidal to shallow subtidal platform successions of the early Sinemurian to earliest late Sinemurian Stage-1 of the Es Barraca Member (Sevillano et al., 2019). It has been centred on four stratigraphic sections located in the Llevant Mountains (Cutri, S'Heretat, Son Maina and Cuevas de Artà; Fig. 1B, C). The lower boundary of the studied Stage-1 is the contact with brecciated dolomites possibly belonging to the underlying Mal Pas Formation. This dolomitic unit is roughly attributed to the Hettangian (Álvaro et al., 1989) (Fig. 1C), although it is not precisely dated because of the lack of macro- and microfauna with biostratigraphic significance. Therefore, the position of the Hettangian–Sinemurian boundary in the study area is still uncertain. The top boundary of the Stage-1 is well preserved and exposed in the Cutri, S'Heretat and Son Maina sections. It appears as an abrupt change in sedimentation (deepening surface) between the studied peritidal to shallow subtidal platform successions of Stage-1 and the open carbonate platform facies (i.e., mudstones, skeletal wackestones and skeletal-oncolitic-peloidal wackestones-packstones) deposited in a muddy-dominated platform during the Stage-2 (Sevillano et al., 2019). In Cuevas de Artà section, the upper boundary is an unconformity represented by a ferruginous hardground overlain by Bajocian red nodular pelagic limestones with thin-shelled bivalves and ammonites (Álvaro et al., 1989; Sevillano et al., 2019). The thickness of Stage-1 (Fig. 2) is 122 m and 126 m in the most complete sections of Cutri and Son Maina respectively. The other two sections are incomplete. In S'Heretat section (70 m thick) the lower part of the succession is covered, whereas in Cuevas de Artà section (110 m thick) the succession is truncated on its top (Sevillano et al., 2019, 2020).

The foraminiferal assemblage in the Stage-1 of the Es Barraca Member shows the presence of *Siphovavulina* sp., *Meandrovoluta asiagoensis* Fugagnoli and Rettori, *Glomospira* sp., *Mesoendothyra* sp., *Duotaxis* sp. and some textulariids in their lower part (Sevillano et al., 2019, 2020), which is compatible with an early Sinemurian age (Velić, 2007). The upper part of this Stage-1 shows in addition *Haurania* sp., *Everticyclammina praevirguliana* Fugagnoli and *Lituosepta recoarensis* Cati (Sevillano et al., 2019, 2020) that indicates a late Sinemurian age (Septfontaine, 1984; Boudagher-Fadel and Bosence, 2007; Velić, 2007; Fugagnoli and Bassi, 2015). A recent, detailed biostratigraphic analysis (Sevillano et al., 2020) has attributed the studied interval to the biozone A (*Siphovavulina* sp. and *Mesoendothyra* sp. Interval Zone) and the base

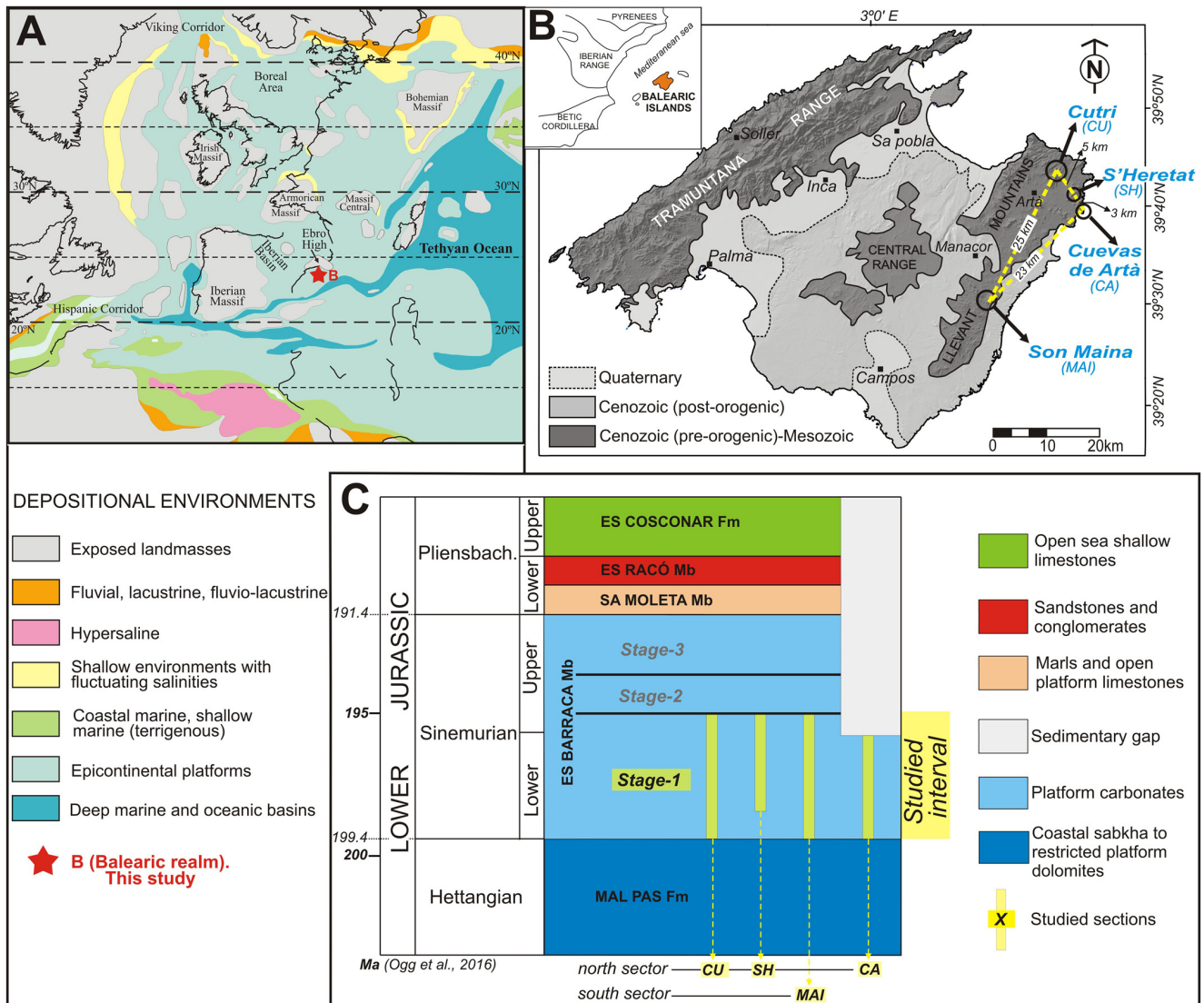


Fig. 1. (A) Paleogeographical location of the study area in the Balearic realm in the western Tethys during the Sinemurian-earliest Pliensbachian (modified from Dercourt et al., 2000). (B) Simplified geological map of Mallorca with the location of the four studied stratigraphic sections (distance between sections without restoring the tectonic shortening). (C) Chronostratigraphic distribution of the Hettangian to Pliensbachian lithostratigraphic units in Mallorca (from Álvaro et al., 1989). The platform stages defined by Sevillano et al. (2019) within the Es Barraca Member include the platform Stage 1 studied here. Yellow bars represent the chronostratigraphic distribution of the four studied sections. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

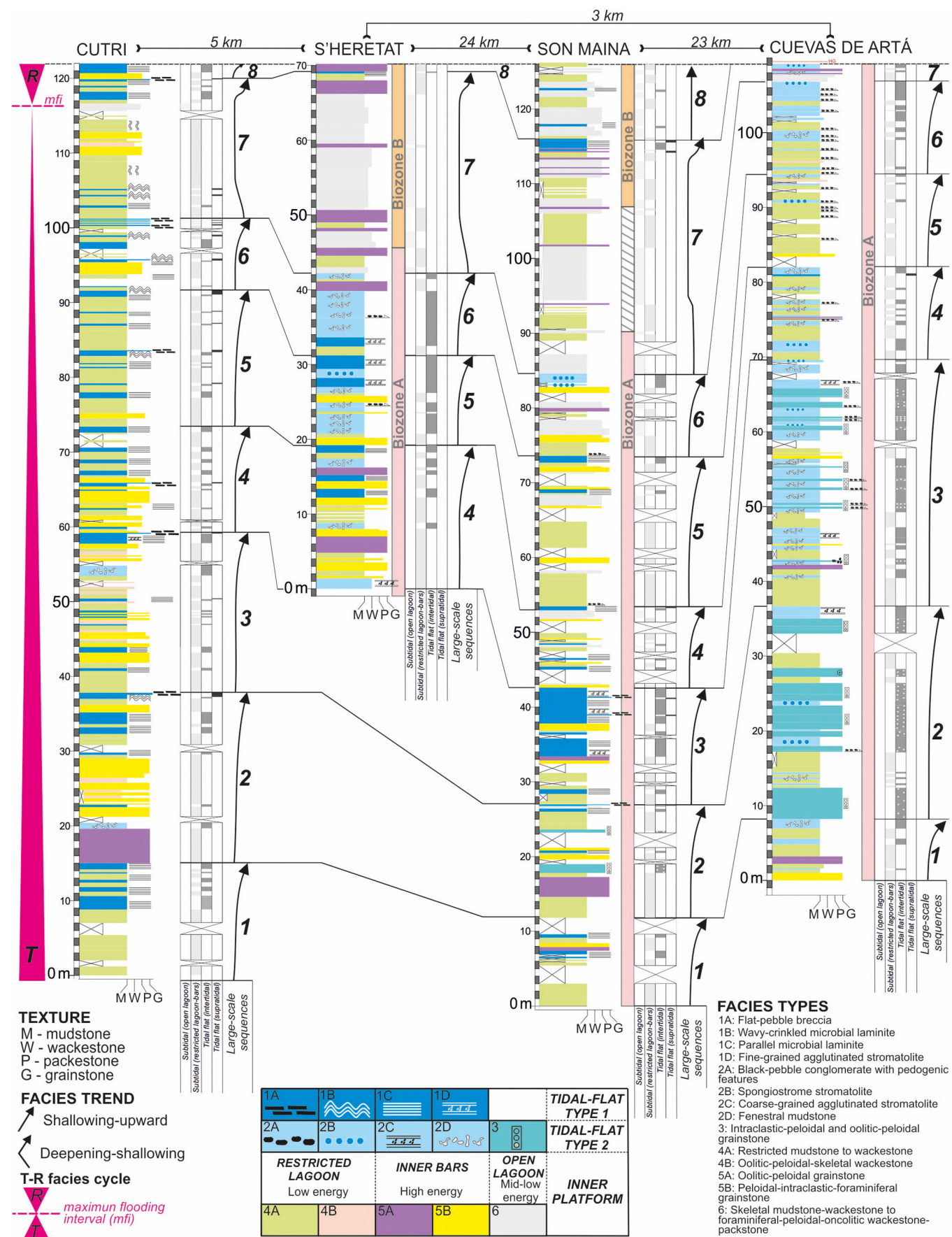
of the biozone B (*Lituosepta recoarensis* lineage Zone) of Septfontaine (1984) (Fig. 2). In Son Maina and S'Heretat sections the studied interval includes these two biozones, whereas in the Cuevas de Artà section only the Biozone A has been preserved below the hardground unconformity (Fig. 2). No detailed biostratigraphic data are available from the Cutri section due to an intense dolomitization of this succession (Fig. 2). Based on these biostratigraphic data, the duration of the studied interval would be estimated in ~4 Ma (following the chronostratigraphic chart by Ogg et al., 2016), if it is assumed that there are no major hiatuses within Stage-1 and that the entire lower Sinemurian and the lowermost upper Sinemurian are encompassed by the studied succession (Fig. 1C).

3. Methods

Platform carbonates of Stage-1 of the Es Barraca Member were logged bed-by-bed in Cutri, S'Heretat, Son Maina and Cuevas de Artà sections (Fig. 1C) for the characterization of facies trends, identification and correlation of the high-frequency sequences (Fig. 2). The facies

characterization and facies associations of these peritidal to shallow subtidal platform successions has been already done by Sevillano et al. (2019), and just a brief summary of the main characteristics of the studied facies will be explained (see Section 4.1).

The concept of high-frequency sequences of different scales is used here from a descriptive point of view, which implies a hierarchy of sequences in which smaller sequences stack in longer sequences (e.g., Bádenas and Aurell, 2018). The identification of the different scale depositional sequences is based on two main criteria (e.g., Bosence et al., 2009; Bádenas et al., 2010): (1) the recognition of sequence boundaries, represented by discontinuity surfaces reflecting breaks in sedimentation, and (2) the vertical facies trends within sequences. Details of the criteria used for the identification and approximate age calibration of large-, medium- and small-scale sequences are included in Section 5. As a general rule, large- and medium-scale sequences have a general vertical facies trends to shallower facies and are bounded by sharp surfaces associated with abrupt facies changes to relatively deep water facies. Small-scale sequences, which include subtidal facies shallowing up to



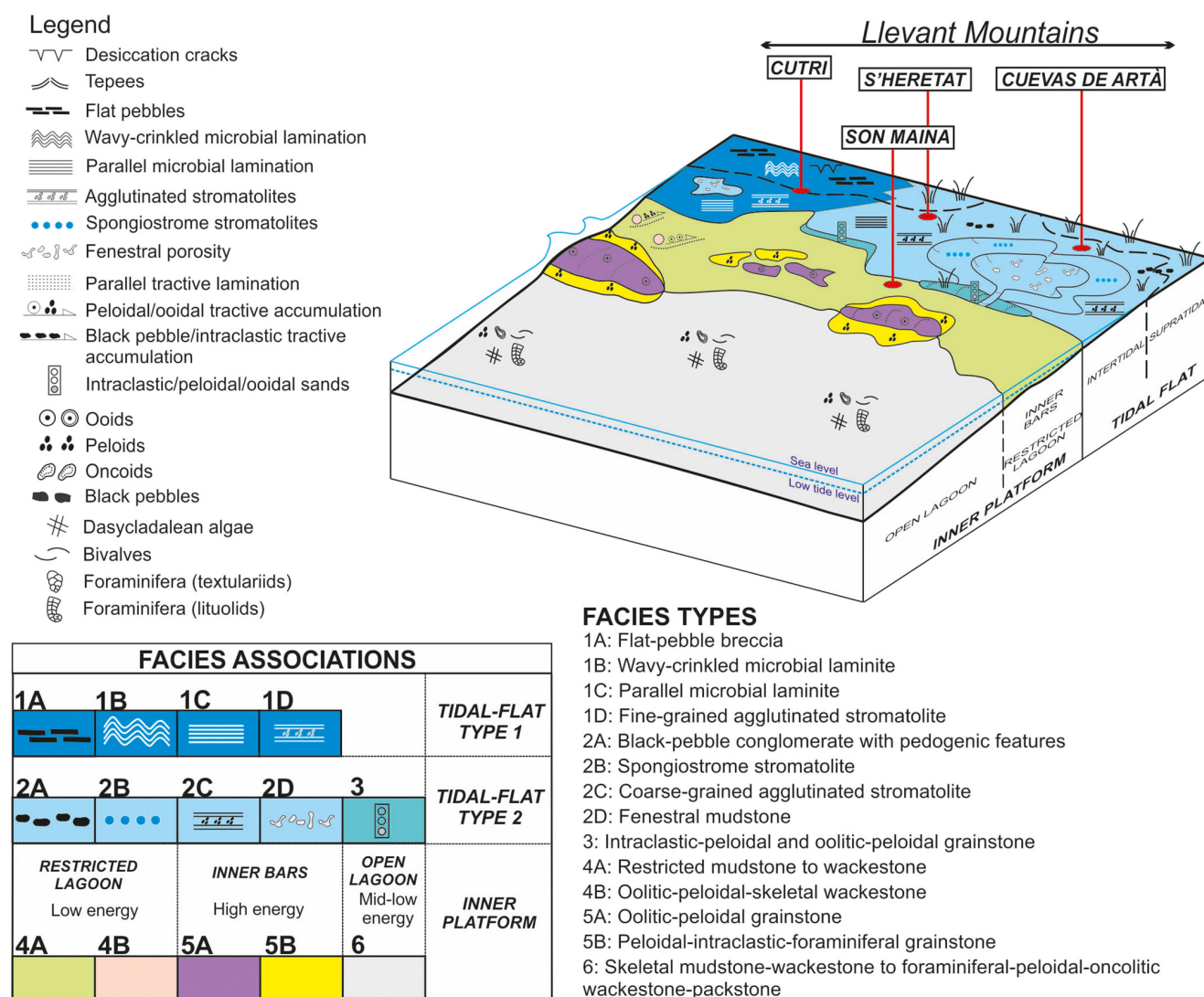


Fig. 3. Conceptual sedimentary facies model for the studied peritidal to shallow subtidal platform carbonates (Stage-1 of the Es Barraca Member; modified from Sevillano et al., 2019).

intertidal-supratidal facies (with flat-pebble breccias, desiccation cracks, tepees), fit the classical peritidal cycles/sequences. Their sequence boundaries are well-marked, sharp bedding surfaces associated with a sharp facies change to subtidal facies, sometimes including evidences of reworking of previous semi-consolidated sediments (accumulation of black pebbles or lithoclasts of microbial laminites). Small-scale sequences that do not shallow up to tidal facies fit the subtidal cycles/sequences (sensu Osleger, 1991), sometimes without a sharp facies change at the sequence boundary, but just a prominent bounding surface reflecting submarine erosion or non-sedimentation (e.g., Bosence et al., 2009; Bádenas et al., 2010).

The physical tracing of the high-frequency sequences between logs is prevented due to the distance between sections (3 to 5 km for Cutri, S'Heretat and Cuevas de Artà; 25 km for Son Maina; Fig. 1A) and the absence of intermediate continuous outcrops. Therefore, the correlation of large- and medium-scale sequences proposed here has been based on

the best fit regarding facies trends recorded in the sequences, and considering the short distances (few km) between three of the four logs studied. The available recent biostratigraphic data from benthic foraminifera of Sevillano et al. (2020) have also been taken into account for the correlation between sections, being aware of the existence of some uncertainty in the position of the limits between biozones A and B (Fig. 2), introduced by sampling bias and/or incompleteness of the fossil record.

4. Results

4.1. Summary of facies

The vertical and lateral facies distribution of the Stage-1 of Es Barraca Member in the four studied logs are included in Fig. 2. Six main facies types representative of facies associations of tidal flat (facies 1–3), restricted lagoon (facies 4), internal bars and shoals (facies 5), and open

Fig. 2. Stratigraphic logs of the peritidal to shallow subtidal platform carbonates of Stage 1 (Es Barraca Member) in the four studied sections, with distribution of the facies types based on Sevillano et al. (2019). The long-term T-R facies cycle of Stage 1 and the large-scale sequences interpreted in this work are also indicated. Location of benthic foraminifera biozones A and B is based on Sevillano et al. (2020).

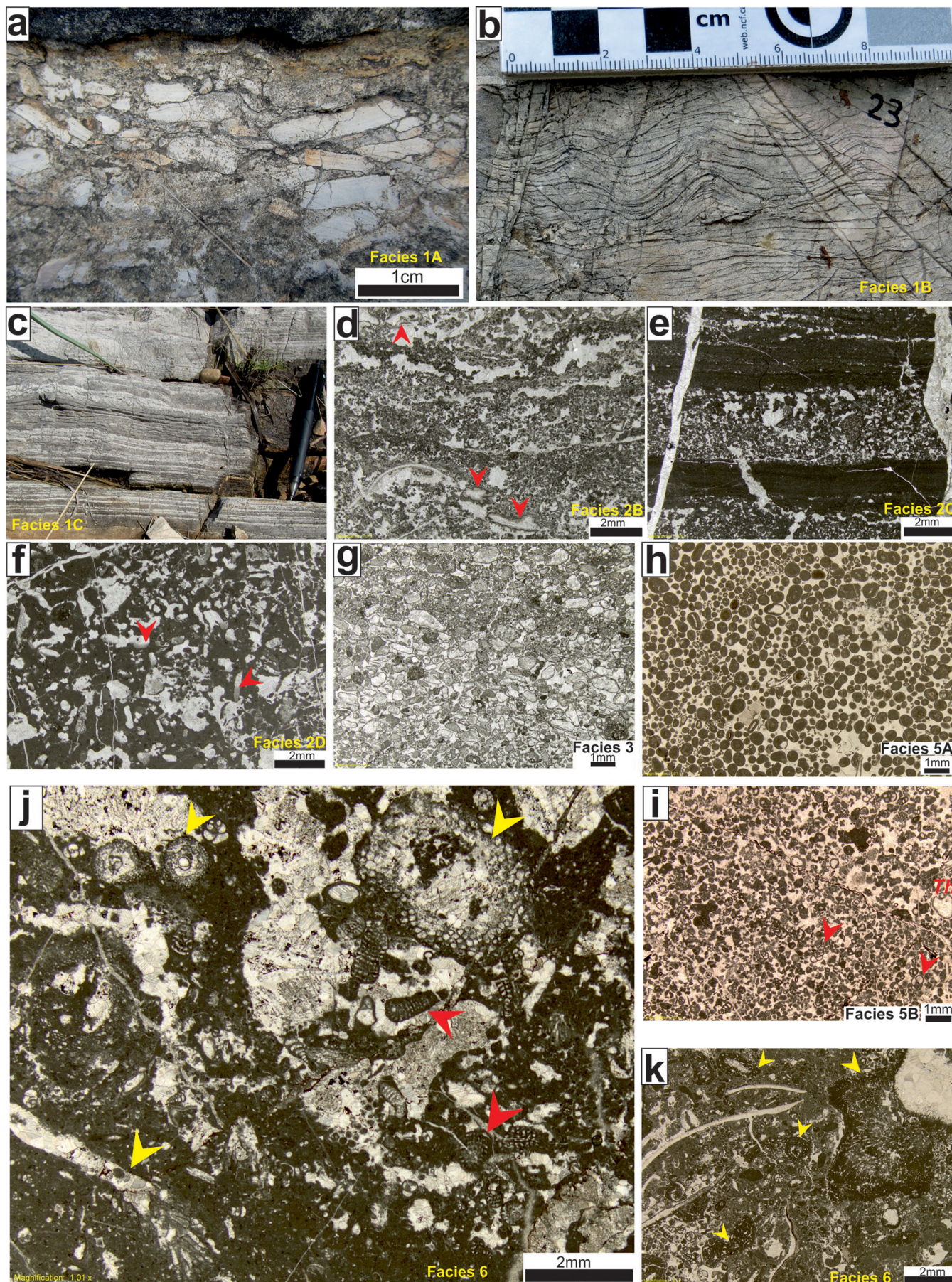


Table 1

Average thickness and minimum-maximum thickness values for the large-, medium- and small-scale sequences. Number of medium- and small-scale sequences is also indicated.

	Thickness (average)								Thickness (minimum-maximum)	
Large-scale	LS-1	LS-2	LS-3	LS-4	LS-5	LS-6	LS-7	LS-8	16.5 m	10–30 m
Number of medium-scale sequences within L-S sequences	(3)–5	5	4	5	(3)–5	(2)–4	4	(1)–3	4 m	1–10 m
Number of small-scale sequences within M-S sequences	1–8	1–6	1–17	1–8	1–9	1–11	1–16	1–6	1 m	0.3–5 m

lagoon (facies 6) environments were recognized by Sevillano et al. (2019). The conceptual depositional model proposed by these authors is represented in Fig. 3 and selected images of facies are included in Fig. 4.

The tidal flat environment encompasses two types of facies associations (Types 1 and 2 in Fig. 3). Type 1 tidal-flat facies association consists of four facies: supratidal flat-pebble breccia made of intraclasts of semi-consolidated laminated microbialites (facies 1A, Fig. 4a); supratidal microbial laminites with wavy-crinkled lamination (facies 1B, Fig. 4b); intertidal microbial laminites with parallel lamination (facies 1C, Fig. 4c); and intertidal fine-grained stromatolites (facies 1D). Type 2 tidal-flat facies association includes five facies: black-pebble conglomerates with pedogenic features (facies 2A) interpreted as formed in supratidal marsh areas with development of coastal soils; intertidal spongiosome stromatolites with desiccation features (facies 2B, Fig. 4d); intertidal coarse-grained agglutinated stromatolites (facies 2C, Fig. 4e); mudstone with fenestral porosity formed in restricted ponds in the intertidal belt (facies 2D, Fig. 4f); and planar to cross-laminated intraclastic-peloidal and oolitic-peloidal grainstone with vadose diagenetic features (facies 3, Fig. 4g), interpreted as deposits of local sandy beaches or as event beds (Sevillano et al., 2019).

The restricted lagoon environment (facies 4, Fig. 3) is represented by massive to slightly laminated mudstone to wackestone (facies 4A) with low fossil diversity (scarce ostracods, miliolids and other small benthic foraminifera), suggesting low-energy and fluctuations in sea-water salinity and/or temperature. It intercalates cm- to dm-thick beds of oolitic-peloidal-skeletal wackestone with parallel lamination (facies 4B), which represent episodic high-energy events, probably storms (Sevillano et al., 2019).

The inner bars and shoals environment (facies 5, Fig. 3) includes oolitic grainstone (facies 5A, Fig. 4h) and peloidal-foraminiferal grainstone (facies 5B, Fig. 4i), both with tractive structures (parallel and wavy lamination, normal grading, oriented bioclasts and intraclasts), indicative of moderate to high-energy conditions.

The open lagoon environment (facies 6, Fig. 3) consists of skeletal mudstone-wackestone to foraminiferal-peloidal-oncolitic wackestone to packstone (Fig. 4j–k). Common bioturbation, presence of lithic peloids, cortoids and oncoids, and high-diversity of skeletal components (fragments of bivalves, gastropods, dasycladalean algae, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Cayeuxia* sp., echinoderm plates and benthic foraminifera; Fig. 4j–k), suggest a shallow marine environment with normal marine salinity and long periods of quiet environmental conditions interrupted by occasional events of water agitation (Sevillano et al., 2019).

4.2. High-frequency sequences

The analysis of bounding surfaces and facies trends enables recognition of hierarchically stacked depositional sequences at three different

scales within the transgressive-regressive facies cycle defined in platform Stage-1 by Sevillano et al. (2019) (Fig. 2, Table 1): large-scale sequences (10 to 30 m thick, with average thickness of 16.5 m), medium-scale sequences (1 to 10 m thick, 4 m of average thickness) and small-scale sequences (0.3 to 5 m thick, with average thickness of 1 m).

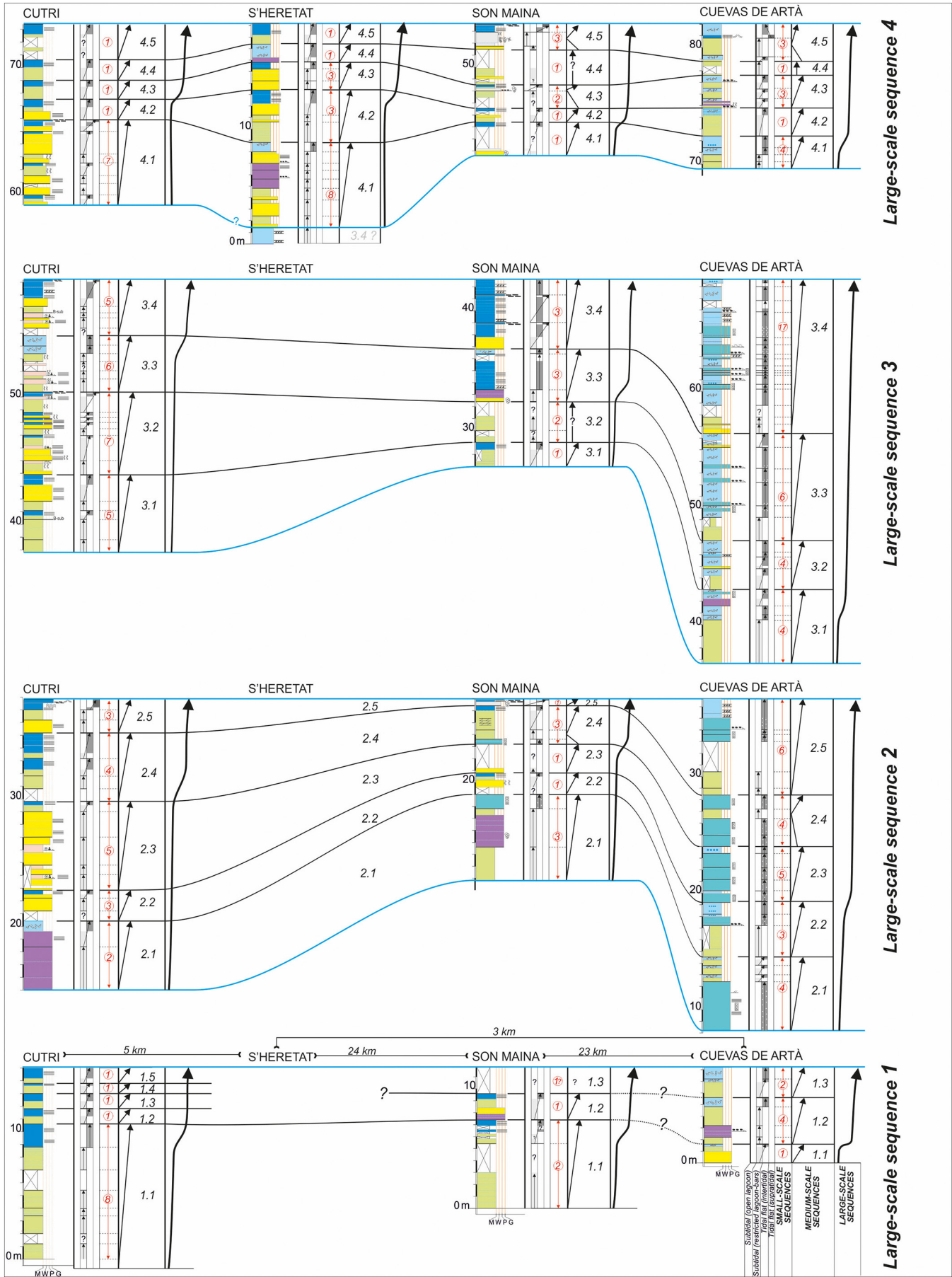
4.2.1. Large- and medium-scale sequences

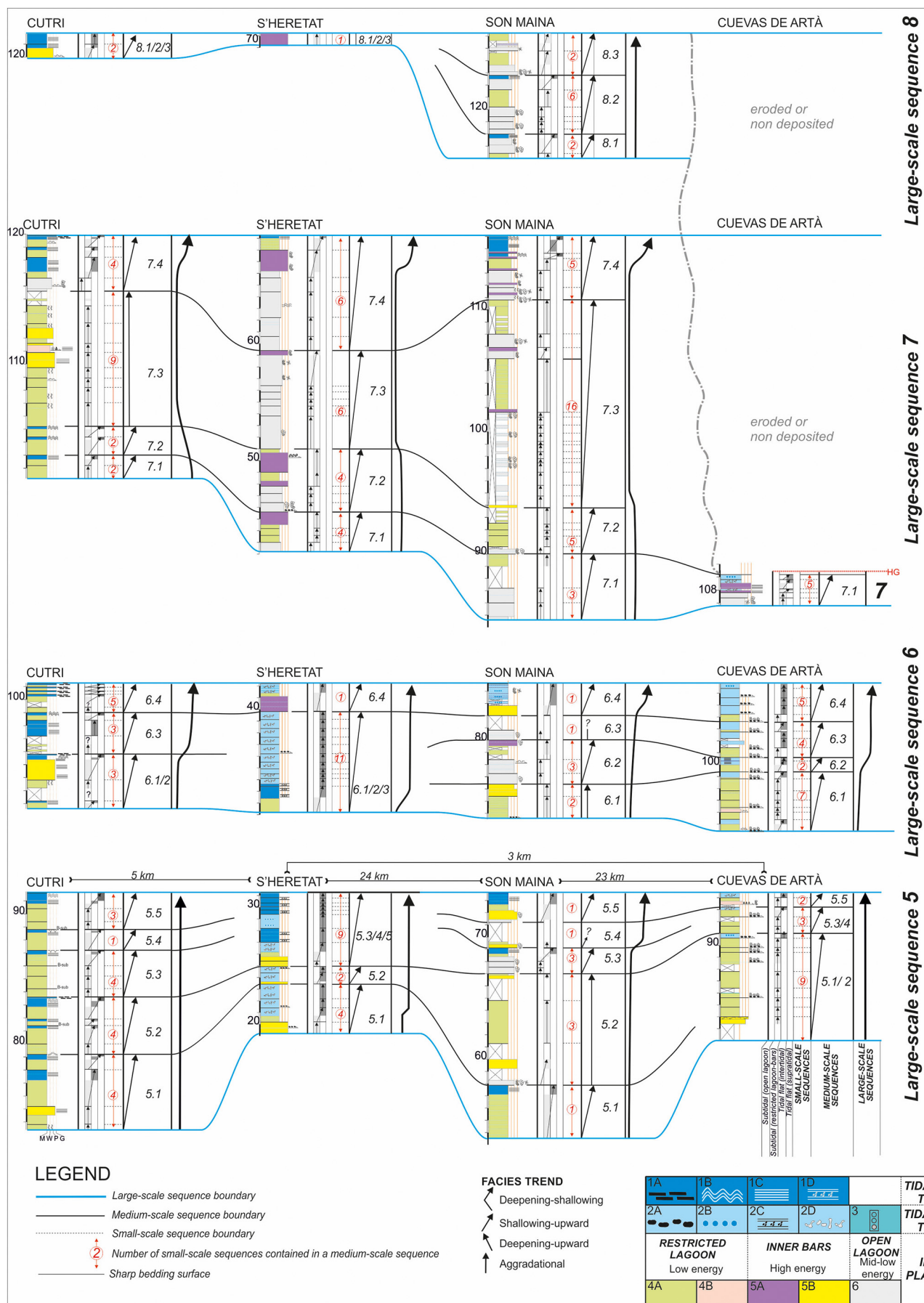
A total of eight large-scale sequences (LS-1 to LS-8), each one including 3 to 5 medium-scale sequences, have been identified and correlated (Figs. 2, 5). Most of these correspond to shallowing-upward sequences bounded by sharp surfaces above, coinciding with abrupt facies changes to deeper water facies.

LS-1 has a lower contact covered in some sections and vague in others due to the uncertain contact with the underlying Hettangian dolomites. LS-1 has in all sections a general shallowing-upward facies trend from thick (aggradational) successions of restricted lagoon facies (4A: mudstone to wackestone) at its lower part, to predominant intertidal facies at the top (1C: microbial laminite; 2D: fenestral mudstone), alternating with minor amount of internal bars (5A: oolitic-peloidal grainstone and 5B: peloidal-intraclastic-foraminiferal grainstone) and restricted lagoon facies (4A: mudstone to wackestone) (Fig. 5). In Cutri and Son Maina sections, the upper boundary of LS-1 is a sharp deepening surface from intertidal facies to dominant shallow subtidal facies (inner bars, restricted lagoon) of the base of LS-2 (see also Fig. 2), whereas in Cuevas de Artà, this boundary is a sudden change to sand beach facies (3: intraclastic-peloidal and oolitic-peloidal grainstone). Five medium-scale shallowing-upward sequences from shallow inner platform to tidal flat facies, are clearly identified in Cutri section (1.1. to 1.5 in Fig. 5), whereas in Son Maina and Cuevas de Artà sections, only three shallowing-upward medium-scale sequences have been recognized (1.1 to 1.3, Fig. 5). The top of the medium-scale sequence 1.1 roughly coincides with the boundary between the aggradational and the shallowing parts of LS-1 (Fig. 5). The shallowing interval of LS-1 has a variable number of medium-scale sequences, from 4 in Cutri (1.2 to 1.5), to 2 in Cuevas de Artà (1.2 and 1.3) and maybe 2 in Son Maina (1.2. and 1.3?), and therefore their correlation at this scale is uncertain.

LS-2 has a clear shallowing-upward trend in Cutri and Son Maina sections (Fig. 5). The lower part of the sequence is dominated by high-energy inner platform bars (5A: oolitic-peloidal grainstone, 5B: peloidal-intraclastic-foraminiferal grainstone) with minor intercalations of restricted lagoon facies (4A: mudstone to wackestone), intertidal facies (1C: microbial laminites; 2D: fenestral mudstone) and beach facies (3: intraclastic-peloidal and oolitic-peloidal grainstone). Within the upper part of the sequence there is an increase of restricted lagoon and inter- and supratidal flat facies, the latter including flat pebble breccia (1A). The Cuevas de Artà section includes a different suite of facies (Figs. 5, 6): beach facies 3, restricted lagoon facies 4 and thin levels of fenestral mudstones (2C)

Fig. 4. Field (a–c) and thin-section images (d–k, plane-polarized light) of lithofacies of the studied peritidal to shallow subtidal platform carbonates. (a) Supratidal flat-pebble breccia (facies 1A), with clasts made of microbial laminite. (b) Supratidal wavy-crinkled microbial laminite (facies 1B). (c) Intertidal parallel microbial laminite (facies 1C), with the alternation of micritic laminae (darker lamination) and grain-supported laminae (lighter lamination). (d) Intertidal spongiosome stromatolite (facies 2B). Notice irregular lamination and well-developed fenestral porosity. Red arrows indicate the presence of *Thaumatoporella parvovesiculifera* in the peloidal-bioclastic laminae. (e) Intertidal coarse-grained agglutinated stromatolite (facies 2C) with alternating dense micritic laminae (black colour) and peloidal laminae with fenestral porosity. (f) Intertidal fenestral mudstone (facies 2D). Red arrows indicate examples of geopetal infill of the fenestral porosity. (g) Intraclastic-bioclastic-peloidal grainstone (facies 3) representing sand beach sediments. (h) Oolitic-peloidal grainstone of inner bars (facies 5A). (i) Peloidal-intraclastic-foraminiferal grainstone (facies 5B) of inner bars, including fragments of *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Th) and abundant small foraminifera (red arrows). (j) Example of skeletal wackestone (facies 6) with *Palaeodasycladus mediterraneus* (yellow arrows) and liliolids (red arrows). (k) Foraminiferal-peloidal-oncolitic wackestone-packstone (facies 6). Arrows show the presence of oncoids. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)





located at the base, passing upward to a thick succession dominated by beach facies 3 with minor intercalations of restricted lagoon facies 4 and intertidal stromatolites (2B and 2C), thus reflecting also a general shallowing upward trend. The upper boundary of LS-2 is a deepening surface from supratidal of wavy-crinkled microbial laminites (1B) and flat-pebble breccia (1A) in Cutri and Son Maina sections, and intertidal coarse-grained agglutinated stromatolite (2C) in Cuevas de Artà (Fig. 6), to subtidal restricted lagoon facies (4A) at the base of the LS-3. In these three sections, LS-2 is formed by 5 medium-scale sequences that have been proposed as correlatable considering the short distance (few km) between three of the four logs studied (2.1 to 2.5 in Fig. 5). These sequences display a shallowing-upward facies trend, from subtidal facies (inner bars and restricted lagoon) to tidal flat facies on top, and locally a deepening-shallowing trend (e.g., medium-scale sequence 2.4 in Son Maina and Cuevas de Artà; Figs. 5, 6). It is interesting to notice that the 5 medium-scale sequences are recognizable in all sections despite the lateral variation in thickness of LS-2 (22.8 m in Cutri, 15.2 m in Son Maina and 28.6 m in Cuevas de Artà), although, the shallowing part of the LS-2 comprises the medium-scale sequences 2.4 and 2.5 in Cutri and Son Maina, while in Cuevas de Artà it starts at the upper part of medium-scale sequence 2.2 from which beach sand facies 3 dominates.

LS-3 has, in Cutri and Son Maina sections, a lower part with a predominance of restricted lagoon mudstones to wackestones (4A) with intercalated inner bars (5A and 5B) and intertidal microbial laminates (1C), and an upper part dominated by inter- and supratidal facies (1C, but also 2C: coarse-grained agglutinated stromatolites and 1A: flat-pebble breccia), thus reflecting a general shallowing-upward trend. In Cuevas de Artà section, LS-3 has a thin lower part with predominance of restricted lagoon facies 3 and a thick shallowing part dominated by tidal flat facies (2B and 2C: stromatolites; 2D: fenestral mudstone) and sand beach facies 3. The upper boundary of LS-3 is a sudden facies change from inter- and supratidal facies (e.g., flat-pebble breccia in Cutri section; Fig. 5) of the top of sequence LS-3 to relative deeper subtidal restricted lagoon facies (4A) of the base of LS-4. Four medium-scale sequences have been identified in LS-3 in all sections and have been considered as laterally continuous (3.1. to 3.4 in Fig. 5). These sequences have a shallowing-upward facies trend from shallow subtidal facies to intertidal and occasionally supratidal facies on top, and are bounded by sharp bedding surfaces above which a facies shift to deeper water facies occur. Medium-scale sequences have been correlated despite the marked lateral variation in thickness of LS-3 (21.4 m in Cutri, 15.6 m in Son Maina and 32.8 m in Cuevas de Artà). In addition, like in LS-2, the shallowing part of the LS-3 sequence is initiated earlier in the thicker Cuevas de Artà section (see predominance of tidal flat facies from the upper part of the medium-scale sequence 3.1), compared to the thinner Cutri and Son Maina sections, where the shallowing part comprises the medium-scale sequences 3.3 and 3.4.

LS-4 shows a shallowing-upward facies trend similar to that of LS-2 (Figs. 2, 5). The lower part of LS-4 has predominance of high-energy subtidal facies 5 (m-thick levels of peloidal-intraclastic-foraminiferal grainstone and oolitic-peloidal grainstone) alternating with restricted lagoon facies and minor tidal flat facies, whereas the upper part is characterized by the predominance of intertidal microbial laminites (1C), spongiorome stromatolites (2B) and fenestral mudstones (2D), and supratidal flat-pebble breccia (1A) with subaerial exposure features (e.g., Son Maina and Cuevas de Artà sections). The top boundary of LS-4 is represented by a facies change from inter-supratidal facies to shallow-subtidal facies (restricted lagoon and internal bars) of the lowermost part of the overlying LS-5. Five medium-scale sequences have been identified in LS-4 in all sections, then supporting their proposed

lateral continuity (4.1 to 4.5, Fig. 5). Most of them show a shallowing-upward facies trend from subtidal to inter-and/or supratidal facies, although deepening-shallowing and possibly aggradational trends are also present (e.g., sequences 4.3, 4.4 and 4.5 in Son Maina section). It is interesting to note that, despite the lateral variation in thickness of LS-4 (14.2 m in Cutri, 17.8 m in S'Heretat, 10.8 m in Son Maina and 12.4 m in Cuevas de Artà), the medium-scale sequences are thought to be continuous and correlatable. The shallowing stage of the LS-4 starts in the medium-scale sequence 4.2 in Cutri and S'Heretat sections (see predominance of tidal flat facies), but its location in Son Maina and Cuevas de Artà is uncertain, due to the complex intercalation of facies. It has been tentatively located in the first beds of tidal flat facies in medium-scale sequence 4.1.

LS-5 displays variable facies trends in the four studied sections (Fig. 5). In Cutri and Cuevas de Artà sections, the sequence has a general aggradational trend where mudstone to wackestone of restricted lagoon (4A) alternate with intertidal parallel microbial laminites (1C), supratidal wavy-crinkled microbial laminites (1B) and occasionally supratidal flat-pebble breccia (1A). In S'Heretat section, LS-5 has a shallowing-upward trend, from a thin succession of subtidal inner bars facies (5B) and restricted lagoon facies (4A) at the lowermost part grading upward to a thick upper succession with a significant predominance of intertidal facies (2D: fenestral mudstone; 2B and 2C: spongiorome and fine-grained agglutinated stromatolites). In Son Maina section, the sequence shows also a general shallowing-upward trend with a thick lower part dominated by restricted lagoon facies (4A), which ends with open lagoon facies 6 (skeletal mudstone-wackestone to foraminiferal-peloidal-oncolitic wackestone to packstone) and a thinner upper part dominated by intertidal microbial laminites (1C) and internal bars (5B). The upper boundary of LS-5 has been placed in a facies change from inter-supratidal facies to low-energy shallow-subtidal facies (restricted lagoon, 4A) of the overlying LS-6 (Figs. 2, 5). LS-5 is highly variable in thickness (from 20.4 m to 12 m) and includes five medium-scale sequences in the thicker sections (5.1 to 5.5 in Cutri and Son Maina), but only three medium-scale sequences in the thinner sections (S'Heretat and Cuevas de Artà). Sequences 5.1 and 5.2 are shallowing-upward and can be well identified in Cutri, S'Heretat and Son Maina sections, but they probably merge into one shallowing-upward medium-scale sequence dominated by restricted lagoon facies in Cuevas de Artà section (see 5.1/2 in Fig. 5). Shallowing-upward sequences 5.3, 5.4 and 5.5 have been identified in Cutri and less clearly in Son Maina section. Only one shallowing-upward sequence dominated by inter- and supratidal facies is proposed as lateral equivalent of these sequences in S'Heretat (see 5.3/4/5 in Fig. 5). In Cuevas de Artà, sequences 5.3 and 5.4 are merged into one shallowing-upward sequence 5.3/4, while sequence 5.5 can be well distinguished.

LS-6 has an almost homogeneous thickness and a general shallowing-upward facies trend in all sections, from a thin lower part dominated by restricted lagoon facies (4A) with discrete intercalations of internal bars (5B) and open lagoon facies 6 (e.g., Son Maina), to a thicker upper part with dominance of inter-supratidal facies, including wavy-crinkled microbial laminites (1B) and flat-pebble breccia (1A) in Cutri, and coarse-grained agglutinated stromatolites (2C) and fenestral mudstone (2D) in S'Heretat, Son Maina and Cuevas de Artà. The upper boundary of LS-6 is a sharp deepening from inter-supratidal microbial facies to open lagoon and locally restricted lagoon facies of the lower part of the overlying LS-7 (Fig. 5). This boundary is close to the boundary between the foraminifera biozones A and B recognized by Sevillano et al. (2020) in S'Heretat and Son Maina sections (Fig. 2). LS-6 includes two to four medium-scale sequences, showing shallowing-upward facies trends from inner platform to tidal flat facies (Fig. 5). Sequences 6.1 to 6.4 are identifiable and considered as correlatable one-by-one in Son Maina

Fig. 5. Interpretation of the high-frequency depositional sequences defined in this study at three different scales. Correlation of large-scale sequence 1 to 8 and their medium-scale sequences along the four studied sections. Small-scale sequences are also indicated but not correlated. For facies colour codes see Fig. 3.

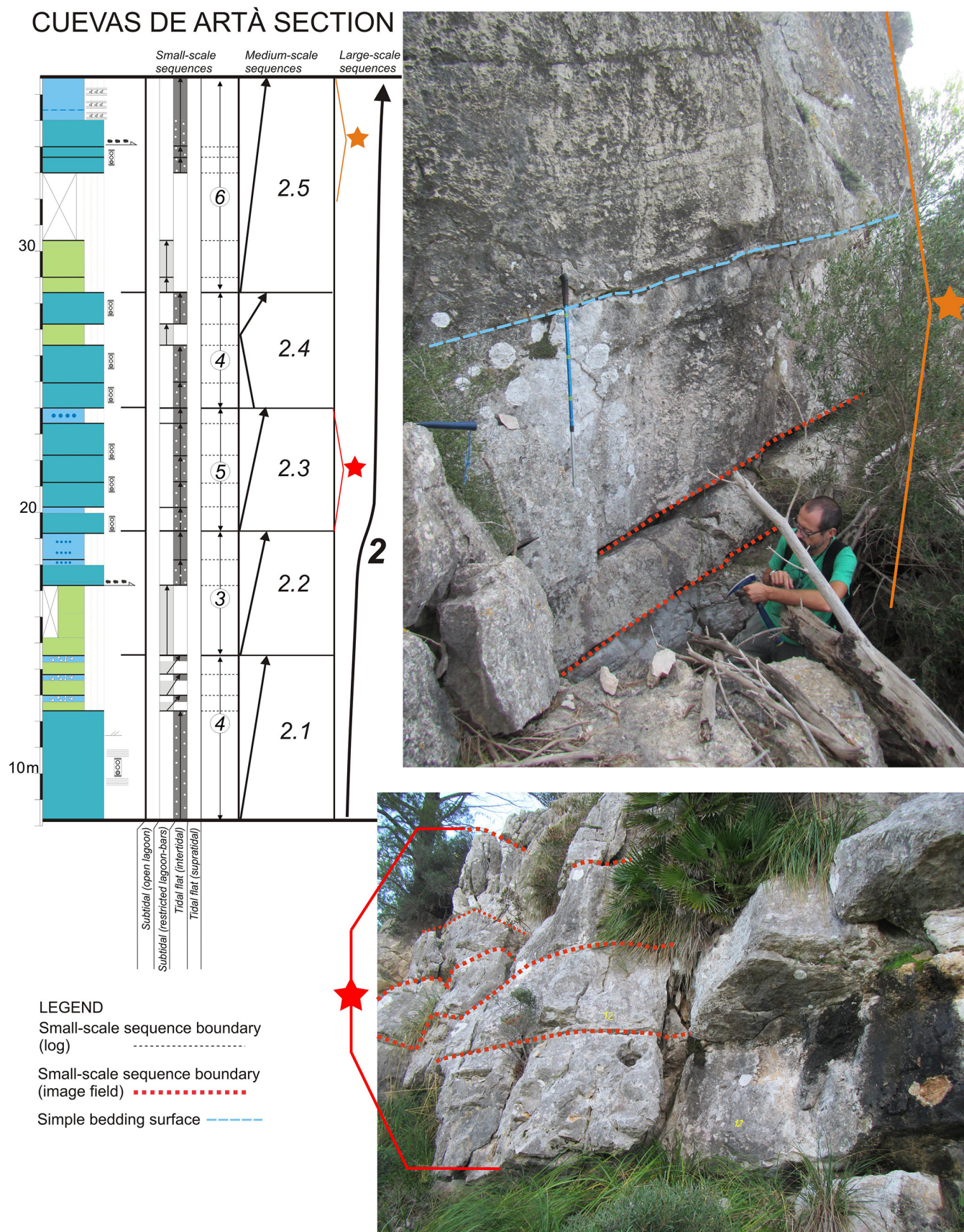


Fig. 6. Example of the large-scale sequence LS-2 in Cuevas the Artà section and field images of medium-scale sequences 2.3 and upper part of 2.5. For facies colour codes see Fig. 3.

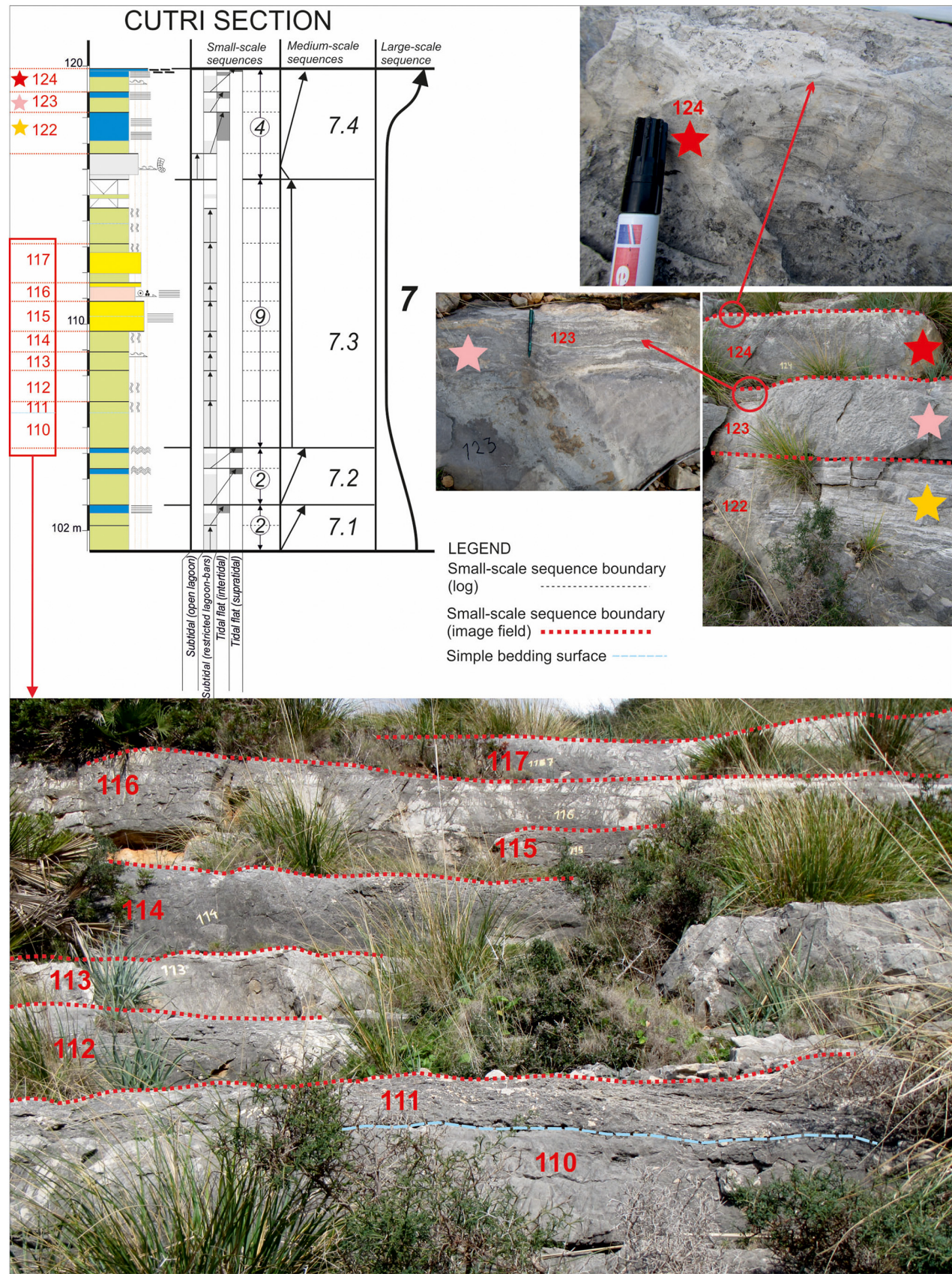


Fig. 7. Example of the large-scale sequence LS-7 in Cutri section and their medium- and small-scale sequences, with photographs of their field outcrop aspects. For facies colour codes see Fig. 3.

and Cuevas de Artà sections. However, only two medium-scale sequences are recognized in S'Heretat section, being the lower sequence 6.1/2/3 probably lateral equivalent of sequences 6.1, 6.2 and 6.3 of Son Maina and Cuevas de Artà sections. In Cutri section, three medium-scale sequences have been identified (6.1/2, 6.3 and 6.4; Fig. 5), the lower one considered as merged sequences 6.1 and 6.2. Despite the homogeneous thickness of LS-6 (around 12 m in all sections), the shallowing stage to inter-supratidal facies does not occur coevally in all sections (in medium-scale sequence 6.3 in Son Maina, and around the lowermost medium-scale sequence in the rest of the sections).

LS-7 is characterized by the dominance of open lagoon facies and includes four medium-scale sequences 7.1 to 7.4 in Cutri, Son Maina and S'Heretat with shallowing-upward and locally aggradational facies trends (e.g., 7.3 in Cutri section, Figs. 5, 7), which have been proposed as one-to-one lateral equivalent. LS-7 has a deepening-shallowing facies trend in all sections. In Cutri, the deepening part encompasses from medium-scale sequence 7.1 to the lower part of 7.4, and is indicated by the upward change from restricted lagoon facies (4A) with intercalated inter- and supratidal laminated microbial facies (1B and 1C) in 7.1 and 7.2, to a thick (~11 m) succession of restricted lagoon facies (4A and 4B) and internal bars (5B) in 7.3, that finishes with a m-thick level of subtidal open lagoon facies 6 of the lower part of 7.4. On top of this level there is a predominance of inter- and supratidal microbial facies, reflecting the shallowing stage of LS-7. In S'Heretat and Son Maina, the deepening part of LS-7 is characterized by open lagoon facies 6 with intercalated high-energy inner bars (5A: oolitic-peloidal grainstone) and restricted lagoon facies (4A). Open lagoon facies 6 are very thick in the medium-scale sequence 7.3 and the lowermost part of 7.4. The shallowing stage is indicated by the change from the open lagoon facies 6 to inter- and supratidal laminated microbial facies (1B and 1C) at the upper part of 7.4. The upper boundary of LS-7 is a facies change from inter- and supratidal facies (1B and 1C: microbial laminites; 1A: flat-pebble breccia) to restricted and open lagoon facies of the overlying LS-8 sequence. In Cuevas de Artà section, only the medium-scale sequence 7.1 is recorded, being its top truncated by an erosional unconformity covered by a ferruginous hardground surface overlain by Bajocian pelagic deposits (Álvarez et al., 1989; Sevillano et al., 2019, 2020). This observation is also coherent with the available biostratigraphic information that indicates the absence of the foraminiferal Biozone B in this section (Sevillano et al., 2020) (Fig. 2).

LS-8 is only recognized in Cutri, S'Heretat and Son Maina sections. Its upper boundary is the abrupt change between the here studied Stage-1 and the muddy carbonate platform succession of the Stage-2 of the Es Barraca Member (Sevillano et al., 2019) (Fig. 1C). The thickness and the number of preserved medium-scale sequences in the LS-8 is highly variable. LS-8 displays a shallowing-upward facies trend in the Cutri section and an aggradational facies trend in S'Heretat. In these two sections only one medium-scale sequence is preserved. In Son Maina, the thickest section, LS-8 shows an aggradational facies trend including three shallowing-upward medium-scale sequences (8.1 to 8.3 in Fig. 5) with alternating open lagoon and restricted lagoon facies at their bases and some few intercalations of thin (cm-thick) beds of intertidal microbial laminites on top (Fig. 5).

4.2.2. Small-scale sequences

The small-scale sequences are the elementary sequences recognized in the studied successions based on the following criteria: (1) the presence of sharp bedding planes, which can coincide or not with a vertical change of facies; and (2) the vertical facies trends, when present (Figs. 5–7; e.g., Bosence et al., 2009; Bádenas et al., 2010). Small-scale sequences range between 0.35 m in thickness, with 1 m in average, and are usually shallowing-upward and occasionally aggradational encompassing only one facies (Table 1, Figs. 5–7). Small-scale sequences with aggradational trend involve only one facies type and are common in subtidal restricted lagoon, internal bars and open lagoon facies (e.g., small-scale sequences in medium-scale sequences 1.1 and 2.3

in Cutri, and in 7.2 and 7.3 in Son Maina, Fig. 5), but can also involve only intertidal facies (e.g., small-scale sequences in 6.1/2/3 in S'Heretat, Fig. 5).

Shallowing-upward small-scale sequences are either subtidal or peritidal sequences, usually including part, but not all the facies representative of the different depositional environments, from open lagoon or high-energy subtidal facies to restricted lagoon and to intertidal and/or supratidal facies (see all different cases in Fig. 8). Based on analysis of the elementary sequences along the four studied sections and the facies trends recorded, two types of idealized shallowing-upward small-scale sequences can be proposed (Fig. 8). Both have subtidal open lagoon facies at the bottom followed upward by subtidal oolitic and peloidal internal bars, restricted lagoon facies and finally peritidal caps, but differ in the nature of the peritidal caps. One includes facies of Type 1 tidal-flat facies association with intertidal fine-grained stromatolites (1D) and parallel microbial laminites (1C), and supratidal wavy-crinkled microbial laminites with tepees (1B) and flat-pebble breccias (1A) at top, indicative of desiccation during subaerial exposure. The other shows facies of Type 2 tidal-flat facies association, with sand beach grainstones with pendant cementation (3), mudstones with fenestral porosity formed in restricted ponds in the intertidal environment (2D), intertidal spongostrome and agglutinated stromatolites (2C and 2B) and black-pebble conglomerates indicative of pedogenic caps (2A).

As shown in Fig. 8, in the studied sections there is a high variability of thickness and facies stacking of the small-scale sequences. In particular, most of the shallowing-upward sequences recorded show gradual facies changes, following the pattern of the idealized small-scale sequences. However, occasional peritidal sequences with internal sharp facies changes are also recorded, mainly related to the presence or absence of internal bars, which represent discontinuous sedimentary bodies within the studied platform (Fig. 2). In addition, the number of small-scale sequences within the medium-scale sequences is highly variable (from 1 to 17: Table 1), and also laterally from log to log in the same medium-scale sequence (see red numbers in Fig. 5; e.g., medium-scale sequence 3.1 has 1, 4 or 5 small-scale sequences).

5. Discussion

5.1. Large- and medium-scale sequences: eccentricity cycles with overprinting of differential tectonic subsidence

The overall vertical facies distribution of the peritidal to shallow subtidal platform carbonates of the early Sinemurian to earliest late Sinemurian Stage-1 of the Es Barraca Member reflects a long-term transgressive (deepening) trend followed by a short regressive (shallowing) interval that conforms a long-term T-R facies cycle (Sevillano et al., 2019) (Fig. 2). The long-term transgressive facies trend of the T-R facies cycle is indicated by a predominance of supra- and intertidal flat facies alternating with restricted lagoon and internal bars facies at the lower part, followed upward by a gradual increase in the proportion of subtidal open lagoon facies 6. The maximum flooding interval has been placed at the maximum accumulation of these open lagoon facies, which occurs in the middle part of the large-scale sequence LS-7 in all sections (except in the Cuevas de Artà section where this part of the succession was eroded away before the Bajocian; Figs. 2, 5). The regressive facies trend of the T-R facies cycle is reflected by the rapid upward increase in the accumulation of tidal flat deposits, accompanied by restricted lagoon facies and internal bars.

This long-term T-R facies cycle encompasses eight large-scale sequences (10–30 m thick), each one including an average number of four medium-scale sequences (1–10 m thick; Fig. 5, Table 1). Considering the uncertainty of the time duration of the studied long term T-R facies cycle (~4 Ma following Ogg et al., 2016, chronostratigraphy; Fig. 1), and that of ancient Milankovitch cycle periods (e.g., Waltham, 2015) the average time duration of large-scale sequences would be close to that of

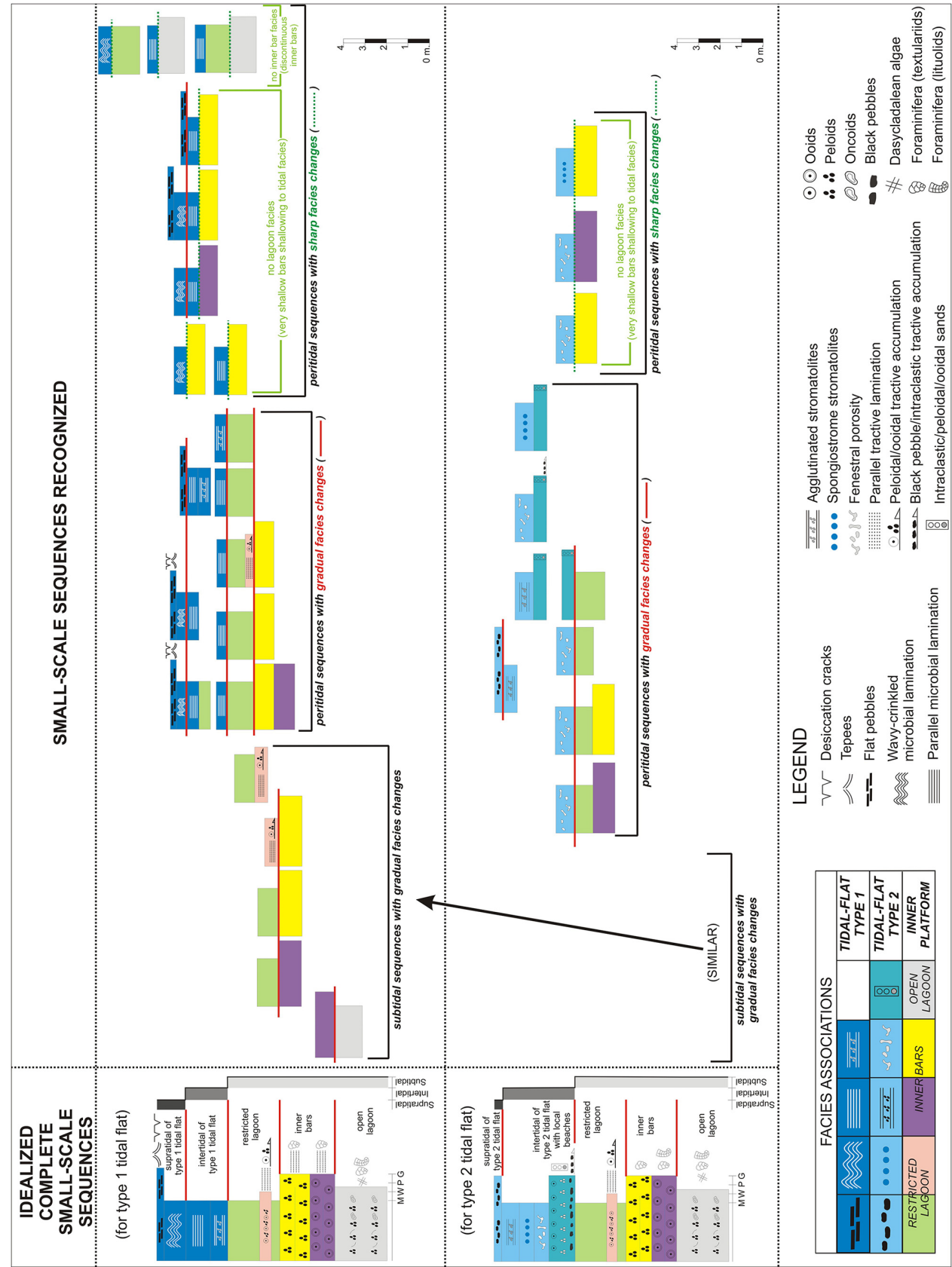


Fig. 8. To the left, idealized complete small-scale sequences identified from the studied carbonate platform, with shallowing-upward facies trends evolving from subtidal to intertidal and finally supratidal environments. These sequences come from the different types of small-scale sequences recognized in the studied successions (to the right). Note that these sequences are incomplete and correspond to both subtidal and peritidal sequences with gradual facies changes, except some sequences including sharp facies changes (mainly related to inner bar facies: see explanation in text).

Table 2

Comparison of the results about factors controlling the cyclicity in this work with other studies in similar Lower Jurassic carbonate platforms in the western Tethys. The terms cycles and/or sequences (in column "scale and thickness of sequences") has been used like they are in the original references.

Lower Jurassic peritidal - shallow carbonate platforms in western Tethys					
Reference	Location/age	Scale and thickness of sequences	Allocyclic processes		Autocyclic processes
			Eustasy - orbitally driven sequences (Milankovitch band)	Local or regional tectonic (tectonic differential subsidence)	
Bosence et al., 2000	Rock of Gibraltar (Iberian Peninsula) Hett.-Sinemurian	High-frequency cycles (1–10 m)	✓	✓	✓
Bosence et al., 2009	Western Tethys (Spain, Italy, Greece, Tunisia, Morocco, Gibraltar) Sinemurian	Meter-scale cycles (1–5 m) = parasequences and high-frequency sequences	✓	✓	✓
Bádenas et al., 2010	Iberian Range (Spain) Late Sinemurian	Small-scale cycles (1–8 m)	✓	✓	✓
Pomoni-Papaioannou and Kostopoulou, 2008	Gavrovo-Tripolitza platform (Greece) Early-middle Lias	Small-scale cycles (6–7 m)	✓	✓	
Pomoni-Papaioannou and Karakitsios, 2016	Tripolis carbonate unit (central western Creta, Greece) Lower-Middle Jurassic	Small-scale cycles (1–10 m)	✓	✓	✓
Crevello, 1991	Central and Eastern High Atlas rift (Morocco) Sinemurian-Pliensb.	Bundles (10–50 m) Cycles (1–10 m)	✓ Obliquity ✓ Eccentricity	✓	
Brandano et al., 2015	Central Apennines (Italy) Lias	High-frequency cycles (1–6 m), bundles (7–8 m) and super-bundles (10–30 m)	✓ Precession? long/short eccentricity	✓	✓
Belkhedim et al., 2019	Traras Mountains, (NW Algeria) Lower Pliensbachian	Small-scale cycles (2–10 m)	✓	✓	✓
This work	Mallorca island, (Spain) early Sinem - earliest late Sinemurian	Small-scale seq. (0.3–5 m)	✓ Precession?	✓	✓
		Medium-scale seq. (1–10 m)	✓ Short eccentricity	✓	
		Large-scale seq. (10–30 m)	✓ Long eccentricity	✓	

✓ Dominant control factor.

✓ Probable control factor (it cannot be disregarded).

the long eccentricity cycles (~400 kyr) and, based on the observed mean 1:4 relationship of the large- and medium-scale sequences (e.g., Strasser et al., 2006), the medium-scale sequences would fit the short eccentricity (~100 kyr) cycles. Eccentricity-related sequences in the greenhouse Jurassic climate mode recorded in similar Jurassic shallow-platform successions have been interpreted as reflecting climate-driven, low amplitude sea-level variations (e.g., Crevello, 1991; Strasser et al., 1999; Aurell and Bádenas, 2004; Colombié and Strasser, 2005; Brandano et al., 2015; Pomoni-Papaioannou and Karakitsios, 2016; Strasser, 2018). In particular, in the Lower Jurassic successions of the High Atlas Crevello (1991) recognized bundles of elementary cycles, similar to the medium-scale sequences proposed here, which were driven by short eccentricity-related sea-level variations with amplitude of around 5 m. In the Apennines, Brandano et al. (2015) also recognized superbundles and bundles of elementary cycles, similar to the large- and medium-scale sequences described here (Table 2).

In the studied case, most of the described large-scale sequences correspond to shallowing-upward sequences bounded by deepening (flooding) surfaces (Fig. 2), thus indicating that carbonate production and accumulation rates were high enough to fill the accommodation space created by the long eccentricity-related sea-level variations and subsidence. The only exception is LS-7 which is a deepening-shallowing upward sequence, whose deepening stage roughly coincides with the maximum flooding interval of the long-term T-R facies cycle. The presence of this deepening stage in LS-7 can be explained as the

modulation of long eccentricity-related sea-level variations by the long-term sea-level rise of this larger-scale T-R cycle, as deepening intervals in shorter scale-sequences have more potential to develop during the deepening stage of larger-scale sequences (e.g., Colombié and Strasser, 2005).

The thicknesses and sedimentary trends of the large-scale sequences (~400 kyr) and the number and facies trends of the medium-scale sequences (~100 kyr) included in them can vary laterally even between relative close sections (e.g., LS-5 in Cutri and S'Heretat, which are 5 km apart, although in different structural units). This reflects the complex overprinting of differential subsidence and carbonate production upon the orbital-driven sea-level variations. In particular, the comparison of the number of medium-scale sequences with the accumulation rates deduced for the large-scale sequences could be explained by the following cases or scenarios (Fig. 9):

Case 1: the number of medium-scale sequences within a large-scale sequence is constant in all sections, despite lateral variation in accumulation rate of the large-scale sequence. This occurs in LS-2 (accumulation rate of 3.8–7 cm/kyr), LS-3 (3.9–8.2 cm/kyr), LS-4 (2.8–4.8 cm/kyr) and LS-7 (4.7–7.8 cm/kyr), all of them including 4 to 5 correlatable medium-scale sequences (Fig. 9). This indicates that, at least for LS-2, LS-3, LS-4 and LS-7, the accommodation changes driven by eccentricity-related sea-level variations dominated over other controlling factors such as differential subsidence and changes in sedimentary rates. The slight mismatch in the position of the shallowing stages of the

large-scale sequences LS-2, LS-3 and LS-4 among sections (Fig. 9) can be interpreted as reflecting the overprint of internal factors, such as changes in carbonate production, accumulation, and accommodation between sections. For example, shallowing in LS-2 and LS-3 starts earlier in the thicker Cuevas de Artà section characterized by the predominance of inter-supratidal facies (Fig. 5), thus indicating that in this section high peritidal carbonate accumulation compensated high rates of accommodation. Differential subsidence can be also deduced if comparing the proposed correlation of medium-scale sequences of LS-2, LS-3, LS-4 and LS-7 (Figs. 5, 9). Most of these sequences are shallowing-upward, thus reflecting that high accumulation compensated accommodation, even in areas of higher subsidence (e.g., medium scale-sequence 3.4 in Cuevas de Artà, Fig. 5). The local presence of aggradational and deepening-shallowing trends in medium scale-sequences is mainly linked to lagoon facies and can be interpreted as reflecting lateral variations in production/accumulation in this wide depositional environment. In the case of local aggradational trend of the medium-scale sequence 7.3 (Fig. 5), the overprinting of larger-scale accommodation (i.e., deepening stage of LS-7 plus maximum flooding interval of the long-term T-R facies) on the sedimentary trend of the short eccentricity-related medium-scale sequence, cannot be discharged.

Case 2. The number of medium-scale sequences within a large-scale sequence varies along section, coinciding with the lateral variation in accumulation rates of the large-scale sequence. This occurs in LS-5 and LS-8 (Fig. 9). In LS-5, five medium-scale sequences can be recognized in areas of higher accumulation (Cutri and Son Maina sections), but only three medium-scale sequences in areas of lower accumulation and presumably less subsidence (S'Heretat and Cuevas de Artà). This suggests that in these sections the missing sequences did not accumulate or are amalgamated. A similar situation is observed in sequence LS-8, which has 3 sequences in the more subsiding Son Maina section, whereas in less subsiding areas (Cutri and S'Heretat) the entire LS-8 and therefore their medium-scale sequences, are very reduced, likely because they pinch out, are eroded or are amalgamated. Both cases indicate that accommodation changes driven by short eccentricity-related sea-level variations were obscured by other factors (subsidence, sedimentary rates, type of sedimentary production, water depth of the depositional environment, etc.) that produced differential accumulation rates among sections. In particular, sequence architecture in LS-5 and LS-8 conforms to the model of Bádenas et al. (2010) for the preservation potential of climate-driven sequences modulated by subsidence, with merging of sequences in areas of lower accommodation space.

Case 3. The number of medium-scale sequences within a large-scale sequence varies among sections, despite there is a homogeneous and low accumulation rate of the large-scale sequence. This occurs in LS-6 that has a lower accumulation rate (2.3–3.1 cm/kyr) compared with other large-scale sequences, and includes 2 to 4 medium-scale shallowing-upward sequences (Fig. 9). This case conforms the proposed model by Bádenas and Aurell (2018) of low preservation potential of short eccentricity-related medium-scale sequences in shallow settings with low accumulation rates, due to the combination of low accommodation and effectiveness of the erosional processes in these settings. Also the definition of medium-scale sequences may be obscured (amalgamated) in areas without facies variability and frequent presence of erosional surfaces, like in the case of the inter-supratidal dominated S'Heretat section (Fig. 9).

In summary, there is a complex interaction between orbital-driven sea-level variations, differential subsidence, carbonate production and accumulation, controlling the number and lateral continuity of the medium-scale sequences, including a predominant control of short eccentricity (100 kyr)-driven sea-level variations (Case 1) and differential subsidence (Case 2) plus internal process like erosion (Case 3) influencing their preservation potential.

Therefore, a probably combination of tectonically and orbitally driven accommodation changes controlled the generation of medium-scale sequences of the studied early Sinemurian to earliest late Sinemurian platform Stage-1. This interaction has also been described in other Lower Jurassic peritidal and shallow carbonate platforms of the western Tethys (Iberian and Betic Ranges, Spain, Bosence et al., 2000, 2009, Bádenas et al., 2010; High Atlas, Morocco, Crevello, 1991; Central Apennines, Italy, Brandano et al., 2015; Central western Creta; Greece, Pomoni-Papaioannou and Kostopoulou, 2008, Pomoni-Papaioannou and Karakitsios, 2016; Dorsales, Tunisia, Bosence et al., 2009; Traras Mountains, Algeria, Belkhedim et al., 2019) where cycles or sequences similar to our medium- and large-scale sequences have been interpreted as a result of local or regional tectonic subsidence and orbitally driven sea level variations (Table 2). In Mallorca island a clearer influence of tectonic activity has been deduced for the overlying late Sinemurian platform Stage-2 (Sevillano et al., 2019). These authors observe, since the stage-2, local slumps indicative of tectonic instability controlling the change of depositional gradient and platform profile, all this in relation with the initial extensional tectonic phases related to early Jurassic Tethyan rifting. Our results point out that probably this extensional tectonic activity already started during the early Sinemurian.

5.2. Small-scale 3 imprint of internal process

5.2.1. Time calibration of small-scale sequences

The origin of the small-scale (elementary) sequences recorded (Fig. 8) can be interpreted in relation to allocyclic processes (orbital-driven sea-level changes, tectonics) and/or autocyclic processes (e.g., Colombié and Strasser, 2005). Time calibration of these sequences can be used to discuss their possible allocyclic nature. Assuming an average duration of ~100 kyr for the medium-scale sequences, and taking into account the number of small-scale sequences within each medium-scale sequences, the following trends in cases 1 to 3 explained above can be deduced (Figs. 5, 9):

Case 1. In large-scale sequences LS-2, LS-3, LS-4 and LS-7, formed by four or five medium-scale sequences (~100 kyr), the resulting average duration of small-scale sequences is highly variable, ranging from ~5.8 to ~100 kyr. The highest mean value of ~100 kyr derives from the fact that some of the medium-scale sequences include (or coincide with) only a small-scale sequence (e.g., medium-scale sequences 4.2 to 4.5 in Cutri section or 4.4 and 4.5 in S'Heretat section; Fig. 5). However, the small-scale sequences with average duration of ~20 kyr (duration close to precession cycles) could be considered preferentially developed in areas with higher accumulation rates (presumably more subsident), but not in areas with lower accumulation rates.

Cases 2 and 3: For the large-scale sequences LS-5 and LS-6, with a variable number (from 2 to 5) of medium-scale sequences (~100 kyr), the average duration of the small-scale sequences is also highly variable (~9 to ~100 kyr). Nevertheless, in LS-5, with lateral variation of accumulation rate, the average duration of some of the small-scale sequences is close to ~20 kyr in areas with higher sediment accumulation, and probably greater subsidence (e.g., Cutri and Son Maina; Fig. 9). Values close to ~20 kyr are also observed but randomly distributed in the medium-scale sequences of the large-scale sequence LS-6, characterized by uniform but low accumulation rate.

In summary, in all the large-scale sequences the resulting time duration of the small-scale sequences is highly variable (from ~5.8 to ~100 kyr). Some of the small-scale sequences could fit the duration of precession cycles of the Milankovitch frequency band (~20 kyr), but they do not have a well-defined pattern of distribution. The observed randomness in duration and distribution of these small-scale sequences could point out that probably their relation with orbital (precession) signal is not very confident at this scale, and if present, it would be mainly overprinted by internal and other external factors. Tectonic subsidence could control the better preservation of precession-related

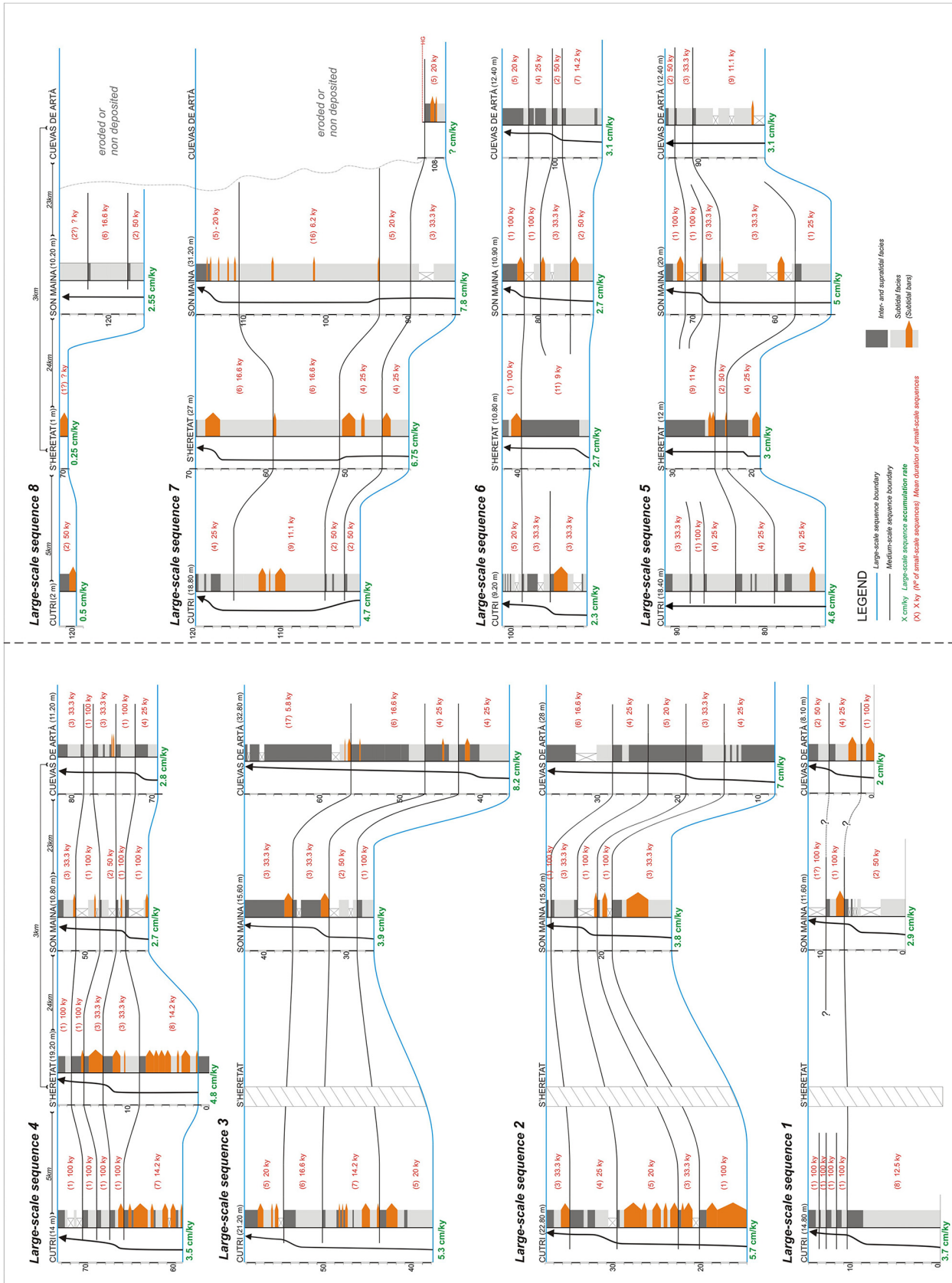


Fig. 9. Correlation of large-scale sequences 1 to 8 and their constituent medium-scale sequences along the four sections studied, indicating the: accumulation rates of large-scale sequences (green numbers) across the different four sections (obtained considering thickness without decompaction and a mean duration of ~400 kyr for each large-scale sequence); the number of small-scale sequences included in medium-scale sequences and the mean duration of the small-scale sequences (calculated considering a duration of ~100 kyr for each medium-scale sequence). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



small-scale sequences in areas of higher subsidence. However, as a whole, the variability in the estimated time duration of small-scale sequences, thickness, and facies stacking (Fig. 8) indicate a strong imprint of autocyclic processes inherent to the sedimentary system (e.g., progradation of tidal flats, Ginsburg, 1971; Belkhedim et al., 2019; lateral migration of sedimentary bodies and local erosional processes, Pratt and James, 1986; Strasser, 1991). For example, if the small-scale sequences culminate with subaerial exposure at the sequence boundary, as is the case of peritidal small-scale sequences recorded here (Fig. 8), the time of non-deposition or erosion involved in the sequence boundary can be longer than 20 kyr (Sadler, 1981, 1994), resulting in “missed beats” in the cyclostratigraphic record (Strasser, 2018; Belkhedim et al., 2019). In other cases, facies such as high-energy oolitic bars can migrate laterally within the inner platform or be displaced during events such as storms or spring tides (e.g. Hine, 1977; Saparks and Rankey, 2013), generating erosional processes and giving rise to small-scale sequences with internally sharp facies changes (Fig. 8), therefore representing autocyclic sequences. For these reasons (their variable facies stacking and possible existence of laterally discontinuous bounding exposure surfaces; e.g., Manifold et al., 2020), the identification and correlation of this small-scale sequences in shallow water successions becomes very difficult.

5.2.2. Precession cycles in facies mosaic

Sevillano et al. (2019) interpreted the development of the peritidal carbonate facies of the Es Barraca Member as a facies mosaic with poorly structured facies belts (Fig. 2), similar to that of some Holocene peritidal systems (e.g., Berkeley and Rankey, 2012). In this type of coastal environments, even a sea-level change of some few tens of centimeters will induce important changes in the distribution of tidal channels, microbial mats, small ponds and levees. Also depositional and erosional processes related to storms and spring tides are frequent (i.e., controlling lateral shift of internal bars or producing multiple erosion surfaces within intertidal sediments; Prados and Bádenas, 2015). All these autogenic processes (spatially self-organizing processes sensu Purkis et al., 2019) can be the dominant factor in generating the cyclicity (e.g., Manifold et al., 2020) and/or can hide the external controlled sea-level signal on the development of sedimentary sequences (Dexter et al., 2009; Bádenas and Aurell, 2018), especially those of short time duration (e.g., precession cycles).

Indeed, in this type of environment, climate and/or tectonic driven accommodation changes of different time duration, and the complex interaction of internal and external factors on carbonate production/accumulation (Strasser, 2018; Bosence et al., 2009; Bádenas et al., 2010), are expected to have a complex impact on the resulting facies stacking of the elementary (small-scale) sequences potentially related with precession cycles. Even in orbital-driven small-scale sequences, shallowing-upward, aggradational or deepening-upward trends can develop contemporaneously in different sections depending on their position on the platform and the relationship between sea-level changes and the accumulation potential (Strasser, 2018). As a result, a regular pattern of facies trends within the small-scale sequences has been really difficult to find, as is the case of the varied facies trends recorded in the small-scale sequences of the studied platform succession (Figs. 5, 8). This variety in facies trends and the fact that almost any individual small-scale sequences can be correlated laterally across sections point out that they cannot be interpreted unequivocally as a precession-related sequences, and so internal processes, in the frame of a complex mosaic of facies within the studied platform, were the most important factor controlling the nature and number of small-scale sequences, rather than the allocyclic(orbital) signal and/or tectonic driven accommodation changes.

6. Conclusions

Identification and correlation of large-, medium- and small-scale sequences of Sinemurian carbonates in four stratigraphic sections located in the Llevant Mountains of Mallorca (Balearic Island, Spain) have been undertaken to elucidate the factors controlling the hierarchical stacking pattern of the high-frequency depositional sequences and their internal facies organization. The main conclusions can be summarized as follows:

1. The internal processes in the frame of a complex mosaic of facies from open lagoon to tidal flats were the main factors controlling the high lateral variability in the number and facies stacking pattern of small-scale sequences, rather than a possible, but not likely, dominance of the orbital signal (precession cycles) and tectonic driven accommodation changes. Internal factors that controlled this heterogeneity include hiatuses and erosion related to subaerial exposure at the peritidal caps, lateral migration of facies like internal bars, local wave and currents patterns, depositional and erosional processes related to spring tides and storms, etc.
2. Long- and short-eccentricity related sea-level changes were the dominant control of the large- and medium-scale sequences respectively, with probably local extensional tectonics (differential subsidence) controlling the preservation potential of short-eccentricity related medium-scale sequences (i.e., merging of sequences in areas of lower accommodation space). A variable imprint through time of the differential subsidence among sections has probably been recorded, related to the onset of the synsedimentary tectonics, in the context of the initial phases of extensional tectonics related to Early Jurassic Tethyan rifting.
3. Accommodation for the large-scale sequences was also modulated by the long term sea-level T-R facies cycle of the early-earliest late Sinemurian. Most of the large-scale sequences are shallowing-upward, thus indicating that carbonate sedimentation was high enough to fill the accommodation space created by both the long eccentricity-related sea-level variations and the long-term relative sea level. The only exception is the deepening-shallowing upward large-scale sequence LS-7, whose deepening interval was developed around the maximum flooding interval of the long-term T-R facies cycle, increasing therefore its expression. The decrease in the accommodation space during the short and sharp regressive phase of the long term T-R facies cycle controlled the poor development of sedimentary thickness of its large-scale sequence (LS-8), resulting in minimum accumulation, probably local erosion and merging of its medium-scale sequences in areas of lower accommodation space.

The analysis of the origin of the high-frequency sequences in shallow carbonate platforms is not an easy task because it requires understanding the complex interaction of allocyclic (tectonic, climate) factors and autocyclic processes inherent in these environments. The results presented here emphasize the fact that complexity also derives from the different temporal and spatial scales of these processes: from local, short time and non-periodic autocyclic process, to local-regional, non-periodic extensional tectonics, to global and periodic orbitally driven climate changes. In particular, for the studied case the interaction of tectonics and climate in generating accommodation changes also varied throughout time because its context within the initial extensional tectonic phases related to early Jurassic Tethyan rifting.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This paper is a contribution to the research projects RTI2018-093613-B-I00 and CGL2017-85038-P funded by the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities, and Government of Aragón-FEDER 2014e2020 (Group E18, Aragosaurus. Recursos Geológicos y Paleambientales). The authors acknowledge an anonymous reviewer, Marco Brandano and editor Jasper Knight, whose comments and suggestions improved the original version of the manuscript.

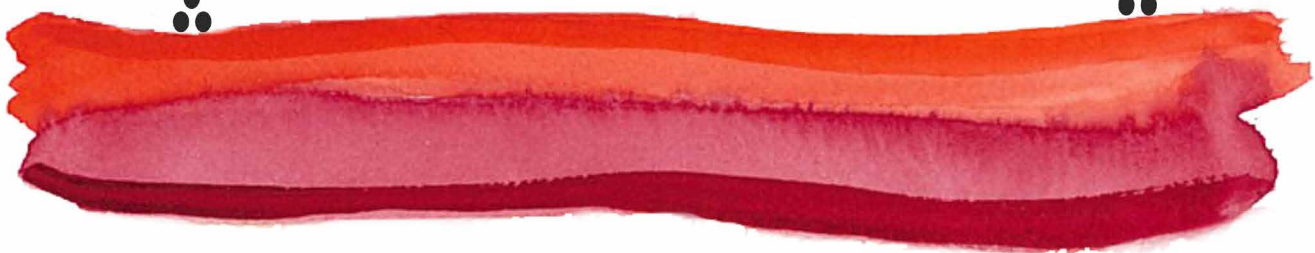
References

- Álvarez, M., Barnolas, A., Cabra, P., Comas-Rengifo, M.J., Fernández-López, S.R., Goy, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J., Simó, A., Ureta, S., 1989. El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuad. Geol. Iber.* 13, 67–120.
- Aurell, M., Bádenas, B., 2004. Facies and depositional sequence evolution controlled by high-frequency sea-level changes in a shallow-water carbonate ramp (late Kimmeridgian, NE Spain). *Geol. Mag.* 141, 717–733.
- Aurell, M., Bádenas, B., 2015. Análisis comparado de secuencias de alta frecuencia en plataformas carbonatadas con subsidencia diferencial (Sinemuriense, Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 28, 77–90.
- Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., García-Dueñas, V., Jabaloy, A., 2002. Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society of London Special Publication, pp. 401–416.
- Bádenas, B., Aurell, M., 2018. The down-dip preferential sequence record of orbital cycles in greenhouse carbonate ramps: examples from the Jurassic of the Iberian Basin (NE Spain). In: Montenari, M. (Ed.), *Stratigraphy and Timescales 3*. Elsevier, Amsterdam, pp. 285–325.
- Bádenas, B., Aurell, M., Bosence, D., 2010. Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain). *Sedimentology* 57, 1021–1048.
- Barnolas, A., Simó, A., 1984. In: Barnolas, A. (Ed.), *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*. Grupo Español del Mesozoico, IGME-CGS, Madrid, p. 263.
- Belkhdid, S., Jarochoowska, E., Benhamou, M., Nemra, A., Sadjji, R., Munnecke, A., 2019. Interplay of autogenic and allogenic processes on the formation of shallow carbonate cycles in a synrift setting (Lower Pliensbachian, Traras Mountains, NW Algeria). *J. Sediment. Res.* 89, 784–807.
- Berkeley, A., Ranky, E.C., 2012. Progradational Holocene carbonate tidal flats of Crooked Island, south-east Bahamas: an alternative to the humid channelled belt model. *Sedimentology* 59, 1902–1925.
- Bosence, D.W.J., Wood, J., Rose, E.P.F., Qing, H., 2000. Low- and high frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *J. Geol. Soc. Lond.* 157, 61–74.
- Bosence, D.W.J., Procter, E., Aurell, M., Bel Kahla, A., Boudagher-Fadel, M., Casaglia, F., Cirilli, S., Mehdie, M., Nieto, L., Rey, J., Scherrek, R., Soussi, M., Waltham, D., 2009. A tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liassic platforms from western Tethys. *J. Sediment. Res.* 79, 389–415.
- Boudagher-Fadel, M., Bosence, D.W.J., 2007. Early Jurassic benthic foraminiferal diversification and biozones in shallow-marine carbonates of western Tethys. *Senckenb. Lethaea* 87, 1–39.
- Brandano, M., Corda, L., Tomassetti, L., Testa, D., 2015. On the peritidal cycles and their diagenetic evolution in the lower Jurassic carbonates of the Calcare Massiccio formation (central Apennines). *Geol. Carpath.* 66, 393–407.
- Burgess, P.M., 2006. The signal and the noise: Forward modelling of allocyclic and autocyclic processes influencing peritidal stacking patterns. *J. Sediment. Res.* 76, 962–977.
- Colombié, C., Strasser, A., 2005. Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Sedimentology* 52, 1207–1228.
- Crevello, P., 1990. *Stratigraphic Evolution of Lower Jurassic Carbonate Platforms: Record of Rift Tectonics and Eustasy, Central and Eastern High Atlas, Morocco*. Ph.D. Dissertation. Colorado School of Mines, Golden, Colorado, p. 456.
- Crevello, P.D., 1991. High-frequency carbonate cycles and stacking patterns: Interplay of orbital forcing and subsidence on Lower Jurassic rift platforms, High Atlas, Morocco. In: Franseen, E.K., Watney, W.L., Kendall, C.G.St.C., Ross, W. (Eds.), *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition*. Kansas Geological Survey Bulletin vol. 233, pp. 207–230.
- D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., Pelosi, N., 1997. Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata. *Sediment. Geol.* 113, 169–193.
- De Benedictis, D., Bosence, D.W.J., Waltham, D.A., 2007. Tectonic control of peritidal carbonate parasequence formation: an investigation using forward tectonostratigraphic modelling. *Sedimentology* 54, 587–605.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Bijou-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds.), 2000. *Atlas Peri-Tethys*, Palaeogeographical maps. 1–XX. CCGM/CGMW, Paris.
- Dexter, T.A., Kowalewski, M., Read, F.F., 2009. Distinguishing Milankovitch driven processes in the rock record from stochasticity using computer simulated stratigraphy. *J. Geol.* 117, 349–361.
- Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., Gómez-Romeu, J., 2018. Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia margin: the example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics* 37, 1–27.
- Fischer, A.G., D'Argenio, B., Silva, I.P., Weissert, H., Ferreri, V., 2004. Cyclostratigraphic approach to Earth's history: an introduction. In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli
- Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.), *Cyclostratigraphy Approaches and Case Histories*. SEPM Special Publications vol. 81, pp. 5–16.
- Fugagnoli, A., Bassi, D., 2015. Taxonomic and biostratigraphic reassessment of *Lituosepta recoarensis* Cati, 1959 (foraminifera, lituolacea). *J. Foraminif. Res.* 45 (4), 402–412.
- Ginsburg, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abstract). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 55, 340.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Dunn, P.A., 1993. The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, West Texas); constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. *J. Sediment. Res.* 63, 318–359.
- Hallam, A., 1981. A revised sea-level curve for the early Jurassic. *J. Geol. Soc. Lond.* 138, 735–743.
- Hallam, A., 2001. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 167, 23–37.
- Hine, A.C., 1977. Lily Bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal. *J. Sediment. Petrol.* 47, 1554–1581.
- Husinec, A., Read, J.F., 2018. Cyclostratigraphic and $\delta^{13}\text{C}$ record of the lower Cretaceous Adriatic platform, Croatia: assessment of Milankovitch forcing. *Sediment. Geol.* 373, 11–31.
- Kemp, D.B., Van Manen, S.M., 2019. Metre-scale cycles in shallow water carbonate successions: Milankovitch and stochastic origins. *Sedimentology* 66, 2590–2604.
- Koerschner, W.F., Read, J.F., 1989. Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians. *J. Sediment. Petrol.* 59, 654–687.
- Manifold, L., Hollis, C., Burgess, P., 2020. The anatomy of a Mississippian (Viséan) carbonate platform interior, UK: depositional cycles, glacioeustasy and facies mosaics. *Sediment. Geol.* 401, 105633.
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M., 2016. *A Concise Geological Time Scale*. Elsevier, Amsterdam.
- Osleger, D.A., 1991. Subtidal carbonate cycles: implication for allocyclic versus autocyclic controls. *Geology* 19, 917–920.
- Pomoni-Papioannou, F., Karakitsios, V., 2016. Sedimentary facies analysis of a high-frequency, small-scale, peritidal carbonate sequence in the Lower Jurassic of the Tripolis carbonate unit (central western Crete, Greece): Long-lasting emergence and fossil laminar dolocretes horizons. *J. Palaeogeogr.* 5, 241–257.
- Pomoni-Papioannou, F., Kostopoulou, V., 2008. Microfacies and cycle stacking pattern in Liassic peritidal carbonate platform strata, Gavrovo-Tripolitza platform, Peloponnese, Greece. *Facies* 54, 417–431.
- Prados, G., Bádenas, B., 2015. Sedimentary factors controlling thickness of laminated stromatolites, from laminae to metre-thick packages (Sinemurian, Iberian Basin). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 28, 3–14.
- Pratt, B.R., James, N.P., 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epicritic seas. *Sedimentology* 33, 313–343.
- Pratt, B.R., James, N.P., Cowan, C.A., 1992. Peritidal carbonates. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, pp. 303–322.
- Prescott, D.M., 1988. The geochemistry and palaeoenvironmental significance of iron pisolites and ferromanganese crusts from the Jurassic of Majorca, Spain. *Eclogae Geol. Helv.* 81, 387–414.
- Preto, N., Hinnov, L.A., De Zanche, V., Mietto, P., Hardie, L.A., 2004. The Milankovitch interpretation of the Latemar platform cycles (Dolomites, Italy): implications for geochronology, biostratigraphy, and Middle Triassic carbonate accumulation. *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. 81. SEPM Special Publication, pp. 167–182.
- Purkis, S.J., Harris, P., Cavalcante, G., 2019. Controls of depositional facies patterns on a modern carbonate platform: insight from hydrodynamic modeling. *J. Int. Assoc. Sedimentol.* <https://doi.org/10.1002/dep2.61>.
- Rosales, I., Barnolas, A., Goy, A., Sevillano, A., Armendáriz, M., López-García, J.M., 2018. Isotope records (C-O-Sr) of late Pliensbachian-early Toarcian environmental perturbations in the westernmost Tethys (Majorca Island, Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 497, 168–185.
- Sadler, P.M., 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *J. Geol.* 89, 569–584.
- Sadler, P.M., 1994. The expected duration of upward-shallowing peritidal carbonate cycles and their terminal hiatuses. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 791–802.
- Sames, B., Wagreich, M., Wendler, J.E., Haq, B.U., Conrad, C.P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Hu, X., Wendler, I., Wolfgring, E., Yilmaz, I.O., Zorina, S.O., 2016. Short-term sea-level changes in a greenhouse world - a view from the Cretaceous. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 441, 393–411.
- Saparks, A.G., Ranky, E.C., 2013. Relations between geomorphic form and sedimentologic-stratigraphic variability: holocene ooid sand shoal, Lily Bank, Bahamas. *AAPG Bull.* 97 (1), 61–85.
- Scotese, C.R., Schettino, A., 2017. Late Permian-Early Jurassic paleogeography of Western Tethys and the world. *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*. Elsevier, pp. 57–95.
- Septfontaine, M., 1984. Biozonation (à l'aide des Foraminifères imperforés) de la plateforme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Rev. Micropaleontol.* 27, 209–229.
- Sevillano, A., Bádenas, B., Rosales, I., Barnolas, A., López-García, J.M., 2013. Facies y secuencias de la plataforma carbonatada somera sinemuriense en la isla de Mallorca (Sección Es Barraca). *España. Geogaceta* 54, 15–18.
- Sevillano, A., Rosales, I., Bádenas, B., Barnolas, A., López-García, J.M., 2019. Spatial and temporal facies evolution of a Lower Jurassic carbonate platform, NW Tethyan margin (Mallorca, Spain). *Facies* 65, 3.



- Sevillano, A., Septfontaine, M., Rosales, I., Barnolas, A., Bádenas, B., López-García, J.M., 2020. Lower Jurassic benthic foraminiferal assemblages from shallow-marine platform carbonates of Mallorca (Spain): stratigraphic implications. *J. Iber. Geol.* 46, 77–99.
- Strasser, A., 1991. Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Heidelberg, pp. 709–721.
- Strasser, A., 2018. Cyclostratigraphy of shallow-marine carbonates- limitations and opportunities. In: Montenari, M. (Ed.), *Stratigraphy and Timescales 3*. Elsevier, Amsterdam, pp. 151–187.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J.B., 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sediment. Geol.* 128, 201–221.
- Strasser, A., Hilgen, F.J., Heckel, P.H., 2006. Cyclostratigraphy e concepts, definitions, and applications. *Newsl. Stratigr.* 42, 75–114.
- Thierry, J., 2000. Late Sinemurian (193–191 Ma). In: Dercourt, J., Gwssaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biji-Dubal, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds.), *Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps-explanatory notes*. Commission for the Geologic Map of the World, Paris, pp. 49–59.
- Velić, I., 2007. Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geol. Croat.* 60, 1–113.
- Walkden, G.M., De Matos, J., 2000. 'Tuning' high frequency cyclic carbonate platform successions using omission surfaces: Lower Jurassic of the UAE and Oman. In: AlSharhan, A.S., Scott, R.W. (Eds.), *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems*. SEPM Special Publication vol. 69, pp. 37–52.
- Waltham, D., 2015. Milankovitch period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy. *J. Sediment. Res.* 85 (8), 990–998.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Diedrich, N.W., Rothman, E.D., 1999. Poisson processes of carbonate accumulation on Paleozoic and Holocene platforms. *J. Sediment. Res.* 69, 338–350.
- Yang, W., Lehrmann, D.J., Hu, X.F., 2014. Peritidal carbonate cycles induced by carbonate productivity variations: a conceptual model for an isolated Early Triassic greenhouse platform in South China. *J. Palaeogeogr.* 3, 115–126.
- Zühlke, R., 2004. Integrated cyclostratigraphy of a model Mesozoic carbonate platform—the Latemar (Middle Triassic, Italy). In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Silva, I.P., Weisert, H., Ferreri, V. (Eds.), *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. 81. SEPM Special Publication, pp. 183–211.
- Zühlke, R., Bechstadt, T., Mundil, R., 2003. Sub-Milankovitch and Milankovitch forcing on a model Mesozoic carbonate platform—the Latemar (Middle Triassic, Italy). *Terra Nova* 15, 69–80.

CAPÍTULO 5



5. NUEVO ESQUEMA LITOESTRATIGRÁFICO PARA LAS SUCESIONES DEL SINEMURIENSE–PLIENSBACHIENSE INFERIOR DE MALLORCA

5.1 INTERÉS Y PRINCIPALES APORTACIONES

El registro y la evolución sedimentaria del Jurásico Inferior de Mallorca dieron lugar a la definición de una serie de unidades litoestratigráficas esbozadas por primera vez en Álvaro *et al.* (1984a) y posteriormente modificadas y establecidas formalmente por Álvaro *et al.* (1989), que han estado vigentes hasta el momento actual (ver apartado 1.3). En este esquema previo, las sucesiones del intervalo Sinemuriense–Pliensbachiense inferior están representadas por la Formación Sóller, constituida por tres miembros que dichos autores consideran como equivalentes laterales entre sí en la parte superior de la unidad: el Miembro Es Barraca, de edad Sinemuriense–Pliensbachiense inferior y formado por calizas de plataforma somera; el Miembro Sa Moleta, de edad Pliensbachiense basal (Carixiense inferior), formado principalmente por margas y margocalizas con fauna nerítica; y el Miembro Es Racó, de edad Pliensbachiense inferior (Carixiense superior?), compuesto por areniscas y conglomerados fluvio-deltaicos.

Sin embargo, los nuevos datos estratigráficos, sedimentológicos y bioestratigráficos obtenidos en esta tesis doctoral (ver capítulos 2 y 3) nos aportan información relevante sobre la edad de la Formación Es Barraca (cuyo techo, en las secciones estudiadas, no sobrepasa el límite Sinemuriense–Pliensbachiense) y el reconocimiento de una discontinuidad regional a techo de la unidad, indicando así, que los miembros de la hasta ahora Formación Sóller, tan dispares litológicamente, no son equivalentes laterales entre sí y representan distintas etapas en la evolución de la plataforma. Todo ello nos lleva a la revisión del esquema propuesto por Álvaro *et al.* (1989) y, como síntesis final de la presente tesis, a una nueva propuesta formal de esquema litoestratigráfico para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachiense inferior.

Esta nueva propuesta de división litoestratigráfica se ha publicado en la revista *Estudios Geológicos* en un artículo que se incluye en el apartado 5.2 y cuyas principales aportaciones son:

(1) La eliminación de la antigua Formación carbonatada de Sóller (Álvaro *et al.*, 1989) y la redefinición de sus tres miembros, que se elevan en esta nueva propuesta a la categoría de Formación (formaciones Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó).

(2) La Formación Es Barraca representa la evolución durante el Sinemuriense de una plataforma carbonatada somera con tres estadios de sedimentación bien diferenciados, mientras que las formaciones Sa Moleta y Es Racó (Pliensbachiense inferior) son unidades paraconformes con la anterior y muestran una distribución y espesores irregulares, a favor de surcos intraplataforma. La Formación Es Barraca no presenta por tanto una relación de equivalencia lateral con las otras dos unidades.

(3) La comparación estratigráfica de estas unidades definidas en Mallorca con otras unidades equivalentes, definidas en las cuencas de los márgenes Subboreal y Tethysiano de la Placa Ibérica y del Tethys occidental más próximo (Italia y Marruecos), ofrece datos relevantes para la discusión acerca de la evolución tectono-sedimentaria y temporal de las facies perimareales y marinas someras y sobre la edad de la inundación (*drowning*) de las plataformas del Jurásico Inferior en dichos dominios sedimentarios.



5.2. PUBLICACIÓN.

Sevillano, A., Rosales, I., Barnolas, A., Bádenas, B. y López-García, J.M. (2020). Revisión estratigráfica del Sinemuriense–Pliensbachiense inferior de Mallorca. **Estudios Geológicos**, 477 (2): 24pp. <https://doi.org/10.3989/egeol.44414.607>

Estudios Geológicos
julio-diciembre 2021, 77(2), e142
ISSN-L: 0367-0449
<https://doi.org/10.3989/egeol.44414.607>

Revisión estratigráfica del Sinemuriense-Pliensbachense inferior de Mallorca

Stratigraphic revision of the Sinemurian-lower Pliensbachian of Mallorca

Ana Sevillano¹, Idoia Rosales², Antonio Barnolas², Beatriz Bádenas³, José María López-García¹

¹ Centro Nacional Instituto Geológico y Minero de España (CSIC), 07006 Palma de Mallorca, Spain. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0002-0780-7873>, <https://orcid.org/0000-0002-8564-9989>

² Centro Nacional Instituto Geológico y Minero de España (CSIC), La Calera 1, 28760, Tres Cantos, Madrid, Spain. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0003-4381-2917>, <https://orcid.org/0000-0002-4124-3426>

³ Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0003-1112-524X>

*Corresponding author: a.sevillano@igme.es

RESUMEN

Los nuevos resultados obtenidos en estudios recientes del Sinemuriense–Pliensbachense inferior (Formación Sóller) en la isla de Mallorca, aconsejan modificar su esquema litoestratigráfico. La nueva propuesta litoestratigráfica para este intervalo elimina la Formación Sóller y eleva sus tres miembros, anteriormente definidos como miembros Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó, a la categoría de formación. Esta redefinición se apoya en los nuevos datos estratigráficos, sedimentológicos y bioestratigráficos obtenidos a partir del estudio detallado de la Formación Es Barraca (término recuperado en este artículo), que indican que los miembros de la hasta ahora Formación Sóller no son equivalentes laterales entre sí y representan distintas etapas en la evolución de la cuenca, estando separadas por discontinuidades de carácter regional. La primera unidad (Formación Es Barraca) representa la evolución durante el Sinemuriense de una plataforma carbonatada somera, similar a las plataformas epicontinentales desarrolladas durante el Lías inferior en el ámbito del Tethys más occidental. La segunda y la tercera (Formación Sa Moleta y Formación Es Racó; Pliensbachense inferior) son unidades disconformes con la anterior, muestran litologías y asociaciones de facies diferenciadas y presentan una distribución y espesores irregulares a favor de surcos intraplataforma.

Palabras clave: Jurásico Inferior; nueva propuesta litoestratigráfica; discontinuidad regional; plataforma carbonatada; Mallorca.

ABSTRACT

New stratigraphic and biostratigraphic data from recent studies of the Sinemurian–lower Pliensbachian succession (Sóller Formation) of the Mallorca Island demand the modification of the current lithostratigraphic scheme of the Lower Jurassic of Mallorca. The new lithostratigraphic scheme proposed in this work eliminates the Sóller Formation and turns into the Formation category its three previous Es Barraca, Sa Moleta and Es

Recibido el 5 de Agosto de 2021; Aceptado el 16 de noviembre de 2021; Publicado online el 17 de diciembre de 2021

Citation / Cómo citar este artículo: Sevillano, A. et al. (2021). Revisión estratigráfica del Sinemuriense-Pliensbachense inferior de Mallorca. Estudios Geológicos 77(2): e142. <https://doi.org/10.3989/egeol.44414.607>

Copyright: (c) Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Licencia Creative Commons Reconocimiento 4.0 Internacional (CC BY 4.0).

Racó members. This new hierarchy for the lithostratigraphic units is based on new stratigraphic, sedimentological and biostratigraphic data obtained from the detailed study of the Es Barraca Formation (new range unit recovered in this work) which indicate that these three new proposed lithostratigraphic formations are not laterally correlatable, they represent different stages in the evolution of the sedimentary basin and are separated by regional unconformities. The first unit (Es Barraca Formation) represents the sedimentary evolution, during the Sinemurian, of a peritidal-shallow subtidal carbonate platform, similar to other epicontinental platforms developed during the Lower Jurassic around the continental margins of the western Tethys. The two others units (Sa Moleta Formation and Es Racó Formation; lower Pliensbachian) are unconformable over the former, showing different lithologies and sedimentary facies and environments, and are disposed with irregular distribution and thicknesses in relation with their deposition in intra-shelf troughs formed during initial stages of platform rifting.

Keywords: Lower Jurassic; new lithostratigraphic scheme; regional discontinuity; carbonate platform; Mallorca.

Introducción

La sucesión estratigráfica del Jurásico Inferior ha sido estudiada ampliamente en el ámbito del Tethys occidental en relación con la evolución del *rift* tethysiano y la apertura del Océano Atlántico Central (Fig. 1A) (Bernoulli, 1972; Dewey *et al.*, 1973; Bernoulli & Jenkyns, 1974; García-Hernández *et al.*, 1980; Dercourt *et al.* 1986, 2000; Masetti *et al.*, 2012). En este ámbito paleogeográfico y más concretamente en la Placa Ibérica, se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas epicontinentales, con cierta influencia siliciclástica en momentos puntuales, en algunas de las cuales factores como el eustatismo y la tectónica extensional generaron compartimentación en bloques, diferencias en el espacio de acomodación, periodos de exposición subaérea y desarrollo de *hardgrounds* submarinos y diques neptúnicos (García-Hernández *et al.*, 1980; Barnolas & Simó, 1984; Vera *et al.*, 1988; Aurell *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Gómez & Goy, 2004, 2005; Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005). En Mallorca (Fig. 1B y C), el registro sedimentario del Jurásico Inferior refleja la tendencia transgresiva de una plataforma carbonatada, inicialmente con dominios costeros de tipo *sabkha*, que evoluciona hacia una amplia plataforma con desarrollo de facies carbonatadas perimareales y submareales someras, de tipo Bahamiano (*sensu* Beales, 1958) (Sevillano *et al.*, 2019). Esta plataforma sufrió durante el Pliensbachense el inicio de una fase tectónica extensional (*rifting*), que produjo una progresiva fragmentación y compartimentación en bloques, con registro sedimentario marino y transicional desigual, terrígeno y carbonatado somero, hasta el hundimiento de la misma durante el Toar-

ciense–Aalenense (Barnolas & Simó, 1984; Álvaro *et al.*, 1989). Esta evolución sedimentaria quedó reflejada en la definición de una serie de unidades litoestratigráficas esbozadas por primera vez en Álvaro *et al.* (1984a) y posteriormente modificadas y establecidas por Álvaro *et al.* (1989), las cuales han estado vigentes hasta la actualidad (Fig. 2). En este esquema, la Formación Sóller está constituida por tres miembros que dichos autores consideran como equivalentes laterales entre sí en la parte superior de la unidad (Fig. 2): (1) Miembro Es Barraca, de edad Sinemuriense–Pliensbachense inferior y formado por calizas de plataforma somera, (2) Miembro Sa Moleta, de edad Pliensbachense basal (Carixiense inferior) y carácter mixto, formado principalmente por margas y margocalizas con fauna nerítica, y (3) Miembro Es Racó, de edad Pliensbachense inferior (Carixiense superior?), compuesto por areniscas y conglomerados fluvio-deltaicos de litología siliciclástica. Sin embargo, los nuevos datos de edad y la presencia de una discontinuidad estratigráfica regional a techo de Es Barraca (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a), que indican que el techo de Es Barraca nunca sobrepasó el límite Sinemuriense–Pliensbachense (Sevillano *et al.*, 2020a) mientras que las otras dos (Sa Moleta y Es Racó) son de edad Pliensbachense, así como la disparidad litológica entre las tres unidades y la no evidencia hasta el momento de que exista equivalencia lateral entre las mismas, justifican el objetivo de este trabajo: la revisión del esquema litoestratigráfico propuesto por Álvaro *et al.* (1989) para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachense inferior, con la supresión de la Formación Sóller y la asignación al rango de formación de sus tres miembros originales (Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó) (Fig 2).

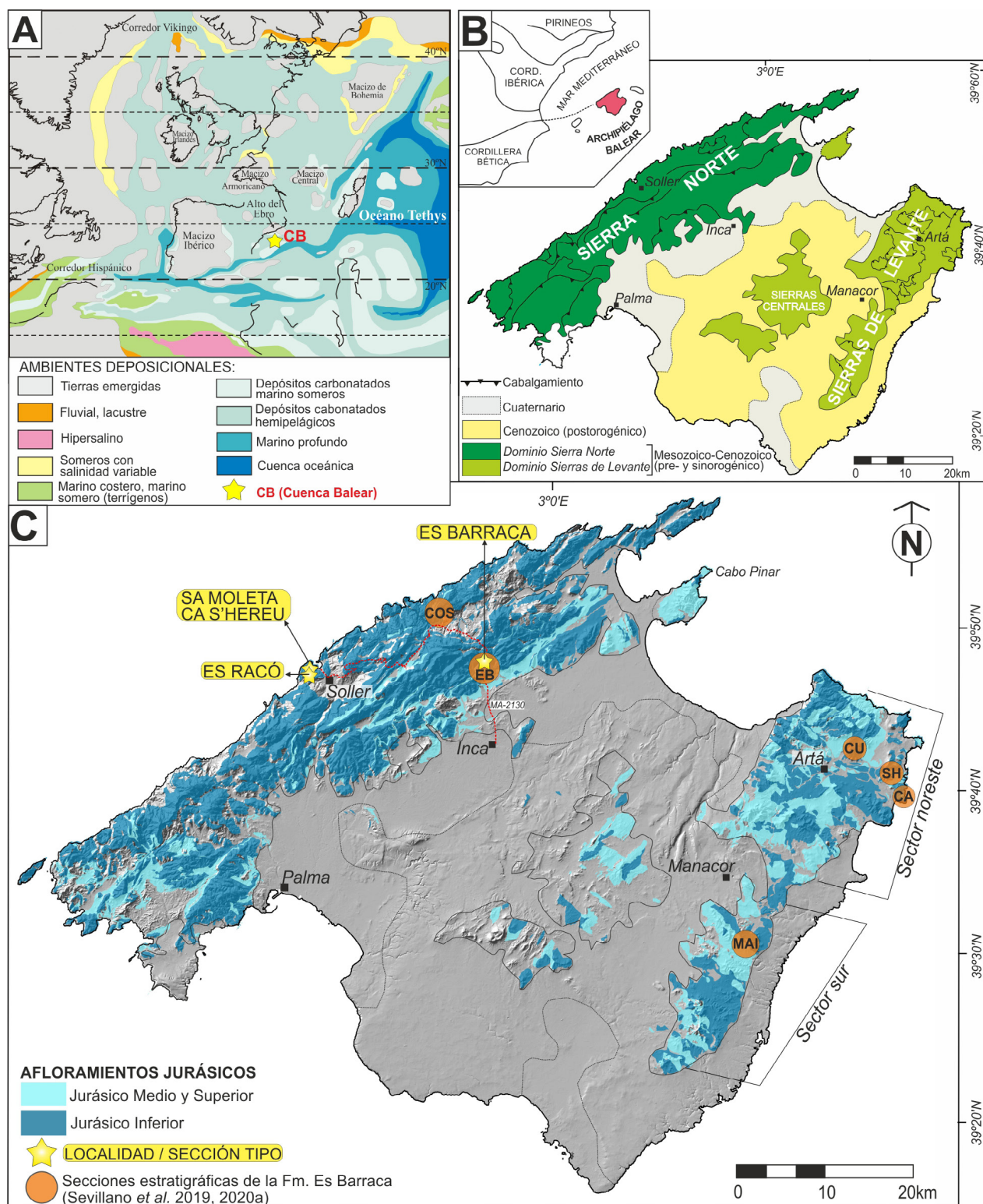


Figura 1.— A) Localización de la Cuenca Balear en el marco paleogeográfico del Tethys occidental para el Sinemuriense–Pliensbachense inferior (modificado de Dercourt *et al.*, 2000). B) Mapa geológico simplificado de Mallorca con la situación de los dominios paleogeográficos de Sierra Norte y Sierras de Levante (según Álvaro *et al.*, 1989). C) Localización geográfica y geológica de las localidades/secciones tipo correspondientes a las tres formaciones propuestas en este trabajo y situación de las secciones estratigráficas de la Formación Es Barraca estudiadas en Sevillano *et al.* (2019, 2020a).

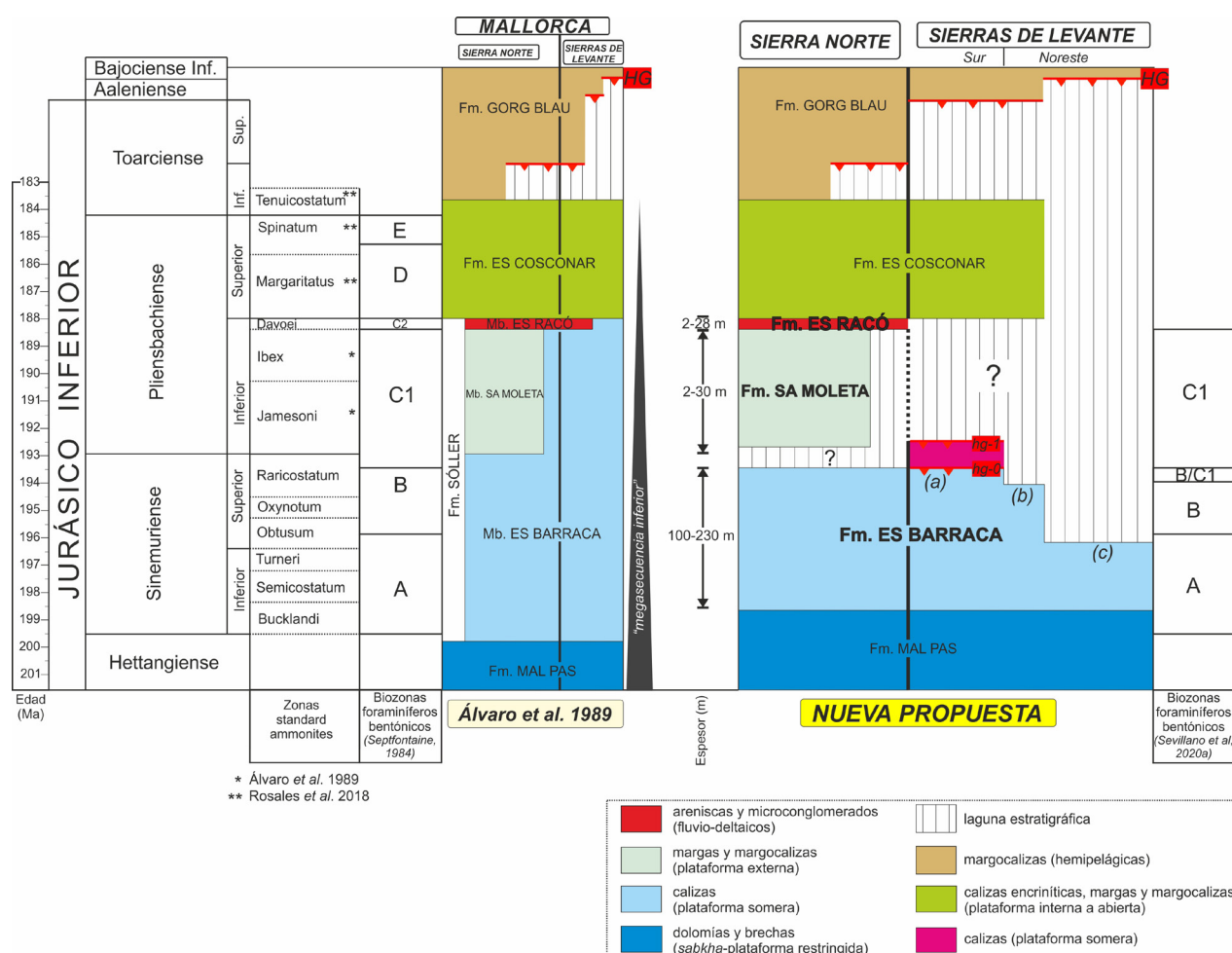


Figura 2.— Cuadro litoestratigráfico general para el Jurásico Inferior de Mallorca (según Álvaro *et al.*, 1989) y nueva propuesta de unidades litoestratigráficas (este trabajo) para el Sinemuriense–Pliensbachiense inferior en los dominios Sierra Norte y Sierras de Levante (Mallorca).

Marco geológico

Situada en el Mediterráneo occidental, la isla de Mallorca es la más grande del archipiélago balear, un promontorio emergido que representa la extensión hacia el noreste del orógeno alpino Bético-Rifeño (Azañón *et al.*, 2002. Figs. 1A y B). Está formada por rocas pre- y sinorogénicas de edad Mesozoico–Cenozoico (Fig. 1B), que durante la compresión alpina se vieron afectadas por un sistema de cabalgamientos imbricados y pliegues asociados, con dirección NE-SO y vergencia al NO (Fallot, 1922; Bourrouilh, 1973; Anglada *et al.*, 1986; Sabat, 1986; Álvaro, 1987; Gelabert *et al.*, 1992; Gelabert, 1997). Los afloramientos de rocas pre- y sinorogénicas constituyen los principales relieves montañosos de la isla (Sierra Norte,

Sierras Centrales y Sierras de Levante) en los que se localizan las rocas del Jurásico Inferior objeto de este trabajo (Figs. 1B y C). Circundando estos relieves se disponen discordantes los materiales sedimentarios post-orogénicos (Mioceno medio-superior al Holoceno) que rellenan las fosas generadas durante la distensión posterior (Fig. 1B) (Cuerda, 1975; Pomar & Cuerda, 1979; Fornós & Pomar, 1983, 1984; Pomar *et al.*, 1983, 1990; Álvaro *et al.*, 1984b; Simó & Ramón, 1986; Benedicto, 1991).

Durante el Jurásico la Cuenca Balear evoluciona en un contexto de *rifting* de un margen continental pasivo, que presenta su máxima expresión a partir del Pliensbachiense, relacionado con la apertura del Océano Atlántico Central y la progresión del Tethys hacia el oeste (Dewey *et al.*, 1973; Dercourt *et al.*,

2000). Diversas reconstrucciones paleogeográficas sitúan a Mallorca en el margen este de la placa Ibérica para este periodo de tiempo, inmediatamente al sureste del bloque emergido “Alto del Ebro” (Thierry, 2000; Scotese & Schettino, 2017) (Fig. 1A). Recientemente, Etheve *et al.* (2018) ponen de manifiesto la existencia de una potente cuenca de *rift* mesozoica relacionada con la apertura temprana del Surco de Valencia, en cuyo margen sureste estaría situado el Promontorio Balear.

Esquema estratigráfico previo

Los materiales carbonatados del Sinemuriense–Pliensbachense inferior en la isla de Mallorca fueron identificados y caracterizados por primera vez en la segunda mitad del siglo XIX (Hermite, 1879; Nolan, 1893). Posteriormente, otros autores profundizaron en su estudio litoestratigráfico, macro- y micropaleontológico y sedimentológico (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1942, 1956, 1966, 1970, 1973, 1975, 1980; Colom & Dufaure, 1962; Bourrouilh, 1973; Barnolas & Simó, 1984; Álvaro *et al.* 1984a; Fornós *et al.*, 1984). Todos estos trabajos, especialmente los de Fallot y Colom, sentaron las bases de la estratigrafía (litoestratigrafía y bioestratigrafía) del Sinemuriense–Pliensbachense inferior de Mallorca. Sin embargo, no es hasta finales del siglo XX cuando Álvaro *et al.* (1989) establecieron un marco estratigráfico para el Jurásico de Mallorca, con la definición formal de unidades litoestratigráficas en dos dominios paleogeográficos denominados Sierra Norte y Sierras de Levante (Figs. 1B y 2). Estos autores definen una “megasecuencia inferior” (Jurásico Inferior) en facies de plataforma somera, separada por un *hardground* en gran parte de los afloramientos de la isla, de la llamada “megasecuencia superior” en facies de talud, cuenca y alto fondo (fundamentalmente Jurásico Medio y Superior).

En el esquema litoestratigráfico de Álvaro *et al.* (1989) la “megasecuencia inferior” incluye tres unidades litoestratigráficas, que de muro a techo son: Formación dolomías y brechas de Mal Pas, Formación carbonatada de Sóller y Formación calizas encriníticas de Es Cosconar (Fig. 2). La **Formación dolomías y brechas de Mal Pas**, de espesor variable pero siempre inferior a 150 m, está formada por do-

lomías cristalinas, dolomicritas y brechas dolomíticas interpretadas como el depósito en un ambiente de *sabkha* a plataforma restringida, a las que se atribuye una edad Hettangiense por su posición estratigráfica entre los materiales del Noriense superior (Formación Felanitx) y del Sinemuriense (Miembro Es Barraca) (Álvaro *et al.*, 1989). El techo de la Formación Mal Pas y su tránsito a la formación suprayacente (Formación carbonatada de Sóller) es irregular y no está bien definido debido a la escasez de afloramientos y a las modificaciones diagenéticas posteriores.

La **Formación carbonatada de Sóller** (Sinemuriense–Pliensbachense inferior) incluye a su vez tres miembros: **Miembro calizas de Es Barraca**, **Miembro margas de Sa Moleta** y **Miembro cuarzoarenitas de Es Racó** (Fig. 2). El **Miembro calizas de Es Barraca** está formado por una sucesión potente (200–250 m) de calizas de plataforma somera, bien estratificadas, organizadas según secuencias somerizantes de orden métrico y con gran variedad textural (*mudstones* bioturbados, *mudstones* con laminaciones estromatolíticas microbianas, brechas con evidencias de exposición subaérea, *wackestones-packstones* bioclásticos, *grainstones* oolíticos y *rudstones* oncolíticos). Álvaro *et al.* (1989) asignan esta unidad al Sinemuriense–Carixiense, en función de datos micropaleontológicos procedentes de Colom (1966, 1970, 1980) y Colom & Dufaure (1962) en calizas atribuidas a esta unidad. El **Miembro margas de Sa Moleta** está formado por margas, margocalizas y calizas margosas con fauna nerítica (braquiópodos, lamelibranquios, etc.), belemnites y escasos ammonites. En su localidad tipo tiene ~30 m de espesor y el contacto con el Miembro calizas de Es Barraca es neto. La macrofauna presente en los diversos afloramientos estudiados (Fallot, 1922; Colom, 1942; Escandell & Colom, 1958a, 1958b) permite atribuir a este miembro una edad Carixiense inferior (Zonas Jamesoni e Ibex) (Álvaro *et al.*, 1989). De acuerdo con el esquema litoestratigráfico de Álvaro *et al.* (1989), el **Miembro cuarzoarenitas de Es Racó** (5–30 m de potencia) aparece suprayacente a las margas de Sa Moleta (dominio de Sierra Norte). Se caracteriza por la aparición brusca de bancos siliciclásticos decimétricos a métricos de areniscas muy finas a microconglomerados. En su localidad tipo (Es Racó, Sierra Norte) y zonas próximas (Sa Moleta y Es Cosconar) se disponen sobre la unidad de mar-

gas de Sa Moleta en secuencia granocreciente, desde areniscas muy finas en la base a areniscas gruesas y microconglomerados con cantos de cuarzo, lidita y cuarcita, interpretados como una progradación deltaica. En otras áreas de la Sierra Norte y en el dominio de la Sierra de Levante, sobre el Miembro calizas de Es Barraca aparecen materiales y cantos siliciclásticos finos a groseros englobados en calizas, principalmente calcarenitas bioclásticas, que Álvaro *et al.* (1989) atribuyeron erróneamente al Miembro cuarzoarenitas de Es Racó y, en las que la presencia de *Paleopfenderina buerlini* BRUN, *Orbitopsella praecursor* (GUMB.), *Coskinolinopsis primaeva* HENSON y *Lituosepta* sp. les permitió atribuir a este miembro una edad Pliensbachense, sin mayor precisión (Álvaro *et al.*, 1989). Por último, la **Formación calizas encriníticas de Es Cosconar** (10–55 m) definida por Álvaro *et al.* (1989) y estudiada recientemente en detalle en su localidad tipo por Rosales *et al.* (2018), está formada a la base por una sucesión de calizas perimareales micríticas con laminación microbiana y porosidad fenestral (~2 m), que en algunas localidades se sustituyen por bancos de calizas con bivalvos Lithiotidos. Estas evolucionan rápidamente a *wackestones*–*grainstones* ricos en crinoides, nódulos de sílex y abundantes belemnites, tableados y con laminación cruzada de corrientes (~23 m); seguidos de una alternancia de calizas y margas ricas en braquiópodos, belemnites y pectínidos (~30 m) (Rosales *et al.*, 2018). El estudio de macrofauna (braquiópodos) y un análisis quimioestratigráfico detallado de isótopos de Sr en la sección de su localidad tipo (Rosales *et al.*, 2018) han permitido datar a esta formación como Pliensbachense superior (zonas Margaritatus–Spinatum)–Toarciense inferior (Zona Tenuicostatum) (Fig. 2).

El esquema litoestratigráfico propuesto por Álvaro *et al.* (1989) implica una sedimentación uniforme durante el Sinemuriense hasta el inicio del Pliensbachense, en una plataforma somera con facies perimareales (Miembro calizas de Es Barraca) en ambos dominios paleogeográficos (Sierra Norte y Sierras de Levante). Durante el Pliensbachense inferior (Carixiense), en el dominio de Sierra Norte y algunos sectores de las Sierras Centrales, se individualizaron pequeñas cuencas intra-plataforma donde se depositó el Miembro margas de Sa Moleta, mientras que en el resto de la cuenca, continuó la sedimentación

en facies de plataforma somera del Miembro calizas de Es Barraca, proponiendo una equivalencia lateral entre la parte alta del Miembro calizas de Es Barraca y el Miembro margas de Sa Moleta. Según estos autores, de nuevo la sedimentación se uniformizaría durante el Carixiense superior con el depósito de facies deltaicas del Miembro cuarzoarenitas de Es Racó y posteriormente, de las facies domerienses de plataforma abierta de la Formación Es Cosconar.

Nuevo esquema estratigráfico propuesto

Posteriormente al trabajo de Álvaro *et al.* (1989) no se habían realizado nuevos estudios sobre la estratigrafía de estas unidades hasta que recientemente Rosales *et al.* (2018) y Sevillano *et al.* (2019, 2020a y 2020b) profundizan en el análisis litoestratigráfico, bioestratigráfico y/o quimioestratigráfico de estas unidades. El trabajo de Rosales *et al.* (2018) versa sobre la Formación Es Cosconar, que queda fuera de la problemática que se plantea en el presente artículo. Los trabajos de Sevillano *et al.* (2019, 2020a y 2020b) están focalizados en el estudio estratigráfico, bioestratigráfico, sedimentológico y en la arquitectura estratigráfica de los materiales carbonatados someros del Miembro calizas de Es Barraca de la Formación Sóller, y los resultados obtenidos en estos trabajos constituyen la base para la propuesta formal de revisión del cuadro de unidades litoestratigráficas que se presenta en este artículo (Fig. 2).

En el nuevo esquema litoestratigráfico que aquí se propone (Fig. 2), la Formación Sóller desaparece, elevando sus tres miembros al rango de formación, pasando a ser: Formación Es Barraca, Formación Sa Moleta y Formación Es Racó. Por tanto, estas tres unidades litoestratigráficas definidas por Álvaro *et al.* (1989) con el rango formal de miembro, vuelven ahora a adquirir el rango de formación, que Álvaro *et al.* (1984a) habían ya asignado informalmente, aunque únicamente para Es Barraca y Sa Moleta. Las tres formaciones propuestas en este trabajo responden a los requisitos básicos impuestos por la normativa vigente de la *International Stratigraphic Guide* (Murphy & Salvador, 1999) puesto que: (1) existe un marcado contraste litológico entre unidades y además cada una de ellas representa procesos sedimentarios y estadios bien diferenciados en la

historia geológica del Jurásico Inferior de Mallorca dentro de la evolución del *rift* ibérico del dominio tethysiano, lo que hace razonable su redefinición como formaciones a escala regional; (2) Pueden ser representadas en mapas geológicos a escalas prácticas y adecuadas de la región (1:25.000, 1:50.000); (3) Su espesor responde adecuadamente al rango establecido para las formaciones, que puede variar entre menos de 1 m y varios miles de metros; (4) Están separadas entre sí por discontinuidades estratigráficas, no existiendo un cambio lateral de facies entre las formaciones Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a) que justifique su inclusión en una misma formación. Todas estas características fundamentan la nueva propuesta de esquema estratigráfico formal (Fig. 3).

Formación Es Barraca

Nombre de la Unidad: Es Barraca.

Rango de la Unidad: Formación.

Antecedentes: Los primeros estudios de los materiales de esta unidad enfocaron sus esfuerzos básicamente en el contenido micropaleontológico (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1966, 1970, 1980; Colom & Dufaure, 1962). Posteriormente, la unidad fue descrita desde el punto de vista litoestratigráfico (Álvarez *et al.* 1984a) y sedimentológico (Barnolas & Simó, 1984). En el trabajo de Álvarez *et al.* (1984a) se le asignó, informalmente, la categoría de Formación. Más tarde fue definida formalmente por Álvarez *et al.* (1989) como Miembro calizas de Es Barraca, dentro de la Formación carbonatada de Sóller (Fig. 2). Recientemente ha sido objeto de nuevos estudios detallados de carácter estratigráfico, sedimentológico, bioestratigráfico y cicloestratigráfico (Sevillano *et al.*, 2019; 2020a, b).

Secciones de referencia o estratotipo: La localidad tipo se encuentra en la Sierra Norte de Mallorca, concretamente en el predio “Casas de Es Barraca” situado en la carretera MA-2130 entre las localidades de Inca y Lluc (coordenadas: 39°47’26’’N, 2°53’40’’E; Fig. 1C). En esta sección la unidad tiene un espesor de 185 m (Sevillano *et al.*, 2019), visibles en su mayor parte a lo largo del talud de la carretera (Fig. 3a) y en sus últimos tramos en la parte alta de la ladera, con una excelente calidad de

afloramiento y continuidad sedimentaria. Su parte superior resulta afectada por una pequeña falla que repite parte de la serie.

Aspectos regionales: Esta unidad carbonatada aflora en los dos dominios paleogeográficos definidos en la isla de Mallorca (Sierra Norte y Sierras de Levante; Figs. 2 y 3c) conformando, junto con las unidades dolomíticas del Rhaetiense y Hettangiense (formaciones Felanitx y Mal Pas, respectivamente), la base de los principales relieves montañosos. El límite inferior se sitúa en el cambio litológico con las dolomías y brechas dolomíticas infrayacentes de la Formación Mal Pas (Fig. 3b). El límite superior es una discontinuidad estratigráfica que muestra, en el dominio de Sierra Norte, un cambio neto a las facies margosas de la Formación Sa Moleta (Fig. 3d). En el dominio de Sierras de Levante, esta discontinuidad a techo de las calizas de la Formación Es Barraca está representada por un *hardground* ferruginoso poco desarrollado sobre el que se observan diferentes sucesiones estratigráficas (ver *a*, *b*, *c* en la Fig. 2): (*a*) en el sector sur de este dominio (sección MAI, Figs. 1C y 2), el techo está representado por una superficie de *hardground* con costra ferruginosa (hg-0, Fig. 2), sobre el que se deposita un tramo de poco espesor (~5–6 m) de calizas someras peloidales-oolíticas-oncolíticas con grandes foraminíferos y cierta influencia siliciclástica (limo y arena fina de cuarzo), cuya edad se ha situado alrededor del límite Sinemuriense superior–Pliensbachense inferior (biozona C1 no basal de Septfontaine, 1984; Sevillano *et al.*, 2020a). A techo de este tramo se reconoce otra discontinuidad estratigráfica marcada por una superficie irregular con desarrollo de un nuevo *hardground* tapizado por una fina costra ferruginosa y ocasionalmente con cantos aislados de cuarcita de tamaño centimétrico (hg-1, Fig. 2). Esta unidad identificada sobre la Formación Es Barraca está aún por definir desde el punto de vista formal; (*b*) en el sector noreste (secciones CU y SH, Figs. 1C y 2), sobre la discontinuidad de techo de la Formación Es Barraca, marcada por una superficie irregular con relieves decimétricos y bioturbada, se apoyan las calizas encriníticas de la Formación Es Cosconar del Pliensbachense superior–Toarciense basal, reconociéndose una laguna estratigráfica que abarca desde la parte más alta del Sinemuriense hasta el Pliensbachense inferior (Fig. 2); (*c*) finalmente,

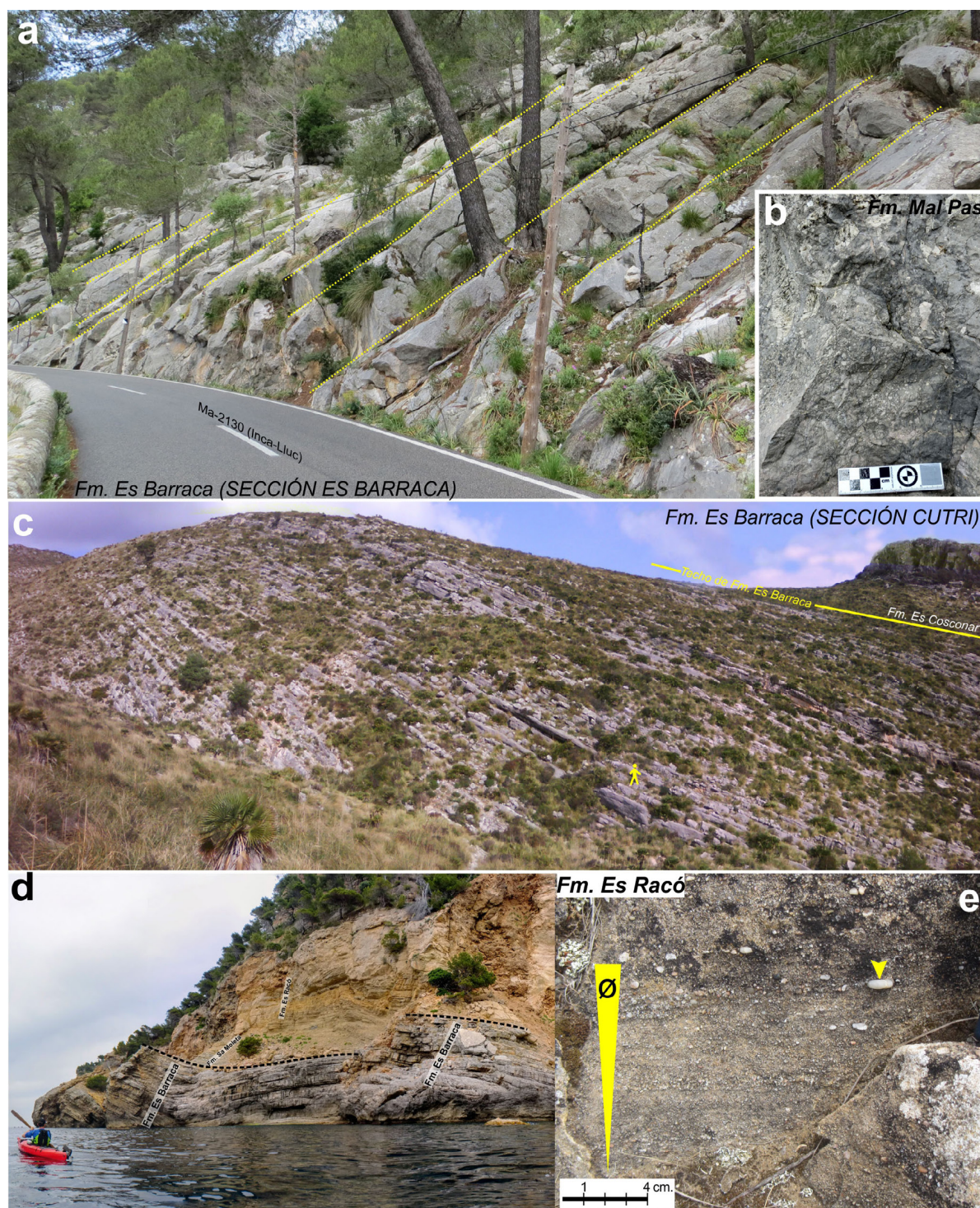


Figura 3.— Imágenes de afloramientos en campo de las diferentes formaciones propuestas para el Sinemuriense–Pliensbachiense inferior en la isla de Mallorca. a- Afloramiento de calizas tableadas de la Formación Es Barraca en su localidad tipo (carretera Ma-2130, Inca-Lluc) en la Sierra Norte. b- Detalle de afloramiento de las brechas dolomíticas de la Formación Mal Pas, en su contacto con la Formación Es Barraca. c- Sección estratigráfica de Cutri de la Formación Es Barraca, en el dominio de las Sierras de Levante. Se ha localizado el techo de la sección y su contacto con la Formación Es Cosconar. d- Afloramiento localizado en S'illot (Sierra Norte) de las formaciones Es Barraca, Sa Moleta y su tránsito a la Formación Es Racó. e- Detalle de la Formación Es Racó: secuencia grano-creciente de las cuarzoarenitas, arena fina a microconglomerado, que a techo presenta cantos de cuarzo hasta tamaño centimétrico, orientados y mostrando laminación tractiva.

más al este de dicho sector (sección CA, Figs. 1C y 2) la discontinuidad del techo de la Formación Es Barraca viene marcada por una superficie erosiva sobre la que se desarrolla un *hardground* tapizado por una costra ferruginosa bien desarrollada (HG, Fig 2). Sobre éste se depositan facies nodulosas con ammonites de edad Bajociense inferior de la parte alta de la Formación Gorg Blau (Fig. 2) (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a; Rosales *et al.*, 2021), lo que implica, en este sector, la existencia de una importante laguna estratigráfica, que abarcaría desde la mayor parte del Sinemuriense superior (biozonas B y C1 de Septfontaine, 1984; parte media-superior de la Formación Es Barraca) hasta el Aalenien (tramo superior de la Formación Gorg Blau) (Sevillano *et al.*, 2020a; sección CA, Figs. 1C y 2).

Edad: Sinemuriense inferior (no basal)–Sinemuriense superior (base de la Biozona C1 de foraminíferos bentónicos de Septfontaine, 1984) (Sevillano *et al.*, 2020a). La ausencia de macro y microfauna de interés bioestratigráfico en la base de la Formación Es Barraca hace difícil una datación precisa de su límite inferior. Sin embargo recientemente Sevillano *et al.* (2020a) establecen, en base a la distribución de foraminíferos bentónicos, que esta unidad comprende las biozonas A, B y base de C1 de Septfontaine, 1984, sugiriendo que la base de la unidad es Sinemuriense inferior no basal. Este trabajo permite además situar con mayor precisión el límite superior de la unidad en la parte más alta del Sinemuriense superior, concretamente en la base de la Biozona C1, marcada por la primera aparición de *Orbitopseilla* aff. *primaeva* (Henson) junto con *Lituosepta recoarensis* Cati (Sevillano *et al.*, 2020a). Según estos autores (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a) la Formación Es Barraca no alcanza en Mallorca el Pliensbachien inferior en ninguno de sus dominios, aserción que aceptamos en este trabajo.

Descripción: La unidad presenta espesores variables entre ~100 y 230 m. Aflora en capas de orden centimétrico a métrico, generalmente con base y techo planos y netos (Figs. 3a y c), que en ocasiones presentan bioturbación abundante. Está constituida por calizas, con una gran variedad de facies sedimentarias, que Sevillano *et al.* (2019) describen detalladamente y agrupan en 7 asociaciones de facies representativas de diferentes ambientes de platafor-

ma carbonatada somera y que se organizan en tres estadios. El tramo inferior de la unidad o Estadio 1 (Sevillano *et al.*, 2019), con espesores variables entre 58 y 126 metros, se caracteriza por el predominio de facies perimareales y submareales someras. Está constituido por brechas de cantos planos, conglomerados de cantos negros, laminillas microbianas y calizas estromatolíticas con laminaciones crenuladas o paralelas y evidencias de exposición subaérea (porosidad fenestral, *tepees* y/o huellas de desecación) y *grainstones* intraclásticos-peloidales-oolíticos. Estas facies perimareales alternan con paquetes de *mudstones* de *lagoon* restringido, niveles decimétricos a métricos de *grainstones* oolíticos y/o peloidales, y finalmente *mudstones-wackestones* bioclásticos y *wackestone-packstones* oncolíticos-peloidales con algas dasycladáceas y abundantes foraminíferos, que se hacen más presentes en la parte superior del tramo. El tramo intermedio o Estadio 2, muestra importantes cambios de espesor, disminuyendo éste considerablemente desde el dominio de la Sierra Norte (~80 m) hacia las Sierras de Levante (~10–20 m) (Sevillano *et al.*, 2019). Está constituido por facies submareales en general fangosas. En la sección tipo, este tramo comienza con la aparición de varias capas de orden métrico con *slumps* y abundante bioturbación, ricas en espículas de esponjas y con presencia de calciesferas, ostrácodos y foraminíferos planctónicos. Hacia techo este tramo intermedio presenta paquetes masivos y potentes de *mudstones* muy bioturbados, que en ocasiones contienen finos intervalos de *packstones-wackestones* peloidales con laminación interna centimétrica a milimétrica, y entre los que se intercalan niveles decimétricos a métricos de *wackestone-floatstones* bioclásticos y *wackestone-packstones* bioclásticos-oncolíticos-peloidales. Finalmente el tramo superior de la unidad o Estadio 3 (Sevillano *et al.*, 2019) presenta notables diferencias en cuanto al tipo de facies entre los dominios de la Sierra Norte y las Sierras de Levante. En la Sierra Norte el tramo (~20–50 m) muestra facies tanto matriz-soportadas como grano-soportadas caracterizadas por presentar influencia siliciclástica. Se trata de *grainstones* finos limosos bioclásticos-peloidales y bien clasificados, calcilimolitas y *mudstones*, *packstones* peloidales y *grainstones* oolíticos-peloidales, todos ellos con estratificación cruzada y/o

laminación tractiva muy fina a fina y gradación interna. Alternando con las facies anteriores se encuentran paquetes tabulares de orden métrico formados por *grainstones* de intraclastos y cantos redondeados (algunos de hasta 5 cm) que alternan con niveles *wackestones-packstones* intraclásticos-oolíticos-peloidales, con poca grano-clasificación y sin orientación interna. Finalmente se reconocen niveles nodulosos, de potencia decimétrica, formados por margas y margocalizas con fauna abundante de plataforma externa (bivalvos, gasterópodos, braquiópodos y crinoides). En las Sierras de Levante el tramo superior (~50–80 m) muestra de nuevo facies perimareales y de tipo bahamiano que alternan con calizas submareales fangosas, ricas en bivalvos, algas calcáreas y foraminíferos bentónicos, representativas de condiciones de plataforma interna somera.

Interpretación del medio sedimentario: Esta unidad representa una plataforma carbonatada en la que se identifican diferentes tipos de facies correspondientes a ambientes y subambientes variables, desde llanuras de marea y plataforma interna (*lagoon* restringido, barras internas y *shoals*, y *lagoon* abierto) hasta plataforma media y externa (Sevillano *et al.*, 2019).

Formación Sa Moleta

Nombre de la Unidad: Sa Moleta.

Rango de la Unidad: Formación.

Antecedentes: Esta unidad ha sido tradicionalmente estudiada en diferentes afloramientos de la Sierra Norte, fundamentalmente por su interés paleontológico y bioestratigráfico centrado en su abundante fauna de braquiópodos y, en menor medida, en la presencia de ammonites (La Marmora, 1835; Haime, 1855; Hermite, 1870; Fallot, 1922; Colom, 1942, 1970; Escandell & Colom, 1958a). En estos trabajos Colom se refiere a la unidad como “*margas amarillentas del Lias medio*”. Álvaro *et al.* (1984a) individualizaron la unidad por primera vez definiéndola, de manera informal, como “Formación Sa Moleta”. Posteriormente, Álvaro *et al.* (1989) la definen formalmente como Miembro Margas de Sa Moleta dentro de la Formación carbonatada de Sóller (Fig. 2).

Secciones de referencia o estratotipo: La sección tipo se encuentra en Sa Moleta de Ca s’Hereu, al no-

roeste de la localidad de Sóller, en la Sierra Norte, (coordenadas: 39°47’04”N, 2°41’21”E, Fig. 1C). La sección se sitúa en las proximidades de una antigua cantera localizada cerca de las casas del predio Sa Moleta de Ca s’Hereu, donde la unidad tiene un espesor de ~30 metros.

Aspectos regionales: esta unidad ha sido reconocida fundamentalmente en las unidades tectónicas inferiores de la Sierra Norte, principalmente en el sector central de la misma, donde se localizan los afloramientos clásicos estudiados (Colom, 1935, 1942, 1970): Sa Moleta de Ca s’Hereu (Fig. 1B), Sa Moleta Gran, acantilado frente a S’Illot (próximos a la localidad de Sóller; Fig. 3d), finca de Es Cosconar (municipio de Escorca), Coll de Cals Reis (carretera de Sa Calobra) y en las proximidades de los pantanos del Gorg Blau y Cúber. Esta unidad no se ha identificado en el dominio de las Sierras de Levante, a excepción de algunos afloramientos en Pollença, Alcudia (Sector de Cabo Pinar-Son Fè; Colom, 1946) y en María de la Salut (Hermite, 1879). La atribución de estos últimos afloramientos (ej. María de la Salut) a esta unidad presenta sin embargo, ciertas dudas. El espesor de la unidad se mantiene en torno a los 30 m en los afloramientos próximos a su localidad tipo disminuyendo considerablemente a medida que nos alejamos de esta zona (10 m en el Coll de Cals Reis, 6 m en el pantano de Cúber, Álvaro *et al.*, 1989; 2-3 m en Coll Baix, Alcudia). Muestra un contacto neto y ligeramente ferruginoso con la unidad infrayacente (Formación Es Barraca) y un tránsito neto con las cuarzoarenitas de la unidad suprayacente (Formación Es Racó) (Colom, 1942, 1956, 1970; Álvaro *et al.*, 1989).

Edad: Pliensbachense inferior (Carixiense inferior, zonas Jamesoni e Ibex), basada en la aparición de los ammonites *Uptonia jamesoni* (Sowerby) y *Polymorphites* sp., ambos característicos de la Zona Jamesoni, Subzona Jamesoni, y escasos ejemplares de *Tropidoceras* (parte inferior de la Zona Ibex) (Álvaro *et al.*, 1989).

Descripción: Está formada por margas de color pardo-amarillento, más arcillosas en la parte inferior de la unidad, que evolucionan hacia margocalizas nodulosas y más bioclásticas en la parte superior. Contienen abundantes braquiópodos, en particular *Terebratula davidsoni* (Haime), *Rhynchonella*, *Cuersithyris?* da-

vidsoni (Haime), *Tetrarhynchia dunrobinensis* (Rollier) y *Gibbirhynchia curviceps* (Quenstedt), así como escasos ammonites (*Uptonia jamesoni* (Sowerby), probables *Polymorphites jamesoni* (Sowerby), *P. densinodus* Oppel y *Tropidoceras* sp.), además de lamelibranquios (*Pholadomya*, *Pecten*, *Chlamys*, *Ostrea*, *Trigonia*, *Pinna*), equinodermos, belemnites y restos de coralaris (Haime, 1855; Hermite, 1870; Fallot, 1922; Colom, 1942; Escandell & Colom, 1958a y 1958b; Álvaro *et al.*, 1989).

Interpretación del medio sedimentario: Las litofacies y el contenido faunístico de la unidad indican que la sedimentación se produjo en un ambiente de plataforma externa con influencia terrígena. Su distribución y potencia irregulares sugieren una sedimentación en surcos o cuencas intra-plataforma. Durante el Pliensbachien inferior, al inicio de la fase de *rifting*, se individualizaron pequeñas cuencas intra-plataforma rellenas por el depósito de esta unidad margosa (Barnolas & Simó, 1984; Álvaro *et al.*, 1989).

Formación Es Racó

Nombre de la Unidad: Es Racó.

Rango de la Unidad: Formación.

Antecedentes: Los materiales atribuibles a esta unidad fueron descritos en diferentes trabajos clásicos (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1942, 1946, 1956, 1970) hasta que Álvaro *et al.* (1984a) individualizan la unidad por primera vez y, posteriormente, Álvaro *et al.* (1989) la definen formalmente como Miembro cuarzoarenitas de Es Racó dentro de la Formación carbonatada de Sóller (Fig. 2).

Secciones de referencia o estratotipo: La sección tipo se localiza en el paraje de Es Racó (coordenadas: 39°47'03"N, 2°41'17"E), en el camino que accede a las casas del predio Sa Moleta de Ca s'Hereu, desde la localidad Puerto de Sóller (Sierra Norte, Mallorca) (Fig. 1C). Aquí la unidad tiene 20 m de espesor máximo y se dispone según una secuencia granocreciente en la que areniscas finas (en la base) evolucionan hacia techo hasta areniscas gruesas y microconglomerados con estratificación cruzada, granos y cantos de cuarzo y cuarcita mayormente. Su espesor y distribución en otras secciones es variable e irregular.

Aspectos regionales: Su diferente litología respecto a las unidades infra- y suprayacentes, así como su carácter siliciclástico grosero y tractivo diferente respecto al carácter margoso y carbonatado del resto de los materiales del Jurásico Inferior, hacen que resulte fácilmente identificable. Por ello, a pesar de no tener un gran espesor y presentar una distribución irregular, esta unidad es considerada un nivel guía, de referencia en la isla de Mallorca. En el dominio de la Sierra Norte se dispone inmediatamente encima de la Formación Sa Moleta mediante un tránsito brusco. Su límite superior es también un contacto neto con calizas perimareales seguido rápidamente de calizas encriníticas de la Formación Es Cosconar (Álvaro *et al.*, 1989; Rosales *et al.*, 2018). En las Sierras de Levante los trabajos clásicos (ej. Colom, 1956) no reconocen su presencia. Sin embargo, Álvaro *et al.* (1989) situaron esta unidad también en este dominio, ya que atribuyeron a la misma un nivel carbonatado con cantos cuarcíticos de distribución muy irregular y con tan sólo 2 a 5 m de espesor, situado directamente sobre la Formación Es Barraca. Sin embargo, recientemente Sevillano *et al.* (2019, 2020a) en su revisión del límite superior de la Formación Es Barraca en las secciones de las Sierras de Levante no han reconocido la unidad Es Racó (Fig. 2). Estos autores han puesto de manifiesto que los cantos silíceos redondeados, similares a los de la Formación Es Racó, se encuentran diseminados en unas calcarenitas bioclásticas, frecuentemente encriníticas, atribuibles a la Formación Es Cosconar. De modo que en este dominio la Formación Es Cosconar incluiría en su base cantos cuarcíticos, posiblemente retrabajados procedentes de la Formación Es Racó (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a).

Edad: Atribuida a la parte alta del Pliensbachien inferior (Carixiense superior) según Álvaro *et al.* (1989). La unidad no ha sido datada directamente, se ha atribuido al Carixiense superior considerando su posición estratigráfica entre la Formación Sa Moleta (Carixiense inferior, Zonas Jamesoni e Ibex) (Álvaro *et al.*, 1989) y la Formación Es Cosconar (Domeriense-Toarciense inferior; Zonas Margaritatus, Spinatum y Tenuicostatum) (Rosales *et al.*, 2018). En esta nueva propuesta se acepta esta edad, inferida pero no probada, aunque no se excluye que pudiera aún pertenecer a la parte alta de la biozona de Ibex.

Descripción: Se trata de una unidad siliciclástica, formada por areniscas de grano fino a la base, con granos de cuarzo sub-milimétricos (0,05-1 mm), transparentes y angulosos, que evolucionan en secuencia granocreciente hacia areniscas gruesas y conglomerados con cantos subesféricos principalmente de cuarcita, de aspecto lechoso, que alcanzan tamaños visibles a simple vista (desde 7-8 mm hasta tamaño centimétrico) (Fig. 3e). Estas facies se disponen en estratos de 0,2 a 2 m de potencia y en ellas es abundante la presencia de estructuras tractivas tales como estratificación cruzada en surco. En general la unidad es poco potente y alcanza su máximo espesor en la unidad estructural inferior de la Sierra Norte (Álvaro, 1987; Gelabert, 1997) donde oscila entre los 20 m de su localidad tipo y los 28 m en Es Cosconar.

Interpretación del medio sedimentario: Esta unidad representa una regresión marcada por la entrada brusca de materiales siliciclásticos con características fluvio-deltaicas. El área fuente, de edad varisca o post-varisca con elementos variscos resedimentados, estaría probablemente situada hacia el noroeste (¿Alto del Ebro?; Fig. 1A).

Discusión

Elevación de rango: de miembros a formaciones

El nuevo esquema estratigráfico propuesto en este trabajo implica la desaparición de la Formación carbonatada de Sóller (Álvaro *et al.*, 1989) y la elevación de los tres miembros que la componen al rango de formación. Por tanto, las tres nuevas unidades litoestratigráficas aquí propuestas (Formación Es Barraca, Formación Sa Moleta y Formación Es Racó) responden en esencia a los mismos cuerpos litológicos definidos previamente como miembros de la Formación carbonatada de Sóller. Sin embargo, este nuevo esquema litoestratigráfico difiere del anterior en (Fig. 2): (1) la falta de equivalencia lateral de estas unidades entre sí y (2) en la existencia de una importante discontinuidad estratigráfica regional en el contacto entre la Formación Es Barraca del Sinemuriense y las unidades suprayacentes del Pliensbachense inferior (formaciones Sa Moleta y Es Racó), o en su ausencia, del Pliensbachense superior (Formación Es Cosconar).

Los contactos entre las tres unidades se consideran paraconformidades, ya que separan unidades concordantes entre sí (al menos a escala de afloramiento, Fig. 3d), al mismo tiempo que implican la presencia de una laguna estratigráfica, bien por ausencia de sedimentación o bien por vacío erosional en algunas secciones (ej. Fig. 3c).

La principal diferencia entre el esquema propuesto por Álvaro *et al.* (1989) y el nuevo esquema litoestratigráfico que aquí se propone es que Álvaro *et al.* (1989) establecían una correlación lateral entre la parte superior del Miembro calizas de Es Barraca y los miembros margas de Sa Moleta y cuazoarenitas de Es Racó. Sin embargo, como se ha indicado previamente, Sevillano *et al.* (2019 y 2020a) evidenciaron la ausencia de correlación lateral entre estas unidades a lo largo de los dominios Sierra Norte y Sierras de Levante basándose en: (1) el análisis de facies, (2) la correlación detallada entre diferentes perfiles estratigráficos, (3) el reconocimiento de una discontinuidad regional a techo de la unidad de Es Barraca, y (4) la datación precisa de su techo tanto en la Sierra Norte como en las Sierras de Levante como parte alta del Sinemuriense superior (base de la biozona C1 de Septfontaine 1984; Sevillano *et al.*, 2019, 2020a; Fig. 2). Por tanto, la Formación Es Barraca no alcanzaría en Mallorca el Pliensbachense inferior en ninguno de sus dominios (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a), de manera que no existe una relación o equivalencia lateral entre las calizas de plataforma somera de esta unidad, las facies margocalcáreas de la Formación Sa Moleta y los materiales siliciclásticos de la Formación Es Racó del Pliensbachense inferior, tal y como habían postulado en el esquema litoestratigráfico previo Álvaro *et al.* (1989) (Fig. 2).

Por otro lado, en esta nueva propuesta no se han identificado ni la Formación Sa Moleta, ni la Formación Es Racó en el dominio de las Sierras de Levante. Se han revisado atribuciones anteriores de Álvaro *et al.* (1989) a la unidad de Es Racó, de manera que, de acuerdo con Sevillano *et al.* (2019 y 2020a) y este trabajo, las calizas bioclásticas con cantos silíceos que se depositan sobre la discontinuidad de techo de la Formación Es Barraca, pertenecen en realidad a la Formación Es Cosconar y no al Miembro cuazoarenitas de Es Racó como habían interpretado previamente Álvaro *et al.* (1989), siendo los

cantos silíceos, que se encuentran diseminados en una matriz calcarenítica-encrinítica, elementos procedentes probablemente de la Formación Es Racó reelaborados durante la subsiguiente fase transgresiva. Además en este dominio paleogeográfico se han identificado lagunas estratigráficas a techo de la Formación Es Barraca cada vez mayores desde el sector sur hacia el noreste (ver límites de la unidad en a, b y c de la Fig. 2). Se trata por tanto de importantes lagunas estratigráficas (hiatos y/o vacíos erosionales) de diferentes edades, llegando incluso a abarcar en el extremo noreste (sección Cuevas de Artà) desde la base del Sinemuriense superior (Biozona A de Septfontaine, 1984) hasta el Aalenense (Sevillano *et al.*, 2020a).

Aspecto regional de las unidades

Las plataformas carbonatadas someras epicontinentales del Jurásico Inferior, constituidas por secuencias somerizantes de orden métrico y facies perimareales y de tipo bahamiano, como la representada por la Formación Es Barraca de Mallorca, están extendidas ampliamente en los márgenes del Tethys occidental (incluidos los márgenes tethysiano y subboreal de la Península Ibérica; Figs. 4 y 5). Estas plataformas someras se desarrollaron ampliamente en un contexto regional transgresivo a partir del Hettangiense-Sinemuriense inferior y colapsaron por fracturación y hundimiento tectónico, o sufrieron deterioro ambiental o inundación (*drowning*), entre el inicio del Sinemuriense superior y el Pliensbachense inferior (ej. Aurell *et al.*, 2002, 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Marino & Santantonio, 2010; entre otros). A partir de la base del Sinemuriense superior, y en distintos momentos según bloques o cuencas, las facies se diversificaron hacia medios marinos más abiertos y con faunas relativamente abundantes de braquiópodos y ammonites, coincidiendo con la “crisis lotharingense” (ej. Lefavrais-Raymond & Lafaurie, 1980; Quesada *et al.*, 2005), mientras que en otros bloques o cuencas continuó la sedimentación marina somera y perimareal (Figs. 4 y 5).

El esquema litoestratigráfico propuesto en este trabajo otorga el rango de formación a cada una de las unidades litoestratigráficas definidas en el apartado anterior y diferenciadas tanto litológicamente

como en edad, ya que representan episodios claramente distintos en la evolución sedimentaria de la plataforma carbonatada somera del Jurásico Inferior de Mallorca. En este apartado se analiza su correlación con la estratigrafía definida en otras áreas tanto del margen ibérico del Tethys, como su conexión con el margen subboreal al norte del Macizo Ibérico: Cuenca de Asturias y Cuenca Vasco-Cantábrica (Suárez-Vega, 1974; Valenzuela *et al.*, 1986; Braga *et al.*, 1988; Pujalte *et al.*, 1988; Robles *et al.*, 1989, 2004; Quesada *et al.*, 1991, 1993, 2005; Aurell *et al.*, 2002, 2003), Pirineos (Fauré, 2002), Cordillera Ibérica y Costero-Catalana (Comas-Rengifo *et al.*, 1998, 1999; Bordonaba & Aurell, 2001; Aurell *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Gómez & Goy, 2004, 2005) y Cordillera Bética (García-Hernández *et al.*, 1979a, b, 1986-87; Vera, 1988; Andreo *et al.*, 1991; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004); así como en relación a otras áreas tethysianas próximas: plataformas de Trento y Friuli al Sur de los Alpes (Masetti *et al.*, 2012, 2016; Preto *et al.*, 2017), plataforma Umbria-Marche de los Apeninos centrales, Sicilia (Di Stefano *et al.*, 2002; Basilone 2009; Marino & Santantonio, 2010; Jenkyns, 2020) y Alto Atlas en Marruecos (Crevello, 1991; Kenter & Campbell, 1991). En todas ellas se describen formaciones litoestratigráficas similares a las definidas para el Jurásico Inferior de Mallorca (Figs. 4 y 5) y más concretamente, para el intervalo Sinemuriense-Pliensbachense inferior, objetivo principal del presente trabajo (Fig. 2). No obstante, el inicio y finalización de los depósitos de plataforma perimareales y marino someros no siempre son equivalentes en el tiempo, pudiendo existir cierta discrepancia principalmente en la edad de la profundización de la plataforma que da lugar a la finalización de la sedimentación perimareal a marina somera del Jurásico Inferior en las diferentes áreas (Figs. 4 y 5).

En el ámbito más inmediato a la isla de Mallorca, el resto del archipiélago balear, la Formación Es Barraca ha sido descrita en la isla de Cabrera como una potente sucesión (~ 240 m) de calizas micríticas, *grainstones* oolíticos y peloidales, y calizas con abundantes algas calcáreas y pequeños foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) (Colom, 1980; Arbona *et al.*, 1985). En Menorca, facies equivalentes muy dolomitizadas se atribuyen al Jurásico Inferior (sin más precisión) por su posición estrati-

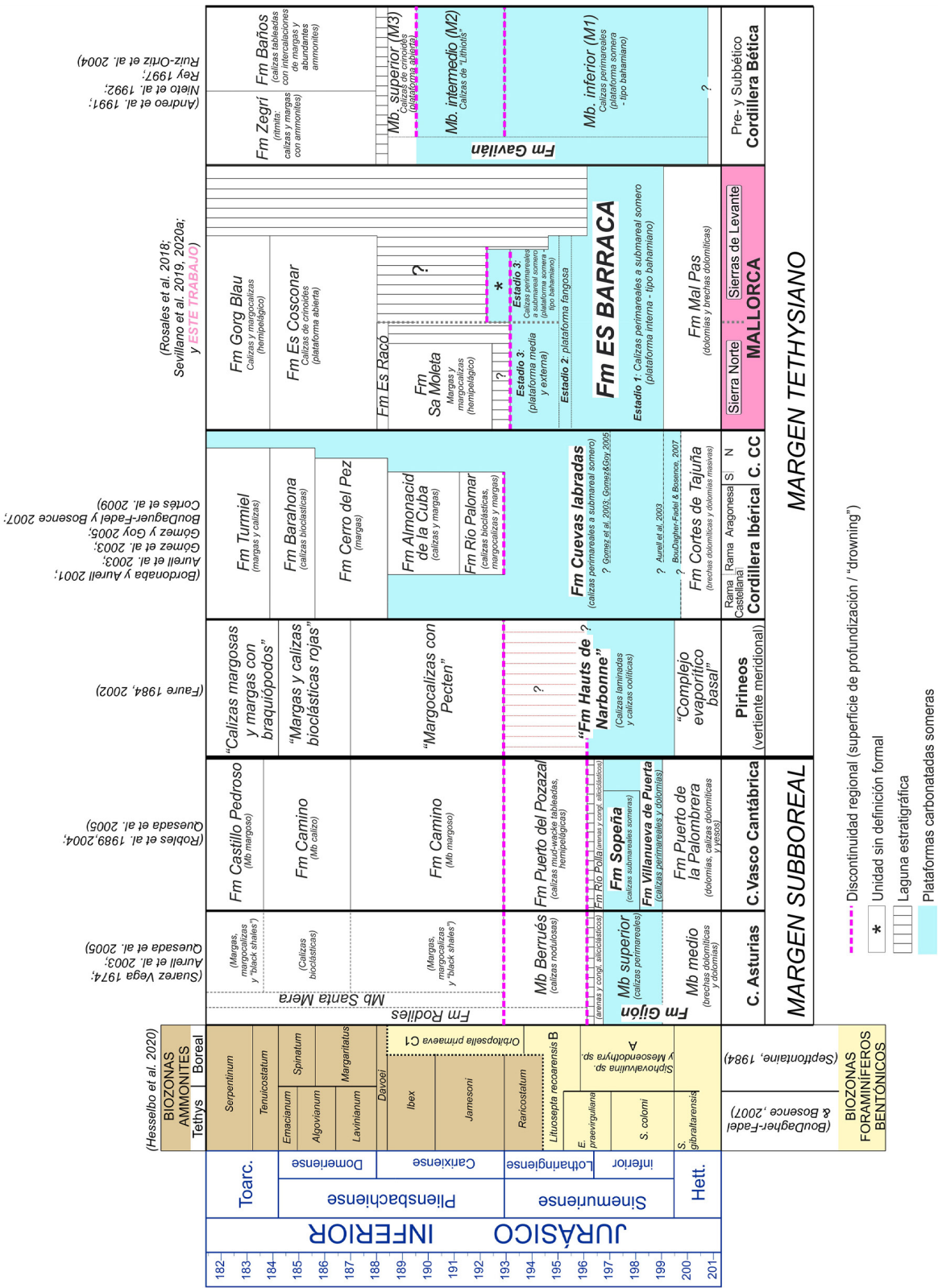
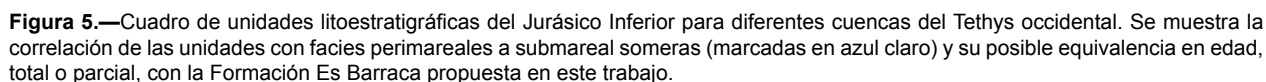


Figura 4.— Cuadro de unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior para diferentes cuencas del margen subboreal y del margen tethysiano de la Península Ibérica. Se muestra la correlación de las unidades con facies permareales a submareal someras (marcadas en azul celeste) y su posible equivalencia en edad, total o parcial, con la Formación Es Barraca propuesta en este trabajo.



gráfica, estando separadas mediante un *hardground* (Bourrouilh, 1973) de niveles margosos con braquiópodos y ammonites de edad Toarciense (Zona Serpentinum y Bifrons; Llompart, 1979, 1980). En Ibiza, las calizas atribuidas al Jurásico Inferior están también muy dolomitizadas y mal caracterizadas. En su techo, un delgado nivel de calcarenitas contiene foraminíferos del Lías medio (Azéma *et al.*, 1979).

En el resto de la Placa Ibérica (margen tethysiano) la Formación Es Barraca se correlaciona con: la Formación Hauts de Narbonne de los Pirineos (Fauré, 2002), la Formación Cuevas Labradas de la Cordillera Ibérica y Costero-Catalana (Goy *et al.*, 1976) y el Miembro inferior de la Formación Gavilán de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Van Veen, 1969). Por otra parte, en el margen subboreal, esta unidad puede ser correlacionada, en facies someras, con el Miembro Superior de la Formación Gijón de la Cuenca de Asturias (Suárez-Vega, 1974) y con las formaciones Villanueva de Puerta y Sopena de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005) ambas de edad Sinemuriense inferior; y en facies de plataforma externa, con el Miembro Berrués (Cuenca de Asturias) y la Formación Puerto del Pozazal (Cuenca Vasco-Cantábrica) de edad Sinemuriense superior (Fig. 4) (Suárez-Vega, 1974; Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005).

En la vertiente sur de los Pirineos, la Formación Es Barraca tiene su equivalente en la Formación Hauts de Narbonne (Fauré, 2002), formada por facies perimareales organizadas en secuencias somerizantes, con abundantes estromatolitos laminados y brechas de desecación en su parte inferior, y predominio de calizas oolíticas en su parte superior (Fauré, 1984, 2002). El techo de la Formación Hauts de Narbonne viene marcado por un *hardground* al que se superponen margocalizas con *Pecten* de edad Carixiense (Fauré, 2002). El mismo autor señala la posible ausencia del Lotharingiense (Sinemuriense superior) en esta vertiente sur de los Pirineos (Fig. 4).

En el ámbito de la Cordillera Ibérica, la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (Goy *et al.*, 1976) se superpone a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (Goy *et al.*, 1976), ésta última equivalente en facies y edad a la Formación Mal Pas definida en Mallorca (Álvaro *et al.*, 1989). El límite inferior de la Formación Cuevas Labradas

presenta dudas en su edad situándose según diferentes autores en el Hettangiense superior (biozona S. Gibraltarensis; BouDagher-Fadel & Bosence, 2007) o en el Sinemuriense inferior (Aurell *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Gómez & Goy, 2005) (Fig. 4). El límite superior de la unidad muestra, en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Gómez *et al.*, 2003; Gómez & Goy, 2005; Cortés *et al.*, 2009) y en la mitad septentrional de las Cadenas Costeras Catalanas (Gómez *et al.*, 2003), una definición estratigráfica más amplia en cuanto a facies y edad (Gómez *et al.*, 2003, 2019; Gómez & Goy, 2005) que la Formación Es Barraca (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a) (Fig. 4). Sin embargo, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y en la parte meridional de las Cadenas Costeras Catalanas, la Formación Cuevas Labradas es comparable, tanto en facies como en edad, con la Formación Es Barraca definida en Mallorca. Su techo está marcado por una superficie de inundación (Aurell *et al.*, 2003; Bosence *et al.*, 2009; Bádenas *et al.*, 2010) sobre la que se dispone la Formación Calizas nodulosas de Río Palomar (Gómez *et al.*, 2003; o Formación Cuevas Labradas Superior según Bordonaba & Aurell, 2001, 2002a y b), cuyo límite inferior, en el corte tipo de Almonacid de la Cuba, se sitúa en el Sinemuriense superior (parte superior de biozona Raricostatum, 198,9 Ma.; Gómez *et al.*, 2003; Gómez & Goy, 2005; Bádenas *et al.*, 2010; Sequero *et al.*, 2017).

En las Zonas Externas, Prebético y Subbético, de la Cordillera Bética, las facies perimareales sinemurienses equivalentes a la Formación Es Barraca, que se presentan dolomitizadas, constituyen el Miembro inferior de la Formación Gavilán (Van Veen, 1969). En el Subbético Interno, donde está mejor preservado de la dolomitización (norte de Vélez Rubio), esta unidad (Miembro M1, según Nieto *et al.* 1992 y Rey, 1997) contiene *Lituosepta recoarensis* y en la parte superior *L. compressa*, biozonas que indicarían una edad Sinemuriense superior–base del Pliensbachien–se para el techo de esta unidad (Andreo *et al.*, 1991; Rey, 1993; Nieto *et al.* 2004; BouDagher-Fadel & Bosence, 2007).

En el tránsito al dominio Boreal en el norte de la Península Ibérica (margen subboreal, Fig. 4), las unidades equivalentes a la Formación Es Barraca en facies someras están representadas, a su base,

por las calizas perimareales del Miembro superior de la Formación Gijón en la Cuenca de Asturias (Suarez-Vega, 1974; Valenzuela *et al.*, 1986) y en la Cuenca Vasco-Cantábrica, por las calizas y dolomías de la Formación Villanueva de la Puerta y su tránsito lateral a facies submareales someras de la Formación Sopena (Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005). Sobre estas facies de plataforma somera progradaron, mediante regresión forzada, las facies de llanura mareal con incisión de canales siliciclásticos fluviales y fluvio-deltaicos de la Formación Río Polla durante el tránsito entre el Sinemuriense inferior y superior, que gradan hacia el noreste a facies submareales mixtas terrígeno-carbonatadas (Quesada *et al.*, 2005). Posteriormente, la inundación del Sinemuriense superior (Lotharingense) dio paso al depósito, en ambas cuencas, de facies de calizas y margocalizas nodulosas y/o tableadas con ammonites, braquiópodos y *Gryphaea* de rampa media-distal (calizas nodulosas del Miembro Berrués de la Formación Rodiles en Asturias y calizas y margocalizas tableadas de la Formación Puerto del Pozazal en la Cuenca Vasco-Cantábrica) (Suarez-Vega 1974; Valenzuela *et al.* 1986; Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005), que tienen su equivalente en Mallorca en los Estadios 2 y 3 de la Formación Es Barraca (sensu Sevillano *et al.*, 2019) descritos anteriormente (Fig. 4). Una nueva discontinuidad representada por un *hardground*, seguido de profundización brusca y desarrollo de surcos con depósitos margosos y facies anóxicas, se produjo en ambas cuencas del norte de Iberia (Asturias y Vasco-Cantábrica) al finalizar el Sinemuriense, a techo de la biozona *Raricostatum* y durante el Pliensbachense inferior, coincidiendo en Mallorca con la discontinuidad de techo de la Formación Es Barraca y el posterior desarrollo de surcos intra-plataforma con sedimentación margosa (Formación Sa Moleta), evidenciando así el carácter regional de la discontinuidad a techo de la Formación Es Barraca (Fig. 4).

Además de en los márgenes tethysiano y subboreal de la Península Ibérica antes descritos (Fig. 4), se han identificado unidades litoestratigráficas equivalentes a la Formación Es Barraca, en edad (total o en parte) y en facies, en otros ámbitos del Tethys occidental tales como los Alpes Meridionales (Formación Monte Zugna), los Apeninos centrales (Formación Cal-

care Massiccio), Sicilia (Formación Inici) o el Alto Atlas de Marruecos (Formación Idikel y Formación Jebel Rat) (Fig 5).

En los Alpes Meridionales, el equivalente en edad a la Formación Es Barraca está representado por la Formación Monte Zugna (Posenato & Masetti, 2012), formada por calizas perimareales y submareales someras con algas dasycladáceas y pequeños foraminíferos bentónicos organizadas en secuencias de orden métrico; y por la unidad Loppio Oolitic Limestone (Masetti *et al.*, 2016; Preto *et al.*, 2017), de naturaleza oolítica. Al oeste de este dominio, en la Plataforma de Trento (Barattolo & Romano, 2005; Romano *et al.*, 2005; Masetti *et al.*, 2016; Preto *et al.*, 2017), la Formación Monte Zugna tiene una edad Hettangien-Sinemuriense inferior y sobre ella se dispone la unidad progradante de calizas oolíticas de plataforma somera (Loppio Oolitic Limestone) de edad Sinemuriense superior (Preto *et al.*, 2017). Al este, en la Plataforma Friuli, Masetti *et al.* (2012, 2016) sitúan el techo de la Formación Monte Zugna en la parte alta del Sinemuriense superior, aunque presenta en la parte superior un mayor predominio de facies oolíticas con más influencia marina abierta. Esta evolución vertical de facies es similar a la descrita para la Formación Es Barraca en Mallorca, de modo que, se produce una desaparición o disminución gradual hacia arriba de los términos inter-supramareales en las secuencias somerizantes características de la llamada “unidad intermedia” de la Formación Monte Zugna (Masetti *et al.*, 2016) del mismo modo que ocurre en el Estadio 1 de la Formación Es Barraca (Sevillano *et al.*, 2019, 2020b). Además, las facies perimareales desaparecen en ambos casos hacia el límite Sinemuriense inferior-superior dando paso a una plataforma más fangosa (Estadio 2 de la Formación Es Barraca y Unidad superior de la Formación Monte Zugna) y generándose de nuevo, durante el Sinemuriense superior, una recuperación de la facies tipo bahamiano (Estadio 3 de la Formación Es Barraca en Mallorca y unidad Loppio Oolitic Limestone o sus equivalentes en los Alpes Meridionales) (Masetti *et al.*, 2016; Sevillano *et al.*, 2019). Esta evolución ha sido interpretada en los Alpes Meridionales en relación con perturbaciones en el ciclo del carbono (Masetti *et al.*, 2016).

En los Apeninos centrales, la Plataforma de Umbria-Marche presenta una unidad (Formación Calcarea

Massiccio; Centamore *et al.*, 1971) con facies perimareales y submareales someras similares a las descritas para la Formación Es Barraca. Estas facies, en zonas de alto paleogeográfico no sobrepasan el Sinemuriense inferior, mientras que en las áreas más subsidentes terminan en el Hettangiense. El Sinemuriense superior queda así representado, en las zonas de alto, por una sucesión de inundación (*drowning succession*) de calizas de ambiente marino abierto denominada Formación Calcare Massiccio B (Fig. 5), mientras que en las zonas de surco, ya el Sinemuriense inferior está formado por calizas de plataforma de ambiente marino abierto (Formación Calcare Massiccio C) y el Sinemuriense superior por *mudstones* hemipelágicos y facies gravitacionales de talud carbonatado (Formación Corniola) (Marino & Santantonio, 2010). Se observa, por tanto, que aquí las facies equivalentes a la Formación Es Barraca son ligeramente más antiguas, así como el hundimiento de la plataforma, que se produjo en el límite Sinemuriense inferior–superior en las zonas de alto y ya al inicio del Sinemuriense en las zonas de surco (Fig. 5).

En Sicilia, la Formación Inici (Fig. 5) está formada por facies perimareales a submareal somero de plataforma tipo bahamiano, comparables a las de la Formación Es Barraca, aunque en este caso su edad es ligeramente más extensa: Hettangiense–base del Pliensbachense inferior (Fig. 5) (Basilone, 2009; Di Stefano *et al.*, 2002; Jenkyns, 2020). Se trata de calizas con estromatolitos y porosidad fenestral abundante y *wackestones-packstones* peloidales y oncolíticos con abundantes algas calcáreas y foraminíferos en la base (unidad M1, Di Stefano *et al.* 2002), que evoluciona hacia techo a *grainstones* oolíticos-bioclásticos (unidad M2, Di Stefano *et al.* 2002) con foraminíferos bentónicos (textuláridos, valvulinidos y lituólidos) y finalmente a calizas peloidales-bioclásticas (unidad M3, Di Stefano *et al.* 2002) que localmente contienen abundantes crinoides, radiolarios y espículas de esponjas en una matriz fangosa (Basilone, 2009). El conjunto refleja por tanto una tendencia vertical de profundización que culmina a techo de la unidad con una discontinuidad regional de inundación (*drowning*) sobre la que se depositan calizas encriníticas durante el Pliensbachense (Di Stefano *et al.* 2002).

En el Alto Atlas de Marruecos, las facies de calizas perimareales y submareales someras del Jurásico In-

ferior están representadas en las formaciones Idikel, Jebel Rat y Aganane (Le Marrec & Jenny, 1980; Stüder, 1987; Wilmsen *et al.*, 2002; Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen & Neuweiler, 2008). La Formación Idikel, se encuentra en zonas internas o centrales de la cuenca mientras que las formaciones Jebel Rat y Aganane están restringidas a las zonas marginales del sur de la misma. En las zonas internas, la Formación Idikel tiene una edad atribuida al Hettangiense?–Sinemuriense inferior (datada por foraminíferos, Mehdi *et al.*, 2003). Su techo lo constituye una superficie de inundación (*drowning*) que marca el límite entre el Sinemuriense inferior y superior (ammonites de la Zona Obtusum) (Wilmsen *et al.*, 2002). Sobre esta superficie, el Sinemuriense superior está constituido por depósitos submareales más profundos de calizas de esponjas de la Formación Foum Zidet, a cuyo techo se reconoce una discontinuidad regional con erosión y desarrollo de un *hardground* ferruginoso que da paso a una sedimentación de tipo hemipelágico con intercalación de depósitos gravitacionales durante el Pliensbachense (Formación Ouchbis; Fig. 5) (Wilmsen & Neuweiler 2008). En las zonas marginales del sur de la cuenca, el Sinemuriense inferior está representado por series de arcillas rojas continentales, y dolomías y margas de costas áridas (Formación Ait Ras) que gradan verticalmente a depósitos de plataforma perimareal y marina somera durante el Sinemuriense superior y Pliensbachense (formaciones Jebel Rat y Aganane respectivamente) (Crevello, 1990; Septfontaine, 1984; Wilmsen & Neuweiler, 2008).

Por tanto, los ejemplos anteriores ilustran evoluciones estratigráficas comparables en el desarrollo de las plataformas epicontinentales carbonatadas del Jurásico Inferior en los dominios tethysiano y subboreal, formadas por facies perimareales y marinas someras, y su posterior hundimiento y tránsito a facies más profundas. Aunque existen, sin embargo, algunas discrepancias tanto en la edad de inicio de las facies de plataforma somera como en la edad de la discontinuidad de techo o inundación principal (*drowning*) de dichas plataformas. De esta comparación se pueden destacar dos aspectos en la evolución de estas plataformas: (1) una disección de las plataformas carbonatadas debido a procesos de *rifting* durante o a partir del Sinemuriense inferior,

generando la compartimentación de estas, para diferentes momentos, en altos y surcos, produciéndose comúnmente la presencia de hiatos en zonas de alto (como se observa en el caso de Mallorca o los Alpes Meridionales; Fig. 5), o bien la continuación de la sedimentación perimareal o marino somera (ej. ramas Castellana y Costero Catalana de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Bética, según Aurell *et al.* 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004, entre otros), mientras que en las zonas de surco cesa la producción carbonatada perimareal a submareal somera; y (2) la existencia de una importante discontinuidad regional a techo del Sinemuriense superior, presente en varias de las cuencas peritethysianas con una evolución comparable con la Cuenca Balear (Mallorca) (Figs. 4 y 5). La misma se reconoce también en el margen subboreal de la Península Ibérica a techo del Sinemuriense superior (Fig. 4). Esta discontinuidad dio paso, durante el Pliensbachense inferior, a una sedimentación hemipelágica en zonas de surco o de rampa carbonatada distal. En Mallorca esta sedimentación se reconoce en la Formación Sa Moleta (Zonas Jamesoni e Ibex), que puede correlacionarse con unidades equivalentes en otras zonas de paleosurco de los márgenes tethysiano y subboreal de Iberia (“Margocalizas con *Pecten*” en los Pirineos meridionales, Formación Río Palomar y parte inferior de Formación Almonacid de la Cuba en la Cordillera Ibérica, parte inferior margosa del Miembro Santa Mera en la Cuenca de Asturias y Miembro Margoso de la Formación Camino en la Cuenca Vasco-Cantábrica). En zonas de paleoalto continuó la sedimentación en ambiente de plataforma carbonatada somera durante el Pliensbachense, como en el caso de la Cordillera Bética, representado por el Miembro Intermedio de la Formación Gavilán que se caracteriza, en algunos afloramientos (Subbético Interno), por calizas de Lithiotidos, o representado por la parte alta de la Formación Cuevas Labradas en las ramas Castellana y Costero-Catalana de la Cordillera Ibérica (Fig. 4).

La discontinuidad de hundimiento (*drowning*) de las plataformas perimareales al inicio del Sinemuriense superior que se ha observado en algunas zonas del margen tethysiano (ej. Apeninos, Alto Atlas de Marruecos) y en el margen subboreal de la Península Ibérica (Asturias, Vasco-Cantábrica) y sobre la que se superponen facies hemipelágicas del

Sinemuriense superior (Lotharingense), no se ha observado en Mallorca. Sin embargo el tránsito del Estadio 1 (facies perimareales de tipo bahamiano) al Estadio 2 (facies submareales fangosas con espículas de esponjas y foraminíferos planctónicos) dentro de la Formación Es Barraca, puede representar la crisis asociada a este evento Lotharingense (Lefavrais-Raymond & Lafaurie, 1980).

Conclusiones

Sobre la base de nuevos trabajos estratigráficos, sedimentológicos y micropaleontológicos (con foraminíferos bentónicos principalmente) del Jurásico Inferior de la isla de Mallorca se propone de manera formal un nuevo esquema litoestratigráfico de formaciones limitadas por discontinuidades estratigráficas. De acuerdo con este nuevo esquema estratigráfico se suprime la Formación carbonatada de Sóller del Sinemuriense inferior-Pliensbachense inferior y se propone la elevación de sus tres miembros (Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó) al rango de formación. Esta propuesta se fundamenta en que: (a) las tres unidades tienen unas características litoestratigráficas bien diferenciadas; (b) se encuentran separadas por discontinuidades a escala regional; y (c) no existe una relación de equivalencia lateral entre las mismas, como se había propuesto en esquemas anteriores.

Por otro lado, la comparación estratigráfica de estas unidades del Jurásico Inferior de Mallorca con otras equivalentes para otras cuencas del ámbito de la Placa Ibérica (tethysiano y subboreal) y del Tethys occidental más próximo (Italia, Marruecos), muestra similitudes significativas en cuanto a la evolución tectono-sedimentaria y temporal de facies perimareales y marino someras del Jurásico Inferior, aunque muestra también ciertas discrepancias en la edad de su inicio pero sobretudo en la edad de la inundación (*drowning*) de la plataforma en facies someras. Se puede concluir que en el Jurásico Inferior de Mallorca se reflejan las principales discontinuidades estratigráficas que caracterizan el progresivo hundimiento de las plataformas carbonatadas perimareales que caracterizan este periodo (Hettangiense pp.-Sinemuriense). La discontinuidad de la base del Sinemuriense superior (crisis Lotharingense), que causa la inundación de la plataforma perimareal en cier-

tas áreas del Tethys y del margen subboreal ibérico (Cuenca de Asturias y Cuenca Vasco-Cantábrica), se refleja en la Formación Es Barraca con el paso de facies perimareales de tipo bahamiano a facies submareales fangosas. Finalmente, la discontinuidad del techo del Sinemuriense superior, bien definida en Mallorca a techo de la Formación Es Barraca y que significa el hundimiento de la plataforma somera y el paso a facies margosas de cuenca intra-plataforma (Formación Sa Moleta) es una discontinuidad reconocida en todos los ámbitos paleogeográficos aquí expuestos (margen subboreal ibérico, Cordillera Ibérica y Béticas, Alpes meridionales, Apeninos, Sicilia, Alto Atlas de Marruecos).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto RTI2018-093613-B-I00 financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España. Las investigaciones B. Bádenas se enmarcan además en el proyecto CGL2017-85038-P y en el grupo de referencia del Gobierno de Aragón E18_20R.

Agradecemos también las sugerencias de los revisores, José Miguel Molina y Mariano Álvaro López, y del editor, José María Cebriá, cuyas aportaciones han ayudado a la mejora del trabajo.

Referencias

- Álvaro, M.; Barnolas, A.; Del Olmo P.; Ramírez del Pozo J. & Simó A. (1984a). Estratigrafía del Jurásico. En: *Sedimentología del Jurásico de Mallorca* (Barnolas, A., Ed). Grupo Español del Mesozoico- IGME, Palma de Mallorca, 43-71.
- Álvaro, M.; Barnolas, A.; Del Olmo, P.; Ramírez del Pozo, J. & Simó, A. (1984b). El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. *Boletín Geológico y Minero*, 45 (1): 2-25.
- Álvaro, M. (1987). La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Boletín Geológico y Minero*, 98 (5): 622-629.
- Álvaro, M.; Barnolas, A.; Cabra, P.; Comas-Rengifo, M.J.; Fernández-López, S.R.; Goy, A.; Del Olmo, P.; Ramírez del Pozo, J.; Simó, A. & Ureta, S. (1989). El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 67-120.
- Andreo, A.; García-Hernández M.; Martín-Algarra A.; Rey J. & Vera J.A. (1991). La sedimentación carbonatada de Lías en la transversal de Vélez Rubio (Subbético interno). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4: 165-178.
- Anglada, E. & Serra-Kiel, J. (1986). El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del Macizo de Randa (Mallorca). *Boletín Geológico y Minero*, 97 (5): 580-589.
- Arbona, J.; Fontbote, J.M.; González-Donoso, J.M.; Linares, A.; Oloriz, F.; Pomar, L.; Rivas, P. & Sabat, F. (1985). Precisiones bioestratigráficas y aspectos sedimentológicos del Jurásico-Cretácico basal de la isla de Cabrera (Baleares). *Cuadernos de Geología*, 12: 169-186.
- Aurell, M.; Meléndez, G.; Oloriz, F.; Bádenas, B.; Caracuel, J.; García-Ramos, J.C.; Goy, A.; Linares, A.; Quesada, S.; Robles, S.; Rodríguez-Tovar, F.J.; Rosales, I.; Sandoval, J.; Suárez de Centi, C.; Tavera, J.M. & Valenzuela, M. (2002). Jurassic. In: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. & Moreno, T., Eds). Geological Society, London, 213-254. <https://doi.org/10.1144/GOSPP.11>
- Aurell, M.; Robles, S.; Bádenas, B.; Rosales, I.; Quesada, S.; Meléndez, G. & García-Ramos, J.C. (2003). Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162: 239-271. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00154-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00154-4)
- Azañón, J.M.; Galindo-Zaldivar, J.; García-Dueñas, V. & Jabaloy, A. (2002). Alpine Tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. In: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. & Moreno, T., Eds). Geological Society, London, 401-416. <https://doi.org/10.1144/GOSPP.16>
- Azéma, J.; Foucault, A. & Fourcade, E. (1979). Le Jurassique des Cordilleres betiques. En: *Symposium 'Sedimentation jurassique W europeenne'*, A.S.F. Publication Spéciale, 1: 317-333.
- Bádenas, B.; Aurell, M. & Bosence, D. (2010). Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain). *Sedimentology*, 57: 1021-1048. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01129.x>
- Barattolo, F. & Romano, R. (2005). Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation. *Bollettino della Società geologica italiana*, 124: 123-142.
- Barnolas, A. & Simó A. (1984). Sedimentología. In: *Sedimentología del Jurásico de Mallorca* (Barnolas, A., Ed). Grupo Español del Mesozoico- IGME, Palma de Mallorca, 73-120.
- Basilone, L. (2009). Mesozoic tectono-sedimentary evolution of Rocca Busambra in western Sicily. *Facies*, 55: 115-135. <https://doi.org/10.1007/s10347-008-0156-2>
- Beales, F.W. (1958). Ancient sediments of Bahamian Type. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42: 1845-1880. <https://doi.org/10.1306/0B-DA5B82-16BD-11D7-8645000102C1865D>

- Benedicto, A. (1991). Estudio de la estructura y del relieve de la cubeta miocena de Inca (Mallorca) en base a la interpretación de datos de superficie y del subsuelo. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 170 pp.
- Bernouilli, D. (1972). North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies a comparison. Initial reports Deep Sea Drilling Project, 11: 801-871. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.11.128.1972>
- Bernouilli, D. & Jenkyns, H.C. (1974). Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to early evolution of the Tethys. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation (Dott R.H. & Shaver R.H., Eds). SEPM Special Publication, 19: 129-160. <https://doi.org/10.2110/pec.74.19.0129>
- Bordonaba, A.P. & Aurell, M. (2001). El Hettangiano - Sinemuriense (Jurásico inferior) en el sector Montalbán-Oliete (Teruel): análisis de facies y evolución sedimentaria. Revista de la Sociedad Geológica de España, 14: 135-146.
- Bordonaba, A.P. & Aurell, M. (2002a). Variación lateral de facies en el Jurásico basal de la Cordillera Ibérica central: Origen diagenético temprano y tectónica sinsedimentaria. Acta Geologica Hispanica, 37 (4): 355-368.
- Bordonaba, A.P. & Aurell, M. (2002b). El Pliensbachiano de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: Análisis de facies y establecimiento de secuencias. Journal of Iberian Geology, 28: 31-44.
- Bosence D.; Procter E.; Aurell M.; Bel Kahla A.; Boudagher-Fadel M.; Casaglia F.; Cirilli S.; Mehdie M.; Nieto L.; Rey J.; Scherreiks R.; Soussi M. & Waltham D. (2009). A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liassic platforms from Western Tethys. Journal of Sedimentary Research, 79: 389-415. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.038>
- BouDagher-Fadel, M.K. & Bosence, D.W.J. (2007). Early Jurassic benthic foraminiferal diversification and biozones in shallow-marine carbonates of western Tethys. Senckenbergiana Lethaea, 87: 1-39. <https://doi.org/10.1007/BF03043906>
- Bourrouilh, R. (1973). Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Balears). La terminaison nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 882 pp.
- Braga, J.C.; Comas-Rengifo, M.J.; Goy, A.; Rivas, P. & Yébenes, A. (1988). El Lías inferior y medio en la zona central de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Camino, Santander). In: III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, 17-45.
- Centamore, E.; Chiocchini, M.; Deiana, G.; Micarelli, A. & Pieruccini, U. (1971). Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano. Studi Geologici Camerti, 1: 7-89.
- Colom, G. (1935). Estudios litológicos sobre el Jurásico de Mallorca. In: Geología del Mediterráneo Occidental, 3-17.
- Colom, G. (1942). Sobre nuevos hallazgos de yacimientos fosilíferos del Lías medio y superior en la Sierra Norte de Mallorca. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 11: 221-265.
- Colom, G. (1946). La geología del Cabo Pinar, Alcudia (Mallorca). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, volumen extra: 361-389.
- Colom, G. (1956). Sobre el origen de las areniscas cuarzosas del Lías medio de Mallorca. Estudios Geológicos, 12: 273-288.
- Colom, G. (1966). Dos niveles micropaleontológicos interesantes en el Lías inferior del Sur de España y Baleares. Acta Geologica Hispanica, 1(3): 15-18.
- Colom, G. (1970). Estudio litológico y micropaleontológico del Lías de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. Memorias de la Real Academia de ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid, 24 (2): 1-87.
- Colom, G. (1973). Esbozo de las principales litofacies de los depósitos Jurásico-cretáceos de las Baleares y su evolución preorogénica. Memorias de la Real Academia de ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid, 25 (2): 1-116.
- Colom, G. (1975). Geología de Mallorca. Instituto de Estudios balearicos, 519 pp.
- Colom, G. (1980). Estudios sobre las litofacies y micropaleontología del Lías inferior de la Isla de Cabrera (Balears). Revista Española de Micropaleontología, 12: 47-64.
- Colom, G. & Dufaure, P. (1962). Présence de la zone à Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) dans le Lias moyen du Pla de Cuber (Majorque). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 12: 2617-2619.
- Comas-Rengifo, M.J.; Gómez, J.J.; Goy, A. & Rodrigo, A. (1998). El Sinemuriense y Pliensbachiano en la sección de Alfara, Cordillera Costero Catalana (Tarragona). Cuadernos de Geología Ibérica, 24: 173-184.
- Comas-Rengifo, M.J.; Gómez, J.J.; Goy, A.; Herrero, C.; Perilli, N. & Rodrigo, A. (1999). El Jurásico inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (Sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza). Cuadernos de Geología Ibérica, 25: 27-58.
- Cortés, J.E.; Gómez, J.J. & Goy, A. (2009). Facies associations, sequence stratigraphy and timing of the earliest peak transgression in central Spain (Iberian Range):

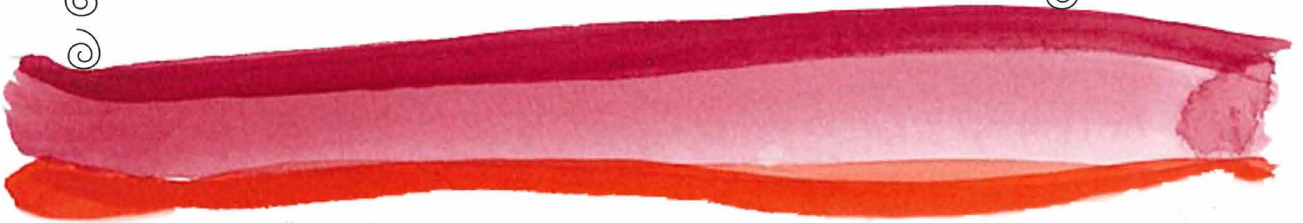
- Correlation with other Lower Jurassic sections. *Journal of Iberian Geology*, 35 (1): 47-58.
- Crevello, P.D. (1991). High-frequency carbonate cycles and stacking patterns: Interplay of orbital forcing and subsidence on Lower Jurassic rift platforms, High Atlas, Morocco. *Kansas Geological Survey Bulletin*, 233: 207-230.
- Cuerda, J. (1975). Los tiempos cuaternarios en Baleares. Diputación Provincial de Baleares-Institut d'Estudis Baleàrics, Palma de Mallorca, 304 pp.
- Dercourt, J.; Zonenshain, L.P.; Ricou, L.E.; Kazmin, V.G., et al (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, 123 (1-4): 241-235. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X)
- Dercourt, J.; Gaetani, M.; Vrielynck, B.; Barrier, E.; Bijou-Duval, B.; Brunet, M.F.; Cadet, J.P.; Crasquin, S. & Sandulescu, M. (Eds) (2000). Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps, I-XX, CCGM/CGMW, Paris.
- Dewey, J.F.; Pitman, W.C.; Ryan, W.B.F. & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of American Bulletin*, 84: 3137-3180. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2)
- Di Stefano, P.; Galácz, A.; Mallarino, G.; Mindszenty, A. & Vörös, A. (2002). Birth and early evolution of a Jurassic escarpment: Monte Kumeta, western Sicily. *Facies*, 46: 47-50. <https://doi.org/10.1007/BF02668084>
- Escandell, B. & Colom, G. (1985a). Memoria y Hoja geológica nº 670 (Sóller) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000 (primera serie) IGME (Madrid).
- Escandell, B. & Colom, G. (1985b). Memoria y Hoja geológica nº 644 (Pollença) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000 (primera serie) IGME (Madrid).
- Etheve, N.; Mohn, G.; Frizon de Lamotte, D.; Roca, E.; Tugend, J. & Gómez-Romeu, J. (2018). Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia Margin: The Example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37(2): 1-27. <https://doi.org/10.1002/2017TC004613>
- Fallot, P. (1922). Étude Géologique de la sierra de Majorque. Librairie Polytechnique, Ch. Béranger, Paris, 481 pp.
- Fauré, Ph. (1984). Corbières (Lias). In: *Synthèse du Sud-Est de la France*, Mémoires du BRGM, Orléans, 125: 149-151.
- Fauré, Ph. (2002). Le Lias des Pyrénées. *Strata*, 39: 761 pp.
- Fornós, J.J. & Pomar, L. (1983). El Mioceno superior de Mallorca. Unidad de Calizas de Santany (Complejo Terminal). In: *El Terciario de las Baleares* (Mallorca-Menorca), (Pomar, L.; Obrador, A.; Fornós, J.J. & Rodríguez-Perea A., Eds). Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, Institut Estudis Baleàrics - Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 177-206.
- Fornós, J.J. & Pomar, L. (1984). Facies, ambientes y secuencias de plataforma carbonatada somera (Formación Calizas de Santany) en el Mioceno Terminal de Mallorca (Islas Baleares). In: *Libro homenaje a L. Sánchez de la Torre*. (Obrador, A., Ed). Publicaciones de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona, 20: 319-358.
- Fornós, J.J.; Rodríguez-Perea, A. & Sabat, F. (1984). El mesozoico de la Serra de Son Amoixa (Serres de Llevant, Mallorca). I Congreso Español de Geología, 173-185.
- García-Hernández M.; Rivas P. & Vera J.A. (1979a). El Lías infracarixiense en la Zona Subbética. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 367-374.
- García-Hernández M.; Rivas P. & Vera J.A. (1979b). Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 557-569.
- García-Hernández M.; López-Garrido, A.C.; Rivas P.; Sanz de Galdeano, C. & Vera J.A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, 59: 155-168.
- García-Hernández M.; Lupiani E. & Vera J.A. (1986-1987). La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: registro de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 329-337.
- Gelabert, B. (1997). La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 129 pp.
- Gelabert, B.; Sabat, F. & Rodríguez-Perea, A. (1992). A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203: 167-183. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90222-R](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90222-R)
- Gómez, J.J.; Comas-Rengifo, M.J. & Goy, A. (2003). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior de las cordilleras Ibérica y Costero Catalanas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16: 227-237.
- Gómez, J.J. & Goy, A. (2004). Jurásico Inferior de las cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. In: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed). SGE-IGME, Madrid, 495-500.
- Gómez, J.J. & Goy, A. (2005). Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222: 77-94. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.03.010>
- Gómez, J.J.; Aguado, R.; Azerêdo, A.C.; Cortés, J.E.; Duarte, L.V.; O'Dogherty, L.; Bordalo da Rocha, R.

- & Sandoval, J. (2019). 4. The Late Triassic-Middle Jurassic Passive Margin Stage. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Vol. 3: The Alpine Cycle (Quesada, C. & Oliveira, J.T., Eds). Springer, Switzerland, 113-167. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_4
- Goy, A.; Gómez, J. J. & Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). *Unidades litoestratigráficas*. *Estudios Geológicos*, 32: 391-423
- Haime, J. (1855). Notice sur la géologie de l'île majorque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 12 (2): 734-752.
- Hermite, H. (1879). Études géologiques sur les îles Baléares. Premier partie. Majorque et Minorque, Pichon, Paris, 362 pp. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.13990>
- Jenkyns, H.C. (2020). The demise and drowning of Early Jurassic (Sinemurian) carbonate platforms: stratigraphic evidence from the Italian peninsula, Sicily and Spain. In: *l'eredità scientifica di Paolo Scandone, geologo*, *Atti dei Convegni Lincei*, Roma, 335: 55-83.
- Kenter, J.A.M. & Campell, A.E. (1991). Sedimentation on a Jurassic carbonate flank geometry, sediment fabric, and related depositional structures (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology*, 72: 1-34. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90121-S](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90121-S)
- La Marmora, A. de (1835). Observations géologiques sur les deux îles Baleares. *Memoires de l'Académie Royale des Sciences* (Turin), 38: 51.
- Le Marrec, A. & Jenny, J. (1980). L'accident de Dénat, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France* S7, 22 (3): 421-427. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.3.421>
- Lefavrais-Raymond, A. & Lafaurie, G. (1980). La "crise lotharingienne" sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7, 22 (4): 613-621.
- Llompart, C. (1979). Aportaciones a la paleontología del Lías de Menorca. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, Palma de Mallorca, 23: 83-116.
- Llompart, C. (1980). Nuevo afloramiento del Lías fósilífero menorquín. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, Palma de Mallorca, 24: 85-88.
- Marino, M. & Santantonio, M. (2010). Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy). *Sedimentary Geology*, 225: 116-137. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.002>
- Masetti, D.; Fantoni, R.; Romano, R.; Sartorio, D. & Trevisani, E. (2012). Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern Southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 96: 2065-89. <https://doi.org/10.1306/03091211087>
- Masetti, D.; Figus, B.; Jenkyns, H.C.; Barattolo, F.; Mattioli, E. & Posenato, R. (2016). Carbon-isotope anomalies and demise of carbonate platforms in the Sinemurian (Early Jurassic) of the Tethyan region: evidence from the Southern Alps (Northern Italy). *Geological Magazine*, 154: 625-650. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000273>
- Mehdi, M.; Neuweiler, F. & Wilmsen, M. (2003) Les formations du Lias inférieur du Haut Atlas central de Rich (Maroc): précisions lithostratigraphiques et étapes de l'évolution du bassin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174: 227-242. <https://doi.org/10.2113/174.3.227>
- Murphy, A. & Salvador, A. (1999). International Stratigraphic Guide- An abridged version. *Episodes*, 22, 4: 255-271. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i4/002>
- Nieto, L.M.; Rey, J.; Molina, J.M. & Ruiz-Ortiz, P.A. (1992). Geometrías progradantes, discontinuidades y tipos de facies en el Lías inferior de la Unidad de Ponce (Subbético Medio, Provincia de Murcia). III Congreso Geológico España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 153-157.
- Nieto, L.M.; Ruiz-Ortiz, P.A.; Rey, J. & Benito, M.I. (2004). La ruptura de la plataforma carbonatada del Lías Inferior en el Subbético Oriental (Provincias de Murcia y Alicante): Distribución de facies y valores isotópicos del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, C y O. *Geo-Temas* 7: 171-176.
- Nolan, H. (1893). Sur les terrains triasiques et Jurassiques des îles Baléares. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 117.
- Pomar, L. & Cuerda, J. (1979). Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 505-514.
- Pomar, L.; Esteban, M.; Calvet, F. & Baron, A. (1983). La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. In: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*, (Pomar, L.; Obrador, A.; Fornós, J.J. & Rodríguez-Perea A., Eds). Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Institut d'Estudis Balearics - Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 139-175.
- Pomar, L.; Rodríguez-Perea, A.; Sabat, F. & Fornós, J.J. (1990). Neogene stratigraphy of Mallorca Island. In:

- Iberian Neogene Basins. Field Guidebook. (Agusti, J.; Domenech, R.; Julia, R. & Martinell, J., Eds), Paleontologia i Evolució (Mem. Especial), 2: 271-320.
- Posenato, R. & Masetti, D. (2012). Environmental control and dynamics of Lower Jurassic bivalve build-ups in the Trento Platform (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 361-362: 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.07.001>
- Preto, N.; Breda, A.; Dal Corso, J.; Franceschi, M.; Rocca, F.; Spada, C. & Roghi, G. (2017). The Loppio Oolitic Limestone (Early Jurassic, Southern Alps): A prograding oolitic body with high original porosity originated by a carbonate platform crisis and recovery. *Marine and Petroleum Geology*, 79: 394-411. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.027>
- Pujalte, V.; Robles, S. & Valles, J.C. (1988). El Jurásico marino de las zonas de alto sedimentario relativo del borde SW de la Cuenca Vasco-cantábrica (Rebolledo de la Torre, Palencia). In: III coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Libro guía de excursiones. Ciencias de la Tierra (Instituto de Estudios Riojanos), 11: 85-94.
- Quesada, S.; Robles, S. & Pujalte, V. (1991). Correlación secuencial y sedimentológica entre registros de sondeos y series de superficies de Jurásico Marino de la Cuenca de Santander (Cantabria, Palencia y Burgos). *Geogaceta*, 10: 3-6.
- Quesada, S.; Robles, S. & Pujalte, V. (1993). El Jurásico Marino del margen suroriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica y su relación con la exploración de hidrocarburos. *Geogaceta*, 13: 92-96.
- Quesada, S.; Robles, S. & Rosales, I. (2005). Depositional architecture and transgressive-regressive cycles within Liassic backstepping carbonate ramps in the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 162: 531-548. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-041>
- Rey, J. (1993). Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la Transversal Caravaca-Vélez-Rubio (PhD thesis), Universidad de Granada, 460 p.
- Rey, J. (1997). A Liassic isolated platform controlled by tectonics: South Iberian Margin, southeast Spain. *Geological Magazine*, 134: 235-247. <https://doi.org/10.1017/S0016756897006651>
- Robles, S.; Pujalte, V. & Valles, J.C. (1989). Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 185-198.
- Robles, S.; Quesada, S.; Rosales, I.; Aurell, M. & García-Ramos, J.C. (2004). El Jurásico Marino de la Cordillera Cantábrica. In: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed). SGE-IGME, Madrid, 279-285.
- Romano, R.; Barattolo, F. & Masetti, D. (2005). Biostratigraphic evidence of the middle Liassic hiatus in the Foza section; (eastern sector of the Trento Platform, Calcarei grigi Formation, Venetian Prealps). *Bollettino della Società geologica italiana*, 124: 301-312.
- Rosales, I.; Barnolas, A.; Goy, A.; Sevillano, A.; Armendáriz, M. & López-García, J.M. (2018). Isotope records (C-O-Sr) of late Pliensbachian-early Toarcian environmental perturbations in the westernmost Tethys (Majorca Island, Spain). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 497: 168-185. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.02.016>
- Rosales, I.; Barnolas, A.; López-García J.M. & Sevillano, A. (2021). Strontium isotope stratigraphy (SIS) dating of the Bathonian regression in western Tethys (Mallorca island). *Journal of Iberian Geology*, 47 (1-2): 171-188. <https://doi.org/10.1007/s41513-020-00143-y>
- Ruiz-Ortiz, P.A.; Bosence, D.W.; Rey, J.; Nieto, L.M.; Castro, J.M. & Molina, J.M. (2004). Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research*, 16: 235-257. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00231.x>
- Sabat, F. (1986). Estructura geológica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears). Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 128 pp.
- Scotese, C.R. & Schettino, A. (2017). Late Permian-Early Jurassic Paleogeography of Western Tethys and the World. In: *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*. Elsevier, 57-95. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809417-4.00004-5>
- Sequero, C.; Bádenas, B. & Muñoz, A. (2017). Sedimentología y cicloestratigrafía de las calizas de plataforma abierta de la Fm Río Palomar (Pliensbachense inferior; Cuenca Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30 (1): 71-84.
- Septfontaine, M. (1984). Biozonation (à l'aide des Foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Revue de Micropaléontologie*, 27: 209-229.
- Sevillano, A.; Rosales, I.; Bádenas, B.; Barnolas, A. & López-García J.M. (2019). Spatial and temporal facies evolution of a Lower Jurassic carbonate platform, NW Tethyan margin (Mallorca, Spain). *Facies*, 65 (3): 34 pp. <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0545-0>
- Sevillano, A.; Septfontaine, M.; Rosales, I.; Barnolas, A.; Bádenas, B. & López-García, J.M. (2020a). Lower Jurassic benthic foraminiferal assemblages from shallow-marine platform carbonates of Mallorca (Spain):

- stratigraphic implications. *Journal of Iberian Geology*, 46: 77-99. <https://doi.org/10.1007/s41513-019-00117-9>
- Sevillano, A.; Bádenas, B.; Rosales, I.; Barnolas, A. & López-García J.M. (2020b). Orbital cycles, differential subsidence and internal factors controlling the high-frequency sequence architecture in a Sinemurian shallow carbonate platform (Mallorca island, Spain). *Sedimentary Geology*, 407, 20 pp. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105729>
- Simó, A. & Ramon, X. (1986). Análisis sedimentológico y descripción de las secuencias deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca. *Boletín Geológico Minero*, 97 (4): 446-478.
- Studer, M.A. (1987). Tectonique et Petrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut Atlas central mésozoïque, Maroc). *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, 43 (321): 65-197.
- Suárez-Vega, L.C. (1974). Estratigrafía del Jurásico de Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 3: 1-369.
- Thierry, J. (2000). Late Sinemurian (193-191 Ma). In: *Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps explanatory notes* (Dercourt, J.; Gaetani, M.; Vrielynck, B.; Barrier, E.; Biji-Dubal, B.; Brunet, M.F.; Cadet, J.P.; Crasquin, S.; Sandulescu, M. Eds). Commission for the Geologic Map of the World, Paris, 49-59.
- Valenzuela, M.; García-Ramos, J.C. & Suárez de Centi, C. (1986). The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 16: 121-132.
- Van Veen, G.W. (1969). Geological investigations in the region West of Caravaca. Ph.D. thesis, University of Amsterdam, 143 pp.
- Vera, J.A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4): 373-391.
- Vera, J.A.; Ruiz-Ortiz, P.A.; García-Hernández, M. & Molina, J.M. (1988). Paleokarst and related sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, southern Spain. In: *Paleokarst* (James, N.P & Choquette, P.W., Eds.). Springer-Verlag, 364-384. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3748-8_18
- Wilmsen, M.; Blau, J.; Meister, C.; Mehdi, M. & Neuweiler, F. (2002). Early Jurassic (Sinemurian to Toarcian) ammonites from the central High Atlas (Morocco) between Er-Rachidia and Rich. *Revue de Paleobiologie*, 21: 149-175.
- Wilmsen, M. & Neuweiler, F. (2008). Biosedimentology of the Early Jurassic post-extinction carbonate depositional system, central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology*, 55: 773-807. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00921.x>

CAPÍTULO 6



6. DISCUSIÓN

6.1. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y FACTORES DE CONTROL DE LA PLATAFORMA CARBONATADA SINEMURIENSE

La sucesión del Jurásico Inferior de Mallorca muestra en su conjunto una evolución transgresiva a largo término (*long-term deepening-upward trend*), desde una plataforma carbonatada con desarrollo inicial de ambientes costeros tipo *sabkha* (Hettangiense) hacia una plataforma somera (Sinemuriense), que ya desde el Sinemuriense superior y durante el Pliensbachiense registra depósitos de ambientes marinos más abiertos y finaliza, tras la inundación progresiva de la misma, con el depósito en ambientes hemipelágicos durante el Toarciense (Álvaro *et al.*, 1989; Rosales *et al.*, 2018). Esta tendencia es coherente con la evolución transgresiva reconocida para el Jurásico Inferior en muchas de las cuencas tanto del dominio Subboreal de Iberia (ej. Aurell *et al.*, 2003; Quesada *et al.*, 2005) y del noroeste de Europa (ej. Brigaud *et al.*, 2014), como del Tethys occidental (ej. Jacquin y De Graciansky, 1998; Hallam, 1981, 2001). Además, muchas de las plataformas carbonatadas peri-tethysianas sufrieron desde el Sinemuriense superior, procesos de tectónica extensional relacionados con la progresión y expansión del Tethys hacia el oeste y la posterior apertura del Atlántico central (Thierry, 2000), dando lugar a una importante compartimentación en bloques elevados y cuencas *intra-shelf*, que más tarde, durante su hundimiento (*drowning*) final, dieron paso a una sedimentación hemipelágica y pelágica (ej. Bernoulli y Jenkyns, 1974; Soussi y Ismaïl, 2000; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Santantonio *et al.*, 2016). La evolución sedimentaria de la plataforma carbonatada sinemuriense de Mallorca (Formación Es Barraca) estudiada en esta tesis, es similar a la de estas vecinas plataformas peri-tethysianas y se enmarca en las fases iniciales de esta evolución tectono-sedimentaria.

El análisis detallado de la organización espacial y temporal de las facies sedimentarias y microfacies, así como el análisis de la distribución bioestratigráfica de los foraminíferos bentónicos y algas calcáreas en las calizas de esta plataforma sinemuriense, han permitido realizar una estratigrafía detallada e identificar y datar tres estadios de evolución sedimentaria de la plataforma (Estadios 1 a 3), cada uno de ellos caracterizados por un perfil diferente de la plataforma, su particular arquitectura de facies, y las asociaciones de microfósiles reconocidas (Figs. 11 y 12). A continuación, se discuten las fases de la evolución espacio-temporal de la plataforma estudiada, analizando cuáles fueron los principales factores de control para cada momento o estadio.

6.1.1. ESTADIO 1: PLATAFORMA PERIMAREAL-SUBMAREAL SOMERA (SINEMURIENSE INFERIOR–BASE DEL SINEMURIENSE SUPERIOR)

El **Estadio 1** representa una amplia plataforma carbonatada con bajo o nulo gradiente topográfico para el área de estudio y el depósito de asociaciones de facies de “tipo bahamiano” en cuanto a su composición (*sensu* Beales, 1958), siendo comparable en facies a otras muchas plataformas perimareales de edad similar que se desarrollaron en los mares epeíricos del dominio peri-tethysiano (ej. Rychliński *et al.*, 2018). Este estadio de plataforma presenta asociaciones de facies representativas de llanuras de mareas con amplio desarrollo de facies microbianas laminadas, barras internas/bajíos oolítico-peloidales, *lagoon* restringido con facies matriz-soportadas con escasa diversidad y contenido faunístico, y facies de *lagoon* abierto, bioclásticas-peloidales y oncolíticas con abundantes foraminíferos bentónicos (Figs. 11 y 12). La distribución espacial y temporal de estos ambientes deposicionales no muestra diferencias significativas

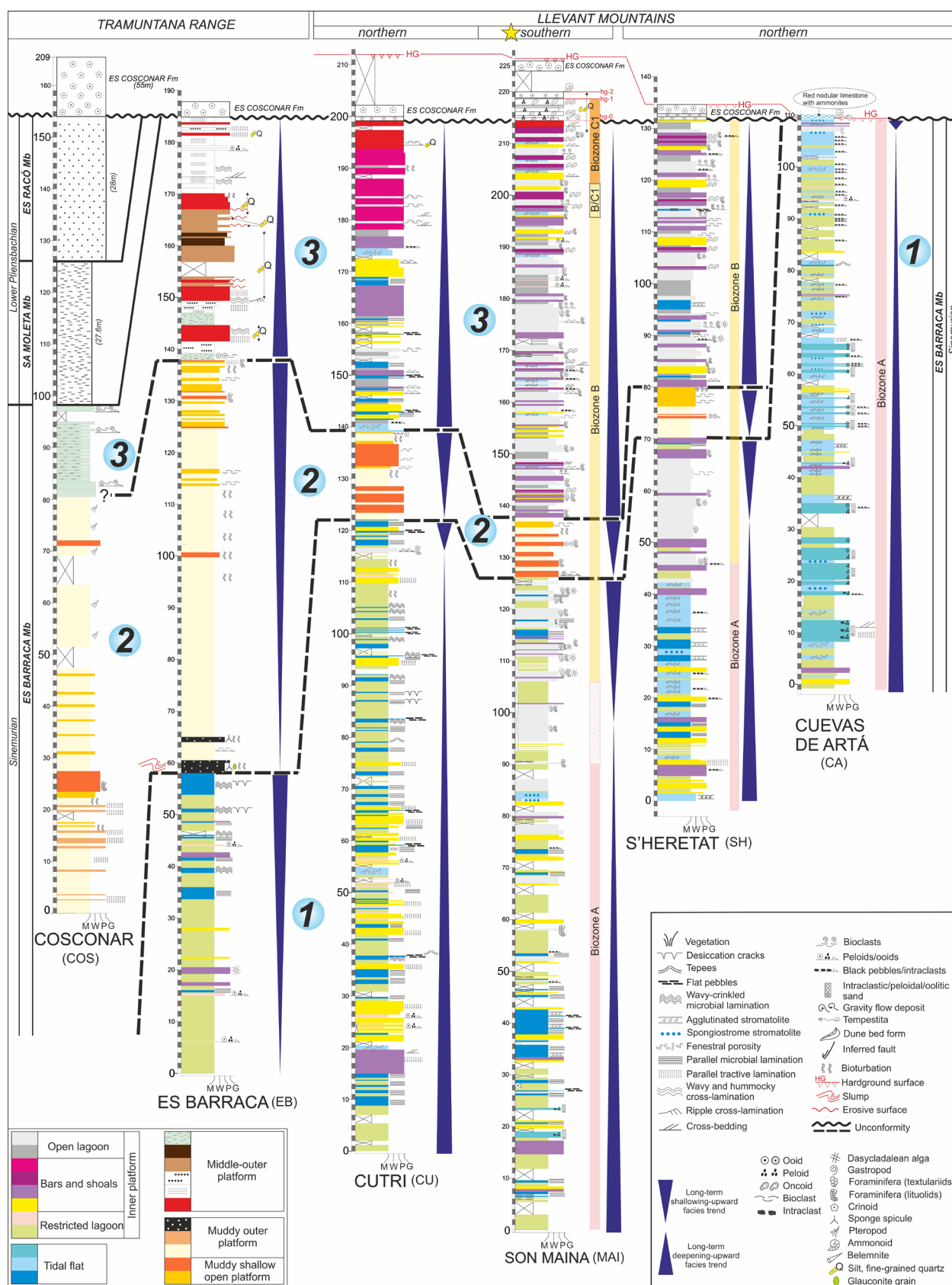


FIGURA 11. Columnas estratigráficas detalladas de las seis secciones estudiadas de la plataforma sinemuriense de Mallorca, en las que se muestra la distribución de facies, estructuras sedimentarias, componentes principales y contenido fósil destacable, para los estadios de sedimentación diferenciados (1 a 3).

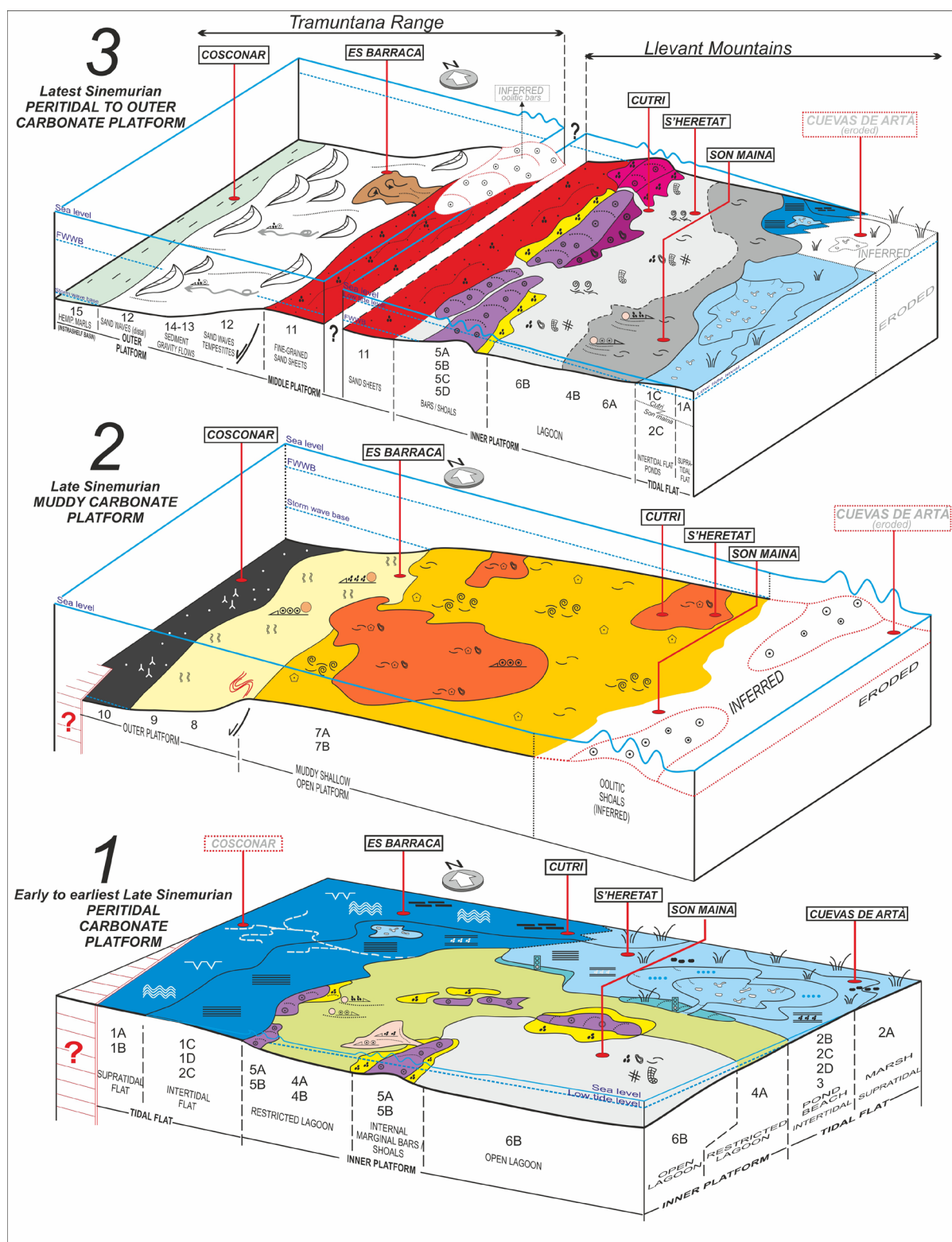


FIGURA 12. Modelos conceptuales de facies y del perfil de la plataforma definidos para cada uno de los tres estadios de evolución sedimentaria de la plataforma (Formación Es Barraca). Ver leyenda de facies, componentes y estructuras en la Fig. 11.

entre los dominios de Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante, y tampoco entre las secciones estudiadas, lo que indica un perfil de plataforma prácticamente plano (1 en Fig. 12), en el que no existe una estructuración claramente definida de cinturones lineales de facies por dominios, sino una distribución de ambientes que se disponen aleatoriamente en el espacio y tiempo constituyendo un mosaico de facies en el sentido de Wright y Burgess (2005). En este tipo de ambientes carbonatados costeros y de amplias plataformas someras con mosaico de facies, las pequeñas variaciones relativas del nivel del mar de incluso pocos centímetros o los procesos internos como tormentas, mareas vivas, etc., pueden producir cambios significativos en la distribución de subambientes de depósito tales como los canales de mareas, las barras internas y *shoals*, los tapices microbianos, etc., pudiendo ser los factores dominantes en la distribución lateral y el apilamiento vertical de facies, y por tanto en el desarrollo de secuencias elementales. No obstante se ha podido constatar una cierta distribución espacial preferente de determinadas facies. En la Sierra de Tramuntana existe un mayor predominio de las llanuras de marea tipo-1 (dominadas por facies de microbialitas laminadas desarrolladas en tapices de cianobacterias), frente a las de tipo-2. Sin embargo, en el sector situado al noreste de las Sierras de Levante (sección Cuevas de Artà), existe un claro predominio las llanuras de marea de tipo-2 (dominadas por estromatolitos tipo espongiostroma y/o estromatolitos aglutinantes, *mudstones* fenestrales y *grainstones* oolíticos-peloidales e intraclásticos con abundantes rasgos diagenéticos de exposición subaérea), donde abundan los cementos *pendant*, los rizolitos y los clastos negros, estos últimos relacionados con la formación de paleosuelos calcáreos y calichificación en ambientes húmedos, mal oxigenados y alcalinos (Strasser, 1984; Leinfelder, 1987). Todo ello sugiere que durante este Estadio 1 los ambientes intermareales y supramareales en dicho área estaban representados muy probablemente por zonas más húmedas de plataforma, con posible desarrollo de llanuras marismas vegetadas en ambientes costeros húmedos con pequeñas charcas y playas y formación de paleosuelos, dificultando el desarrollo de verdaderas llanuras de marea (Wright y Azerêdo, 2006) (Fig. 12).

Los datos bioestratigráficos obtenidos a partir del análisis de asociaciones de foraminíferos bentónicos muestran, para este estadio, diversidad taxonómica y afinidad con los reconocidos en otras plataformas del Tethys occidental en regiones de Eslovenia, Croacia, Italia, sur de Iberia y Marruecos (Septfontaine, 1984; Fugagnoli y Loriga Broglio, 1998; Azerêdo *et al.*, 2003; Veseli *et al.*, 2006; BouDagher-Fadel y Bosence 2007; Velić, 2007; Gale, 2014; Gale y Kelemen, 2017). De esta forma se ha reconocido a lo largo del Estadio 1 la presencia de *Siphovalvulina* sp., *Valvulina*, *Pseupfenderina*, *Everticyclammina praevirguliana* Fugagnoli, *Meandrovoluta asiagoensis* Fugagnoli y Rettori, *Duotaxis*, *Biokovina* y *Mesoendothyra* sp. Esta asociación de foraminíferos bentónicos es compatible con la biozona A de Septfontaine (1984) de edad Sinemuriense inferior. La parte superior del Estadio 1 muestra, además, algunos especímenes evolucionados de *Mesoendothyra* sp. que han sido interpretados en esta tesis como morfotipos ancestros de *Lituosepta* indicando el final de la biozona A (Septfontaine, 1984; Sinemuriense inferior) y se registra también la primera aparición de verdadera *Lituosepta recoarensis* Cati que define la base de la biozona B de Septfontaine (1984), de edad Sinemuriense superior. Dado que diferentes autores muestran un buen consenso al situar la primera aparición de *Lituosepta recoarensis* en el inicio del Sinemuriense superior (Septfontaine, 1984; Kabal y Tasli, 2000; BouDagher-Fadel y Bosence, 2007; Velić, 2007; Gale, 2014; Fugagnoli y Bassi, 2015) se ha interpretado que el Estadio 1 se desarrolló durante el Sinemuriense inferior hasta la base del Sinemuriense superior.

En cuanto a su evolución sedimentaria, el Estadio 1 presenta en todas las secciones estudiadas (excepto en la sección Es Barraca) una secuencia asimétrica transgresiva-regresiva, con la parte inferior transgresiva más desarrollada y potente, para culminar la secuencia con una fase regresiva menos desarrollada y potente, y presumiblemente más corta (Fig. 11). Esto aparece reflejado por una progresiva tendencia

de facies profundizante desde facies supra- e intermareales alternando con facies de barras internas y *lagoon* restringido en la parte basal, hacia facies submareales de *lagoon* abierto en la parte alta de la fase transgresiva, las cuales se interpretan como representativas de la zona de máxima inundación, tras lo cual, un rápido incremento de las facies supra- e intermareales refleja una somerización en un corto intervalo regresivo que caracteriza la parte superior de la secuencia (Fig. 11).

Dentro de esta tendencia general transgresiva-regresiva del Estadio 1, el análisis cicloestratigráfico más detallado de las series estudiadas en las Sierras de Levante ha permitido reconocer un apilamiento jerárquico de secuencias de alta frecuencia según tres escalas diferentes: gran escala (~10–30 m), mediana escala (~1–10 m) y pequeña escala (~0.3–5 m) (ver Figs. 4 y 5 del capítulo 4) y discutir el papel de los factores internos y externos que interactúan en la sedimentación, controlando el origen y desarrollo de las mismas. Por otra parte, el propio ordenamiento de las facies sedimentarias en “mosaico de facies” y la falta de continuidad de los afloramientos, dificulta la reconstrucción lateral de facies y por tanto el reconocimiento y correlación de ciclos elementales (secuencias de pequeña escala) entre afloramientos discontinuos de secciones separadas varios kilómetros entre sí (ej. Strasser y Védrine, 2009). Debido a esto, para este estudio se ha utilizado como herramienta principal para el análisis cicloestratigráfico, el reconocimiento de tendencias de facies somerizantes y de rupturas sedimentarias a techo de las secuencias correlacionables entre las diferentes secciones e interpretadas como los límites de las secuencias de grande y mediana escala, y sobre las cuales se producen tendencias bruscas de profundización de facies. De esta forma, se han reconocido 8 secuencias de gran escala, cada una de las cuales incluye entre 3 y 5 secuencias de mediana escala (LS-1 a LS-8, ver Figs. 4 y 5 del capítulo 4). Asumiendo una duración temporal de ~4 Ma para este Estadio 1 (siguiendo la escala temporal de Ogg *et al.* (2016) para el intervalo de tiempo Sinemuriense inferior–base del Sinemuriense superior), las 8 secuencias de gran escala (LS-1 a LS-8, Figs. 4 y 5 del capítulo 4), formadas a su vez por una media de 4 secuencias de mediana escala, corresponderían a periodos de duración aproximados de 400 kys y 100 kyr respectivamente, por lo que han sido interpretadas en relación con ciclos orbitales de excentricidad de largo término (~400 kyr) y corto (~100 kyr). Diferentes autores interpretan secuencias de similar duración en sucesiones de plataforma somera durante el Jurásico, como el reflejo de variaciones en el nivel del mar inducidas por ciclos orbitales de excentricidad (ej. Crevello, 1991; Strasser *et al.*, 1999; Aurell y Bádenas, 2004; Colombi y Strasser, 2005; Brandano *et al.*, 2015; Pomoni-Papaioannou y Karakitsios, 2016; Strasser, 2018), con amplitudes de en torno a 5–10 m (ej. Crevello *et al.*, 1991; Aurell y Bádenas, 2004). No obstante, la correlación de las secuencias de grande y mediana escala (ver Figs. 4 y 5 del capítulo 4) ha permitido deducir que, junto a las oscilaciones del nivel del mar inducidas probablemente por los cambios climáticos debidos a los ciclos orbitales de excentricidad, existió además una variable impronta de la subsidencia diferencial y de la acumulación de carbonato en el desarrollo de estas secuencias, como se deduce de las diferencias tanto de los espesores acumulados como del número de secuencias de mediana escala desarrolladas o preservadas para las diferentes secuencias de gran escala entre las diferentes secciones estudiadas. Es el caso, por ejemplo, de las secuencias de gran escala LS-2, LS-3, LS-4 y LS-7 (Figs. 4 y 5 del capítulo 4) con similar número de secuencias de mediana escala pero importantes variaciones de espesores entre ellas, o las secuencias de gran escala LS-5 y LS-8, con diferente desarrollo o preservación de secuencias de mediana escala entre las diferentes secciones estudiadas.

Esta interacción entre los cambios del nivel del mar inducidos por ciclos orbitales y la subsidencia diferencial ha sido también el argumento para explicar el origen de secuencias de alta frecuencia similares descritas en otras plataformas perimareales del Jurásico Inferior vecinas y del Tethys occidental (cordillera Ibérica y Béticas: Bosence *et al.*, 2000, 2009, Bádenas *et al.*, 2010; Alto Atlas en Marruecos: Crevello, 1991; Apeninos en Italia: Brandano *et al.*, 2015; Creta en Grecia: Pomoni-Papaioannou y Kostopoulou,

2008, Pomoni-Papaioannou y Karakitsios, 2016; Dorsales en Túnez: Bosence *et al.*, 2009; Montes Traras en Argelia: Belkhedim *et al.*, 2019).

En cuanto al origen de las secuencias de pequeña escala (~0.3–5 m), éstas se pueden interpretar en relación con factores alocíclicos y autocíclicos (ej. Colombié y Strasser, 2005). La variable calibración temporal de estas secuencias en las series estudiadas, así como una gran variabilidad en el apilamiento vertical de sus facies, reflejan que los procesos autocíclicos inherentes al sistema sedimentario, tales como la migración lateral de cuerpos sedimentarios y los procesos de erosión locales asociados, por ejemplo, a tormentas o mareas vivas, fueron factores de control dominantes en su génesis. La duración media de estas secuencias (obtenida asumiendo una duración de ~100 kyr para las secuencias de mediana escala y teniendo en cuenta el número de secuencias de pequeña escala en cada secuencia de mediana escala; Figs. 4 y 5 del capítulo 4) muestra una elevada variabilidad en su duración desde ~5,8 a ~100 kyr, lo que descarta una relación directa con los ciclos orbitales de menor duración, como por ejemplo, ciclos de precesión de ~20 kyr. Por otro lado, la variabilidad en el apilamiento vertical de facies y la posible existencia de superficies de exposición como límites discontinuos lateralmente (Manifold *et al.*, 2020), apuntarían también a un origen autocíclico. Todos estos procesos internos pueden ser factores dominantes en el desarrollo de la ciclicidad (Manifold *et al.*, 2020), pudiendo enmascarar la señal que los procesos externos (ciclos orbitales) imprimen en el nivel relativo del mar y en el desarrollo de secuencias (Dexter *et al.*, 2009; Bádenas y Aurell, 2018), especialmente cuando se trata de secuencias relacionadas con ciclos de corta duración como son, por ejemplo, los ciclos orbitales de precesión de ~20 kyr (Strasser y Védérine, 2009).

6.1.2. ESTADIO 2: PLATAFORMA CARBONATADA FANGOSA (SINEMURIENSE SUPERIOR)

Durante el **Estadio 2** se produjo una rápida inundación de la plataforma que supuso la desaparición de las facies perimareales y de tipo bahamiano del Estadio 1, dando paso al desarrollo de una plataforma abierta y fangosa, con dominios someros de mar abierto y de plataforma externa. En ella se depositaron facies submareales micríticas, que incluyen *wackestones* y *packstones* bioclásticos (con bivalvos, gasterópodos, crinoides), peloidales y oncolíticos, alternando con *mudstones* masivos y facies espiculíticas (2 en Fig. 12). En cuanto a su evolución sedimentaria, el Estadio 2 presenta en todas las secciones estudiadas una secuencia general de facies somerizante o regresiva (Fig. 11).

Los datos bioestratigráficos muestran la presencia de foraminíferos bentónicos tales como nodosáridos (indicativos de condiciones marinas abiertas), *Siphovalvulina* sp., *Pseudopfefferina*, *Mesoendothyra*, *Everticyclammina praeirguliana* Fugagnoli y *Lituosepta recoarensis* Catí. La presencia de este último taxón, nos permite interpretar que el Estadio 2 corresponde, en toda su extensión, a la Biozona B (step 2, ver Fig. 8 del capítulo 3) definida por Septfontaine (1984), cuya edad corresponde al Sinemuriense superior (Septfontaine, 1984; Kabal y Tasli, 2000; BouDagher-Fadel y Bosence, 2007; Velić, 2007; Gale, 2014; Fugagnoli y Bassi, 2015).

Durante este estadio, en la Sierra de Tramuntana (sección Es Barraca), la presencia local de estructuras tipo *slump* (reflejo del aumento en la pendiente deposicional y/o procesos de paleosismicidad), el mayor espesor de la sucesión (> 80 m) (Fig. 11) y el cambio a facies micríticas y espiculíticas (de aguas relativamente más profundas) que se depositan bruscamente sobre las facies de llanura mareal del Estadio 1, se interpretan como una rápida profundización y un incremento en el espacio de acomodación hacia este dominio, lo que sugiere subsidencia diferencial entre los dominios de Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante, existiendo posiblemente una pendiente topográfica con desarrollo de cierto talud deposicional,

además de una mayor profundización dentro de la plataforma, hacia el dominio de Sierra de Tramuntana (2 en Fig. 12). En las Sierras de Levante el espesor de la sucesión sedimentaria es considerablemente menor (10–20 m) (Fig. 11) y ésta se caracteriza por la presencia de facies relativamente someras (calizas *wackestone* y *packstone* bioclásticas ricas en oncoides, gasterópodos y bivalvos megalodóntidos, intercaladas con *mudstone* y *floatstone* de bivalvos). Esto indica la existencia de ambientes de plataforma más somera e interna, de baja energía y con sustrato fangoso, hacia este dominio, que posiblemente representaría un alto paleogeográfico donde se localizarían los ambientes más someros, respecto a los ambientes más abiertos de la Sierra de Tramuntana. La existencia de finas capas oolíticas intercaladas entre las facies fangosas del Estadio 2 en las Sierras de Levante refuerza la existencia de ambientes de plataforma más someros hacia este dominio, pudiéndose inferir el desarrollo de cercanos cinturones oolíticos, no preservados actualmente, en sus áreas más orientales y presumiblemente más marginales o someras (Fig. 12). En el sector situado más al NE de las Sierras de Levante (sección Cuevas de Artà) no hay registro de este estadio, debido a la existencia de una laguna estratigráfica asociada a una discontinuidad erosiva a techo de las facies perimareales del Estadio 1, que abarca desde la base del Sinemuriense superior hasta el Aalenense, ya que sobre esta superficie de discontinuidad erosiva se deposita un *hardground* ferruginoso que contiene ammonites del Aalenense. El origen de esta discontinuidad erosiva será discutido más adelante.

6.1.3. ESTADIO 3: SISTEMA DE PLATAFORMA PERIMAREAL-SUBMAREAL SOMERA, PLATAFORMA MEDIA Y PLATAFORMA EXTERNA (PARTE ALTA DEL SINEMURIENSE SUPERIOR)

Durante el **Estadio 3** se desarrolló nuevamente una plataforma carbonatada somera con cinturones de facies mejor definidos, constituidos en el dominio de Sierras de Levante por facies perimareales, de *lagoon* y cinturones oolíticos submareales tipo bahamiano (Figs. 11 y 12), mientras que en el dominio de Sierra de Tramuntana se registra el depósito en ambientes de plataforma media y externa (Figs. 11 y 12), con una notable influencia siliciclástica (cuarzo tamaño limo-arena fina, e incluso en ocasiones de cantos centimétricos de cuarcita). Teniendo en cuenta las reconstrucciones paleogeográficas recientes y la afinidad paleontológica de las faunas del Triásico y Jurásico Inferior de la Sierra de Tramuntana con las registradas en la región de los Catalánides y Pirineos meridionales (Meléndez *et al.*, 1988; Rosales *et al.*, 2018) se supone una posición paleogeográfica de la Sierra de Tramuntana para el Jurásico Inferior adyacente a esta región. Por tanto, se considera que la procedencia de estos aportes siliciclásticos pudo ser el denominado “Alto del Ebro”, que autores como Aurell *et al.* (2002) o Marín *et al.* (2021) interpretan como un área emergida, localizada en la zona del macizo Costero-Catalán al noroeste de la falla de Montmell (Marín *et al.*, 2021), que fue probablemente reactivada por tectónica ya desde el final del Sinemuriense superior e inicio de Pliensbachiense y por tanto sujeta a erosión de materiales previos (ej. material siliciclástico del Triásico) posiblemente desde el Jurásico.

Los datos bioestratigráficos de foraminíferos bentónicos muestran que además de *Siphovalvulina* sp., *Pseudopfenderina*, *Valvulina*, *Mesoendothyra*, *Everticyclammina praevirguliana* Fugagnoli y *Lituosepta recoarensis* Cati, que se mantienen desde los estadios anteriores, en el Estadio 3 aparecen también algunos especímenes de *Haurania deserta* y morfotipos planos de *Planisepta* junto con formas primitivas de *Orbitopsella* (ancestros) que permiten situar al final de este Estadio 3 el límite superior de la Biozona B, que en el caso de Mallorca, se caracteriza por una zona de transición entre formas de la biozona B y C1 (transición B/C1) de Septfontaine (1984). Estas formas evolucionan gradualmente a *Orbitopsella* aff. *primaeva* (Henson) cuya primera aparición se registra en los últimos metros de la sucesión (sección Son Maina), caracterizando así el límite inferior la Biozona C1 (Septfontaine, 1984). Diferentes autores mues-

tran consenso al situar esta biozona C1 en el intervalo de edad correspondiente al Sinemuriense superior (terminal) hasta el Pliensbachiense inferior (Septfontaine, 1984; Fugagnoli y Loriga Broglio, 1998; Velić, 2007; BouDagher-Fadel, 2008). Sin embargo, los especímenes observados en las sucesiones de Mallorca de *O. primaeva* son formas muy pequeñas y primitivas, lo que indica una edad preferentemente Sinemuriense superior (terminal) para el techo del Estadio 3. Según estos datos, el Estadio 3 se desarrolla durante el Sinemuriense superior, sin que el techo de la plataforma que constituye la Formación Es Barraca llegara a alcanzar, en ninguno de los sectores estudiados, el Pliensbachiense inferior.

El Estadio 3 representa una secuencia de facies profundizante (Fig. 11) con predominio, en las Sierras de Levante, de depósitos de llanura mareal y *lagoon* restringido en la parte inferior de la secuencia, y una mayor abundancia de facies de *lagoon* abierto hacia techo. Al mismo tiempo, en la sección Es Barraca (Sierra de Tramuntana) la profundización queda registrada en el cambio a un predominio de facies de plataforma externa hacia el techo de la secuencia.

6.2. SECUENCIAS DEPOSICIONALES T-R Y SU CORRELACIÓN REGIONAL

Las tendencias de facies T-R registradas a lo largo de los tres estadios descritos para la sucesión Sinemuriense (Formación Es Barraca) en Mallorca (Fig. 11), muestran una correlación relativamente buena con los cambios del nivel del mar registrados durante el Jurásico Inferior (Hallam, 2001) y con los ciclos T-R y ciclos de facies T-R definidos en diferentes cuencas de Iberia, así como en otras cuencas Europeas y Tethysianas (De Graciansky *et al.*, 1998; Aurell *et al.*, 2003, Quesada *et al.*, 2005). Una característica común es por ejemplo la larga transgresión desde el final del Triásico (Rhaetiense) al Sinemuriense inferior (Hallam, 1981) seguida de un corto periodo regresivo (Fig. 13) cuyo límite se sitúa en torno al límite Sinemuriense inferior-superior (secuencia T-R4a, según De Graciansky *et al.*, 1989) que podría ser correlacionada con la tendencia de facies observada en el Estadio 1 en Mallorca (Figs. 11 y 13).

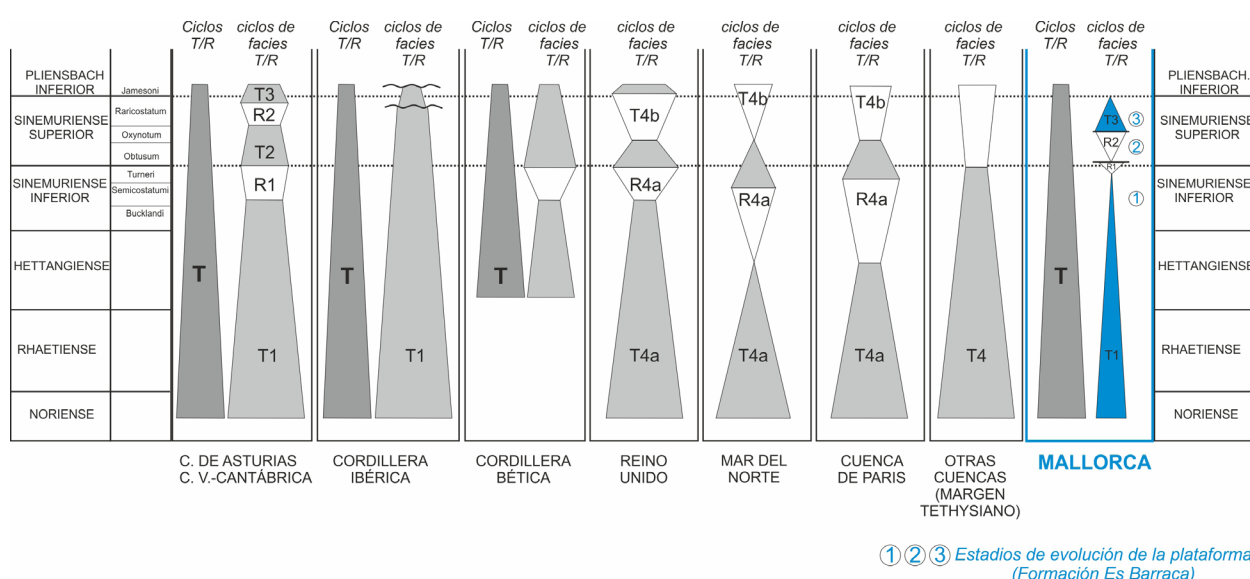


FIGURA 13. Comparación de los ciclos o secuencias de facies T-R reconocidas para el Sinemuriense de Mallorca, con aquellas definidas para la misma edad en otras cuencas de Iberia y de los dominios del noroeste de Europa y cuencas del margen tethysiano. (Cuencas de Asturias y Vasco-Cantábrica: Aurell et al., 2003, Quesada et al., 2005; Cordillera Ibérica: Aurell et al., 2003; Cordillera Bética: O'Dogherty et al., 2000; Reino Unido-Mar del Norte-cuenca de Paris y margen tethysiano: Jacquin et al., 1998, De Graciansky et al., 1998).

Se han reconocido secuencias T-R equivalentes en la cuenca de Asturias, cuenca Vasco-Cantábrica (Quesada *et al.*, 2005), cordillera Bética (O'Dogherty *et al.*, 2000) y en algunas cuencas europeas, como en el Reino Unido (Fig. 13). Aunque con cierta discrepancia en la edad del pico transgresivo y del límite superior de secuencia, también se reconoce esta secuencia T-R en las cuencas del Mar del Norte y de París (Fig. 13) (De Graciansky *et al.*, 1989); aunque no se ha reconocido esta misma tendencia en la cordillera Ibérica (Aurell *et al.*, 2003) y en las cuencas del margen Tethysiano (Fig. 13). En la cuenca Vasco-Cantábrica, el límite superior de este ciclo de facies T-R, asimétrico y equivalente en edad, está marcado a su techo por una discontinuidad erosiva (Sinemuriense medio) con exposición subaérea desarrollada sobre una regresión forzada que finaliza con el depósito de calizas marinas someras, areniscas y conglomerados fluviales (Quesada *et al.*, 2005). La buena correlación para esta secuencia entre la tendencia de facies registrada en Mallorca y en otras cuencas podría indicar una posible influencia del eustatismo en el desarrollo de la misma (Hallam, 1981, 2001), si bien este factor de control podría verse enmascarado por el efecto de la subsidencia tectónica regional en algunos casos (ej. la cordillera Ibérica; Aurell *et al.*, 2003). Por otro lado,

durante el Sinemuriense superior se ha observado en Mallorca una ligera regresión (Estadio 2) seguida de una transgresión durante el Estadio 3 (Figs. 11 y 13), opuesta por tanto, a la descrita en otras cuencas europeas donde se ha registrado un ciclo de facies transgresivo-regresivo, más simétrico, que finaliza con un límite de secuencia cuya edad se ha situado desde el final del Sinemuriense superior (en la cuenca Vasco-Cantábrica; Quesada *et al.*, 2005) hasta el límite Sinemuriense-Pliensbachiense e incluso el Pliensbachiense inferior (en otras cuencas; De Graciansky *et al.*, 1998). Estas discrepancias, tanto en la edad de las secuencias 2 y 3 como en la tendencia de facies observadas en Mallorca (Fig. 13), se han interpretado como un posible reflejo de las condiciones particulares tectónicas y sedimentarias generadas en la plataforma Balear como respuesta al inicio de la actividad tectónica extensional en este área.

6.3. INTERACCIÓN ENTRE LA TECTÓNICA REGIONAL Y LOS CAMBIOS PALEOGEOGRÁFICOS Y PALEOCLIMÁTICOS EN LA EVOLUCIÓN DE LA PLATAFORMA

Las plataformas carbonatadas peri-tethysianas experimentaron durante el Jurásico cambios paleogeográficos importantes en un contexto de *rifting*, relacionado con la progresión de la apertura del Tethys hacia el oeste y el inicio de la apertura del Atlántico central a través del Corredor Hispánico, a partir del Sinemuriense–Toarciense (Fig. 14; Silva *et al.*, 2021). Dicho corredor (Fig. 14) conectó en posición subecuatorial los océanos del Tethys y Panthalassa, lo que produjo una importante reorganización paleogeográfica que culminó finalmente con la ruptura de Pangea. Esta evolución geodinámica estuvo además acompañada por intensa actividad volcánica, con formación de grandes provincias magmáticas (como el Karoo-Ferrar LIP; Fig. 14) responsables, junto con los cambios en las conexiones y circulación oceánica, de importantes cambios paleoambientales y paleoclimáticos. Todos estos cambios acontecidos durante este importante momento de reajuste paleogeográfico al inicio de la ruptura de Pangea, afectaron a muchos de los sistemas de plataforma carbonatada del Jurásico Inferior. Muchas de estas plataformas y cuencas en los márgenes del Tethys sufrieron ya desde el Hettangiense y Sinemuriense inicios de tectónica extensiva, con fragmentación en bloques, formación de cuencas e incluso *drowning* (Marino y Santantonio, 2010).

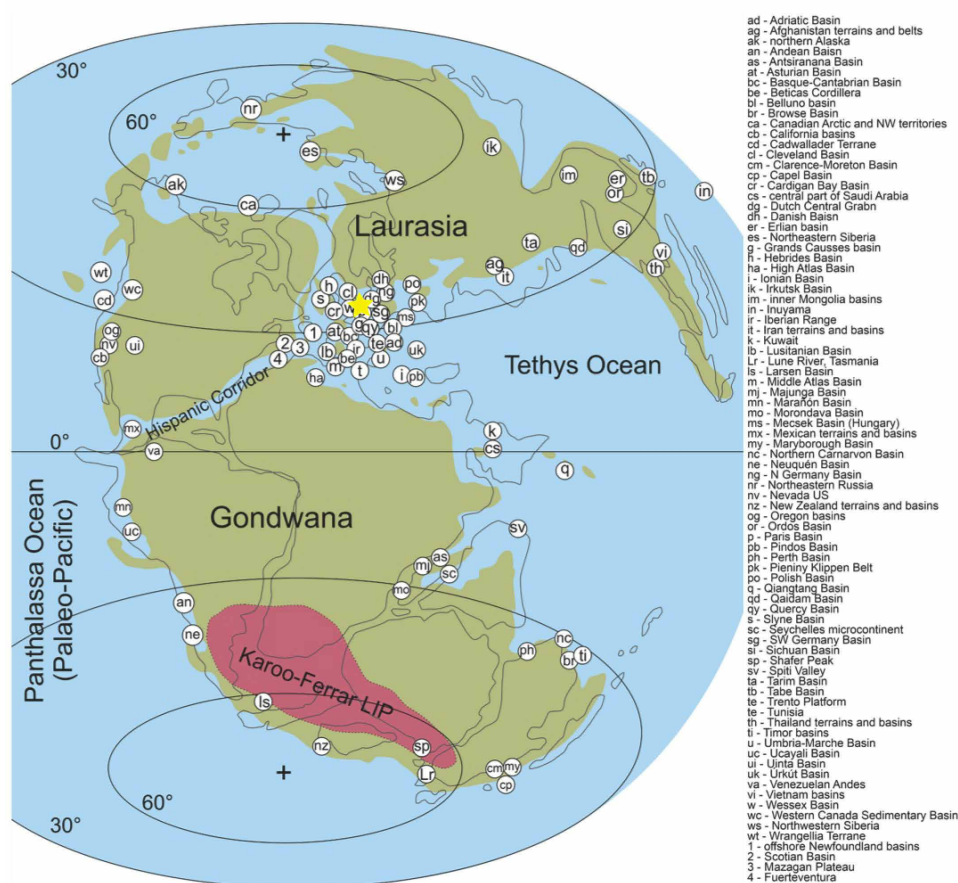


FIGURA 14. Mapa paleogeográfico de Pangea para el Jurásico Inferior (Sinemuriense–Pliensbachiense), mostrando la localización de todas las cuencas conocidas con sedimentos de esta edad, algunas de ellas referidas en esta tesis, y los principales rasgos paleogeográficos para este momento, tales como la apertura incipiente del Atlántico central a través del corredor Hispánico y el vulcanismo extensivo con la formación de provincias ígneas al sur de Gondwana. La posición del Promontorio Balear está representada por la estrella amarilla (tomada de Silva *et al.* 2021, modificada de Damborenea, 2002).

En el caso del Mallorca, desde el inicio del Estadio 2 se produjo una marcada subsidencia diferencial entre los sectores de la Sierra de Tramuntana y las Sierras de Levante, así como la reorganización de las facies del sistema de plataforma entre estos dos sectores. Este reajuste rápido del perfil de la plataforma a partir del Estadio 2 y que continuó durante el Estadio 3 (Fig. 12) podría estar relacionado con el inicio de actividad tectónica extensional en este área ya a partir del Sinemuriense superior, si bien su expresión más evidente, con formación de bloques y depósito de sucesiones estratigráficas diferentes, se produce a partir del Pliensbachiense inferior. Es a partir de este momento cuando comienzan a diferenciarse dos dominios paleogeográficos en Mallorca: por una parte el dominio de la Sierra de Tramuntana, donde la plataforma se estructura en altos y surcos con formación de cuencas intra-plataforma en las que se depositan margas y calizas margosas con braquiópodos (Margas de Sa Moleta) que somerizan rápidamente a depósitos arenosos y microconglomeráticos deltaicos (Cuarzoarenitas de Es Racó), mientras que en zonas de altos paleogeográficos se producen lagunas estratigráficas. Por otra parte, el dominio de las Sierras de Levante se individualiza como un alto estructural, presentando lagunas estratigráficas a techo del Sinemuriense que abarcan al menos el Pliensbachiense inferior, hasta el depósito de la Formación Es Cosconar durante el Pliensbachiense superior, que se deposita en ambos dominios con espesores y facies variables entre los altos y surcos a lo largo de toda la isla de Mallorca, hasta el *drowning* final de la plataforma en el Toarciense.

Durante esta etapa inicial de extensión, el dominio de las Sierras de Levante estuvo probablemente sujeto a emersión y erosión, presentando mayor erosión o levantamiento hacia el noreste de este sector, como sugiere la pérdida hacia el noreste de las biozonas superiores del Sinemuriense observado en varias de las secciones estudiadas. Este es el caso de la sección S'Heretat (ver Figs. 8 y 9 del capítulo 3), donde la laguna estratigráfica abarca desde parte del Sinemuriense superior hasta el Pliensbachiense superior, recuperándose la sedimentación carbonatada de plataforma con el depósito de la Formación Es Cosconar. La mayor laguna estratigráfica se ha localizado en la sección Cuevas de Artà (ver Fig. 9 del capítulo 3) donde, como se ha comentado anteriormente, sobre los carbonatos de plataforma perimareal del Estadio 1 de la Formación Es Barraca, se encuentra una discontinuidad erosiva tapizada por un *hardground* ferruginoso con ammonites de edad Aalenienne, y directamente encima calizas nodulosas del Bajociense (Rosales *et al.*, 2021), indicando una laguna estratigráfica desde el inicio del Sinemuriense superior hasta el Aalenienne. El origen más probable de esta laguna estratigráfica es por erosión durante alguno de los pulsos de *rifting* previos al Aalenienne.

Un factor a mencionar en relación con la impronta de la tectónica, es la diferencia en las tasas de acumulación que se aprecia en el desarrollo de algunos de los ciclos de alta frecuencia identificados en el Estadio 1 (ver Fig. 9 del capítulo 4), lo que sugiere variaciones en el espacio de acomodación para los mismos ciclos entre diferentes secciones de las Sierras de Levante, posiblemente relacionadas con pequeñas variaciones en la razón de subsidencia. Estos datos cicloestratigráficos parecen señalar la existencia de subsidencia diferencial relacionada con una incipiente fase tectónica que afectó al relleno sedimentario de la plataforma ya desde el final del Estadio 1 (inicio del Sinemuriense superior), como preludio de la influencia de la tectónica extensiva en la arquitectura de facies y el perfil de la plataforma, que se manifiesta más claramente a partir del Estadio 2 (Sinemuriense superior).

El cese de una sedimentación carbonatada perimareal y el reemplazamiento de ésta por una sedimentación submareal en condiciones marinas abiertas y relativamente más profundas se ha descrito también para diferentes plataformas peri-tethysianas en torno al límite Sinemuriense inferior–superior y durante la base del Sinemuriense superior, coincidiendo a grandes rasgos con el cambio del Estadio 1 al

Estadio 2 de la plataforma de Es Barraca. Este es el caso de la cuenca Vasco-Cantábrica y Asturiana (Aurell *et al.*, 2003; Quesada *et al.*, 2005), los Apeninos y Sicilia (Mariano y Santantonio, 2010), los Alpes-plataforma Liguria (Decarlis y Lualdi, 2010) o el Alto Atlas en Marruecos (Mehdi *et al.*, 2003; Chafiki *et al.*, 2004; Wilmsen y Neuweiler, 2008) (ver localización en la Fig. 14). En estos ejemplos, el cese brusco en el depósito de facies perimareales se relaciona con una profundización de la plataforma y con cambios en las condiciones paleoambientales, en relación con los procesos de tectónica extensional. En la cuenca de Asturias y la cuenca Vasco-Cantábrica Aurell *et al.* (2003) y Quesada *et al.* (2005) sitúan esta superficie transgresiva en la Zona Obtusum, coincidiendo con el inicio del Sinemuriense superior (Fig. 13), relacionándola también con el inicio de la subsidencia diferencial. En Marruecos (Alto Atlas), el límite Sinemuriense inferior-superior está caracterizado por la fragmentación en bloques de una plataforma perimareal, lo que generó hiatos deposicionales y el reemplazamiento de las facies perimareales por depósitos micríticos, microbianos, ricos en esponjas silíceas (Mehdi *et al.*, 2003; Chafiki *et al.*, 2004; Wilmsen y Neuweiler, 2008). Todo ello sugiere para este momento, profundización, eutrofización y perturbaciones en las condiciones ambientales acompañando a los eventos tectónicos, tanto en el dominio Subboreal como peri-tethysiano.

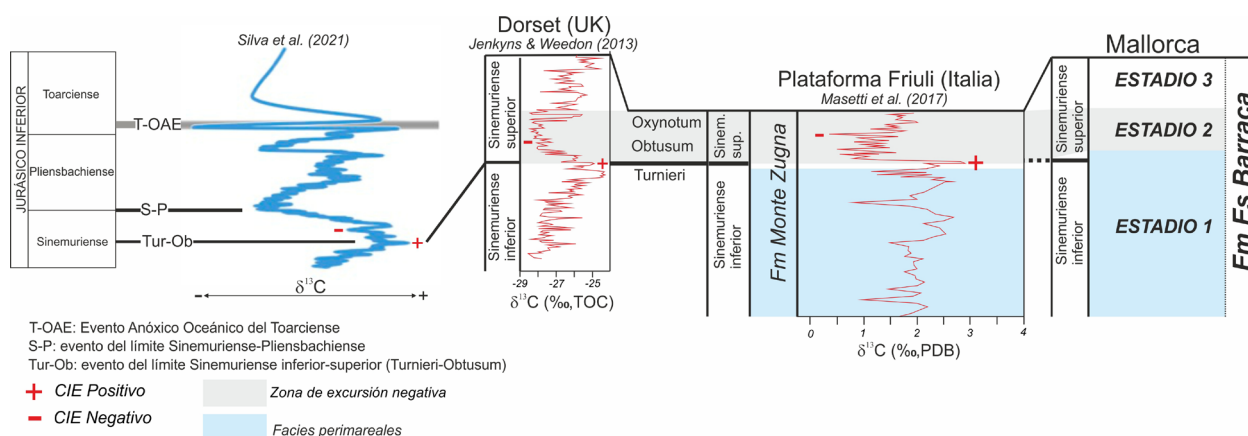


FIGURA 15. Curva general de las principales variaciones isotópicas de carbono durante el Jurásico Inferior, donde se observan las principales excursiones en los isótopos de C o CIEs que se producen durante: el tránsito Sinemuriense inferior-superior (zonas Turnieri, Obtusum y Oxynotum), el tránsito Sinemuriense-Pliensbachense y el Toarciense inferior (zonas Tenuicostatum y Serpentinum), este último coincidiendo con el Evento Anóxico Oceánico T-OAE. El tránsito del Estadio 1 al Estadio 2 en la evolución de la plataforma (Formación Es Barraca) coincidiría con la primera de las excursiones isotópicas, mostrada en detalle para las cuencas de Dorset (UK) y Friuli (Italia). Modificada de Silva *et al.* (2021) y Sevillano *et al.* (2019).

Simultáneamente a estos procesos, existieron anomalías o excursiones en los isótopos de carbono (Fig. 15), detectados en varias plataformas carbonatadas del dominio Boreal y Tethysiano, en torno al límite Sinemuriense inferior-superior hasta la base del Sinemuriense superior (zonas de ammonites: techo de Turnieri, Obtusum y Oxynotum; Fig. 15). En estas plataformas existen tres principales anomalías en la curva de isótopos de carbono durante el Jurásico Inferior, correlacionables entre diferentes cuencas (Fig. 15): a) excursión positiva seguida de excursión negativa en el tránsito del Sinemuriense inferior hasta la base del Sinemuriense superior, b) excursión negativa en el límite Sinemuriense-Pliensbachense y c) fuerte y rápida excursión negativa seguida de excursión positiva en el Toarciense inferior, coincidiendo con el Evento Anóxico Oceánico T-OAE. Estas excursiones isotópicas se han relacionado con cambios hacia condiciones climáticas más cálidas y húmedas, acompañadas de perturbaciones globales en el ciclo del carbono (ej. Jenkyns, 2010; Dera *et al.*, 2011; Jenkyns y Weedon 2013; Munier *et al.*, 2021; Franceschi *et al.*, 2022) y en algunos casos de eventos de extinción (ej. Hallam, 1986, 1987; Harries y Little, 1999; Wigna-

Il *et al.*, 2005; Gómez y Goy, 2011; García Joral *et al.*, 2011). Estas excursiones coinciden, en muchos casos, con importantes cambios en la arquitectura de las plataformas carbonatadas, en las que las llanuras y plataformas perimareales cambiaron a *lagoons* submareales (Franceschi *et al.*, 2019). En concreto, para el evento del tránsito entre el Sinemuriense inferior y superior Masetti *et al.* (2016) caracterizan, tanto en sucesiones carbonatadas someras (plataforma de Friuli) como en facies profundas del sur de los Alpes, una excursión positiva seguida de una anomalía o excursión negativa en los isótopos del carbono (Fig. 15), que indican perturbaciones en el ciclo global del carbono acompañando a la inundación y desaparición de los depósitos previos de plataforma perimareal, para pasar a ambientes fangosos de *lagoon* submareal. Estos autores concluyen que el cambio hacia condiciones mesotróficas en el Sinemuriense superior pudo haber ocurrido contemporáneamente con el inicio de la tectónica extensional, causando además una crisis en la producción de carbonato. La misma excursión negativa en el $\delta^{13}\text{C}$ ha sido registrada en varias secciones de Inglaterra (Jenkyns y Weedon, 2013; Riding *et al.*, 2013). Recientemente, Munier *et al.* (2021) citan para las zonas Obtusum y Oxynotum, por una parte un incremento en la cantidad de polen termofílico *Classopollis* sp., indicativo de condiciones climáticas cálidas; y por otra parte, cambios en la composición de las arcillas, que presentan para estas biozonas una mayor abundancia de caolinita, representando episodios más húmedos. Estos indicadores paleoclimáticos independientes de los isotópicos, refuerzan la idea del cambio a condiciones climáticas más cálidas y húmedas durante las zonas Obtusum y Oxynotum de la base del Sinemuriense superior. Esto apoya el hecho de que la excursión isotópica de C que acompaña el cambio de las facies perimareales a facies de submareales más fangosas, representa un cambio climático que acompañó el inicio de la tectónica extensional, y que la conjunción de ambos factores, en el caso de Mallorca, tuvo reflejo tanto en el cambio de la arquitectura de la plataforma como en el tipo de producción de carbonatos, cambiando a facies más fangosas ricas en fauna heterótrofa (bivalvos, esponjas, etc.). El desarrollo de sustratos fangosos en plataformas someras durante el Sinemuriense superior se ha descrito también en otras cuencas de la Placa Ibérica (Aurell *et al.*, 2002, 2003; Paredes *et al.*, 2013). Este periodo podría corresponder a la llamada “Crisis Lotharinghiense” registrada en otras cuencas del Tethys occidental (Gabilly *et al.*, 1985) coincidiendo además con un evento transgresivo regional (Valenzuela *et al.*, 1986; Aurell *et al.*, 2002, 2003; Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005) (Fig. 13).

6.4. PROPUESTA DE UN NUEVO ESQUEMA LITOESTRATIGRÁFICO PARA EL SINEMURIENSE–PLIENSBACHIENSE INFERIOR DE MALLORCA

Considerando el conjunto de los nuevos datos estratigráficos, sedimentológicos y bioestratigráficos obtenidos a partir del estudio detallado de la plataforma carbonatada del Sinemuriense de Mallorca (Miembro Es Barraca de la Formación Sóller en el esquema de Álvaro *et al.*, 1989, ver Fig. 16) en esta tesis se propone un nuevo esquema litoestratigráfico para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachiense inferior en Mallorca (Fig. 16), que implica la desaparición de la Formación Sóller y la elevación de sus tres miembros al rango de formación: Formación Es Barraca, Formación Sa Moleta y Formación Es Racó. Estas unidades se diferencian entre sí litológicamente y en edad, y representan episodios claramente distintos en la evolución sedimentaria de la plataforma carbonatada somera del Jurásico Inferior. Los contactos entre las tres nuevas unidades litoestratigráficas se consideran paraconformidades, puesto que separan unidades concordantes entre sí, al mismo tiempo que implican la existencia de una laguna estratigráfica con hiato y/o vacío erosional en algunas secciones (Fig. 16).

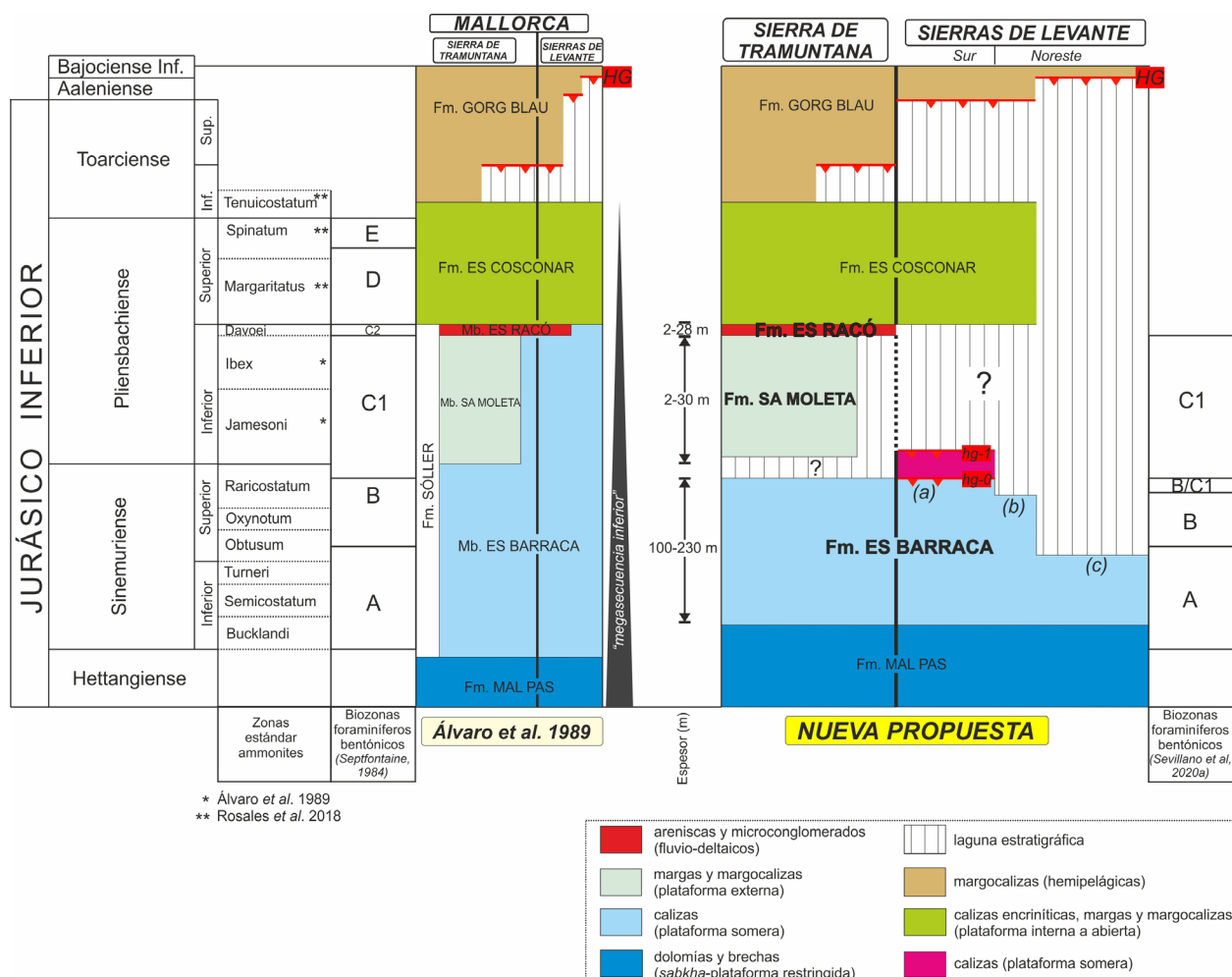


FIGURA 16. Cuadro litoestratigráfico general para el Jurásico Inferior de Mallorca (según Álvaro *et al.* 1989) y nueva propuesta de unidades litoestratigráficas (esta tesis) para el Sinemuriense–Pliensbachiense inferior en los dominios de Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante.

El nuevo esquema litoestratigráfico muestra algunas diferencias importantes respecto al esquema anterior de Álvaro *et al.* (1989): una falta de equivalencia lateral de las tres unidades entre sí, y la existencia de una importante discontinuidad estratigráfica regional en el contacto entre la Formación Es Barraca y las unidades suprayacentes del Pliensbachense inferior (formaciones Sa Moleta y Es Racó) o en su ausencia, con la Formación Es Cosconar del Pliensbachense superior. En detalle, la primera y principal diferencia es que Álvaro *et al.* (1989) establecían una correlación lateral entre la parte superior del antiguo Miembro calizas de Es Barraca y los miembros margas de Sa Moleta y cuarzoarenitas de Es Racó del Pliensbachense inferior (Fig. 16). Estos autores dataron el Miembro margas de Sa Moleta en base a ammonites y braquiópodos asignándole una edad Pliensbachense inferior (zonas Jamesoni e Ibex). Sin embargo, en esta tesis se ha puesto de manifiesto la ausencia de correlación lateral entre estas unidades a lo largo de los dominios de Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante, apoyada en el reconocimiento de una discontinuidad regional a techo de la Formación Es Barraca y en la datación precisa de su techo como parte terminal del Sinemuriense superior (base de la biozona C1 de Sepfontaine, 1984; ver Fig. 8 del capítulo 3) indicando que dicha unidad litoestratigráfica (Formación Es Barraca) no alcanzó el Pliensbachense inferior en ninguna de las secciones estudiadas ni en la Sierra Norte ni en las Sierras de Levante. Además, en esta nueva propuesta no se reconoce la existencia de las formaciones Sa Moleta ni Es Racó en el dominio de Sierras de Levante. Los niveles de calizas bioclásticas con cantos silíceos depositados sobre la discontinuidad de techo de la Formación Es Barraca, que Álvaro *et al.* (1989) atribuían erróneamente a la Formación Es Racó, se consideran en esta tesis como pertenecientes a la Formación Es Cosconar (Pliensbachense superior; Álvaro *et al.*, 1989; Rosales *et al.*, 2018) siendo los cantos silíceos que aparecen diseminados en la matriz calcarenítica-encrinítica, elementos procedentes de la Formación Es Racó reelaborados durante la siguiente fase transgresiva.

En las Sierras de Levante, la sección Son Maina muestra un mayor registro sedimentario preservado a techo. Aquí, por encima de la discontinuidad de techo de la Formación Es Barraca, se ha reconocido un pequeño tramo (~5 m), limitado en su base y techo por discontinuidades con desarrollo de *hardgrounds* ferruginosos (hg-0 y hg-1; Figs. 11 y 16) y constituido por calizas peloidales y oncolíticas que contiene *Orbitopsella* aff. *primaeva*, por lo que corresponderían con la biozona C1 de Sepfontaine (1984), lo que podría indicar una edad Sinemuriense terminal a Pliensbachense inferior. Sin embargo, los especímenes de *Orbitopsella* aff. *primaeva* observados en estas calizas someras son poco abundantes y todavía muy pequeños (1.5–3 mm), por lo que se han considerado formas-B primitivas, comparadas con la típica *O. primaeva* que muestra formas microesféricas de tamaños 4–6 mm (Hottinger, 1967; BouDagher-Fadel, 2008). Esto apuntaría a una edad, preferentemente, final del Sinemuriense superior para este tramo, aunque no puede descartarse totalmente una edad de Pliensbachense basal y que el pequeño tamaño de los ejemplares pueda estar causado por cuestiones tafonómicas (por ejemplo por granoclasificación). Esta unidad carbonatada no correspondería con la Formación Es Barraca, por lo que debe atribuirse a una nueva unidad litoestratigráfica aún sin definir formalmente (Fig. 16), a falta de más información sobre ella en otras secciones.

Por último, en este nuevo esquema queda reflejada la presencia de lagunas estratigráficas a techo de la Formación Es Barraca, que en el dominio de las Sierras de Levante son cada vez mayores desde el sector sur hacia el noreste (Fig. 16).

6.5. COMPARACIÓN REGIONAL CON OTRAS CUENCAS EN LOS MÁRGENES SUBBOREAL Y TETHYSIANO

Las plataformas carbonatadas epicontinentales del Jurásico Inferior, similares a la representada en Mallorca por la Formación Es Barraca, han sido objeto de gran cantidad de estudios en los márgenes del Tethys occidental, en un contexto regional inicialmente transgresivo (Hettangiense–Sinemuriense inferior), que dio paso al colapso por fracturación y hundimiento tectónico, y/o al deterioro ambiental de la plataforma (*drowning*), entre el inicio del Sinemuriense superior y el Pliensbachense inferior (ej. Aurell *et al.*, 2002, 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Marino y Santantonio, 2010; entre otros). A partir del Sinemuriense superior, en diferentes momentos y según los bloques o cuencas, se depositaron facies de ambientes marinos más abiertos con faunas relativamente abundantes de braquiópodos y ammonites, coincidiendo con la llamada “Crisis Lotharingense” (Lefavrais-Raymond y Lafaurie, 1980; Quesada *et al.*, 2005), mientras en otros bloques o cuencas continuó la sedimentación marina perimareal y submareal somera. Situándonos en el contexto anterior, la estratigrafía definida en Mallorca para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachense inferior es comparable con la definida en otras cuencas del margen Subboreal y Tethysiano (Fig. 17) de la península Ibérica (cuenca de Asturias y cuenca Vasco-Cantábrica: Suárez-Vega, 1974; Valenzuela *et al.*, 1986; Braga *et al.*, 1988; Pujalte *et al.*, 1988; Robles *et al.*, 1989, 2004; Quesada *et al.*, 1991, 1993, 2005; Aurell *et al.*, 2002, 2003. Pirineos: Fauré, 2002. Cordillera Ibérica y Costero-Catalana: Comas-Rengifo *et al.*, 1998, 1999; Bordonaba y Aurell, 2001; Aurell *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Gómez y Goy, 2004, 2005. Cordillera Bética: García-Hernández *et al.*, 1979a, b, 1986-87; Vera, 1988; Andreo *et al.*, 1991; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004), así como de otras zonas próximas como Italia o Marruecos (Sur de los Alpes: Masetti *et al.*, 2012, 2016; Preto *et al.*, 2017. Apeninos centrales y Sicilia: Di Stefano *et al.*, 2002; Basilone 2009; Marino y Santantonio, 2010; Jenkyns, 2020. Alto Atlas: Crevello, 1991; Kenter y Campbell, 1991. Fig. 5 del capítulo 5). En todas estas cuencas se definen unidades comparables en facies y edad a la Formación Es Barraca, aunque tanto el inicio como la finalización del depósito de estos materiales perimareales y submareal-someros no son siempre equivalentes en el tiempo, existiendo cierta discrepancia sobre todo en la edad de la profundización que dio lugar a la finalización de la sedimentación perimareal (Fig. 17).

Estas discrepancias tanto en la edad de inicio de las facies de plataforma somera como en la edad de la discontinuidad de techo o inundación principal (*drowning*), ponen de manifiesto dos aspectos relacionados con la evolución de estas plataformas:

(1) Una disección diacrónica de las plataformas carbonatadas debido a procesos de *rifting* principalmente a partir del Sinemuriense superior, que generó una compartimentación en altos y surcos, produciéndose en zonas de alto, bien la presencia de lagunas estratigráficas (como se observa en el caso de Mallorca; Fig. 17) o bien la continuación de la sedimentación perimareal o marino somera (ej. rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana y en la Cordillera Bética, según Aurell *et al.*, 2003, Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004, entre otros; Fig. 17), mientras que en las zonas de surco cesa la producción carbonatada perimareal a submareal somera, que es reemplazada por sedimentos de ambientes de plataforma abierta o hemipelágicos, como en el caso de las cuencas Asturiana y Vasco-Cantábrica (Fig. 17).

(2) La existencia de una importante discontinuidad regional a techo del Sinemuriense superior, presente en la mayoría de las cuencas subboreales y peri-tethysianas, con una evolución comparable con la observada en Mallorca (Fig. 17). Esta discontinuidad dio paso, durante el Pliensbachense inferior, a una sedimentación hemipelágica en zonas de surco o de rampa carbonatada distal. En Mallorca esta sedimentación se reconoce en la Formación Sa Moleta (zonas Jamesoni e Ibex), que puede correlacionarse con

unidades equivalentes en otras cuencas de Iberia: “Margocalizas con *Pecten*” en los Pirineos meridionales, Formación Río Palomar y parte inferior de Formación Almonacid de la Cuba en la Cordillera Ibérica, parte inferior margosa del Miembro Santa Mera en la cuenca de Asturias y Miembro Margoso de la Formación Camino en la cuenca Vasco-Cantábrica (ver citas en la Fig.17). En zonas de paleoalto, continuó la sedimentación en ambiente de plataforma carbonatada somera durante el Pliensbachiense, como en el caso de la Cordillera Bética, representado por el Miembro Intermedio de la Formación Gavilán que se caracteriza, en algunos afloramientos (Subbético Interno), por calizas de Lithiotidos (ver citas en la Fig.17), o en la rama Castellana de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero-Catalana, representado por la parte alta de la Formación Cuevas Labradas (Fig. 17).

FIGURA 17 (Pág. siguiente). Nueva propuesta de unidades litoestratigráficas para el Jurásico Inferior de Mallorca y su comparación con los cuadros litoestratigráficos definidos para cuencas vecinas de la península Ibérica.

169

CAPÍTULO 7



7. CONCLUSIONES

Los análisis, estratigráfico y sedimentológico (análisis de facies y su distribución espacial y temporal), bioestratigráfico (foraminíferos bentónicos y algas calcáreas) y cicloestratigráfico, llevados a cabo en los carbonatos marinos someros de seis secciones estratigráficas de la Formación Es Barraca en sus afloramientos de la Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante (Mallorca) ha permitido aportar nuevos datos a su estudio y a la mejora del conocimiento sobre la evolución sedimentaria del Jurásico Inferior (Sinemuriense–Pliensbachense inferior) en la plataforma Balear.

Las principales conclusiones de esta tesis doctoral son:

1. Se han caracterizado 29 tipos de facies y subfacies agrupadas en 7 asociaciones de facies representativas de una gran variedad de ambientes sedimentarios, desde llanura mareal hasta plataforma externa. Estos ambientes sedimentarios variaron según una evolución espacio-temporal de la plataforma en tres estadios de evolución: **Estadio 1** (Sinemuriense inferior-base de Sinemuriense superior), que representa una amplia plataforma epicontinental, perimareal a submareal somera, con muy bajo relieve topográfico y un complejo mosaico de facies representativas de ambientes de llanura mareal, *lagoon* restringido, barras internas y *lagoon* abierto; **Estadio 2** (Sinemuriense superior), que muestra una plataforma carbonatada fangosa que registra una marcada subsidencia diferencial entre los dominios de Sierra de Tramuntana y Sierras de Levante, relacionada con el inicio de la actividad tectónica extensional; y **Estadio 3** (final del Sinemuriense superior), que muestra la evolución de una plataforma carbonatada con sedimentación perimareal y submareal somera en las Sierras de Levante, que pasa a depósitos de plataforma media y externa en la Sierra de Tramuntana, presentando en ambos casos una cierta influencia siliciclástica.
2. Los cambios en la arquitectura de facies (patrones de apilamiento y distribución lateral), en la factoría de los carbonatos y en el perfil de la plataforma a lo largo de los tres estadios son el resultado de la interacción de diversos factores tales como la tectónica extensional regional, las perturbaciones ambientales y las variaciones relativas del nivel del mar a diferentes escalas. El cambio producido en el Estadio 2, en la parte baja del Sinemuriense superior, refleja además de la inundación de la plataforma perimareal-submareal somera (Estadio 1) y el inicio de la subsidencia diferencial, cambios en las condiciones ambientales que han sido también relacionados, según estudios recientes, con un cambio a condiciones climáticas más cálidas y húmedas, que a su vez pudieron ser responsables de la eutrofización del medio y de una crisis o cambio en la factoría de carbonatos. Esta crisis en la plataforma carbonatada pudo causar la interrupción en el depósito de los carbonatos tipo bahamiano, que fueron reemplazados por una sedimentación en ambientes con sustratos fangosos donde proliferaron faunas heterótrofas (ej. moluscos, esponjas). Durante el Estadio 3 la sedimentación de tipo bahamiano se recuperó únicamente en las Sierras de Levante, hasta el final del Sinemuriense superior, mientras que en la Sierra de Tramuntana se depositaron facies de ambientes de plataforma media y externa.
3. La Formación Es Barraca se enmarca en un ciclo transgresivo de largo término que abarca el Jurásico Inferior, coherente con el evento transgresivo global reconocido en diferentes cuencas del Tethys occidental. A su vez, cada uno de los estadios reconocidos en esta unidad, constituye un ciclo de facies T-R: el Estadio 1 representa una secuencia profundizante-somerizante asimétrica, con la parte



inferior transgresiva más desarrollada y potente; el Estadio 2 registra únicamente una tendencia ligeramente somerizante; y el Estadio 3 representa una secuencia profundizante, más o menos incompleta en sus términos superiores debido a la existencia de una discontinuidad regional erosiva a techo de la unidad.

El estudio cicloestratigráfico detallado en las sucesiones de plataforma perimareal-submareal somera del primer ciclo de facies T-R (Estadio 1) ha permitido identificar además secuencias de alta frecuencia de pequeña escala (~0.3–5 m), de mediana escala (~1–10 m) y gran escala (~10–30 m). En el marco del complejo mosaico de facies de dicha plataforma durante el Estadio 1, la elevada variabilidad en el número de secuencias de pequeña escala y en los patrones de apilamiento de las facies entre secciones, sugiere que los procesos internos fueron los principales factores de control en su desarrollo. Sin embargo, el origen de las secuencias de mediana y gran escala, se ha relacionado con los ciclos orbitales de excentricidad de corto y largo término, respectivamente. A esta señal orbital se sobreimpuso la subsidencia diferencial, responsable de los cambios de espesor de las secuencias de mediana y gran escala entre secciones y del número de secuencias de mediana escala (mejor preservados en las zonas de mayor espacio de acomodación). Las secuencias de gran escala muestran en su mayoría tendencias de facies somerizantes, indicando que la producción de carbonatos fue suficiente como para rellenar el espacio de acomodación creado tanto por las variaciones del nivel del mar debidas a los ciclos de excentricidad de largo término como por los cambios de subsidencia, a pesar del contexto de largo término transgresivo.

4. El estudio de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y algas calcáreas en las sucesiones de la Formación Es Barraca localizadas en las Sierras de Levante ha permitido identificar una tendencia evolutiva gradual de la bioserie evolutiva *Mesoendothyra* – *Lituosepta* – *Orbitopsella* spp. (Hottinger, 1967; Septfontaine, 1984 y 1988), según tres estadios o *steps* (filozonas): *Step 1*, caracterizado por la presencia de pequeñas formas ancestrales de *Lituosepta*; *Step 2*, que se caracteriza por la aparición de verdadera *Lituosepta recoarensis* con formas cilíndricas y escasos morfotipos “tipo Planisepta”; y *Step 3*, caracterizado por la presencia de formas avanzadas de *Lituosepta* a *Orbitopsella* y frecuentes morfotipos “tipo Planisepta”. En base a este linaje evolutivo y considerando la equivalencia entre filozonas y biozonas propuesta por Septfontaine (1984, 1988) se ha establecido un marco bioestratigráfico para la Formación Es Barraca, a lo largo de la cual se reconocen tres biozonas consecutivas: A, B y base de C1 (Septfontaine, 1984), con un intervalo B/C1 de transición entre estas dos biozonas. Esta biozonación ha permitido restringir la edad de la Formación Es Barraca al intervalo Sinemuriense inferior-parte final del Sinemuriense superior, de modo que esta unidad no alcanzó el Pliensbachense inferior, como previamente habían postulado Álvaro *et al.* (1989).
5. Los nuevos datos de edad obtenidos para la Formación Es Barraca, unidos al estudio litoestratigráfico y sedimentológico conllevan importantes implicaciones estratigráficas, que han permitido proponer un nuevo esquema litoestratigráfico para el intervalo Sinemuriense-Pliensbachense inferior de Mallorca, cuyas principales aportaciones se detallan a continuación:
 - Se suprime la antigua Formación de Sóller propuesta por Álvaro *et al.* (1989), elevando sus tres miembros al rango de formación: Formación Es Barraca (Sinemuriense), Formación Sa Moleta y Formación Es Racó (Pliensbachense inferior), separadas por paraconformidades.
 - No existe relación lateral entre la Formación Es Barraca y las formaciones Sa Moleta y Es Racó (datadas éstas con ammonites y braquiópodos como Pliensbachense inferior) como

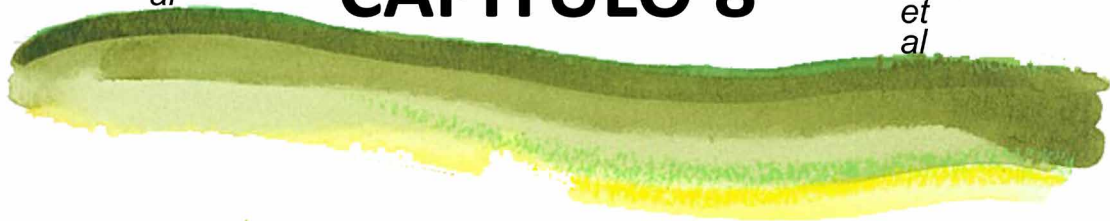
proponen Álvaro *et al.* (1989) en su esquema litoestratigráfico en el que elevan la edad de la Formación Es Barraca hasta el Pliensbachiense inferior. Como demuestra el estudio bioestratigráfico en base a foraminíferos bentónicos aportado en esta tesis, la edad de la Formación Es Barraca nunca superó el límite Sinemuriense-Pliensbachiense.

- Se ha identificado una nueva unidad carbonatada (no definida formalmente en este trabajo) en la sección Son Maina, situada sobre la Formación Es Barraca y limitada en su base y techo por discontinuidades estratigráficas tapizadas por sendos *hardgrounds*. Está formada por *packstone-grainstone* peloidales-oolíticos con abundantes foraminíferos bentónicos y grandes oncoides, lo que sugiere depósito en zonas someras con cierta protección. Esta unidad contiene formas pequeñas y primitivas de *Orbitopsella primaeva* (Henson), *Everticyclammina* sp., *Siphovalvulina* y *Valvulina* (?), lo que permite adscribirla a la parte baja de la biozona C1, con una edad más probable del Sinemuriense terminal, aunque no se puede descartar la base del Pliensbachiense inferior.
 - La correlación bioestratigráfica realizada a lo largo del transecto Son Maina-S'Heretat-Cuevas de Artà muestra una progresiva pérdida de las biozonas superiores de la Formación Es Barraca hacia el noreste, depositándose directamente encima de ésta la Formación Es Cosconar (Pliensbachiense superior), indicando la existencia de importantes lagunas estratigráficas a techo de la Formación Es Barraca, lo que ha permitido inferir la existencia de una fase temprana de fragmentación de la plataforma anterior al Pliensbachiense superior, que originó bloques elevados sujetos a erosión o no depósito y surcos intraplataforma (restringidos a la Sierra de Tramuntana) con depósito, durante el Pliensbachiense inferior, de margas y margocalizas (Formación Sa Moleta) y materiales siliciclásticos fluvio-deltaicos (Formación Es Racó).
6. La comparación estratigráfica de las unidades del Jurásico Inferior de Mallorca con sus equivalentes en otras cuencas de la Placa Ibérica (márgenes Subboreal y Tethysiano) y del Tethys occidental más próximo (Italia y Marruecos) muestra similitudes significativas en cuanto a la evolución tectono-sedimentaria y temporal de las facies perimareales y submareales someras de plataformas carbonatadas equivalentes a la Formación Es Barraca, aunque también muestra cierta discrepancia en cuanto a la edad del inicio de las facies de plataforma carbonatada somera y sobre todo en la edad de la inundación (*drowning*) de la plataforma.

*et
al*

CAPÍTULO 8

*et
al*



REFERENCIAS

- Álvarez, M. (1987). La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Boletín Geológico y Minero* XCVIII (5): 622–629.
- Álvarez, M., Del Olmo, P. (1984). Las unidades tectónicas de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). I Congreso Geológico de España, Segovia 1984. *Comunicaciones* 3: 1–10.
- Álvarez, M., Barnolas, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J., Simó, A. (1984a). El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. *Boletín Geológico y Minero* 45 (1): 2-25.
- Álvarez, M., Barnolas, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo J., Simó A. (1984b). Estratigrafía del Jurásico. En: Barnolas, A. (Ed.), *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*. Grupo Español del Mesozoico– IGME, Palma de Mallorca, 43–71.
- Álvarez, M., Barnolas A., Cabra, P., Comas-Rengifo M.J., Fernández-López, S.R., Goy A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J., Simó, A., Ureta, S. (1989). El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuadernos de Geología Ibérica* 13: 67–120.
- Andreo, A., García-Hernández M., Martín-Algarra A., Rey J., Vera J.A. (1991). La sedimentación carbonatada de Lías en la transversal de Vélez Rubio (Subbético interno). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 4: 165–178.
- Anglada, E. (1985). *Estudi geològic del massís de Randa (Mallorca)*. Tesis de Licenciatura, Universitat de Barcelona, 111 pp.
- Anglada, E., Serra-Kiel, J. (1986). El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del Macizo de Randa (Mallorca). *Boletín Geológico y Minero* XCVII (5): 580–589.
- Anglada, E., Sabat, F., Santanach, P. (1986). Les charriages de la zone centrale de Majorque (Baléares, Espagne): la structure de la région de Randa. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Serie II* 303 (7): 585–590.
- Arbona, J., Fontbote, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Olóriz, F., Pomar, L., Rivas, P., Sabat, F. (1984-1985). Precisiones bioestratigráficas y aspectos sedimentológicos del Jurásico–Cretácico basal de la isla de Cabrera (Baleares). *Cuadernos de Geología* 12: 169–186.
- Aurell, M., Bádenas, B. (2004). Facies and depositional sequence evolution controlled by high-frequency sea-level changes in a shallow-water carbonate ramp (late Kimmeridgian, NE Spain). *Geological Magazine* 141 (6): 717–733.
- Aurell, M., Bádenas, B. (2015). Análisis comparado de secuencias de alta frecuencia en plataformas carbonatadas con subsidencia diferencial (Sinemuriense, Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 28 (1): 77–90.
- Aurell, M., Meléndez, G., Oloriz, F., Bádenas, B., Caracuel, J., García-Ramos, J.C., Goy, A., Linares, A., Quesada, S., Robles, S., Rodríguez-Tovar, F.J., Rosales, I., Sandoval, J., Suárez de Centi, C., Tavera, J.M., Valenzuela, M. (2002). Jurassic. En: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*.

Geological Society of London, 213–254.

- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., García-Ramos, J.C.** (2003). Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology* 162: 239–271.
- Azañón, J.M., Galindo-Zaldivar J., García-Deñás, V., Jabaloy, A.** (2002). Alpine Tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. En: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society of London, 401–416.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E.** (1979). Le Jurassique des Cordilleres betiques. En: Symposium ‘Sedimentation jurassique W europeennne’, *A.S.F. Publ Spéc I*: 317–333.
- Azerêdo, A.C., Manuppella, G., Ramalho, M.M.** (2003). The late Sinemurian carbonate platform and microfossils with Tethyan affinities of the Algarve Basin (South Portugal). *Facies* 48: 49–60.
- Bádenas, B., Aurell, M.** (2018). The down-dip preferential sequence record of orbital cycles in greenhouse carbonate ramps: examples from the Jurassic of the Iberian Basin (NE Spain). En: Montenarío, M. (Ed.), *Stratigraphy and timescales volume 3: Astrochronology and Cyclostratigraphy*. Elsevier, 285–325.
- Bádenas, B., Aurell, M., Bosence, D.** (2010). Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain). *Sedimentology* 57: 1021–1048.
- Barattolo, F., Romano, R.** (2005). Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic–Lower Jurassic: an evolutive interpretation. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 124: 123–142.
- Barnolas, A., Simó J.A.** (1984). Sedimentología. En: Barnolas, A. (Ed.), *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*. Grupo Español del Mesozoico. IGMECGS S.A., Palma de Mallorca, 73–120.
- Barnolas, A., Simó, J.A., Rosales, I., Gil-Peña I., Sevillano, A., Armendáriz, M.** (2010). Revisión de la información paleogeográfica del Jurásico de Mallorca basada en datos sedimentológicos y en el análisis de cuenca. En: Ruiz-Omeñaca, J.I., Piñuea, I., García-Ramos J.C. (Eds.), *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España*. Museo del Jurásico de Asturias: 163.
- Barón, A.** (1977). *Estudio estratigráfico y paleontológico del mioceno medio y superior postorogénico de la isla de Mallorca*. Premio Ciudad de Palma, Ed. 1985, Inédito, 180 pp.
- Barón, A., Pomar, L.** (1985). Stratigraphic correlation tables: area 2c Balearic Depresion. En: Steininger, F.F., Senes, J., Kleeman K., Rog, F. (Eds.), *Neogene of the Mediterranean, Tethys and Paratethys*. Institute of Paleontology, University of Viena.
- Barón, A., Fornós, J.J., Gelabert, B., Obrador, A., Pomar, L., Ramos, E., Sábat, F.** (2004). Baleares. En: Vera, J. A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 450–464.
- Basilone, L.** (2009). Mesozoic tectono-sedimentary evolution of Rocca Busambra in western Sicily. *Facies* 55: 115–135.
- Bassoullet, J.P.** (1997). Les grands foraminifères. En: Cariou, E. and Hantzpergue, P. (coords.). *Biostratigraphic du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen*. Groupe Francais d’étude du Jurassique.

- Bulletin du Centre Recherches Elf Exploration Production, Mémoires* 17: 293–304.
- Beales, F.W.** (1958). Ancient sediments of Bahamian Type. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 42: 1845–1880.
- Belkhedim, S., Jarochovska, E., Benhamou, M., Nemra, A., Sadj, R., Munnecke, A.** (2019). Interplay of autogenic and allogenic processes on the formation of shallow carbonate cycles in a synrift setting (Lower Pliensbachian, Traras Mountains, NW Algeria). *Journal of Sedimentary Research* 89 (8): 784–807.
- Benedicto, A.** (1991). *Estudio de la estructura y del relleno de la cubeta miocena de Inca (Mallorca) en base a la interpretación de datos de superficie y del subsuelo*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 170 pp.
- Berkeley, A., Rankey, E.C.** (2012). Progradational Holocene carbonate tidal flats of Crooked Island, south-east Bahamas: An alternative to the humid channelled belt model. *Sedimentology* 59: 1902–1925.
- Bernouilli, D.** (1972). North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies a comparison. En: Hollister C.D., Ewing J.I. *et al.* (Eds.), Initial reports Deep Sea Drilling Project, v 11 Washington DC.: 801–871.
- Bernouilli, D., Jenkyns, H.C.** (1974). Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to early evolution of the Tethys. En: Dott, R.H., Shaver, R.H. (Eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. SEPM Special Publication* 19: 129–160.
- Bordonaba, A.P., Aurell, M.** (2001). El Hettangiense–Sinemuriense (Jurásico Inferior) en el sector Montalbán–Oliete (Teruel): análisis de facies y evolución sedimentaria. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14: 135–146.
- Bordonaba, A.P., Aurell, M.** (2002a). Variación lateral de facies en el Jurásico basal de la Cordillera Ibérica central: Origen diagenético temprano y tectónica sinsedimentaria. *Acta Geologica Hispanica* 37 (4): 355–368.
- Bordonaba, A.P., Aurell, M.** (2002b). El Pliensbachense de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: Análisis de facies y establecimiento de secuencias. *Journal of Iberian Geology* 28: 31–44.
- Bosence, D.W.J., Wood, J., Rose, E.P.F., Qing, H.** (2000). Low- and high frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *Journal of Geological Society of London* 157: 61–74.
- Bosence, D.W.J., Procter, E., Aurell, M., Bel Kahla, A., Boudagher-Fadel, M., Casaglia, F., Cirilli, S., Mehdie, M., Nieto, L., Rey, J., Scherreiks, R., Soussi, M., Waltham, D.** (2009). A tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liassic platforms from western Tethys. *Journal of Sedimentary Research* 79: 389–415.
- Boudagher-Fadel, M.K.** (2008). Evolution and geological significance of larger benthic Foraminifera. *Developments in paleontology and stratigraphy*, Vol. 21. Amsterdam, Elsevier, 544 pp.
- Boudagher-Fadel, M.K., Bosence, D.W.J.** (2007). Early Jurassic benthic foraminiferal diversification and

biozones in shallow-marine carbonates of western Tethys. *Senckenbergiana Lethaea* 87: 1–39.

Bourrouilh, R. (1973). *Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Balears). La terminasion nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale*. Thèse de doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 882 pp.

Bourrouilh, R. (1983). Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Balears). La terminación nororiental de las Cordilleras Béticas en el Mediterráneo occidental. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España* 99: 672 pp.

Boutet, C., Rangheard, Y., Rosenthal, P., Visscher, H., Durand-Delga, M. (1982). Découvert d'une microflore d'âge Norien dans la Sierra Norte de Majorque (balears, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 294: 1267–1270.

Braga, J.C., Comas-Rengifo, M.J., Goy, A., Rivas, P., Yébenes, A. (1988). El Lías inferior y medio en la zona central de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Camino, Santander). En: III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. *Libro guía de excursiones. Ciencias de la Tierra (Instituto de Estudios Riojanos)* 11: 17–45.

Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., Tomassetti, L. (2012). Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology* 255-256: 29–41.

Brandano, M., Corda, L., Tomassetti, L., Testa D. (2015). On the peritidal cycles and their diagenetic evolution in the lower Jurassic carbonates of the Calcare Massiccio formation (central Apennines). *Geologica Carpathica* 66: 393–407.

Brigaud, B., Vincent, B., Carpentier, C., Robin, C., Guillocheau, F., Yven, B., Huret, E. (2014). Growth and demise of the Jurassic carbonate platform in the intracratonic Paris Basin (France): Interplay of climate change, eustasy and tectonics. *Marine and Petroleum Geology* 53: 3–29.

Burgess, P.M. (2006). The signal and the noise: Forward modelling of allocyclic and autocyclic processes influencing peritidal stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research* 76: 962–977.

Caracuel, J.E., Olóriz, F. (1998). Revisión estratigráfica de la Sierra Norte (Mallorca). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11: 345–353.

Caracuel, J.E., Olóriz, F. (1999). Recent data of the Kimmeridgian-Tithonian boundary in the Sierra Norte of Mallorca (Spain), with notes on the genus *Hybonoticerias breistroferi*. *Geobios* 32: 575–591.

Centamore, E., Chiocchini, M., Deiana, G., Micarelli, A., Pieruccini, U. (1971). Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano. *Studi Geologici Camerti* 1: 7–89.

Chafiki, D., Canérot, J., Souhel, A., El Hairiri, K., Taj Eddine, K. (2004). The Sinemurian carbonate mud-mounds from central High Atlas (Morocco): stratigraphy, geometry, sedimentology and geodynamic patterns. *Journal of African Earth Sciences* 39: 337–346.

Chaudhuri, A.K. (2003). Climbing ripple structure and associated storm-lamination from a Proterozoic

- carbonate platform succession: Their environmental and petrogenetic significance. *Journal of Earth System Science* 114: 199–209.
- Colom, G.** (1935). Estudios litológicos sobre el Jurásico de Mallorca. En: *Geología del Mediterráneo Occidental*, Tomo 3 (4): 1–17.
- Colom, G.** (1942). Sobre nuevos hallazgos de yacimientos fosilíferos del Lias medio y superior en la Sierra Norte de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 11: 221–265.
- Colom, G.** (1946). La geología del Cabo Pinar, Alcudia (Mallorca). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, volumen extra: 361–389.
- Colom, G.** (1956). Sobre el origen de las areniscas cuarzosas del Lías medio de Mallorca. *Estudios Geológicos* 12: 273–288.
- Colom, G.** (1966). Dos niveles micropaleontológicos interesantes en el Lias inferior del Sur de España y baleares. *Acta Geológica Hispánica* 1 (3): 15–18.
- Colom, G.** (1970). Estudio litológico y micropaleontológico del Lías de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. *Memorias de la Real Academia de la Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*. Tomo XXIV, Memoria 2, 87 pp.
- Colom, G.** (1973). Esbozo de las principales litofacies de los depósitos Jurásico-cretáceos de las Baleares y su evolución preorogénica. *Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*. Tomo XXV, Memoria 2, 116 pp.
- Colom, G.** (1975). *Geología de Mallorca*. Instituto de Estudios baleáricos 2: 519 pp.
- Colom, G.** (1980). Estudios sobre las litofacies y micropaleontología del Lías inferior de la Isla de Cabrera (Baleares). *Revista Española de Micropaleontología* 12: 47–64.
- Colom, G., Dufaure, P.** (1962). Présence de la zone à *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) dans le Lias moye du Pla de Cuber (Majorque). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 12: 2617–2619.
- Colombié, C., Strasser, A.** (2005). Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Sedimentology* 52 (6): 1207–1228.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A., Rodrigo, A.** (1998). El Sinemuriense y Pliensbachense en la sección de Alfara, Cordillera Costero Catalana (Tarragona). *Cuadernos de Geología Ibérica* 24: 173–184.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A., Herrero, C., Perilli, N., Rodrigo, A.** (1999). El Jurásico inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (Sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Cuadernos de Geología Ibérica* 25: 27–58.
- Cortés, J.E., Gómez, J.J., Goy, A.** (2009). Facies associations, sequence stratigraphy and timing of the earliest peak transgression in central Spain (Iberian Range): Correlation with other Lower Jurassic sections. *Journal of Iberian Geology* 35 (1): 47–58.

- Crevello, P.** (1990). *Stratigraphic evolution of Lower Jurassic carbonate platforms: record of rift tectonics and eustasy, central and eastern High Atlas, Morocco*. [Ph.D. Dissertation], Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 456 pp.
- Crevello, P.D.** (1991). High-frequency carbonate cycles and stacking patterns: Interplay of orbital forcing and subsidence on Lower Jurassic rift platforms, High Atlas, Morocco. En: Franseen, E.K., Watney, W.L., Kendall, CGStC, Ross, W. (Eds.), *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition*. Kansas Geological Survey Bulletin 233: 207–230.
- Cuerda, J.** (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Dip. Prov. Baleares, Institut d'Estudis Baleàrics, CSIC, 304 pp.
- Dahanayake, K.** (1977). Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sedimentary Geology* 18: 337–353.
- D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., Pelosi, N.** (1997). Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata. *Sedimentary Geology* 113: 169–193.
- De Benedictis, D., Bosence, D.W.J., Waltham, D.A.** (2007). Tectonic control of peritidal carbonate para-sequence formation: an investigation using forward tectonostratigraphic modelling. *Sedimentology* 54: 587–605.
- Decarlis, A., Lualdi, A.** (2010). Synrift sedimentation on the northern Tethys margin: an example from the Ligurian Alps (Upper Triassic to Lower Cretaceous, Prepièdmont domain, Italy). *International Journal of Earth Sciences* 100: 1589–1604.
- De Graciansky, P.C., Jacquin, T., Hesselbo, S.P.** (1998). The Ligurian cycle: an overview of the Lower Jurassic 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. En: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM Special Publications, volume 60 Broken Arrow, 467–479.
- Dera, G., Neige, P., Dommergues, J.L., Brayard, A.** (2011). Ammonite paleobiogeography during the Pliensbachian–Toarcian crisis (Early Jurassic) reflecting paleoclimate, eustasy, and extinctions. *Global and Planetary Change* 78: 92–105.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., et al** (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics* 123 (1-4): 241–235.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M.** (Eds.) (2000). *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps, I–XX*, CCGM/CGMW, Paris.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, J.** (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of American Bulletin* 84: 3137–3180.
- Dexter, T.A., Kowalewski, M., Read, F.F.** (2009). Distinguishing Milankovitch Driven Processes in the Rock Record from Stochasticity Using Computer Simulated Stratigraphy. *The Journal of Geology* 117: 349–361.
- Di Stefano, P., Galácz, A., Mallarino, G., Mindszenty, A., Vörös, A.** (2002). Birth and early evolution of a

- Jurassic escarpment: Monte Kumeta, western Sicily. *Facies* 46: 47–50.
- Dunham, R.J.** (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoirs 1: 08–121.
- Einsele, G.** (1992). *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag. Berlín, 628 pp.
- Escandell, B., Colom, G.** (1985a). Memoria y Hoja geológica nº 670 (Sóller) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000 (primera serie) IGME (Madrid).
- Escandell, B., Colom, G.** (1985b). Memoria y Hoja geológica nº 644 (Pollença) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000 (primera serie) IGME (Madrid).
- Esteban, M.** (1979). Significance of the upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 29: 23–48.
- Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., Gómez-Romeu, J.** (2018). Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia Margin: The Example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics* 37 (2): 1–27.
- Fallot, P.** (1922). *Étude géologique de la sierra de Majorque*. Thèse d'état. Librairie Polytechnique Ch. Béranger, Paris i Liège.
- Fallot, P., Darder, B.** (1925). Observaciones geológicas de la región central de la isla de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Madrid XXV, 488–498.
- Fauré, Ph.** (1984). Corbières (Lias). En: Mouterde R. *Synthèse du Sud-Est de la France*. Mémoires du B.R.G.M. 125: 149-151.
- Fauré, Ph.** (2002). *Le Lias des Pyrénées*. Strata, Toulouse, sér. II, 39: 761 pp.
- Fernández-Bastero, S., Velo, A., García, T., Gago-Duport, L., Santos, A., García-Gil, S., Vilas, F.** (2000). Las glauconitas de la plataforma continental gallega: Indicadores geoquímicos del grado de evolución. *Journal of Iberian Geology* 26: 233–247.
- Fischer, A.G., D'Argenio, B., Silva, I.P., Weissert, H., Ferreri, V.** (2004). Cyclostratigraphic approach to Earth's history: an introduction. En: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.), *Cyclostratigraphy Approaches and Case Histories*, SEPM, Special Publications 81: 5–16.
- Flügel, E.** (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Germany, 976 pp.
- Flügel, E.** (2010). *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Fontboté, J.M. y Vera, J.A.** (1986). Islas baleares. En: Comba, J.A. (Coord.), *Geología de España, Libro jubilar J.M. Ríos*. IGME, Madrid, 2: 343–391.
- Fornós, J.J., Pomar, L.** (1983). El Mioceno superior de Mallorca. Unidad de Calizas de Santany (Complejo Terminal). En: Pomar, L., Obrador, A., Fornós, J.J., Rodríguez-Perea A. (Eds.), *El Terciario de las*

Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las excursiones del X Congreso Nac. Sedim., Menorca 1983. Institut d'Estudis Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 177–206.

Fornós, J.J., Pomar, L. (1984). Facies, ambientes y secuencias de plataforma carbonatada somera (Formación Calizas de Santany) en el Mioceno Terminal de Mallorca (Islas Baleares). En: Obrador, A. (Ed.), *Libro homenaje a L. Sánchez de la Torre*. Publicaciones de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona, 20: 319–358.

Fornós, J.J., Rodríguez-Perea, A., Sabat, F. (1984). El mesozoico de la Serra de Son Amoixa (Serres de Llevant, Mallorca). I Congreso Español de Geología, Tomo 1: 173–185.

Fornós, J.J., Pomar, L., Ramos, E. (2004). Mallorca y Cabrera: Síntesis estratigráfica. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid: 452–458.

Franceschi, M., Dal Corso, J., Cobianchi, M., Roghi, G., Penasa, L., Picotti, V., Preto, N. (2019). Tethyan carbonate platform transformation during the Early Jurassic (Sinemurian–Pliensbachian, Southern Alps): Comparison with the Late Triassic Carnian Pluvial Episode. *Geological Society of America Bulletin* 131: 1255–1275.

Franceschi, M., Jin, X., Shi, Z., Chen, B., Preto, N., Roghi, G., Dal Corso, J., Han, Lu. (2022). High-resolution record of multiple organic carbon-isotope excursions in lacustrine deposits of Upper Sinemurian Through Pliensbachian (Early Jurassic) from the Sichuan Basin, China. *Geological Society of America Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/B36235.1>

Fugagnoli, A. (2000). First record of *Everticyclammina* Redmond 1964 (*E. Praevirguliana* n. sp.; Foraminifera) from the early Jurassic of the Venetian Prealps (Calcarei Grigi, Trento platform, northern Italy). *Journal of Foraminiferal Research* 30: 126–134.

Fugagnoli, A. (2004). Trophic regimes of benthic foraminiferal assemblages in Lower Jurassic shallow water carbonates from northeastern Italy (Calcarei Grigi, Trento Platform, Venetian Prealps). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205: 111–130.

Fugagnoli, A., Bassi, D. (2015). Taxonomic and biostratigraphic reassessment of *Lituosepta recoarensis* Cati, 1959 (Foraminifera, Lituolacea). *Journal of Foraminiferal Research* 45 (4): 402–412.

Fugagnoli, A., Loriga Broglio, C. (1998). Revised biostratigraphy of Lower Jurassic shallow water carbonates from the Venetian Prealps (Calcarei Grigi, Trento Platform, Northern Italy). *Studi Trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica* 73: 35–73.

Gabilly, J., Carou, E., Hantzpergue, P. (1985). Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique: témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bulletin de la Société Géologique de France* 1 (3): 391–401.

Gale, L. (2014). Lower Jurassic foraminiferal biostratigraphy of Podpeč Limestone (External Dinarides, Slovenia). *Geologija* 57: 119–146.

Gale, L., Kelemen, M. (2017). Early Jurassic foraminiferal assemblages in platform carbonates of Mt. Krim, central Slovenia. *Geologija* 60 (1): 99–115.

García-Hernández M., Rivas P., Vera J.A. (1979a). El Lías infracarixiense en la Zona Subbética. *Cuadernos de Geología Ibérica* 10: 367–374.

- García-Hernández M., Rivas P., Vera J.A.** (1979b). Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuadernos de Geología Ibérica* 10: 557–569.
- García-Hernández M., Lupiani E., Vera J.A.** (1986-1987). La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: registro de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geológica Hispánica* 21-22: 329–337.
- García-Hernández M., López-Garrido, A.C., Rivas P., Sanz de Galdeano, C., Vera J.A.** (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw* 59: 155–168.
- García Joral, F., Gómez, J.J., Goy, A.** (2011). Mass extinction and recovery of the early Toarcian (Early Jurassic) brachiopods linked to climate change in northern and central Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 302: 367–380.
- Gelabert, B.** (1998). *La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. *Colección Memorias, Instituto Geológico y Minero de España*, 129 pp.
- Gelabert, B., Sabat, F., Rodríguez-Perea, A.** (1992). A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics* 203: 167–183.
- Ginsburg, R.N.** (1971). Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abstract). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 55: 340 pp.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Dunn, P.A.** (1993). The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, West Texas); constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research* 63 (3): 318–359.
- Gómez, J.J., Goy, A.** (2004). Jurásico Inferior de las cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 495–500.
- Gómez, J.J., Goy, A.** (2005). Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222: 77–94.
- Gómez, J.J., Goy, A.** (2011). Warming-driven mass extinction in the early Toarcian (Early Jurassic) of northern and central Spain. Correlation with other time-equivalent European sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 306: 176–195.
- Gómez, J.J., Comas-Rengifo, M.J., Goy, A.** (2003). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior de las cordilleras Ibérica y Costero Catalanas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 16: 227–237.
- Gómez, J.J., Aguado, R., Azerêdo, A.C., Cortés, J.E., Duarte, L.V., O'Dogherty, L., Bordalo da Rocha, R., Sandoval, J.** (2019). The Late Triassic–Middle Jurassic Passive Margin Stage. En: Quesada, C., Oliveira, J.T. (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, volume 3: The Alpine Cycle. Springer, Switzerland, 113–167.
- Goy, A., Gómez, J.J., Yébenes, A.** (1976). El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad

Norte). Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos* 32: 391–423.

Goy, A., Martínez, G., Ureta, S. (1995). Ammonitina (Hammatoceratidae) of the Toarcian and Aalenian in the Serra de Llevant (Isle of Mallorca, Spain). *Hantkeniana* 1: 97–104.

Groves, J.R., Altiner, D. (2005). Survival and recovery of calcareous foraminifera pursuant to the end-Permian mass extinction. *C. R. Palevol* 4: 487–500.

Guex, J. (2016). *Retrograde evolution during major extinction crises*. Springer Briefs in Evolutionary Biology, Springer Verlag, 77 pp.

Haq, B.U. (2017). Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal. *The Geological Society of America Today*, 1. Doi: 10.1130/GSATG359A.1.

Haime, J. (1855). Notice sur la géologie de l'île majorque. *Bulletin de la Société Géologique de France* (2) 12: 734–752.

Hallam, A. (1981). A revised sea-level curve for the early Jurassic. *Journal of the Geological Society of London* 138: 735–743.

Hallam, A. (1986). The Pliensbachian and Tithonian extinction events. *Nature* 319: 765–768.

Hallam, A. (1987). Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Jurassic of Northwest Europe. *Paleobiology* 13: 152–168.

Hallam, A. (2001). A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167: 23–37.

Handy, M.R., Schmid S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews* 102: 121–158.

Harder, H. (1980). Syntheses of glauconite at surface temperatures. *Clays and Clay Minerals* 28: 217–222.

Harries, P.J., Little, C.T.S. (1999). The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and contrasts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 154: 39–66.

Harris, P.M. (1986). Depositional Environments of Carbonate Platforms. En: Warme, J.E., Shanley, K.W. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments, Modern and Ancient, Part 2: Carbonate Platforms*. Colorado School of Mines Quarterly 80 (4): 31–60.

Hermite, H. (1879). *Études géologiques sur les îles Baléares. Premier partie. Majorque et Minorque*. Paris, volume 1, 362 pp. Traducido en el Boletín de la Comisión para el Mapa Geológico de España (1888) 15: 1–233.

Hine A.C. (1977). Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 1554–1581.

Holz M. (2015). Mesozoic paleogeography and paleoclimates – A discussion of the diverse greenhouse

- and hothouse conditions of an alien world. *Journal of South American Earth Sciences* 61: 91–107.
- Hottinger, L.** (1967). Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. *Notes et Mémoires Service Géologique* 209: 1–168.
- Hottinger, L.** (2000). Functional morphology of benthic foraminiferal shells, envelopes of cells beyond measure. *Micropaleontology* 46: 57–86.
- Husinec, A., Read, J.F.** (2018). Cyclostratigraphic and δ^{13} record of the lower Cretaceous Adriatic platform, Croatia: assessment of Milankovitch forcing. *Sedimentary Geology* 373: 11–31.
- Jacquin T., De Graciansky P.C.** (1998). Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European basin development. En: De Graciansky PC, Hardenbol J, Jacquin T, Vail PR (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence Stratigraphy of European basins, vol 60. *SEPM Special Publications*, Broken Arrow, pp 15–29.
- James, N.P.** (1984). Shallowing-upward sequences in carbonates. En: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada, pp 213–228.
- Jenkyns, H.C.** (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (3): 30 pp.
- Jenkyns, H.C.** (2020). The demise and drowning of Early Jurassic (Sinemurian) carbonate platforms: stratigraphic evidence from the Italian peninsula, Sicily and Spain. *Atti dei Convegni Lincei* 335. En: *L'eredità scientifica di Paolo Scandone, geologo*, 55–83.
- Jenkyns, H.C., Weedon, G.P.** (2013). Chemostratigraphy (CaCO₃, TOC, δ^{13} Corg) of Sinemurian (Lower Jurassic) black shales from the Wessex Basin, Dorset, and palaeoenvironmental implications. *Newsletters on Stratigraphy* 46: 1–21.
- Kabal, Y., Tasli, K.** (2003). Biostratigraphy of the Lower Jurassic carbonates from the Aydinick area (Central Taurides, S. Turkey) and morphological analysis of *Lituolipora termieri* (Hottinger, 1967). *Journal of Foraminiferal Research* 33: 338–351.
- Kemp, D.B., Van Manen, S.M.** (2019). Metre-scale cycles in shallow water carbonate successions: Milankovitch and stochastic origins. *Sedimentology* 66: 2590–2604.
- Kenter, J.A.M., Campell, A.E.** (1991). Sedimentation on a Jurassic carbonate flank geometry, sediment fabric, and related depositional structures (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology* 72: 1–34.
- Koerschner, W.F., Read, J.F.** (1989). Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 654–687.
- La Marmora, A. de** (1835). Observations géologiques sur les deux îles Balears. *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences* (Turin) 38: 51.
- Lefavrais-Raymond, A., Lafaurie, G.** (1980). La “crise lotharingienne” sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7, XXII (4): 613–621.

- Leinfelder, R.** (1987). Formation and significance of black pebbles from Ota limestone (Upper Jurassic, Portugal). *Facies* 17: 159–170.
- Le Marrec, A., Jenny, J.** (1980). L'accident de Demnat, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France* S7, XXII (3): 421–427.
- Llompert, C.** (1979). Aportaciones a la paleontología del Lías de Menorca. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, Palma de Mallorca, 23: 83–116.
- Llompert, C.** (1980). Nuevo afloramiento del Lías fosilífero menorquín. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, Palma de Mallorca, 24: 85–88.
- Mancinelli, A., Chiocchini, M., Chiocchini, R.A., Romano, A.** (2005). Biostratigraphy of Upper Triassic-Lower Jurassic carbonate platform sediments of the central-southern Apennines (Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 111: 271–283.
- Manifold, L., Hollis, C., Burgess, P.** (2020). The Anatomy of a Mississippian (Viséan) carbonate platform interior, UK: Depositional cycles, glacioeustasy and facies mosaics. *Sedimentary Geology* 401: 105–633.
- Marín, M., Roca, E., Marcuello, A., Cabrera, Ll., Ferrer, O.** (2021). Mesozoic structural inheritance in the Cenozoic evolution of the central Catalan Coastal Ranges (western Mediterranean): Structural and magnetotelluric analysis in the Gaià-Montmell High. *Tectonophysics* 814, 228970.
- Marino, M., Santantonio, M.** (2010). Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy). *Sedimentary Geology* 225: 116–137.
- Martinuš, M., Bucković, D., Kukoč, D.** (2012). Discontinuity surfaces recorded in shallow-marine platform carbonates: an example from the Early Jurassic of the Velebit Mt. (Croatia). *Facies* 58: 649–669.
- Masetti, D., Fantoni, R., Romano, R., Sartorio, D., Trevisani, E.** (2012). Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern Southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 96: 2065–2089.
- Masetti, D., Figus, B., Jenkyns, H.C., Barattolo, F., Mattioli, E., Posenato, R.** (2016). Carbon-isotope anomalies and demise of carbonate platforms in the Sinemurian (Early Jurassic) of the Tethyan region: evidence from the Southern Alps (Northern Italy). *Geological Magazine* 154: 625–650.
- Mazzullo, S.J.** (1977). Shrunk (geopetal) ooids: evidence of origin unrelated to carbonate-evaporite diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 392–397.
- Mehdi, M., Neuweiler, F., Wilmsen, M.** (2003). Les formations du Lias inférieur du Haut Atlas central de Rich (Maroc): précisions lithostratigraphiques et étapes de l'évolution du bassin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 174: 227–242.
- Meléndez, F., Oloriz, F., Pomar, L.** (1988). Relaciones entre las Baleares y las Béticas. *Symposium on the*

Geology of the Pyrenees and Betics, Abstracts, 7-8.

- Merino-Tomé, O., Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Verwer, K., Harris, P., Adams, E.W., Playton, T., Corrochano, D.** (2012). Sequence development in an isolated carbonate platform (Lower Jurassic, Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco): influence of tectonics, eustacy and carbonate production. *Sedimentology* 59: 118–155.
- Moragues, Ll., Ruano, P., Azañón, J.M., Garrido, C.J., Hidas, K., Booth Rea, G.** (2021). Two Cenozoic extensional phases in Mallorca and their bearing on the geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonics* 40 (11): 41 pp. Doi: 10.1029/2021TC006868.
- Miller, C.R., James, N.P., Kyser, T.K.** (2013). Genesis of blackened limestone clasts at Late Cenozoic subaerial exposure surfaces, Southern Australia. *Journal of Sedimentary Research* 83: 339–353.
- Munier, T., Deconinck, J-F., Pellenard, P., Hesselbo, S.P., Riding, J.B., Ullmann, C.V., Bougeault, C., Mercuzot, M., Santoni, A-L., Huret, E., y Landrein, P.** (2021). Million-year-scale alternation of warm–humid and semi-arid periods as a mid-latitude climate mode in the Early Jurassic (late Sinemurian, Laurusian Seaway). *Climate of the Past* 17: 1547–1566.
- Murphy, A., Salvador, A.** (1999). International Stratigraphic Guide- An abridged version. *Episodes* 22, 4: 255–271
- Navidad, M., Álvaro M.** (1985). El vulcanismo alcalino del Triásico superior de Mallorca (Mediterráneo occidental). *Boletín Geológico y Minero* 96: 10–22.
- Nieto, L.M., Rey, J., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A.** (1992). Geometrías progradantes, discontinuidades y tipos de facies en el Lías inferior de la Unidad de Ponce (Subbético Medio, Provincia de Murcia). *III Congreso Geológico España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología* 1:153–157
- Nieto, L.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Rey, J., Benito, M.I.** (2004). La ruptura de la plataforma carbonatada del Lías Inferior en el Subbético Oriental (Provincias de Murcia y Alicante): Distribución de facies y valores isotópicos del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, C y O. *Geo-Temas* 7: 171–176.
- Nolan, H.** (1893). Sur les terrains triasiques et Jurassiques des îles Baléares. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. CXVII.
- O'Dogherty, L., Sandoval, J., Vera, J.A.** (2000). Ammonite faunal turnover tracing sea level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of Geological Society of London* 157: 281–319.
- Ogg, J.G., Ogg G., Gradstein, F.M.** (2016). *A Concise Geologic Time Scale*. 1st Edition. Elsevier, 240 pp.
- Oliveros, J.M., Escandell, B., Colom G.** (1960). El Burdigaliense superior salobre-lacustre en Mallorca. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España* 61: 265–348.
- Osleger, D.A.** (1991). Subtidal carbonate cycles: implication for allocyclic versus autocyclic controls. *Geology* 19: 917–920.
- Paredes, R., Comas-Rengifo, M.J., Duarte, L.V.** (2013). Dynamics of upper Sinemurian macrobenthic groups (bivalves and brachiopods) preserved in organic-rich facies of the Lusitanian basin (western Iberia).

En: Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J.C., Finney, S. (Eds.), STRATI 2013: First International Congress on Stratigraphy at the Cutting Edge of Stratigraphy, Springer, 1049–1052.

Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J., Orue-Etxebarria, X. (2010). The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa-Andia Formation): An analogue of future shallow-marine carbonate systems? *Sedimentary Geology* 228: 184–204.

Pérez-López, A., Benedicto, C. y Ortí F. (2021). Middle Triassic carbonates of Eastern Iberia (Western Tethyan Realm): A shallow platform model. *Sedimentary Geology* 420: 32 pp. Doi: 10.1016/j.sed-geo.2021.105904.

Pomar, L. (1991). Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, upper Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology* 38: 243–269.

Pomar, L. (1993). High-resolution sequence stratigraphy in prograding Miocene carbonates: application to seismic interpretation: En: Loucks, R.G., Sarg, J.F. (Eds.), Carbonate sequence stratigraphy, recent developments and applications. *American Association of Petroleum Geologists. Memories* 57: 387–407.

Pomar, L., Cuerda, J. (1979). Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geologica Hispanica* 14: 505–514.

Pomar, L., Rodríguez-Perea, A. (1983). El Neógeno inferior de Mallorca: Randa. En: Pomar, L., Obrador, A., Fornós, J.J., Rodríguez-Perea A. (Eds.), *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca 1983. Institut d'Estudis Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 115–137.

Pomar, L., Ward, W.C. (1994). Response of Late Miocene Mediterranean reef platform to high-frequency eustasy. *Geology* 22: 131–134.

Pomar, L., Ward, W.C. (1995). Sea-level changes, carbonate production and platform architecture: The Lluçmajor platform Mallorca, Spain. En: Haq B.U. (Ed.), *Sequence Stratigraphy and Depositional Responses to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing*. Kluwer Academic Press, 87–112.

Pomar, L., Ward, W.C. (1999). Reservoir-scale heterogeneity in depositional packages and diagenetic patterns of reef-rimmed platform, Upper Miocene, Mallorca, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 83: 1759–1773.

Pomar, L., Ward, W.C., Green D.G. (1996). Upper Miocene Reef Complex of the Lluçmajor area, Mallorca, Spain. En: Franseen, E., Esteban, M., Ward, W.C. y Rouchy, J.M. (Eds.), *Models of Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean Regions*. SEPM, Concepts Sedim. Paleont 5: 191–225.

Pomar, L., Esteban, M., Calvet, F., Baron, A. (1983). La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. En: Pomar, L., Obrador, A., Fornós, J.J., Rodríguez-Perea A. (Eds.), *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca 1983. Institut d'Estudis Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 139–175.

- Pomar, L., Rodríguez-Perea, A., Sabat, F., Fornós, J.J.** (1990). Neogene stratigraphy of Mallorca Island. En: Agusti, J., Domenech, R., Julia, R., Martinell, J. (Eds.), *Iberian Neogene Basins*. Field Guidebook. Paleontologia i Evolució (Memòria Especial) 2: 271–320.
- Pomoni-Papaioannou, F., Kostopoulou, V.** (2008). Microfacies and cycle stacking pattern in Liassic peritidal carbonate strata, Gavrovo-Tripolitza platform, Peloponnesus, Greece). *Facies* 54: 417–431.
- Pomoni-Papaioannou, F., Karakitsios, V.** (2016). Sedimentary facies analysis of a high-frequency, small-scale, peritidal carbonate sequence in the Lower Jurassic of the Tripolis carbonate unit (central western Crete, Greece): Long-lasting emergence and fossil laminar dolocretes horizons. *Journal of Palaeogeography* 5-3: 241–257.
- Porter, S.M.** (2010). Calcite and aragonite seas and the de novo acquisition of carbonate skeletons. *Geobiology* 8 (4): 256–277.
- Posenato, R., Masetti, D.** (2012). Environmental control and dynamics of Lower Jurassic bivalve build-ups in the Trento Platform (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 361-362: 1-13.
- Prados, G., Bádenas, B.** (2015). Sedimentary factors controlling thickness of laminated stromatolites, from laminae to metre-thick packages (Sinemurian, Iberian Basin). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 28 (2): 3–14.
- Pratt, B.R., James, N.P.** (1986). The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology* 33: 313–343.
- Pratt, B.R., James, N.P., Cowan, C.A.** (1992). Peritidal carbonates. En: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 303–322.
- Prescott, D.M.** (1988). The geochemistry and palaeoenvironmental significance of iron pisolites and ferromanganese crusts from the Jurassic of Majorca, Spain. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 81: 387–414.
- Preto, N., Hinnov, L.A., De Zanche, V., Mietto, P., Hardie, L.A.** (2004). The Milankovitch interpretation of the Latemar platform cycles (Dolomites, Italy): Implications for geochronology, biostratigraphy, and Middle Triassic carbonate accumulation. *SEPM Special Publications* 81: 167–182.
- Preto, N., Breda, A., Dal Corso, J., Franceschi, M., Rocca, F., Spada, C., Roghi, G.** (2017). The Loppio Oolitic Limestone (Early Jurassic, Southern Alps): A prograding oolitic body with high original porosity originated by a carbonate platform crisis and recovery. *Marine Petroleum Geology* 79: 394–411.
- Pujalte, V., Robles, S., Valles, J.C.** (1988). El Jurásico marino de las zonas de alto sedimentario relativo del borde SW de la Cuenca Vasco-cantábrica (Rebolledo de la Torre, Palencia). En: III coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. *Libro guía de excursiones. Ciencias de la Tierra (Instituto de Estudios Riojanos)* 11: 85–94.
- Purkis, S.J., Koppel, J., Burgess, P.M.** (2016). Spatial self-organization in carbonate depositional environments. pp. 53-66. En: Budd, D.A., Hajek, E.A., Purkis, S.J. (Eds), *Autogenic Dynamics and Self-Organization in Sedimentary Systems*, Special Publication 106: SEPM (Society for Sedimentary Geology),

Tulsa, Oklahoma, 216 pp.

- Quesada, S., Robles, S., Pujalte, V.** (1991). Correlación secuencial y sedimentológica entre registros de sondeos y series de superficies de Jurásico Marino de la Cuenca de Santander (Cantabria, Palencia y Burgos). *Geogaceta* 10: 3–6.
- Quesada, S., Robles, S., Pujalte, V.** (1993). El Jurásico Marino del margen suroriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica y su relación con la exploración de hidrocarburos. *Geogaceta* 13: 92–96.
- Quesada, S., Robles, S., Rosales, I.** (2005). Depositional architecture and transgressive-regressive cycles within Liassic backstepping carbonate ramps in the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Journal of the Geological Society of London* 162: 531–548.
- Ramos-Guerrero, E.** (1988). *El Paleógeno de las Baleares. Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis doctoral 3 vol. Universitat de les Illes Balears - Universitat de Barcelona, 219 pp.
- Ramos-Guerrero, E., Marzo M., Pomar, L. Rodríguez-Perea, A.** (1985). Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno del sector occidental de la Sierra Norte de Mallorca (Baleares). *Rev. Inv. Geol. Diputación provincial de Barcelona* 40: 29–63.
- Ramos-Guerrero, E., Rodríguez-Perea A., Sábat, F., Serra-Kiel, J.** (1989a). Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta* 3 (1): 53–72.
- Ramos-Guerrero, E., Cabrera, Ll., Marzo, M.** (1989b). Sistemas lacustres paleógenos de Mallorca (Mediterráneo occidental). *Acta Geologica Hispanica* 24 (3-4): 185–203.
- Ramos-Guerrero, E., Berrio, I., Fornós, J.J., Moragues L.** (2000). The Middle Miocene Son Servera lacustrine-palustrine system (Santa Margalida Basin, Mallorca). En: Gierlowdki-Kordes E., Kelt K. (Eds.), *Lake basins through space and time*. American Association of Petroleum Geologists. Studies in Geology 46: 441–448.
- Rey, J.** (1993). *Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la Transversal Caravaca-Vélez-Rubio*. PhD thesis, Universidad de Granada, 460 pp.
- Rey, J.** (1997). A Liassic isolated platform controlled by tectonics: South Iberian Margin, southeast Spain. *Geological Magazine* 134: 235–247.
- Riding, J.B., Leng, M.J., Kender, S., Hesselbo, S.P., Feist-Burkhardt, S.** (2013). Isotopic and palynological evidence for a new Early Jurassic environmental perturbation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 374: 16–27.
- Robles, S., Quesada, S.** (1995). La rampa dominada por tempestades del Lías inferior de la zona occidental de la Cuenca Vasco-cantábrica. *Libro de Comunicaciones, XIII Congreso Español de Sedimentología*, Teruel, 109–110.
- Robles, S., Pujalte, V., Valles, J.C.** (1989). Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuadernos de Geología Ibérica* 13: 185–198.
- Robles, S., Quesada, S., Rosales, I., Aurell, M., García-Ramos, J.C.** (2004). El Jurásico Marino de la Cordillera Cantábrica. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 279–285.

- Rodríguez-Perea, A. (1984). *El Mioceno de la Sierra Nord de Mallorca. Estratigrafía, sedimentología e implicaciones estructurales*. Tesis doctoral, Universitat de les Illes Balears y Barcelona: 532 pp.
- Rodríguez-Perea, A., Ramos-Guerrero, E., Pomar, L., Obrador, A., Martí, J. (1987). El Triásico de las Baleares. En: *Estratigrafía y Paleontología del Pérmico y Triásico en España*. Cuadernos de Geología Ibérica 11: 295–321.
- Romano, R., Barattolo, F., Masetti, D. (2005). Biostratigraphic evidence of the middle Liassic hiatus in the Foza section (eastern sector of the Trento Platform, Calcarei Grigi Formation, Venetian Prealps). *Bollettino della Società geologica italiana* 124: 301–312.
- Rosales, I., Barnolas, A., Goy, A., Sevillano, A., Armendáriz, M., López-García, J.M. (2018). Isotope records (C-O-Sr) of late Pliensbachian-early Toarcian environmental perturbations in the westernmost Tethys (Majorca Island, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 497: 168–185.
- Rosales, I., Barnolas, A., López-García, J.M., Sevillano, A. (2021). Strontium isotope stratigraphy (SIS) dating of the Bathonian regression in western Tethys (Mallorca island). *Journal of Iberian Geology* 47 (1-2): 171–188.
- Ruiz-Ortiz, P.A., Bosence, D.W., Rey, J., Nieto, L.M., Castro, J.M., Molina, J.M. (2004). Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research* 16: 235–257.
- Rychliński, T., Uchman, A., Gaździcki, A. (2018a). Lower Jurassic Bahamian-type facies in the Choč Nappe (Tatra Mts, West Carpathians, Poland) influenced by paleocirculation in the Western Tethys. *Facies* 64: 15.
- Rychliński, T., Gaździcki, A., Uchman, A. (2018b). Dasycladacean alga *Palaeodasycladus* in the northern Tethys (West Carpathian, Poland) and its new palaeogeographic range during the Early Jurassic. *Swiss Journal of Geosciences*. Doi: 10.1007/s00015-018-0301-z.
- Sabat, F. (1986). *Estructura geológica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*. Tesis doctoral, 2 vol., Universitat de Barcelona, 128 pp.
- Sábat, F., Muñoz, J.A., Santanach, P. (1988). Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geologische Rundschau* 77 (2): 529–538.
- Sábat, F., Gelabert, B., Rodríguez-Perea, A., Giménez, J. (2011). Geological structure and evolution of Majorca: Implications for the origin of the Western Mediterranean. *Tectonophysics* 510 (1-2): 217–238. Doi: 10.1016/j.tecto.2011.07.00.
- Sábat, F., Vergés, J., Casas, J.M., Martínez, A., Muñoz, J.A., Roca, E., Rodríguez-Perea, A. (1990). Detailed duplex geometry: its role in the characterization of a thrust system (Puigpunyent-Galatzó area, Mallorca Island). International Conference of Thrust Tectonics, London. Abstracts, 77.
- Sadler, P.M. (1981). Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology* 89: 569–584.
- Sadler, P.M. (1994). The expected duration of upward-shallowing peritidal carbonate cycles and their terminal hiatuses. *Geological Society of America Bulletin* 106: 791–802.

- Sames, B., Wagreich, M., Wendler, J.E., Haq, B.U., Conrad, C.P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Hu, X., Wendler, I., Wolfgring, E., Yilmaz, I.O., Zorina, S.O. (2016). Short-term sea-level changes in a greenhouse world - A view from the Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 441: 393–411.
- Sandoval, J. (1994). The Bajocian Stage in The Island of Majorca: biostratigraphy and ammonite assemblages. *Miscellanea del Servizio Geologico Nazionale* 5: 203–215.
- Santantonio, M., Fabbi, S., Aldega, L. (2016). Mesozoic architecture of a tract of the European–Iberian continental margin: Insights from preserved submarine palaeotopography in the Longobucco Basin (Calabria, Southern Italy). *Sedimentary Geology* 331: 94–113.
- Schlager, W. (2005). *Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 8: 200 pp.
- Schlagintweit, F., Velić, I. (2011). Foraminiferan test and dasycladalean thalli as cryptic microhabitats for thaumatoporellacean algae from Mesozoic (Late Triassic–Late Cretaceous) platform carbonates. *Facies* 58: 79–94.
- Scotese, C.R., Schettino, A. (2017). Late Permian–Early Jurassic Paleogeography of Western Tethys and the World. En: Soto, J.I., Flinch, J., Tari, G. (Eds.), *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*. Elsevier, Amsterdam, 57–95.
- Septfontaine, M. (1980). Les Foraminifères imperforés des milieux de plateforme au Mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. *Revue de Micropaléontologie* 23: 169–203.
- Septfontaine, M. (1984). Biozonation (a l'aide des Foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Revue de Micropaléontologie* 27: 209–229.
- Septfontaine, M. (1988). Vers une classification évolutive des litiolides (Foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. *Revue Paléobiologie*, Vol. Spec. 2, Benthos'86 : 229–256.
- Sequero, C., Bádenas, B., Muñoz, A. (2017). Sedimentología y cicloestratigrafía de las calizas de plataforma abierta de la Fm. Río Palomar (Pliensbachense inferior; Cuenca Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 30 (1): 71–84.
- Sevillano, A., Rosales, I., Barnolas, A., Gil-Peña, I., Armendáriz, M., Simó, J.A. (2010). Significado y origen microbiano de la costra ferruginosa con estromatolitos pelágicos del Jurásico de Mallorca. En: Ruiz-Omeñaca, J.I., Piñuela, L., García-Ramos, J.C. (Eds.), *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España*. Museo del Jurásico de Asturias, 200–203.
- Sevillano, A., Bádenas, B., Rosales, I., Barnolas, A., López-García, J.M. (2013). Facies y secuencias de la plataforma carbonatada somera Sinemuriense en la isla de Mallorca (Sección Es Barraca), España. *Geogaceta* 54: 15–18.
- Shinn, E.A. (1983). Birdseyes, Fenestrae, Shrinkage Pores, and Loferites: A Reevaluation. *Journal of Sedimentary Research* 53: 619–628.

- Silva, R.L., Duarte, L.V., Wach, G.D., Ruhl, M., Sadki, D., Gómez, J.J., Hesselbo, S.P., Xu, W., O'Connor, D., Rodrigues, B., Mendonça Filho, J.G. (2021). An Early Jurassic (Sinemurian–Toarcian) stratigraphic framework for the occurrence of Organic Matter Preservation Intervals (OMPIs). *Earth-Science Reviews* 221, 103780.
- Simó, A., Ramon, X. (1986). Análisis sedimentológico y descripción de las secuencias deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca. *Boletín Geológico y Minero* 97 (4): 446–478.
- Sokač, B. (2001). Lower and middle Liassic calcareous algae (Dasycladales) from Mt. Velebit (Croatia) and Mt. Trnovski Gozd (Slovenia) with particular reference to the genus *Palaeodasycladus* (PIA, 1920) 1927 and its species. *Geologia Croatica* 54 (2): 133–257.
- Soussi, M., Ismaïl, M.H.B. (2000). Platform collapse and pelagic seamount facies: Jurassic development of central Tunisia. *Sedimentary Geology* 133: 93–113.
- Stanley, S.M., Hardie, L.A. (1998). Secular oscillations in carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144: 3–19.
- Strasser, A. (1984). Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida keys, Bahamas, and Tunisia). *Journal of Sedimentary Petrology* 54 (4): 1097–1109.
- Strasser, A. (1986). Ooids in Purbeck limestones (Lower Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology* 33: 711–727.
- Strasser, A. (1991). Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer, Heidelberg, 709–721.
- Strasser, A. (2018). Cyclostratigraphy of shallow-marine carbonates-Limitations and opportunities. En: *Stratigraphy and timescales volume 3: Astrochronology and Cyclostratigraphy*. Elsevier, 151–187.
- Strasser, A., Védérine, S. (2009). High-frequency palaeoenvironmental changes on a shallow carbonate platform during a marine transgression (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Swiss Journal of Geosciences* 102 (2). Doi: 10.1007/s00015-009-1326-0.
- Strasser, A., Hilgen, F.J., Heckel, P.H. (2006). Cyclostratigraphy e concepts, definitions, and applications. Newsletters. *Stratigraphy* 42: 75–114.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J.B. (1999). Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology* 128: 201–221.
- Studer, M.A. (1987). Tectonique et Petrographie des roches sedimentaires, eruptives et metamorphiques de la region de Tounfite-Tirrhast (Haut Atlas central mesozoïque, Maroc). *Notes et mémoires du service géologique du Maroc* 43 (321): 65–197.
- Suárez-González, P., Quijada, E.I., Benito, M.I., Mas, R., Merinero, R., Riding, R. (2014). Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative

approach. *Sedimentary Geology* 300: 11–27.

Suárez-Vega, L.C. (1974). Estratigrafía del Jurásico de Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica* 3: 1–369.

Thierry, J. (2000). Late Sinemurian (193–191 Ma). En: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biji-Dubal, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds.), *Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps—explanatory notes*. Commission for the Geologic Map of the World, Paris, 49–59.

Tucker, M.E., Wright, V.P. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.

Vachard, D., Munnecke, A., Servais, T. (2004). New SEM observations of keriothecal walls: implications for the evolution of Fusulinida. *Journal of Foraminiferal Research* 34: 232–242.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Pérez-Cruz, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 617–659.

Valenzuela, M., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C. (1986). The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 16, 121–132.

Van Veen, G.W. (1969). *Geological investigations in the region West of Caravaca*. PhD. thesis, University of Amsterdam, 143 pp.

Velić, I. (2007). Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geologia Croatica* 60: 1–113.

Vera, J.A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1 (3-4): 373–391.

Vera, J.A., Jiménez de Cisneros, C. (1993). Palaeogeographic significance of black pebbles (Lower Cretaceous, Prebetic, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102: 89–102.

Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M., Molina, J.M. (1988). Paleokarst and related sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, southern Spain. En: James, N.P., Choquette, P.W. (Eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, 364–384.

Veseli, V., Velić, I., Vlahovic, I., Tisljar, J., Stankovic, D. (2006). Biozonation of Sinemurian and Pliensbachian larger benthic foraminifera (Velebit Mt., Croatia). *FORAMS 2006, Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*. 29 (1): 368–369.

Vierek, A. (2010). Source and depositional processes of coarse-grained limestone event beds in Frasnian slope deposits (Kostomloty-Mogilki quarry, Holy cross mountains, Poland). *Geologos* 16 (3): 153–168.

Vulpis, S., Kiessling, W. (2018). New constraints on the last aragonite–calcite sea transition from early Jurassic ooids. *Facies* 64 (3): 1–9. Doi: 10.1007/s10347-017-0516-x.

Walkden, G.M., De Matos, J. (2000). ‘Tuning’ high frequency cyclic carbonate platform successions using

- omission surfaces: Lower Jurassic of the UAE and Oman. En: AlSharhan, A.S., Scott, R.W. (Eds.), *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems*, SEPM Special Publication 69, 37–52.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Diedrich, N.W., Rothman, E.D.** (1999). Poisson processes of carbonate accumulation on Paleozoic and Holocene platforms. *Journal of Sedimentary Research* 69: 338–350.
- Wilmsen, M., Neuweiler, F.** (2008). Biosedimentology of the Early Jurassic post-extinction carbonate depositional system, central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology* 55: 773–807.
- Wilmsen, M., Blau, J., Meister, C., Mehdi, M., Neuweiler, F.** (2002). Early Jurassic (Sinemurian to Toarcian) ammonites from the central High Atlas (Morocco) between Er-Rachidia and Rich. *Revue de Paleobiologie* 21: 149–175.
- Wignall, P. B., Newton, R. J., Little, C. T.** (2005). The timing of paleoenvironmental change and cause-and-effect relationships during the Early Jurassic mass extinction in Europe. *American Journal of Science* 305 (10): 1014–1032.
- Wright, V.P., Azerêdo, A.C.** (2006). How relevant is the role of macrophytic vegetation in controlling peritidal carbonate facies?: Clues from Upper Jurassic of Portugal. *Sedimentary Geology* 186: 147–156.
- Wright, V.P., Burgess, P.M.** (2005). The carbonate factory continuum, facies mosaics and microfacies: an appraisal of some of the key concepts underpinning carbonate sedimentology. *Facies* 51 (1): 17–23.
- Yang, W., Lehrmann, D.J., Hu, X.F.** (2014). Peritidal carbonate cycles induced by carbonate productivity variations: A conceptual model for an isolated Early Triassic greenhouse platform in South China. *Journal of Palaeogeography* 3 (2): 115–126.
- Zempolich, W.G.** (1993). The drowning succession in Jurassic carbonates of the Venetian Alps, Italy, a record of supercontinent breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow water environments. En: Loucks, R.G., Sarg J.F. (Eds.), *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*, AAPG Memoir 57, 63– 105.
- Zühlke, R., Bechstadt, T., Mundil, R.** (2003). Sub-Milankovitch and Milankovitch forcing on a model Mesozoic carbonate platform—the Latemar (Middle Triassic, Italy). *Terra Nova* 15: 69–80.
- Zühlke, R.** (2004). Integrated cyclostratigraphy of a model Mesozoic carbonate platform—the Latemar (Middle Triassic, Italy). En: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Silva, I.P., Weisert, H., and Ferreri, V., (Eds.), *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*, SEPM Special Publication 81: 183–211.

ANEXO 1

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA DE LAS SECCIONES ESTUDIADAS

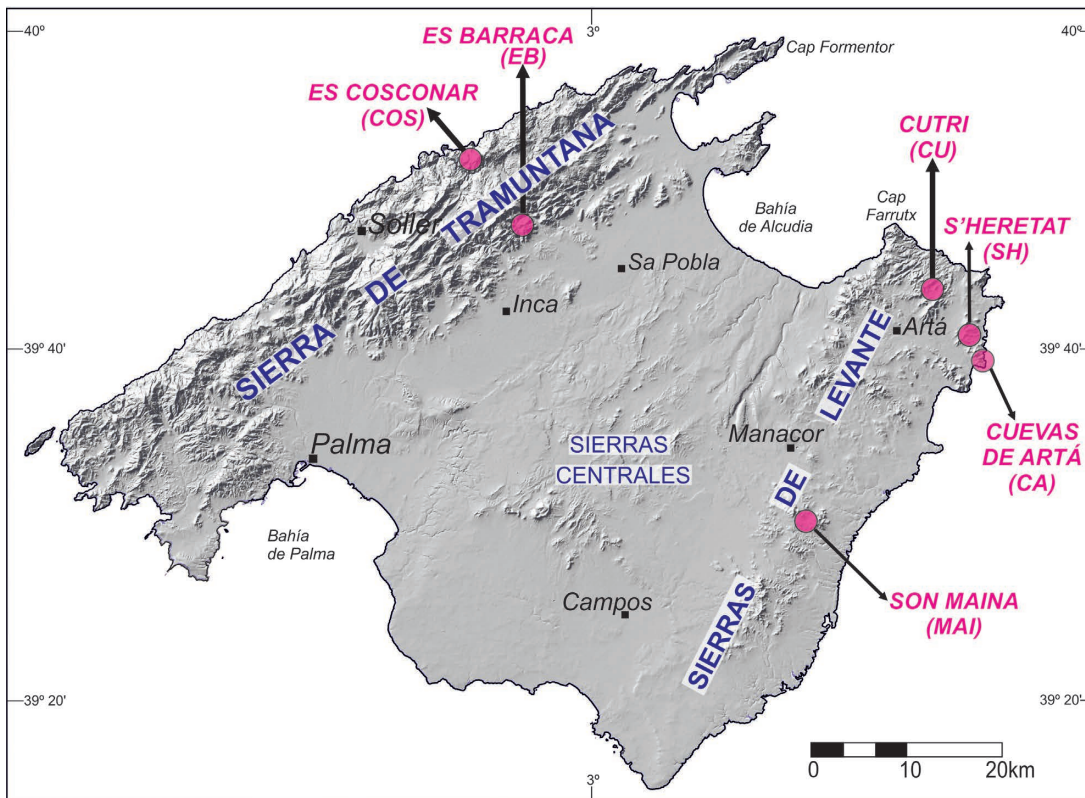


En este ANEXO 1 se muestran los datos de localización geográfica y geológica detallada de las seis secciones estratigráficas estudiadas (COS-Es Cosconar, ES-Es Barraca, CU-Cutri, SH-S'Heretat, CA-Cuevas de Artà y MAI-Son Maina).

ANEXO 1.1. Situación geográfica

ANEXO 1.2. Situación geológica

ANEXO 1.1. Situación geográfica



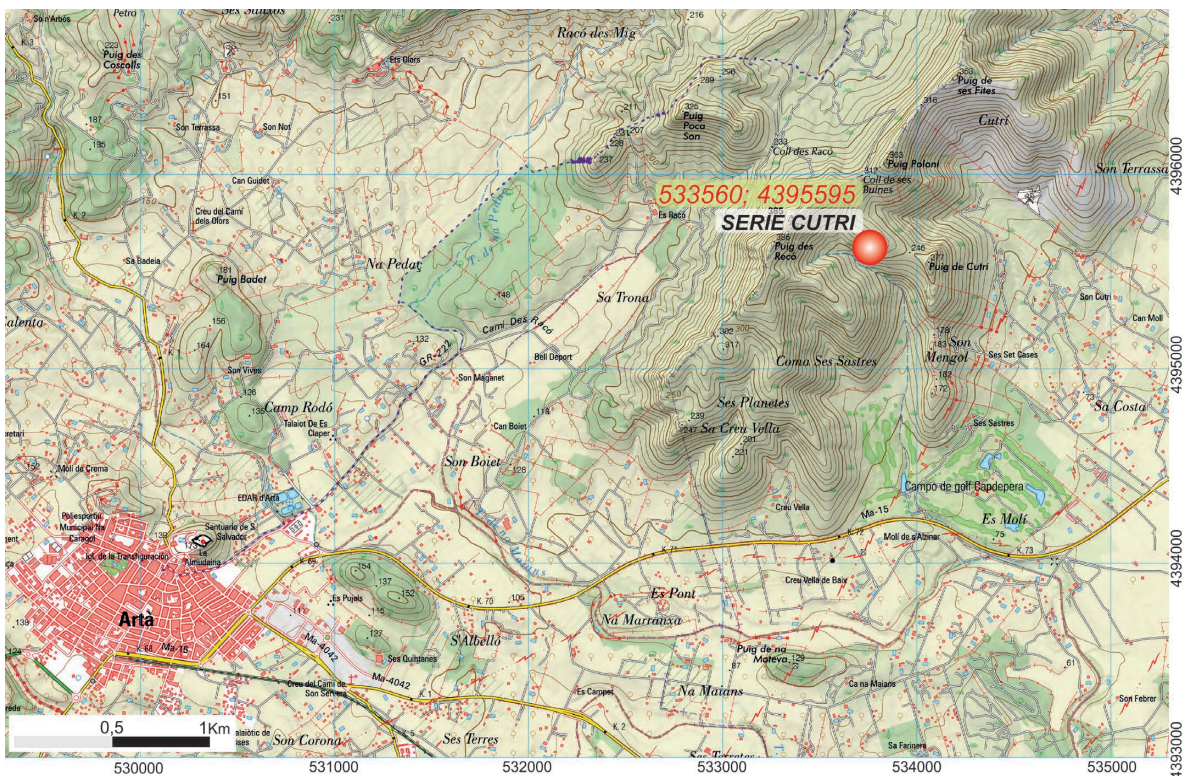
Situación geográfica de las secciones estratigráficas estudiadas: Es Cosconar (COS), Es Barraca (ES), Cutri (CU), S'Heretat (SH), Cuevas de Artà (CA) y Son Maina (MAI).



Localización geográfica de la sección estratigráfica Es Cosconar (COS) en la Sierra de Tramuntana. Las coordenadas (base de la serie) corresponden a una proyección UTM, ETRS89-huso 31N. Base topográfica: Mapa Topográfico Nacional escala 1:25.000 del IGN.



Localización geográfica de la sección estratigráfica Es Barraca (EB) en la Sierra de Tramuntana. Las coordenadas (base de la serie) corresponden a una proyección UTM, ETRS89-huso 31N. Base topográfica: Mapa Topográfico Nacional escala 1:25.000 del IGN.



Localización geográfica de la sección estratigráfica Cutri (CUTRI) en el dominio norte de las Sierras de Levante. Las coordenadas (base de la serie) corresponden a una proyección UTM, ETRS89-huso 31N. Base topográfica: Mapa Topográfico Nacional escala 1:25.000 del IGN.

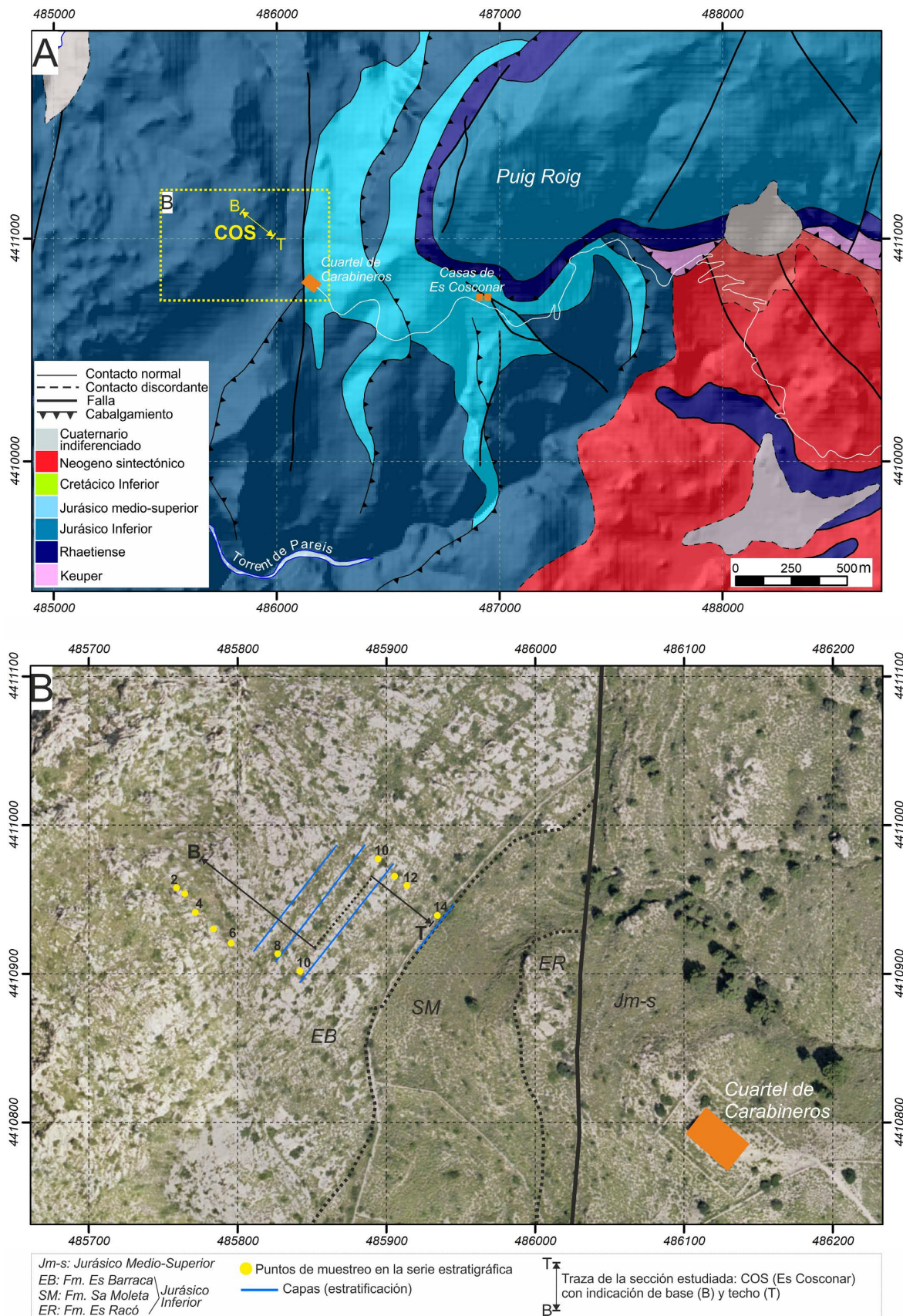
ANEXO 1.1. Situación geográfica



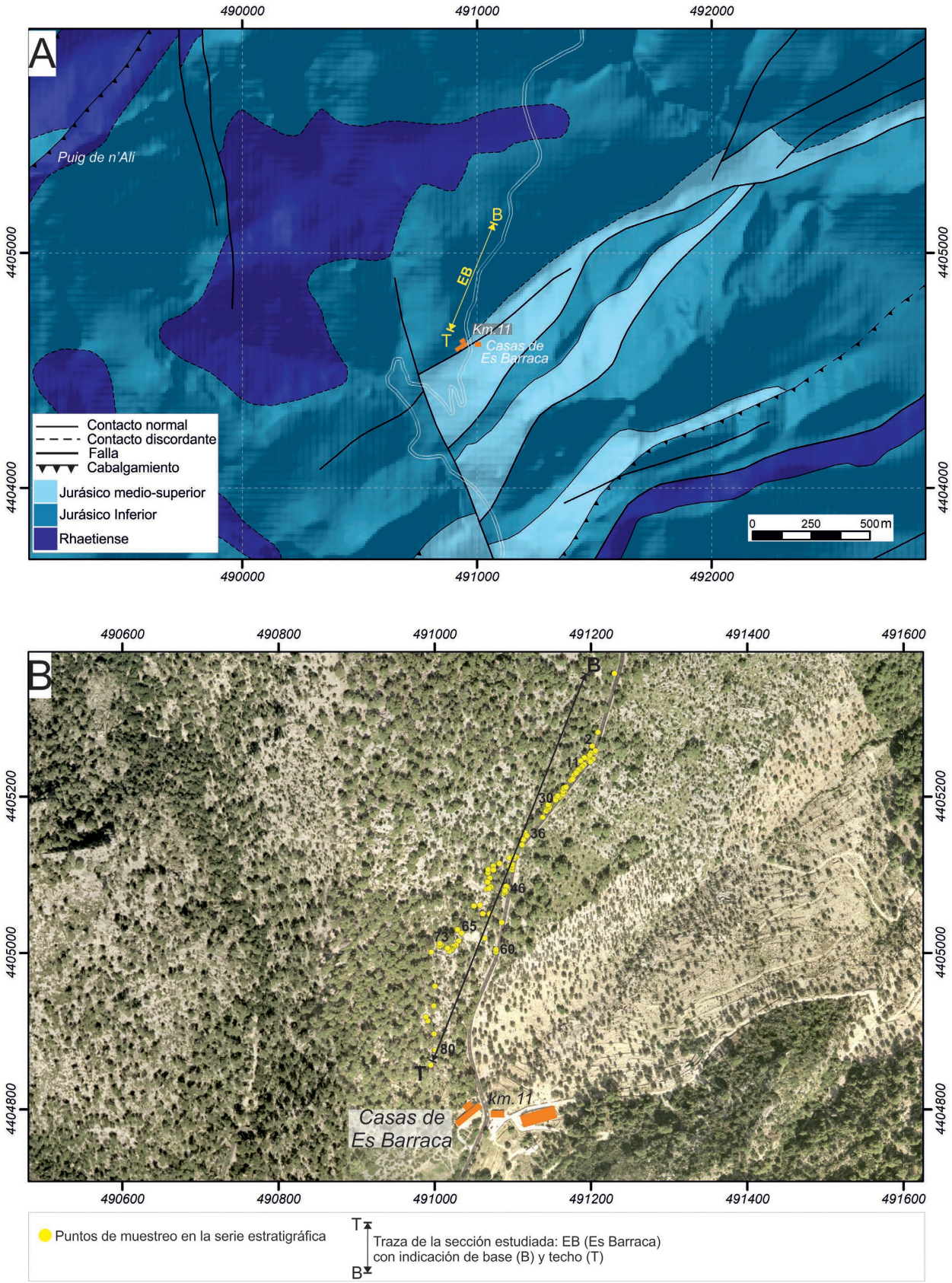
Localización geográfica de las secciones estratigráficas S'Heretat (SH) y Cuevas de Artà (CA) en el dominio noreste de las Sierras de Levante. Las coordenadas (base de las series) corresponden a una proyección UTM, ETRS89-huso 31N. Base topográfica: Mapa Topográfico Nacional escala 1:25.000 del IGN.



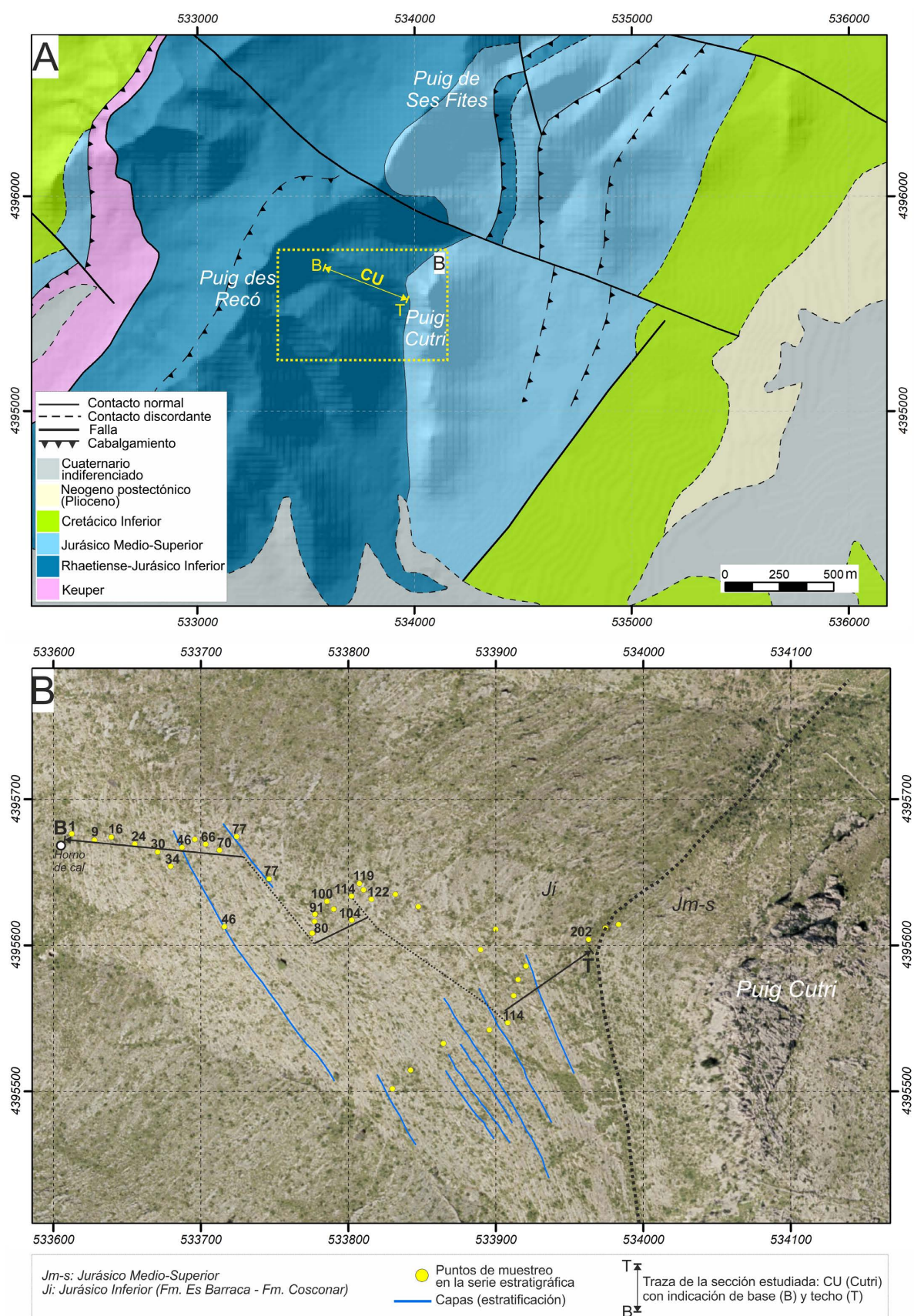
Localización geográfica de la sección estratigráfica Son Maina (MAI) en el dominio sur de las Sierras de Levante. Las coordenadas (base de la serie) corresponden a una proyección UTM, ETRS89-huso 31N. Base topográfica: Mapa Topográfico Nacional escala 1:25.000 del IGN.



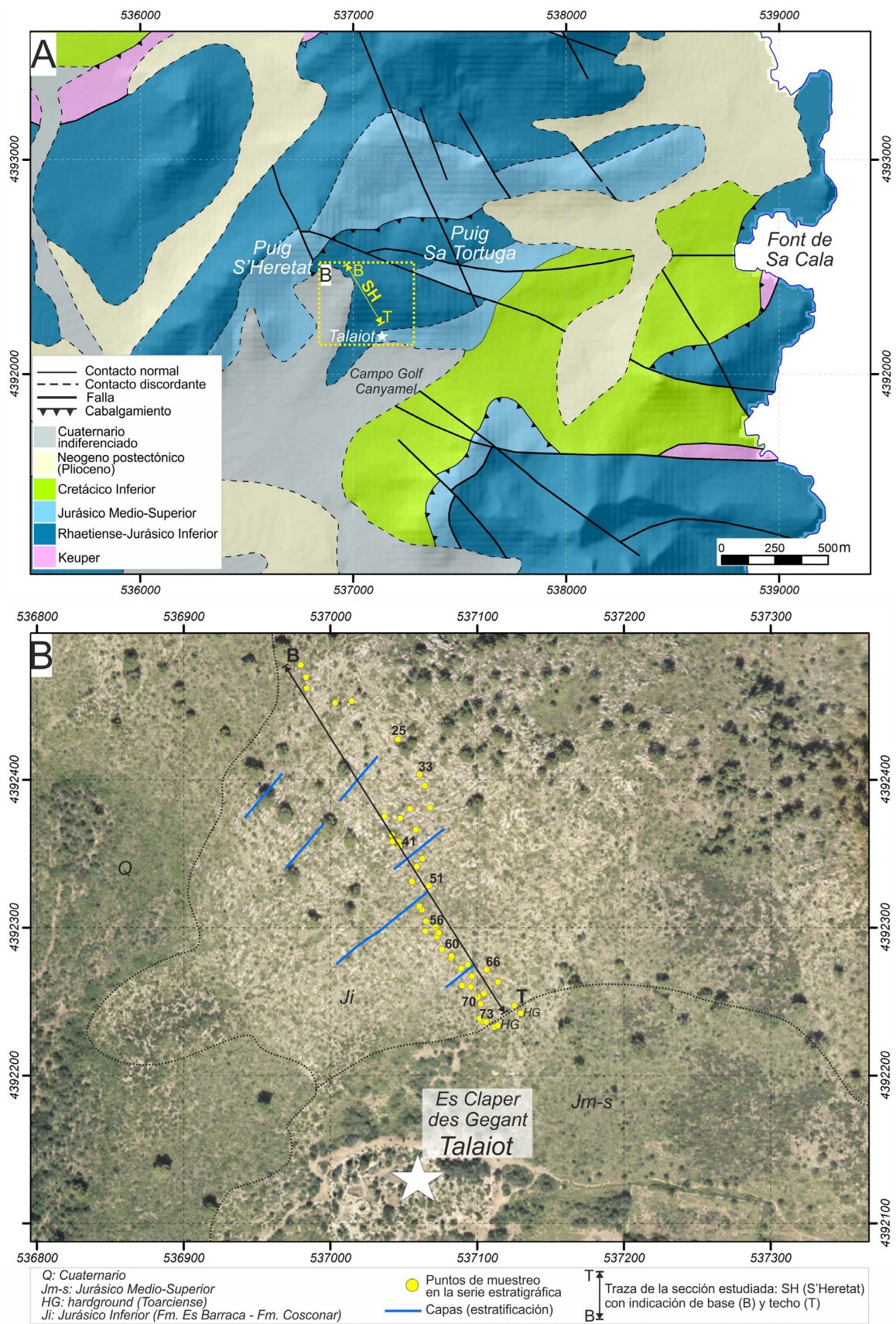
A: Localización geológica de la sección estratigráfica Es Cosconar (COS). Base cartográfica: Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 (MAGNA) del IGME. B: Situación de los puntos de muestreo en la serie estudiada.



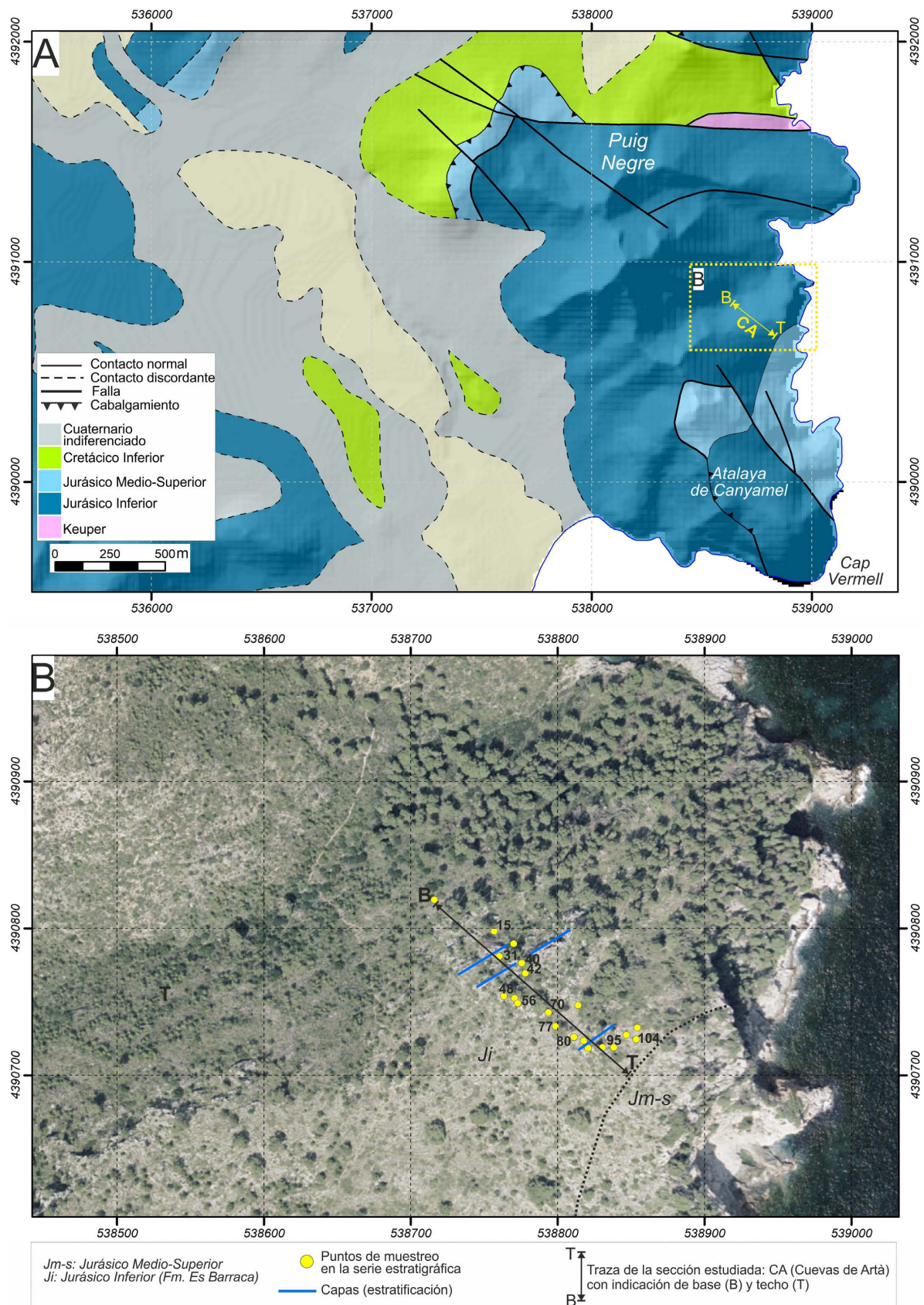
A: Localización geológica de la sección estratigráfica Es Barraca (EB). Base cartográfica: Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 (MAGNA) del IGME. B: Situación de los puntos de muestreo en la serie estudiada.



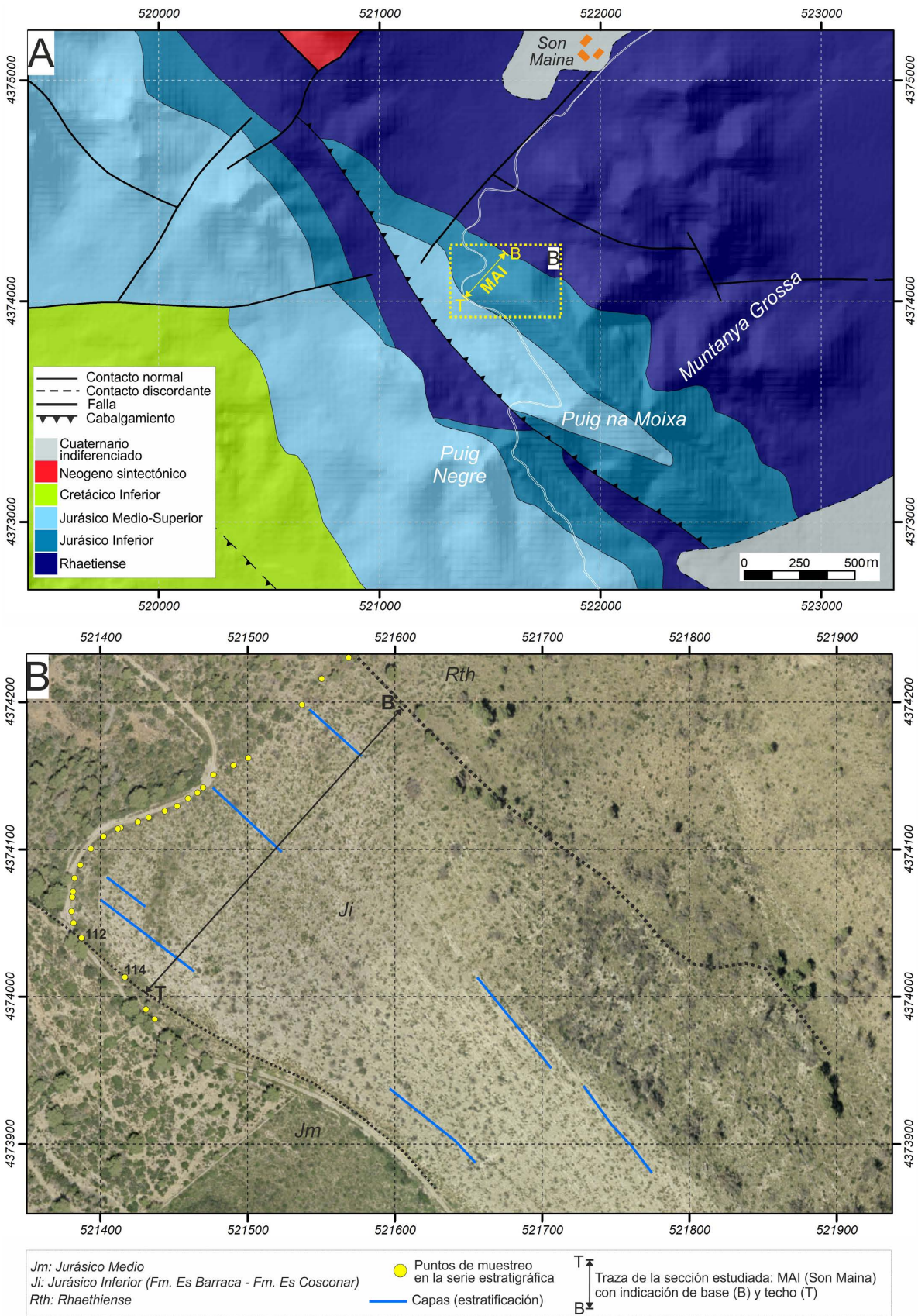
A: Localización geológica de la sección estratigráfica Cutri (CU). Base cartográfica: Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 (MAGNA) del IGME. B: Situación de los puntos de muestreo en la serie estudiada.



A: Localización geológica de la sección estratigráfica S'Heretat (SH). Base cartográfica: Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 (MAGNA) del IGME. B: Situación de los puntos de muestreo en la serie estudiada.

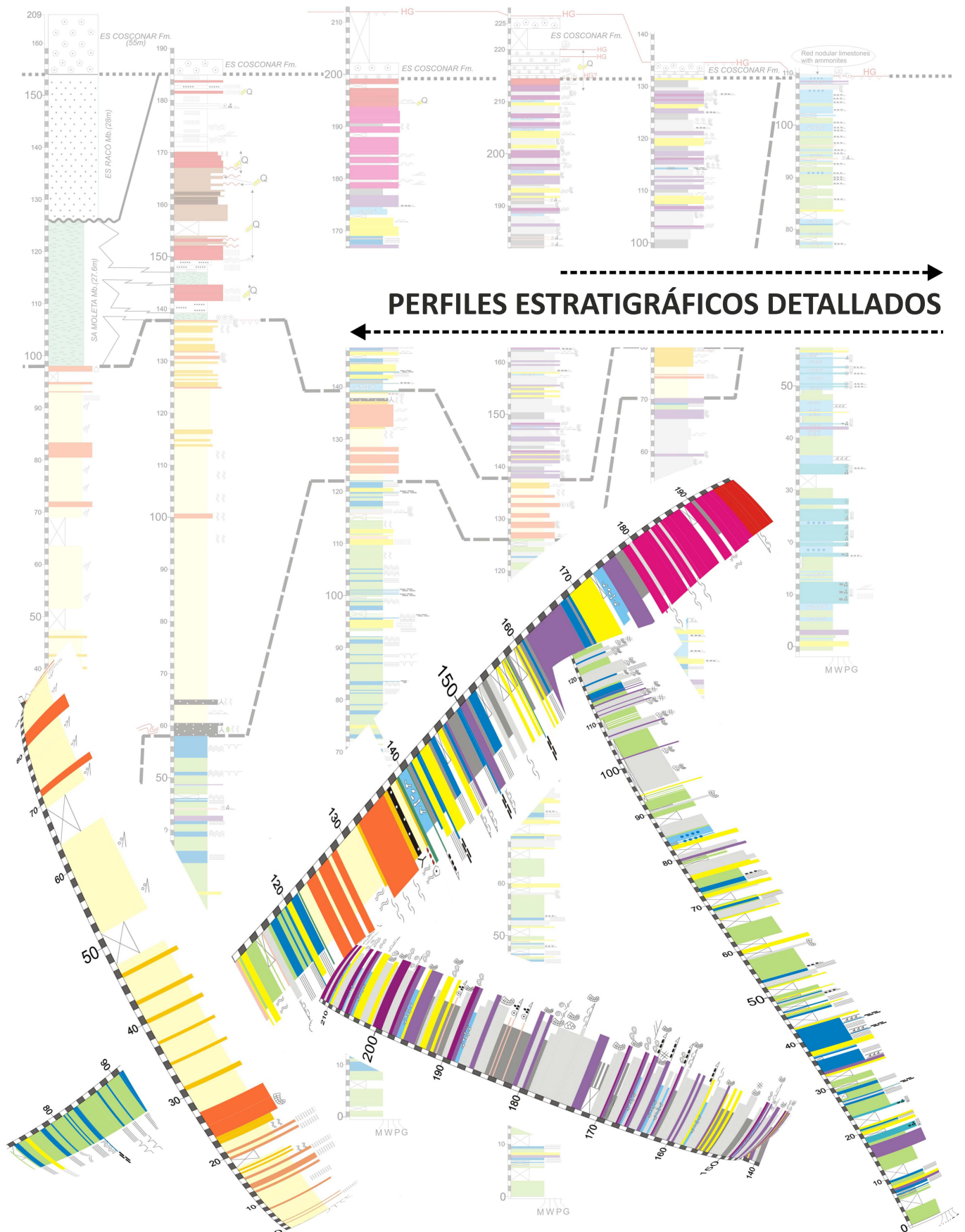


A: Localización geológica de la sección estratigráfica Cuevas de Artà (CA). Base cartográfica: Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 (MAGNA) del IGME. B: Situación de los puntos de muestreo en la serie estudiada.



A: Localización geológica de la sección estratigráfica Son Maina (MAI). Base cartográfica: Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 (MAGNA) del IGME. B: Situación de los puntos de muestreo en la serie estudiada.

ANEXO 2



En este ANEXO 2 se muestran las columnas estratigráficas detalladas de las secciones estudiadas (COS-Es Cosconar, ES-Es Barraca, CU-Cutri, SH-S'Heretat, CA-Cuevas de Artà, MAI-Son Maina) con los datos correspondientes a estratificación, texturas, componentes y estructuras, situación de muestras (muestras de roca y láminas delgadas) e interpretación de facies.

LEYENDA

ESTRUCTURAS	COMPONENTES	TEXTURAS
Grietas de desecación Tepees Cantos planos Laminación microbiana ondulante Estromatolitos aglutinantes (grano fino) Estromatolitos aglutinantes (grano grueso) Estromatolitos tipo <i>Spongostrome</i> Porosidad fenestral Laminación microbiana paralela Laminación tractiva paralela Laminación tractiva cruzada (ondulante y <i>hummocky</i>) Laminación tractiva cruzada (<i>ripple</i>) Estratificación cruzada Acumulación bioclástica Acumulación tractiva bioclástica Acumulación tractiva peloidal/oolítica Acumulación tractiva de cantos negros/intraclástica Calcarenita intraclástica/peloidal/oolítica Bioturbación <i>Hardground</i> <i>Slump</i> Superficie erosiva	Ooides Peloides Oncoides Bioclastos Intraclastos Algas dasycladáceas Gasterópodos Foraminíferos (textulariidos) Foraminíferos (lituóidos) Coprolito de invertebrados (<i>Favreina</i>) Crinoides Espículas de esponjas Pterópodos Ammonites Belemnites Cuarzo (limo, arena fina) Glauconita	M <i>Mudstone</i> W <i>Wackestone</i> P <i>Packstone</i> G <i>Grainstone</i> Mg <i>Marga</i> Muestra de roca Lámina delgada Tramo cubierto

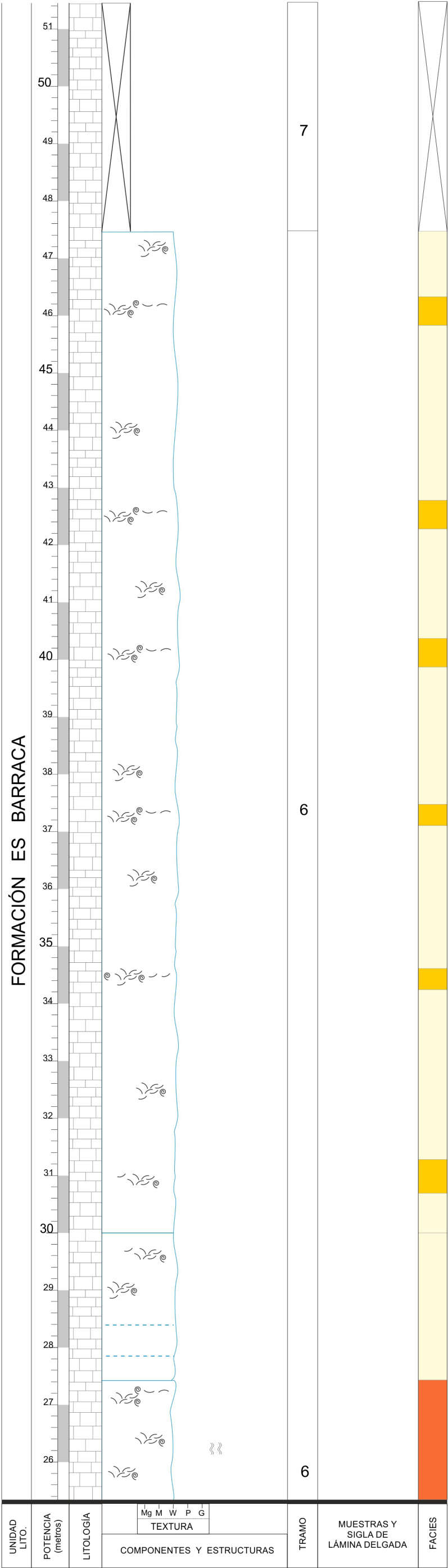
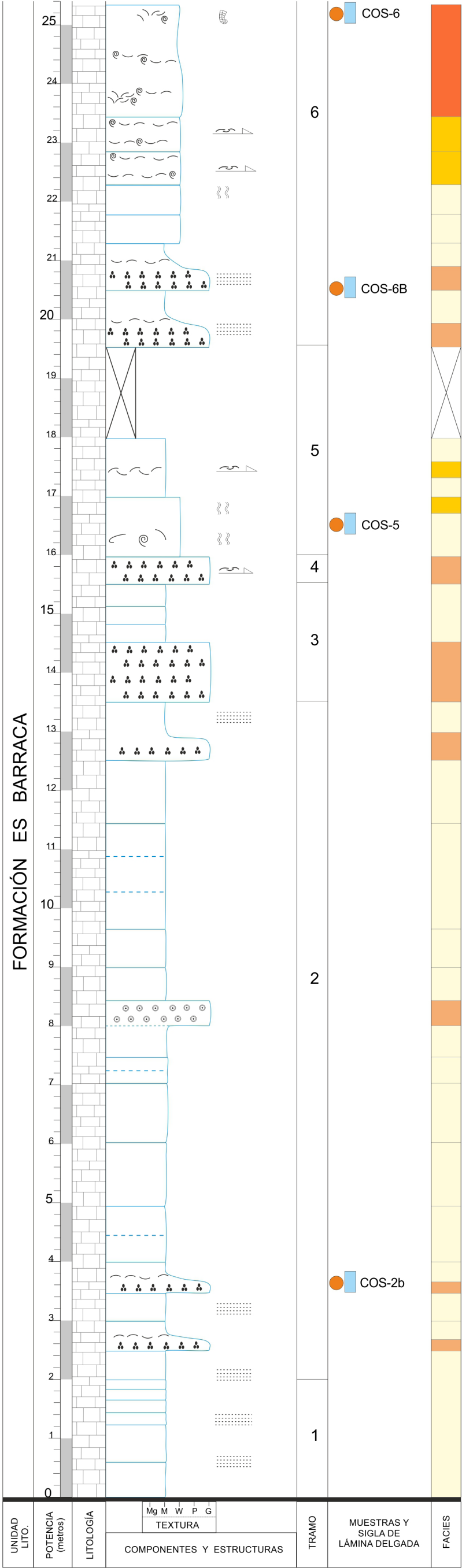
Leyenda de símbolos utilizados en las columnas estratigráficas.

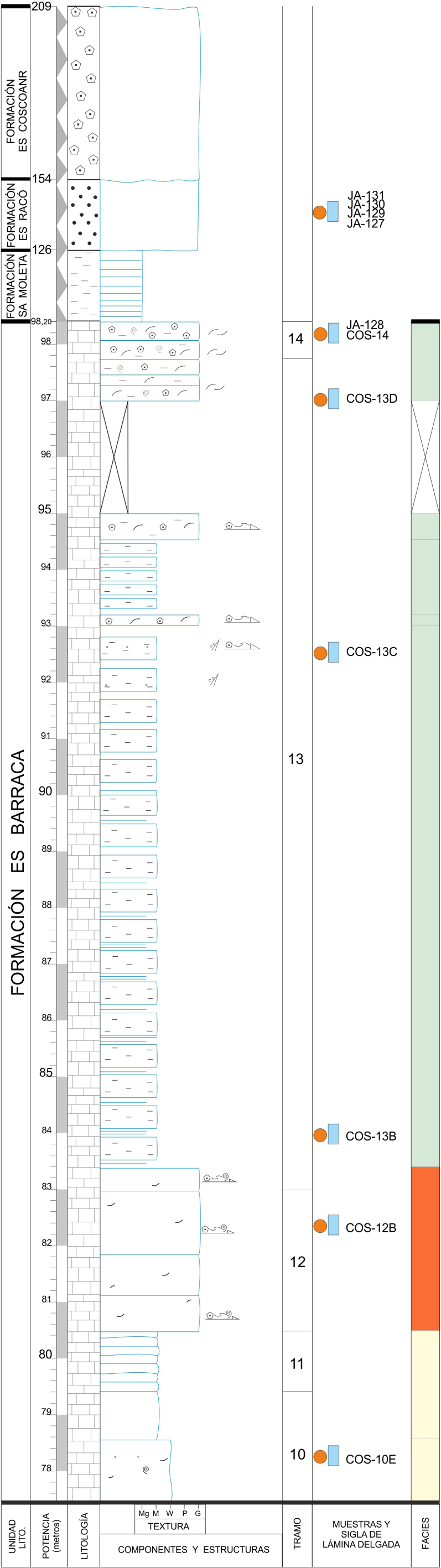
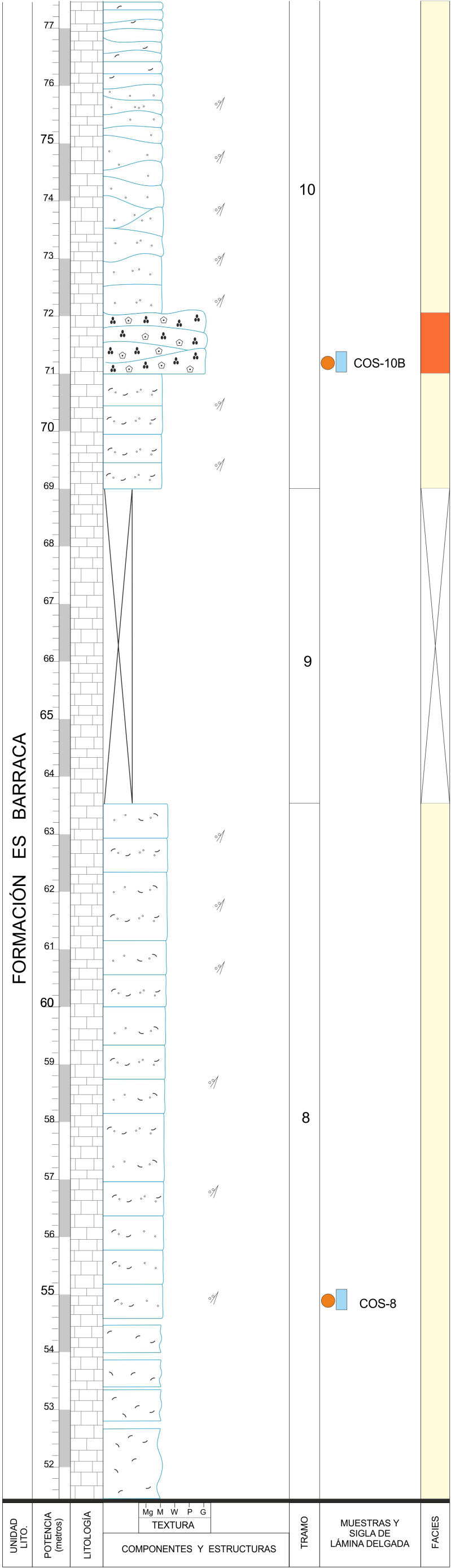
LEYENDA FACIES	
LLANURA DE MAREAS (TIPO 1)	
	1A-Conglomerados y brechas de cantos planos
	1B-Microbialitas con laminación ondulada-crenulada
	1C-Microbialitas con laminación paralela
	1D-Estromatolitos aglutinantes (grano fino)
LLANURA DE MAREAS (TIPO 2)	
	2A-Conglomerados con cantos negros y estructuras pedogenéticas
	2B- Estromatolitos tipo <i>spongiostrome</i>
	2C-Estromatolitos aglutinantes (grano grueso)
	2D-Mudstones con porosidad fenestral
	3-Grainstones intraclástico-peloidales y oolítico-peloidales
PLATAFORMA FANGOSA SOMERA ABIERTA	
	7A-Wackestones-floatstones bioclásticos
	7B-Wackestones-packstones bioclástico-oncolítico-peloidales
PLATAFORMA FANGOSA EXTERNA	
	8-Mudstones masivos
	9-Niveles tractivos de wackestones-packstones peloidales
	10-Wackestones-packstones espiculíticos
PLATAFORMA INTERNA (LAGOON RESTRINGIDO)	
	4A-Mudstones
	4B-Wackestones oolítico-peloidal-bioclásticos
(BARRAS Y BAJÍOS)	
	5A-Grainstones oolítico-peloidales
	5B-Grainstones peloidal-intraclásticos con foraminíferos abundantes
	5C-Grainstones peloidal-oncolítico-oolíticos
	5D-Dolograinstones
(LAGOON ABIERTO)	
	6A-Mudstones-wackestones bioclásticos
	6B-Wackestones-packstones peloidal-oncolíticos con abundantes foraminíferos
PLATAFORMA MEDIA - EXTERNA	
	11-Grainstones peloidal-bioclásticos con limo de cuarzo
	12A-Mudstones laminados muy finos y calcisiltitas
	12B-Packstones peloidales laminados de grano fino
	12C-Grainstones oolítico-peloidales (Niveles tractivos centimétricos)
	13-Grainstones intraclásticos con grandes cantos (grano-clasificación muy pobre)
	14-Wackestones-packstones oolítico-peloidal-intraclásticos
	15-Margas, calizas margosas y wackestones

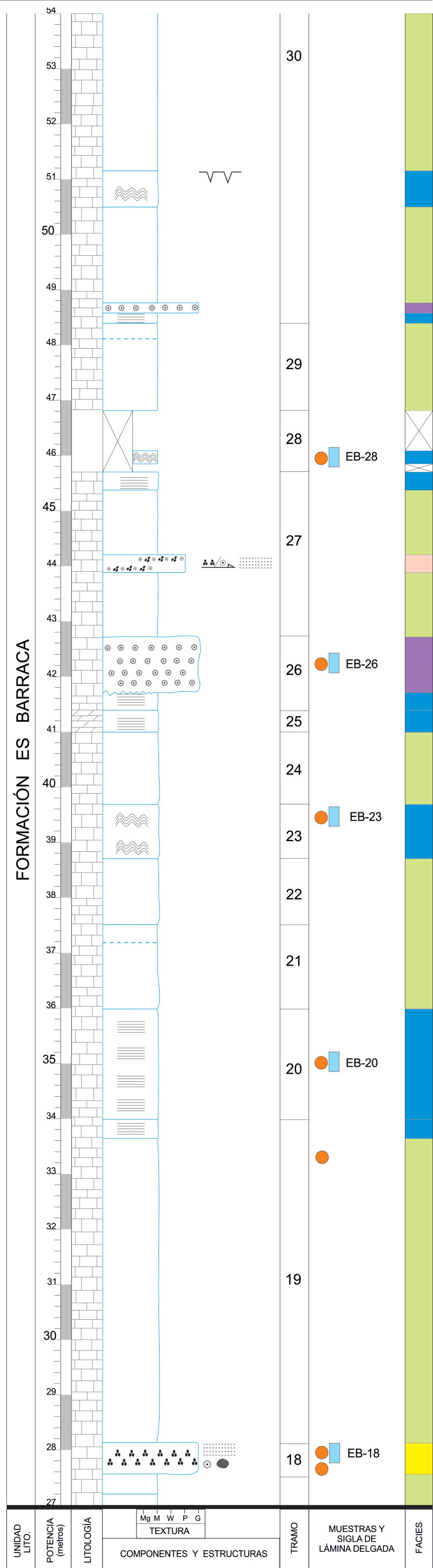
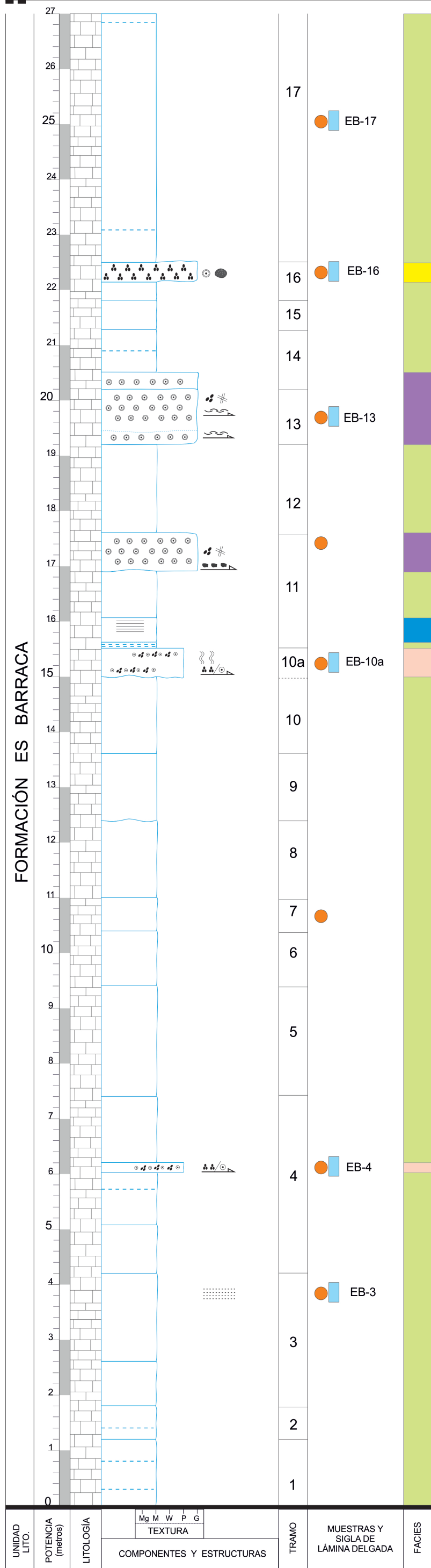
Leyenda de facies de la Formación Es Barraca según terminología de Sevillano et al. (2019).

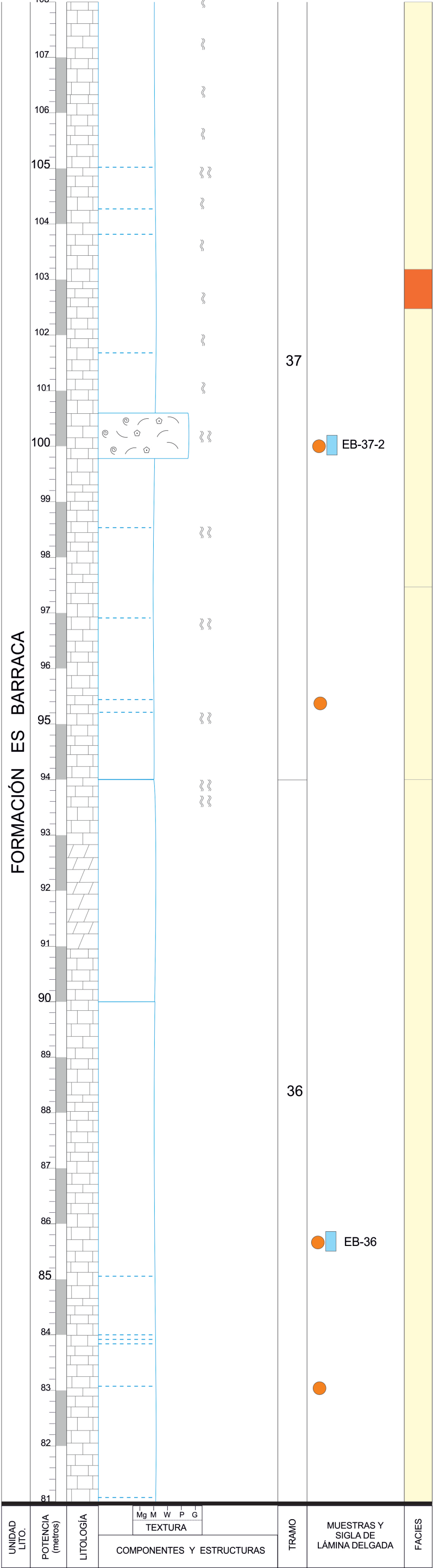
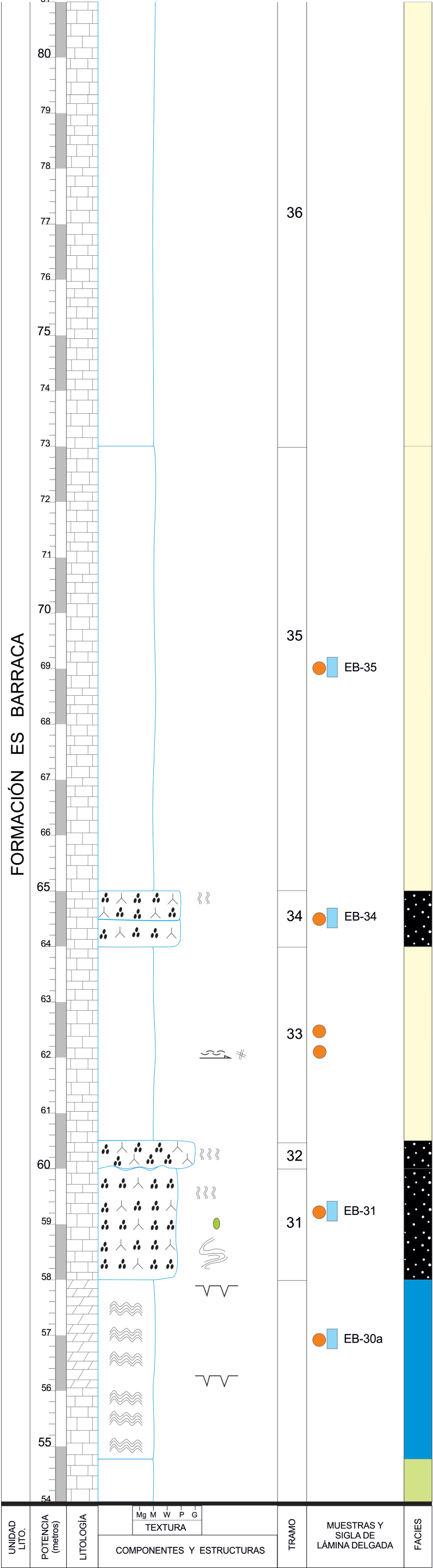
LEYENDA LITOLOGÍAS	
	Calizas encriníticas
	Microconglomerados y areniscas
	Margas
	Margocalizas
	Calizas
	Dolomías

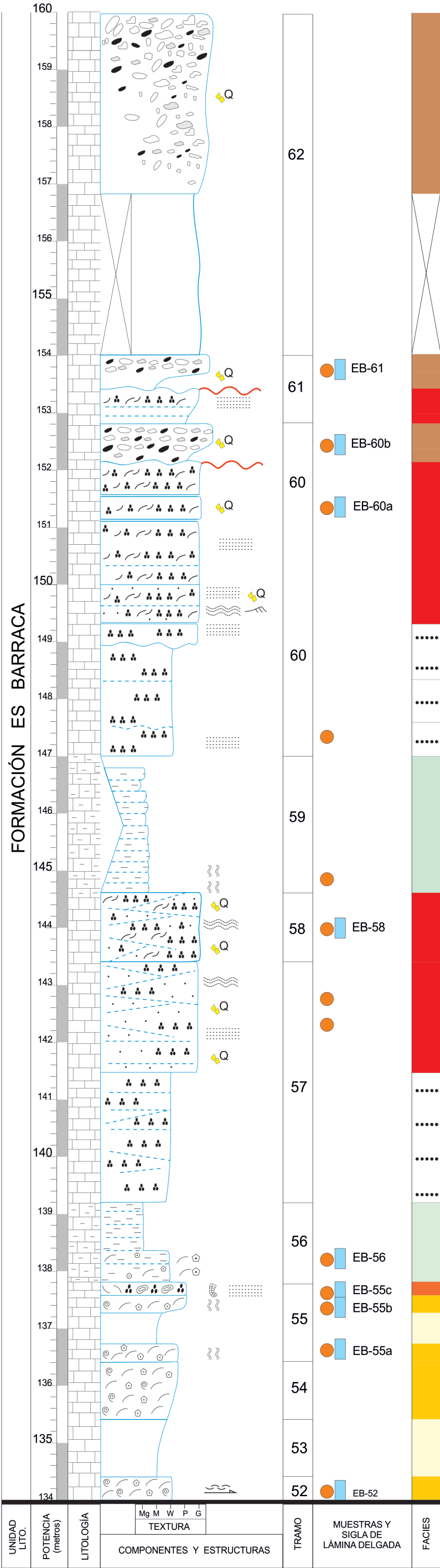
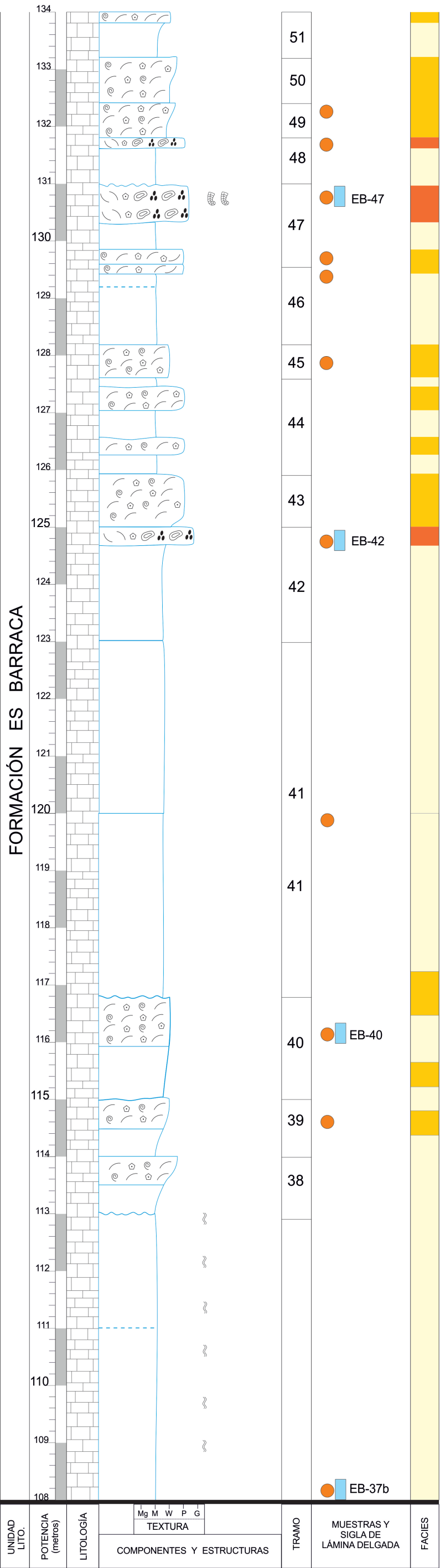
Leyenda de litologías para la diferentes unidades litoestratigráficas.

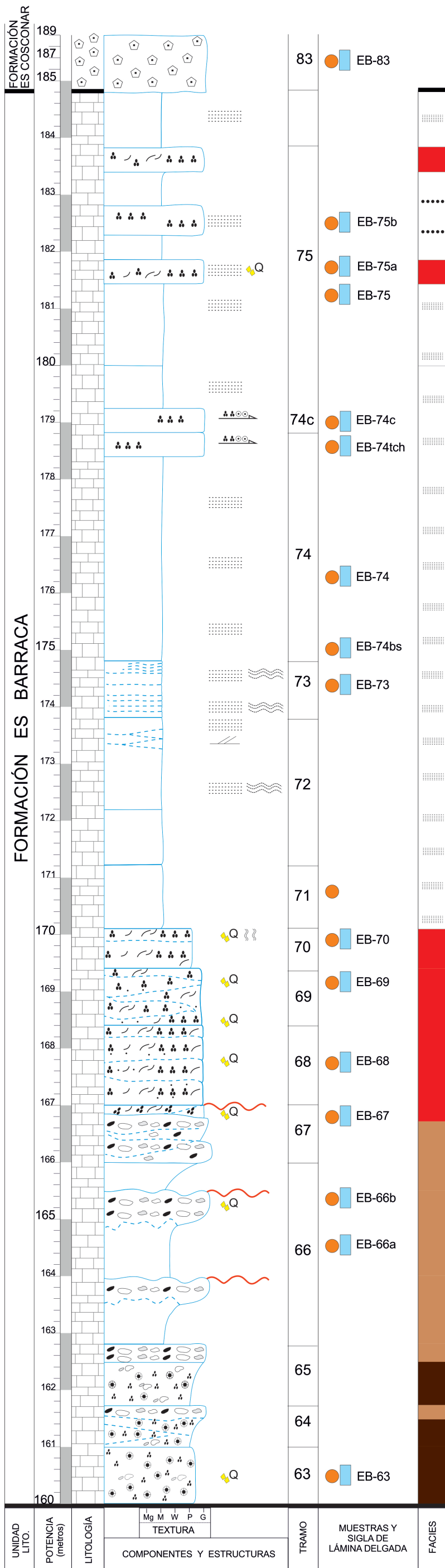


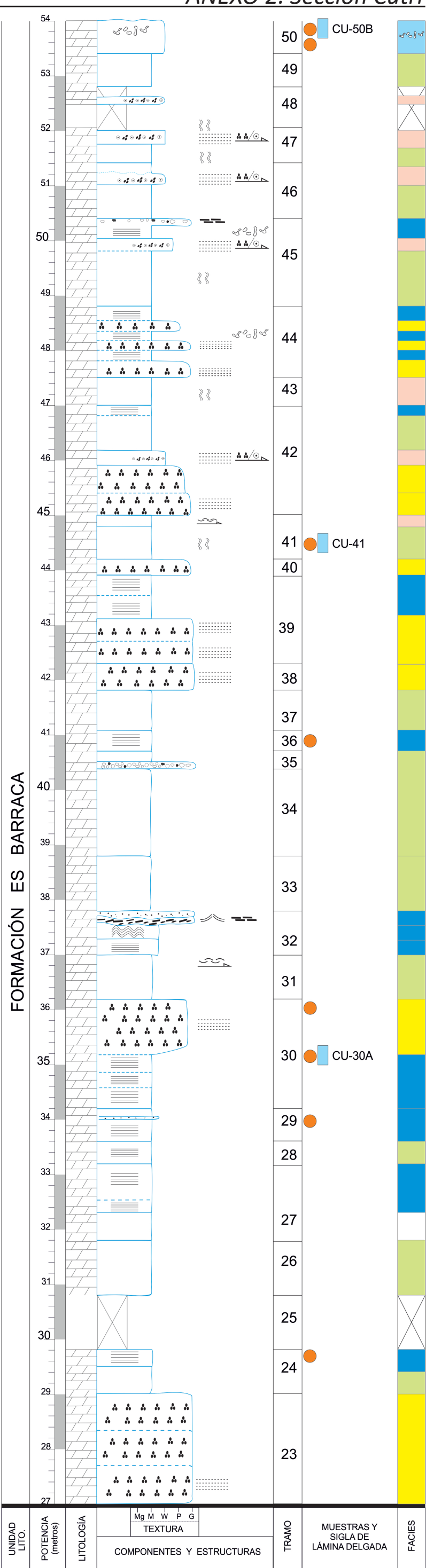
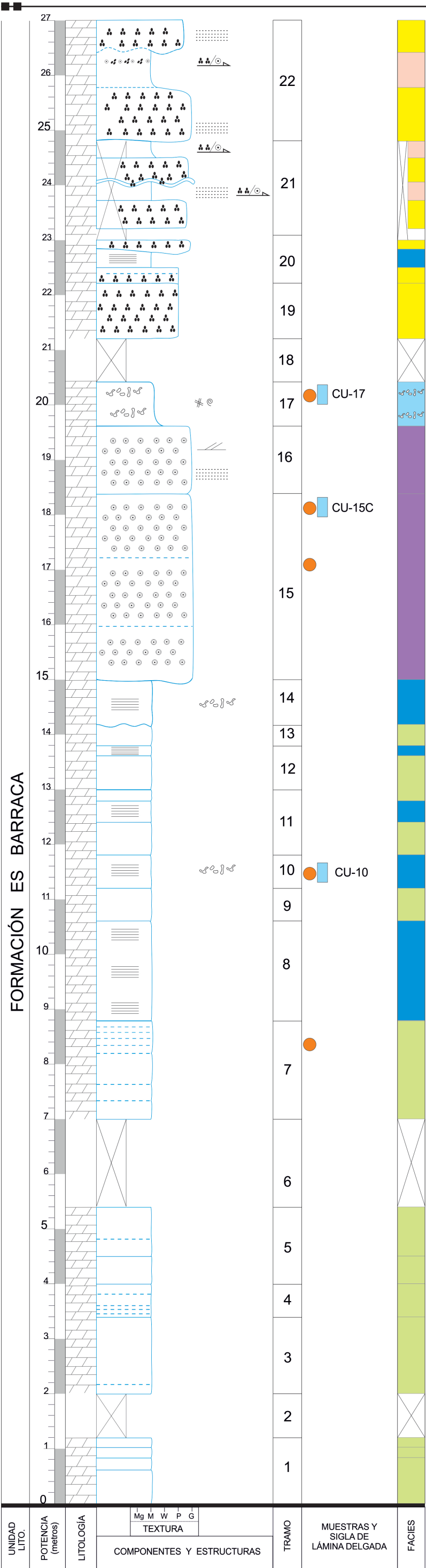


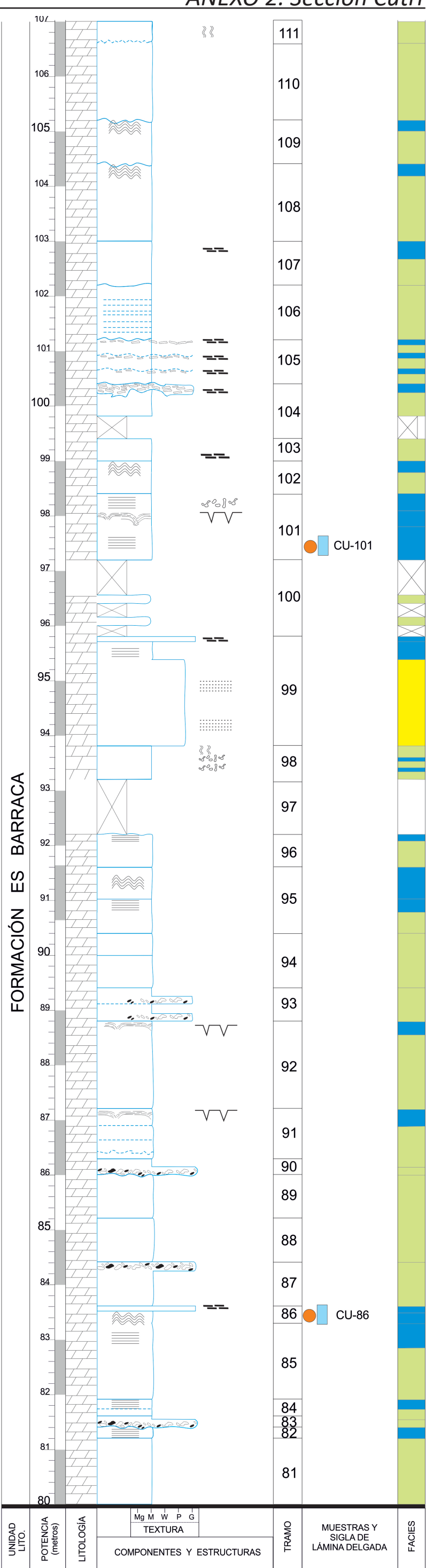
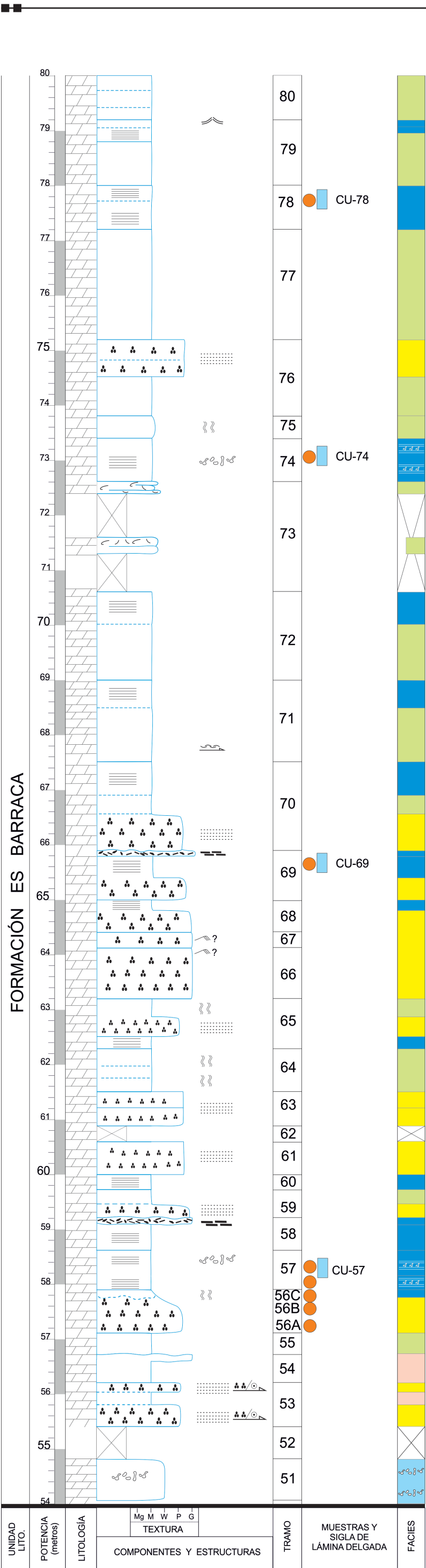


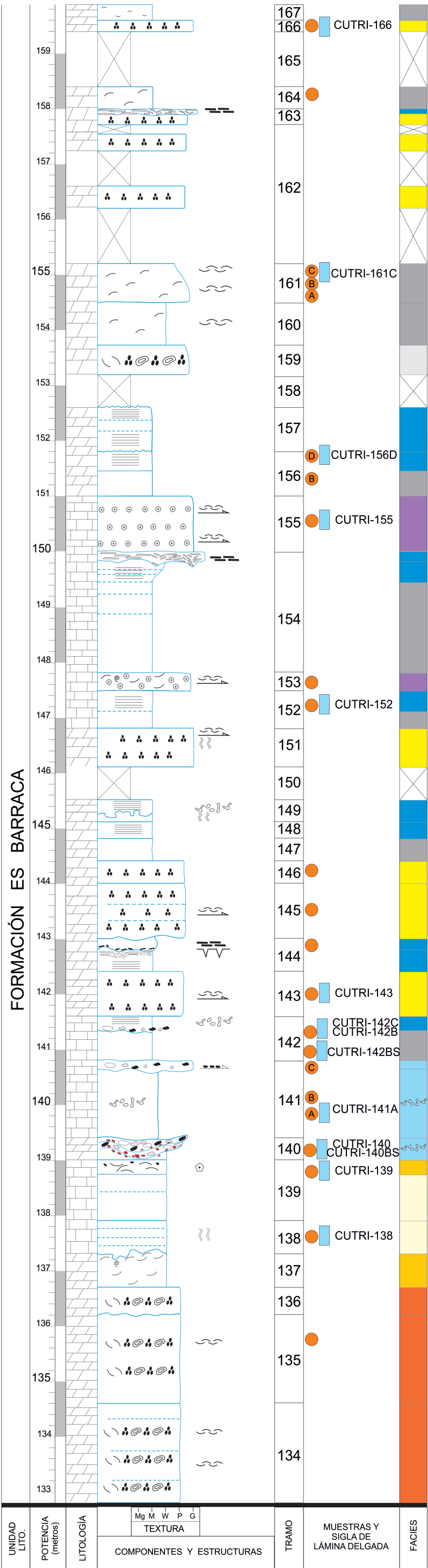
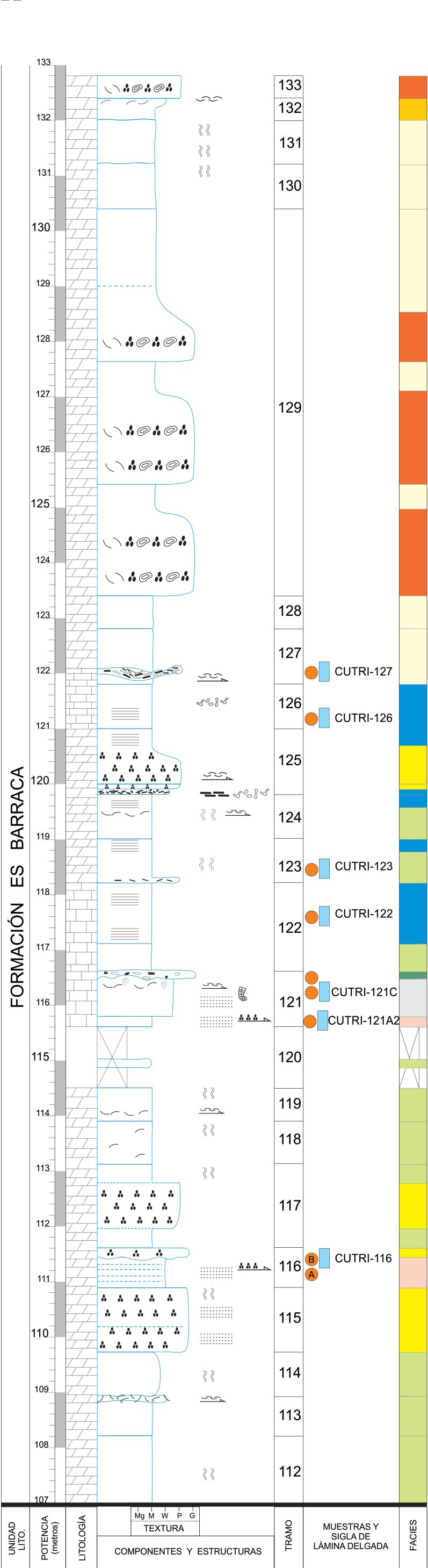


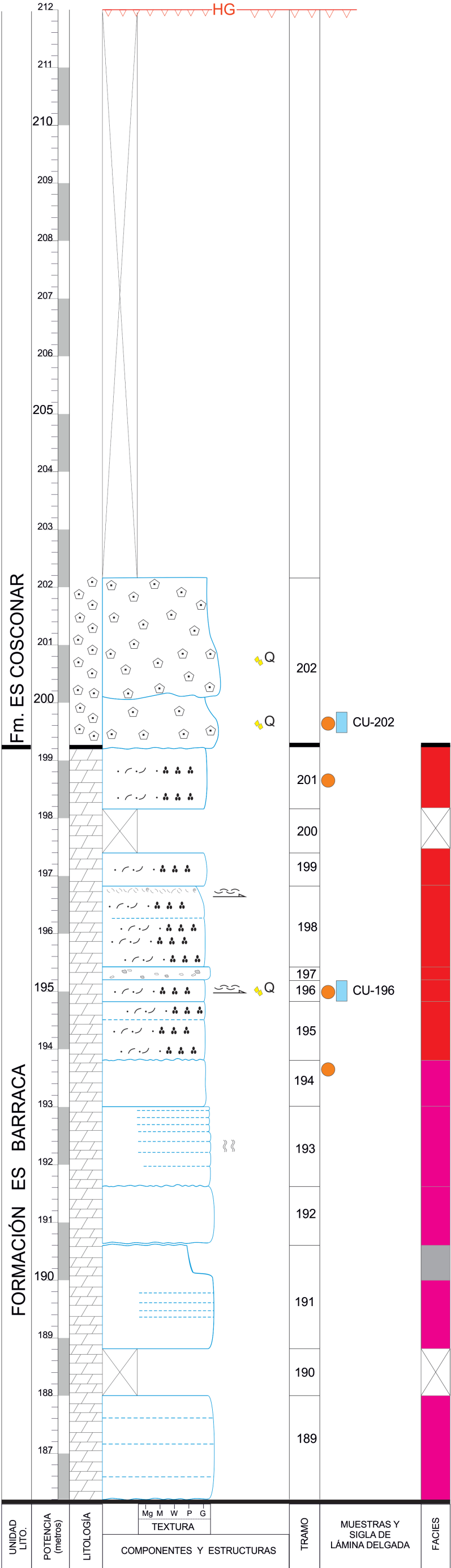
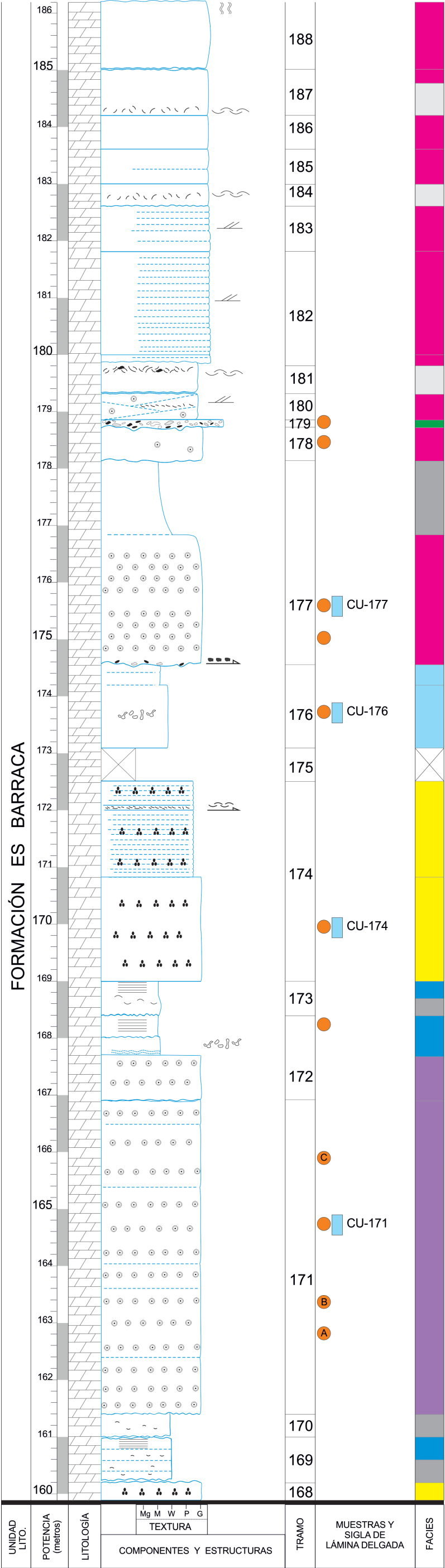


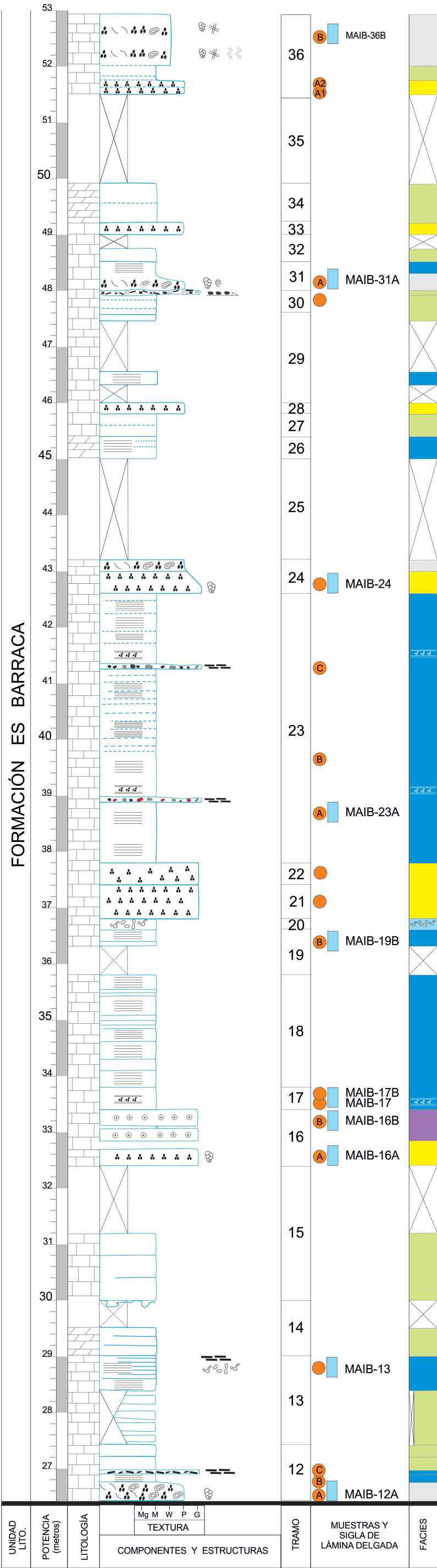
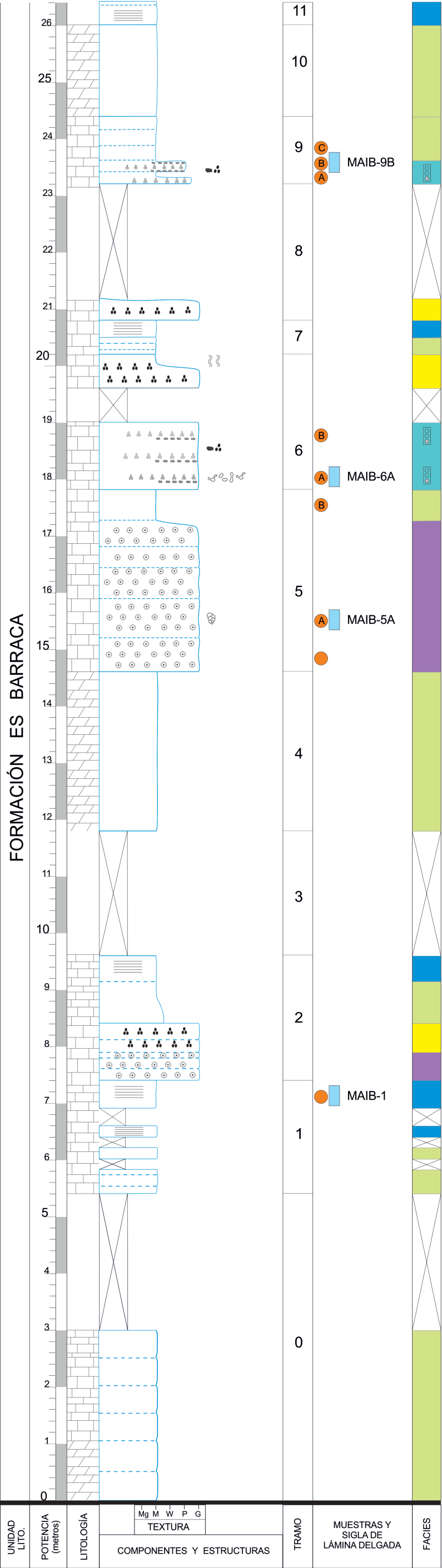


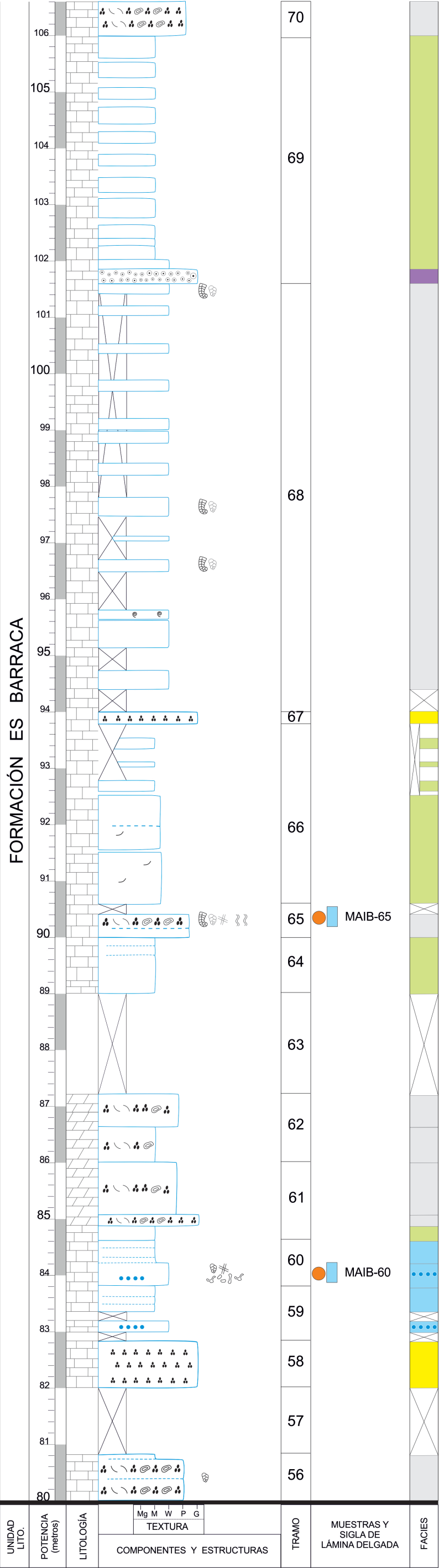
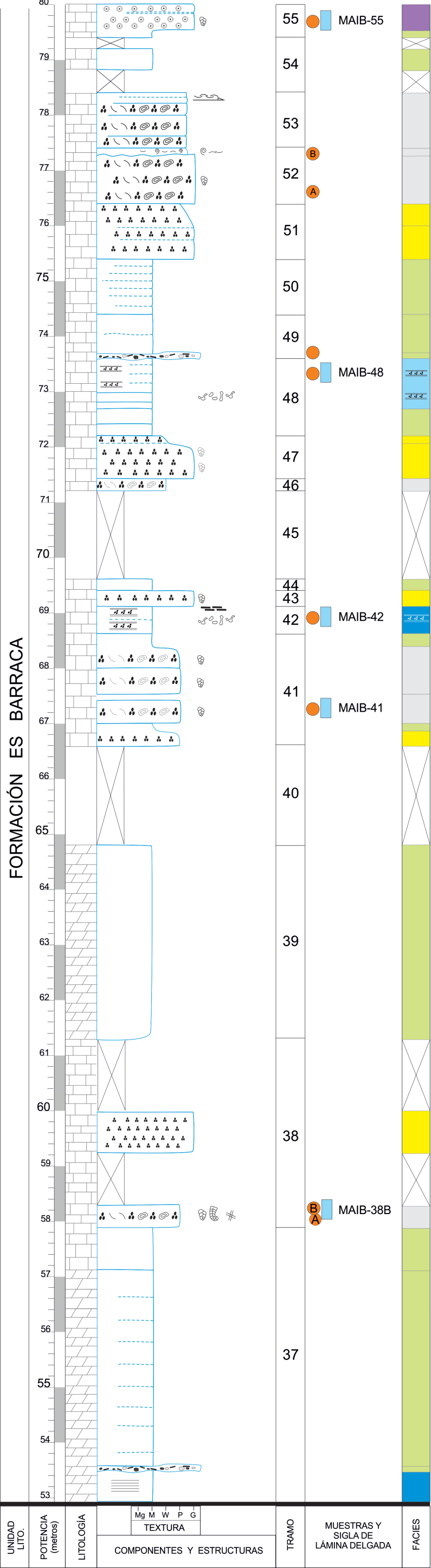


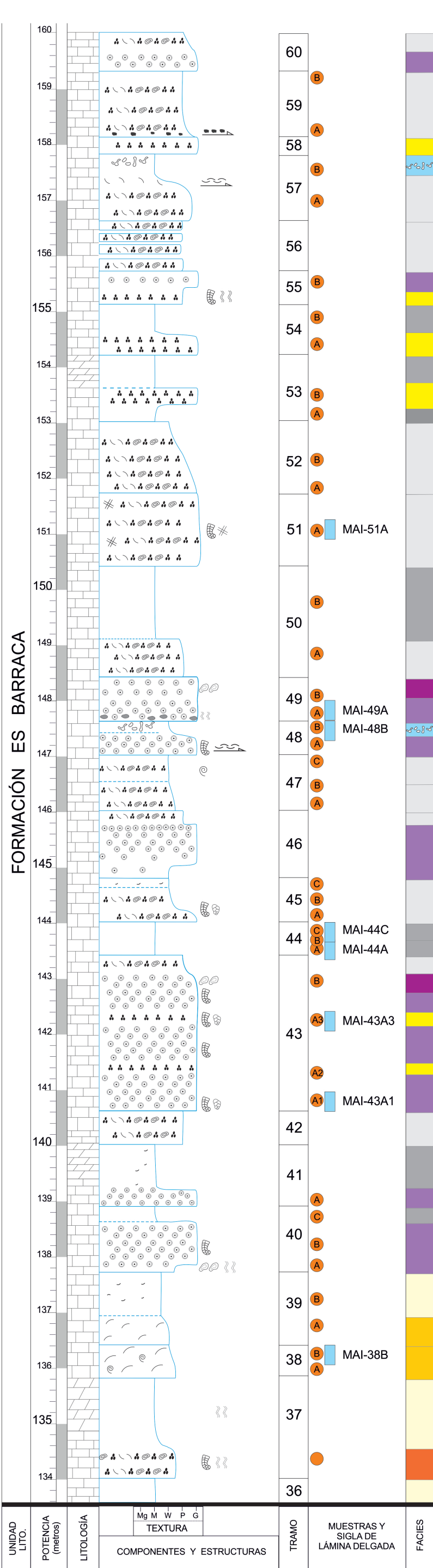
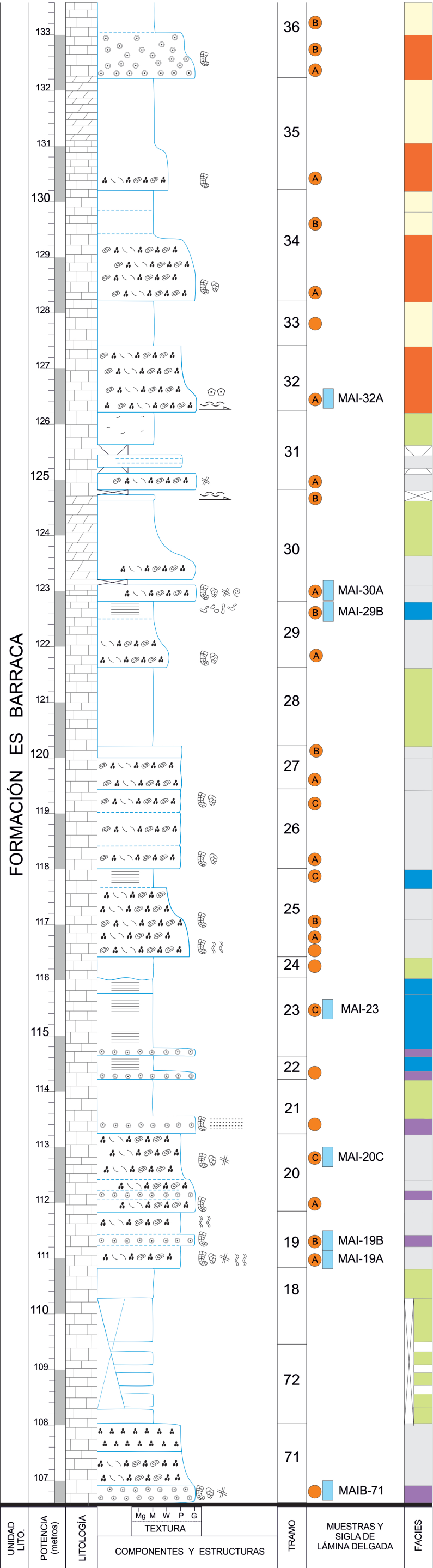


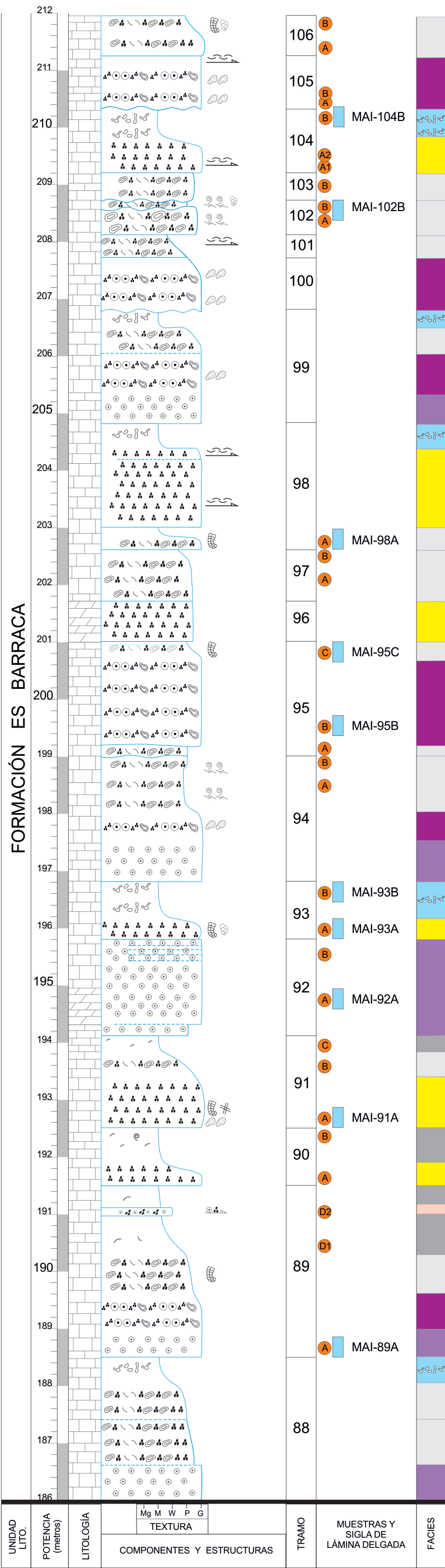
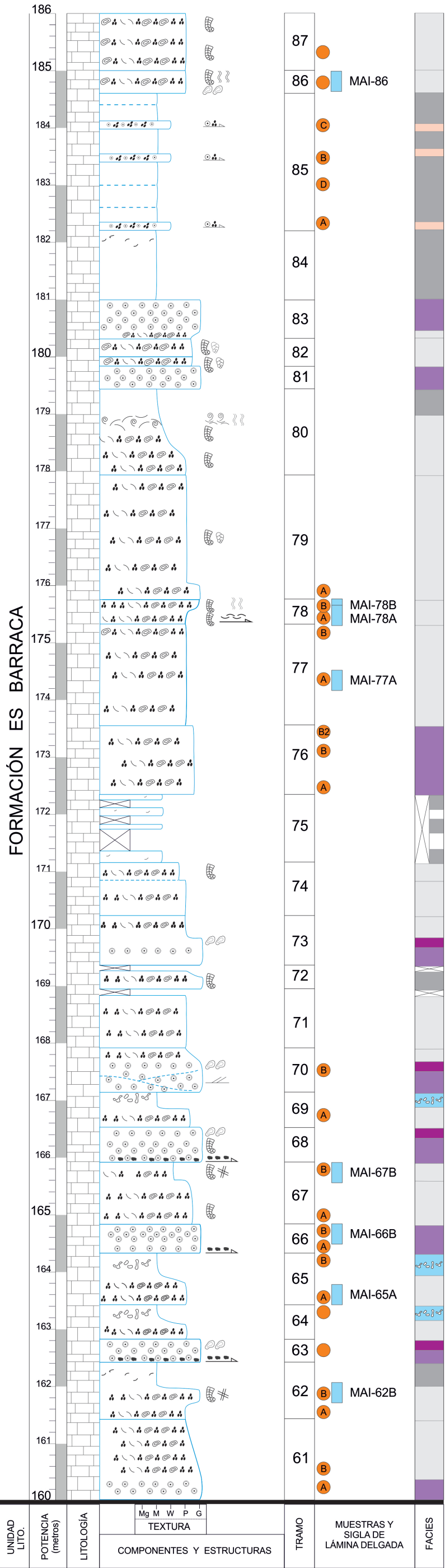


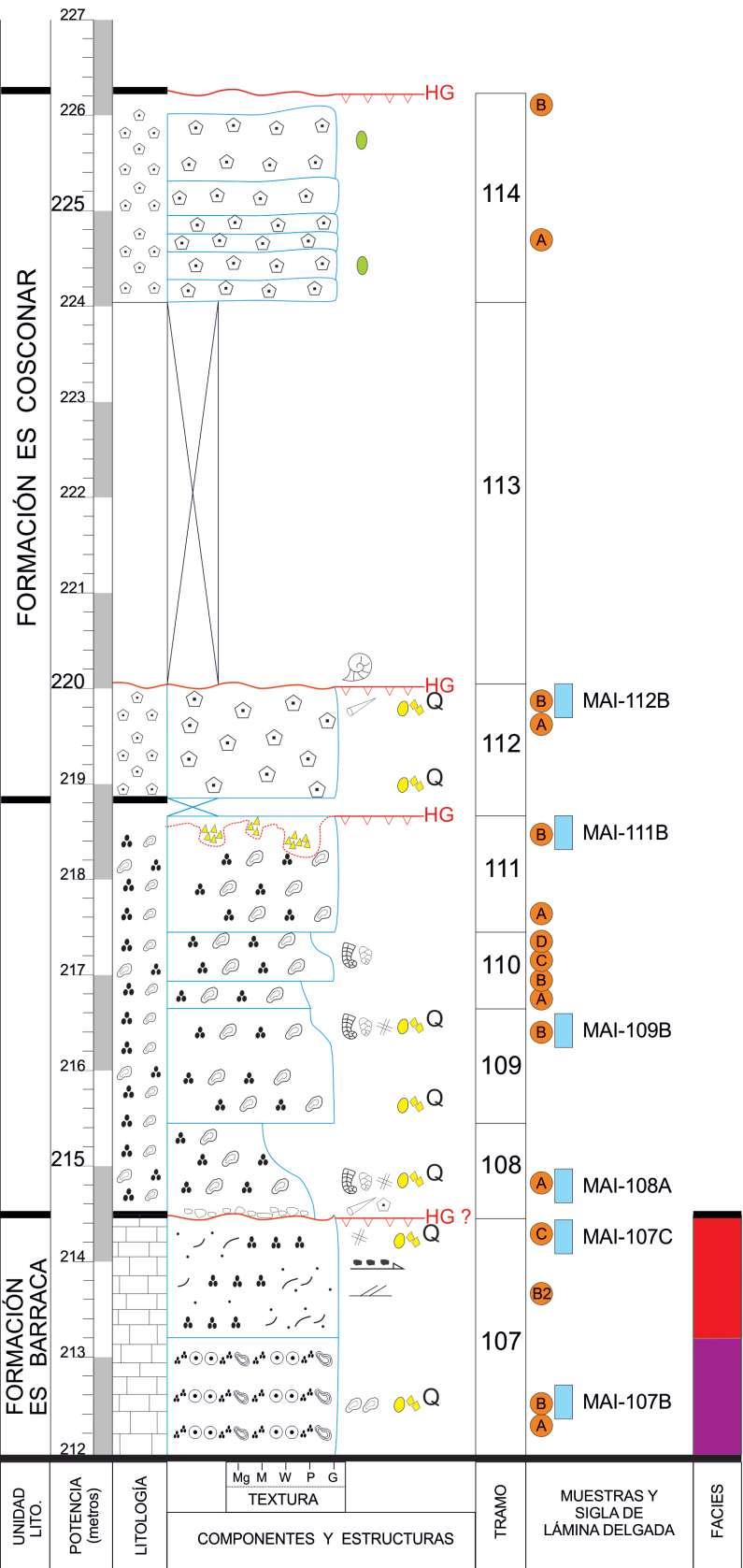






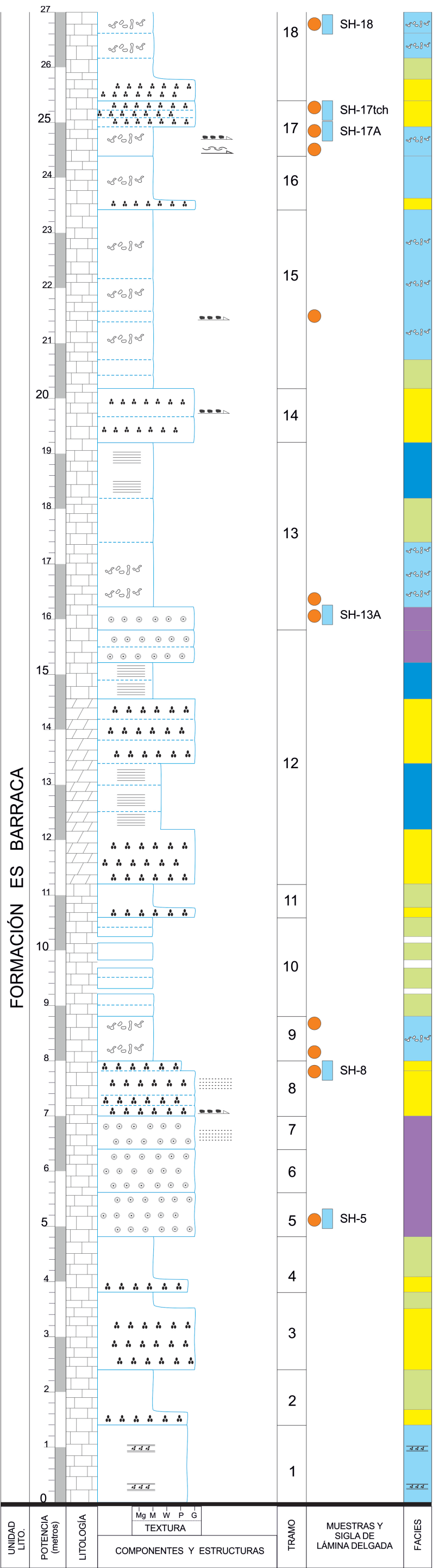




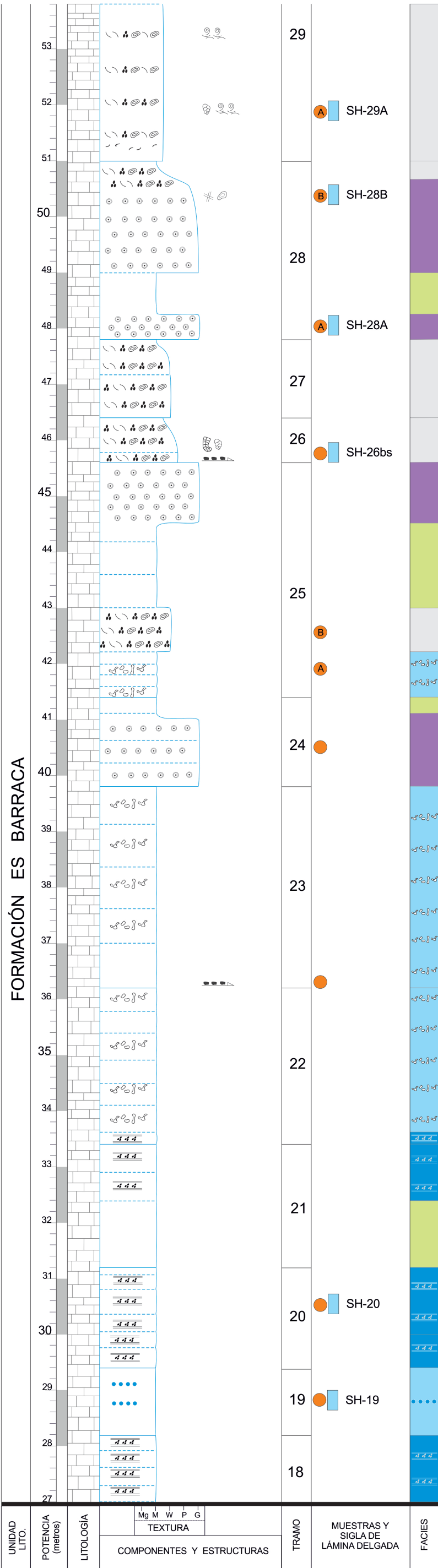


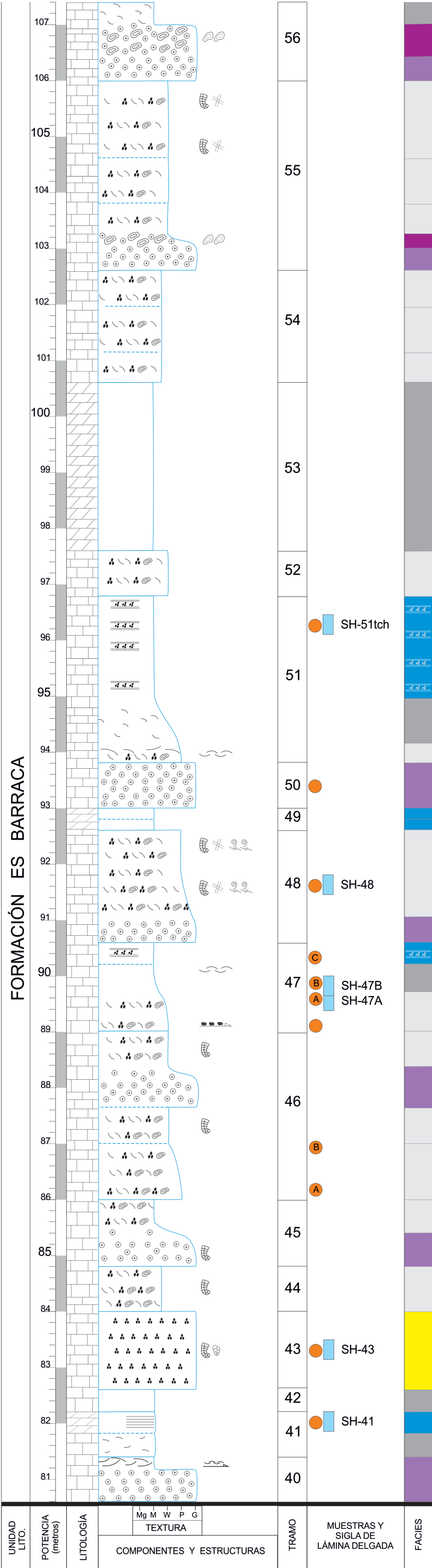
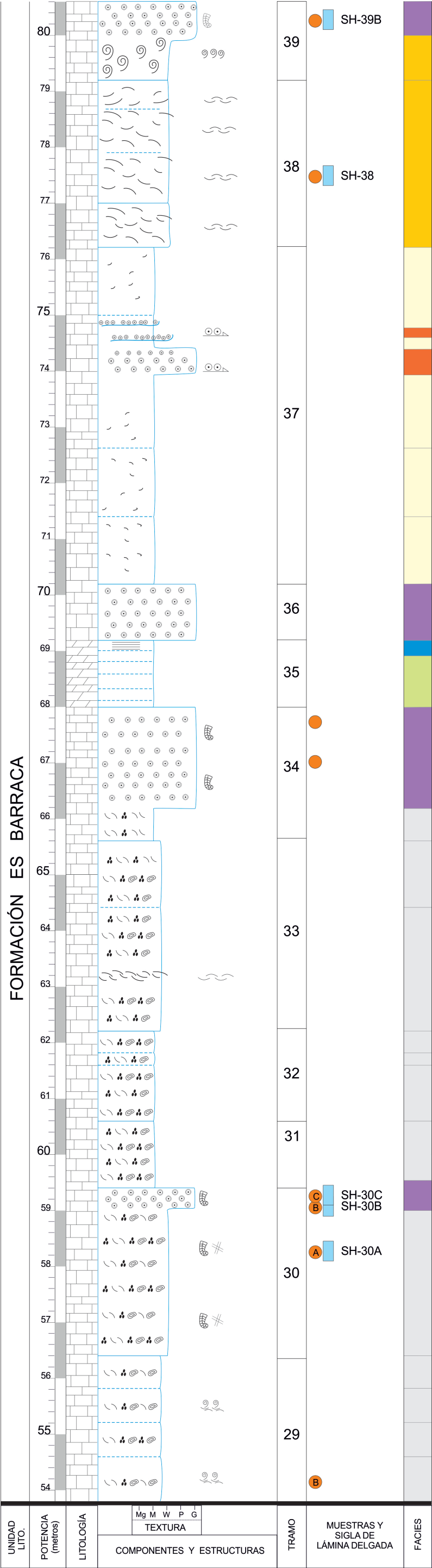


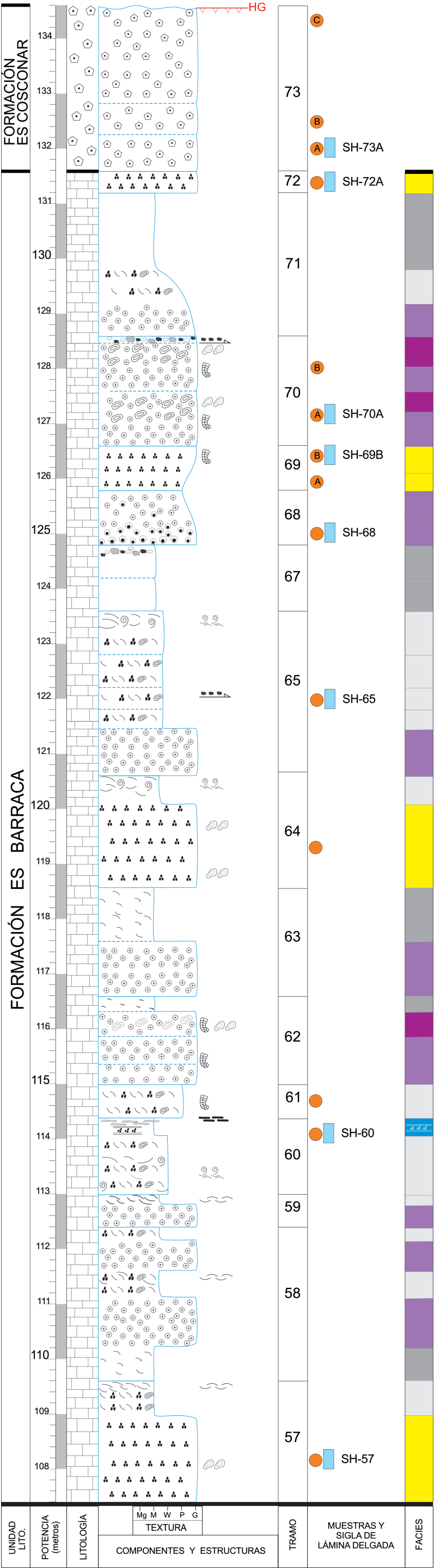
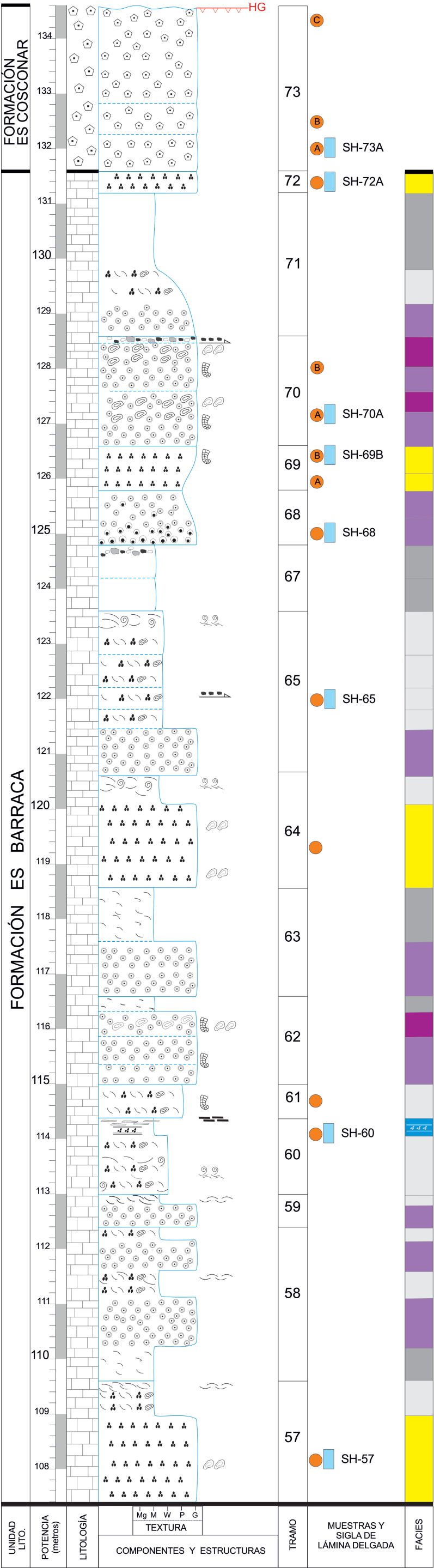
FORMACIÓN ES BARRACA



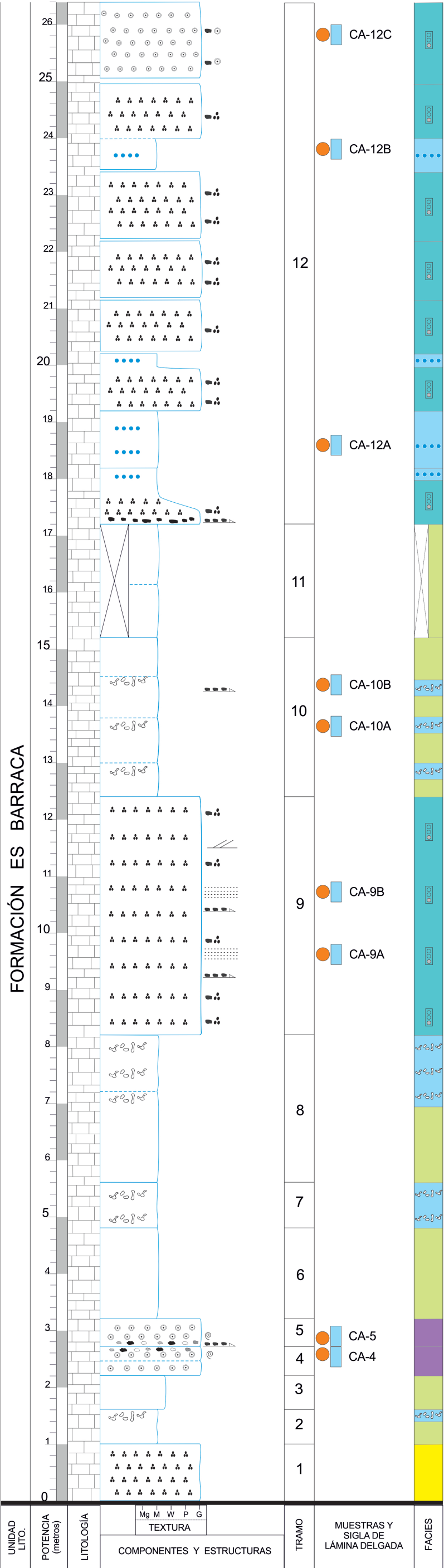
FORMACIÓN ES BARRACA



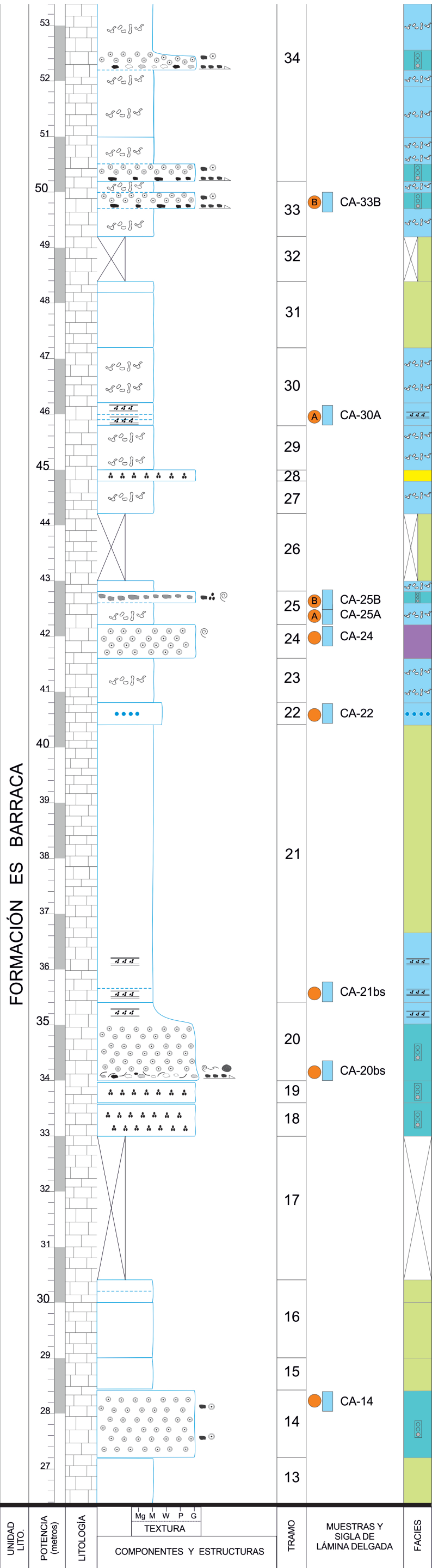


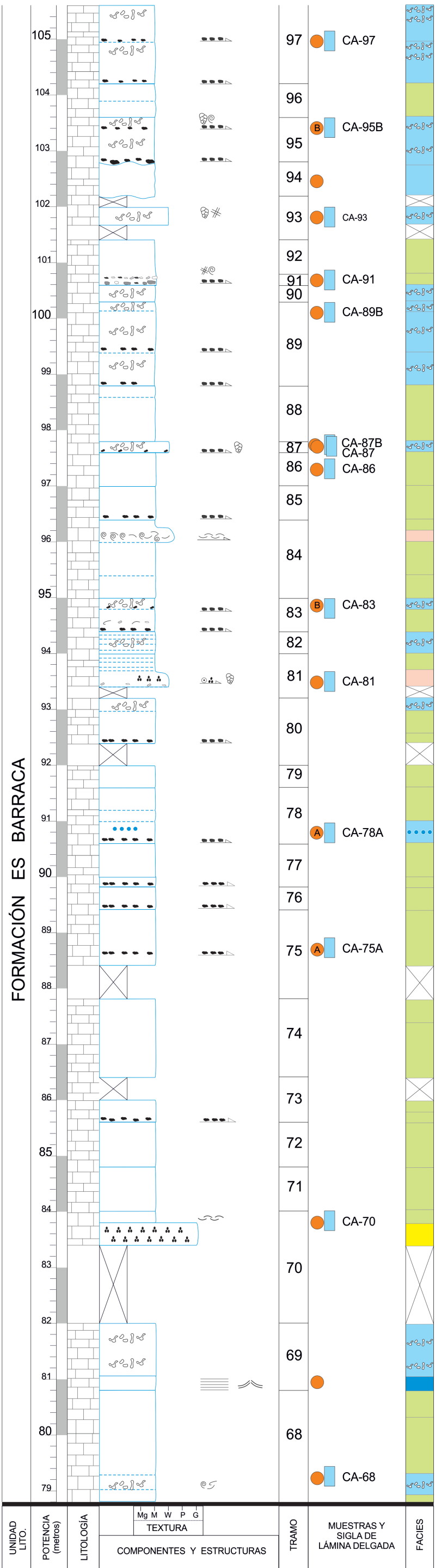
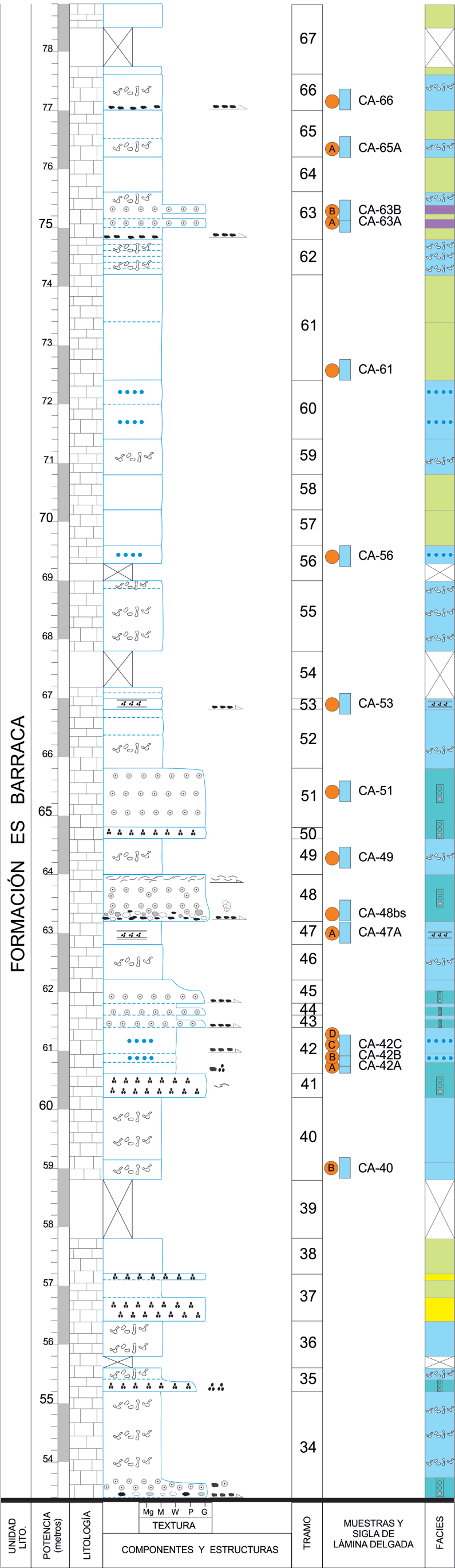


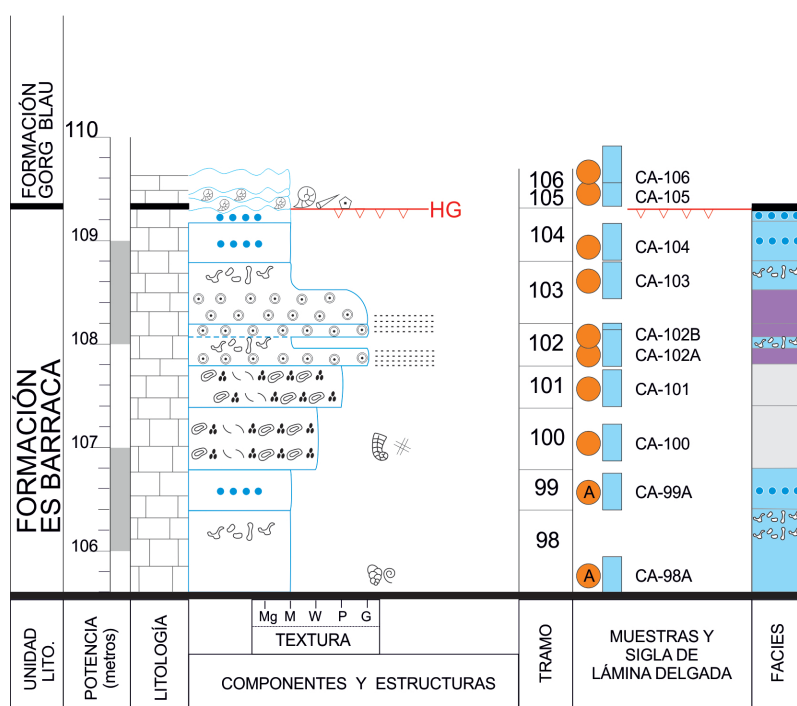
FORMACIÓN ES BARRACA



FORMACIÓN ES BARRACA



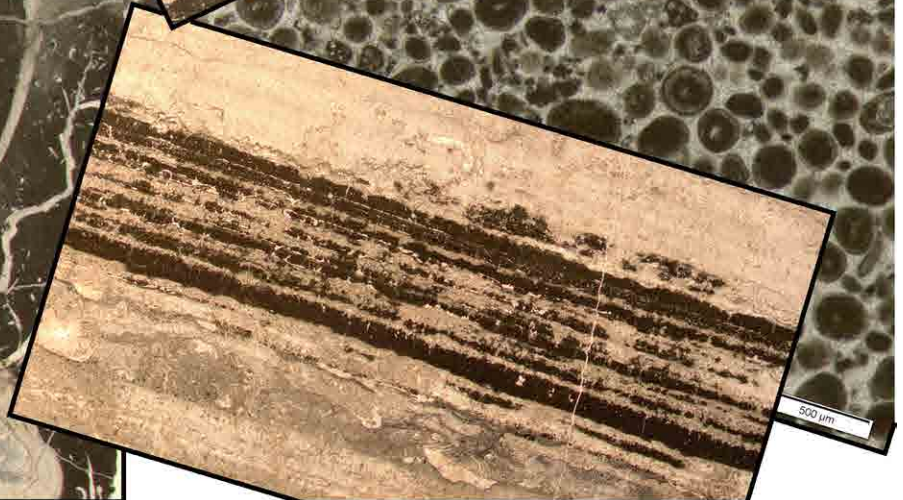
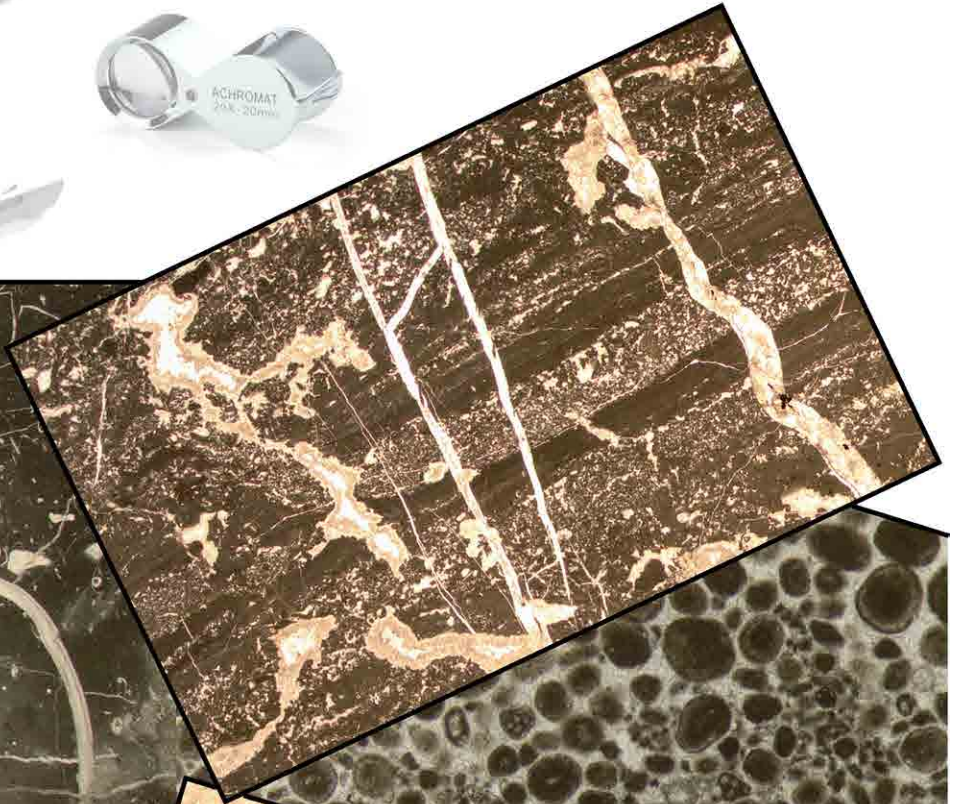




ANEXO 3



IMÁGENES DE FACIES



En este ANEXO 3 se ilustran las facies definidas en las seis secciones estratigráficas estudiadas, organizadas por asociaciones de facies, incluyendo fotografías de campo, muestras de sección pulida y lámina delgada, realizadas con lupa binocular y con microscopio petrográfico. En cada uno de los ejemplos se indica la asociación de facies, la nomenclatura y el símbolo utilizados para ilustrarla en las columnas estratigráficas de detalle. La sigla que acompaña a las fotografías corresponde a la sección estratigráfica (COS, EB, CUTRI, SH CA, MAI) y el tramo de campo (número), de modo que todas las muestras ilustradas que se incluyen en este anexo pueden también localizarse en las columnas estratigráficas de detalle presentes en el anexo anterior (ver Anexo 2).

LEYENDA FACIES	
LLANURA DE MAREAS (TIPO 1)	
	1A-Conglomerados y brechas de cantos planos
	1B-Microbialitas con laminación ondulada-crenulada
	1C-Microbialitas con laminación paralela
	1D-Estromatolitos aglutinantes (grano fino)
LLANURA DE MAREAS (TIPO 2)	
	2A-Conglomerados con cantos negros y estructuras pedogenéticas
	2B- Estromatolitos tipo <i>spongiostrome</i>
	2C-Estromatolitos aglutinantes (grano grueso)
	2D-Mudstones con porosidad fenestral
	3-Grainstones intraclástico-peloidales y oolítico-peloidales
PLATAFORMA FANGOSA SOMERA ABIERTA	
	7A-Wackestones-floatstones bioclásticos
	7B-Wackestones-packstones bioclástico-oncolítico-peloidales
PLATAFORMA FANGOSA EXTERNA	
	8-Mudstones masivos
	9-Niveles tractivos de wackestones-packstones peloidales
	10-Wackestones-packstones espiculíticos
PLATAFORMA INTERNA (LAGOON RESTRINGIDO)	
	4A-Mudstones
	4B-Wackestones oolítico-peloidal-bioclásticos
(BARRAS Y BAJÍOS)	
	5A-Grainstones oolítico-peloidales
	5B-Grainstones peloidal-intraclásticos con foraminíferos abundantes
	5C-Grainstones peloidal-oncolítico-oolíticos
	5D-Dolograinstones
(LAGOON ABIERTO)	
	6A-Mudstones-wackestones bioclásticos
	6B-Wackestones-packstones peloidal-oncolíticos con abundantes foraminíferos
PLATAFORMA MEDIA - EXTERNA	
	11-Grainstones peloidal-bioclásticos con limo de cuarzo
	12A-Mudstones laminados muy finos y calcisiltitas
	12B-Packstones peloidales laminados de grano fino
	12C-Grainstones oolítico-peloidales (Niveles tractivos centimétricos)
	13-Grainstones intraclásticos con grandes cantos (grano-clasificación muy pobre)
	14-Wackestones-packstones oolítico-peloidal-intraclásticos
	15-Margas, calizas margosas y wackestones

Leyenda de facies con la simbología (símbolo y color), los códigos de facies y su descripción (según terminología de Sevillano et al., 2019)

LÁMINA 1. Imágenes de campo de la facies 1A.

1: Detalle del tramo 104 de la sección Cutri. Brecha con cantos planos de tamaño centimétrico, toscamente imbricados, formados fundamentalmente por microbialitas laminadas con laminación paralela (ver detalle en la foto **a**).

2: Detalle del tramo 163 de la sección Cutri. Nivel con brechas de cantos planos desorganizados formados por microbialitas laminadas con laminación paralela.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-1)

1A

Conglomerados y brechas de cantos planos

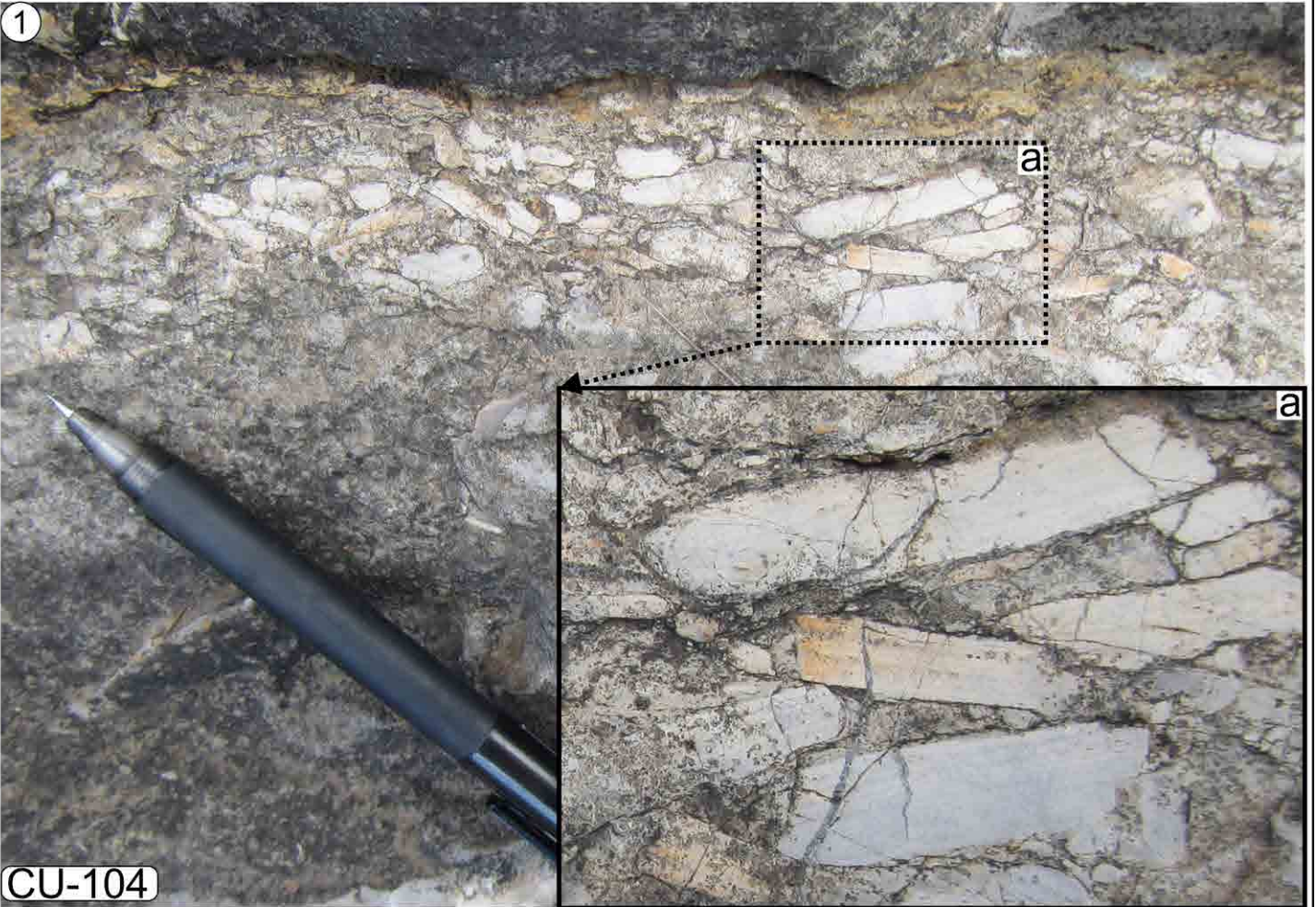


LÁMINA 2. Imágenes de campo de la facies 1A.

1: Techo de una secuencia de somerización con estromatolitos laminados de ambiente intermareal sobre los que se dispone un nivel de brechas de cantos planos de ambiente supramareal. Afloramiento de Cutri. Ejemplo observado en la ladera sur, donde la serie es equivalente a la sección Cutri estudiada.

2: Detalle de afloramiento de la sección S'Heretat. Brecha de cantos planos (facies 1A) a techo de la secuencia inferior al tramo 60.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-1)

1A

Conglomerados y brechas de cantos planos



LÁMINA 3. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 1A.

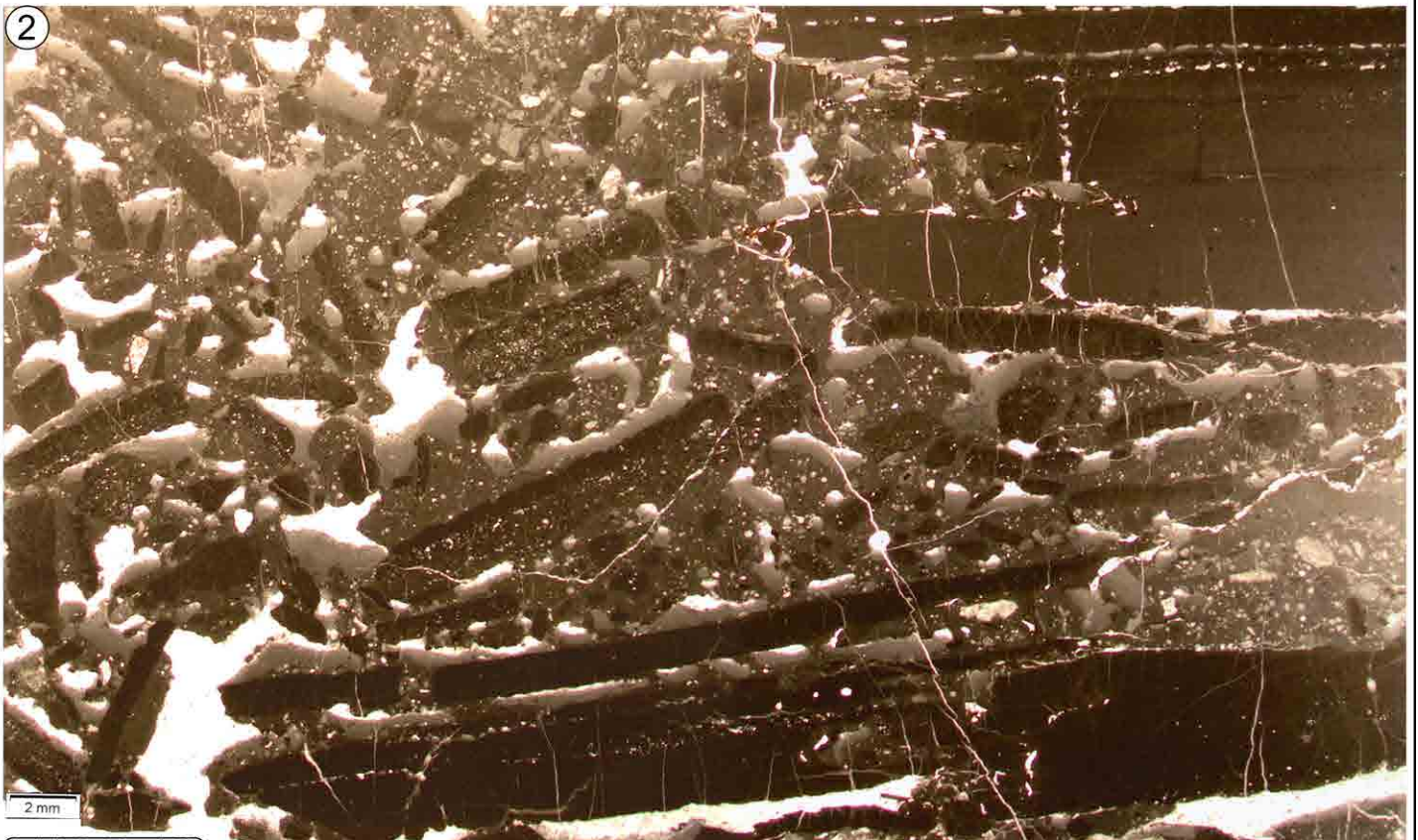
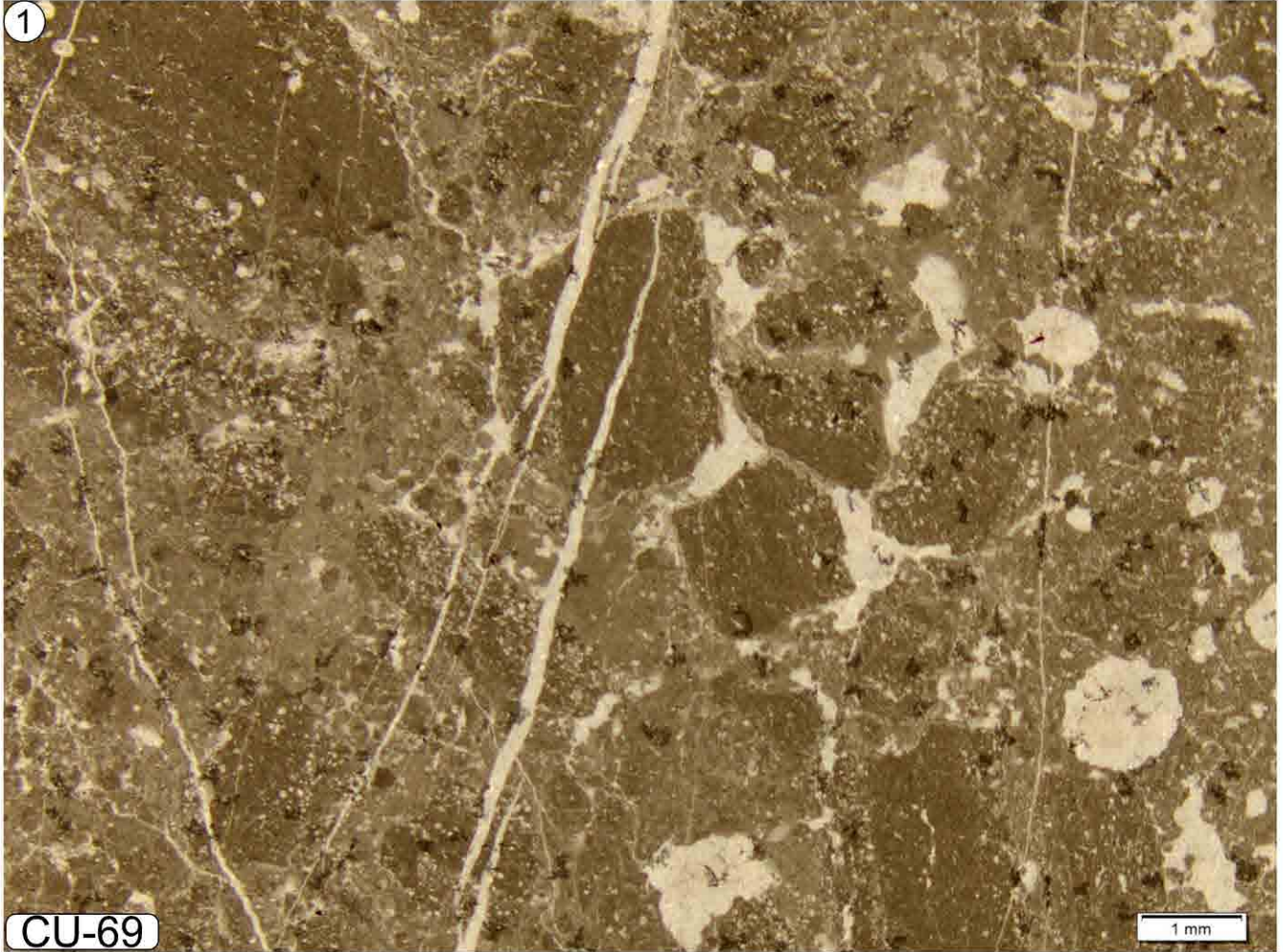
1: Ejemplo del tramo 69 de la sección Cutri. Microbrecha de cantos planos.

2: Ejemplo de microbrecha de cantos planos del tramo 13 de la sección Son Maina-B. Los cantos planos corresponden a fragmentos de microbialitas con laminación milimétrica paralela y presencia de microporosidad fenestral orientada. Se observa también rellenos geopetales de micrita en la porosidad fenestral de mayor tamaño.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-1)

1A

Conglomerados y brechas de cantos planos



MAI-B-13

LÁMINA 4. Imágenes de campo de la facies 1B.

1: Ejemplo del tramo 23 de la sección Es Barraca. Se observan estromatolitos laminados con laminación irregular a crenulada.

2: Detalle de afloramiento localizado en la ladera sur de la sección Cutri. Se observan estromatolitos crenulados formados por una alternancia de láminas fangosas micríticas (oscuras) y láminas más claras grano-soportadas.

3: Ejemplo del tramo 95 de la sección Cutri. Se observa la laminación milimétrica ondulada-crenulada que caracteriza la facies.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-1)

1B

Microbialitas con laminación ondulada-crenulada

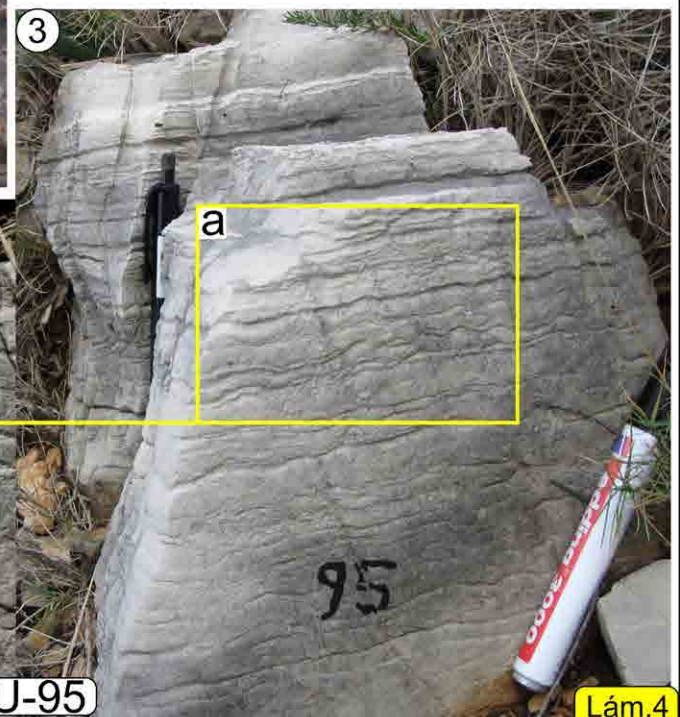
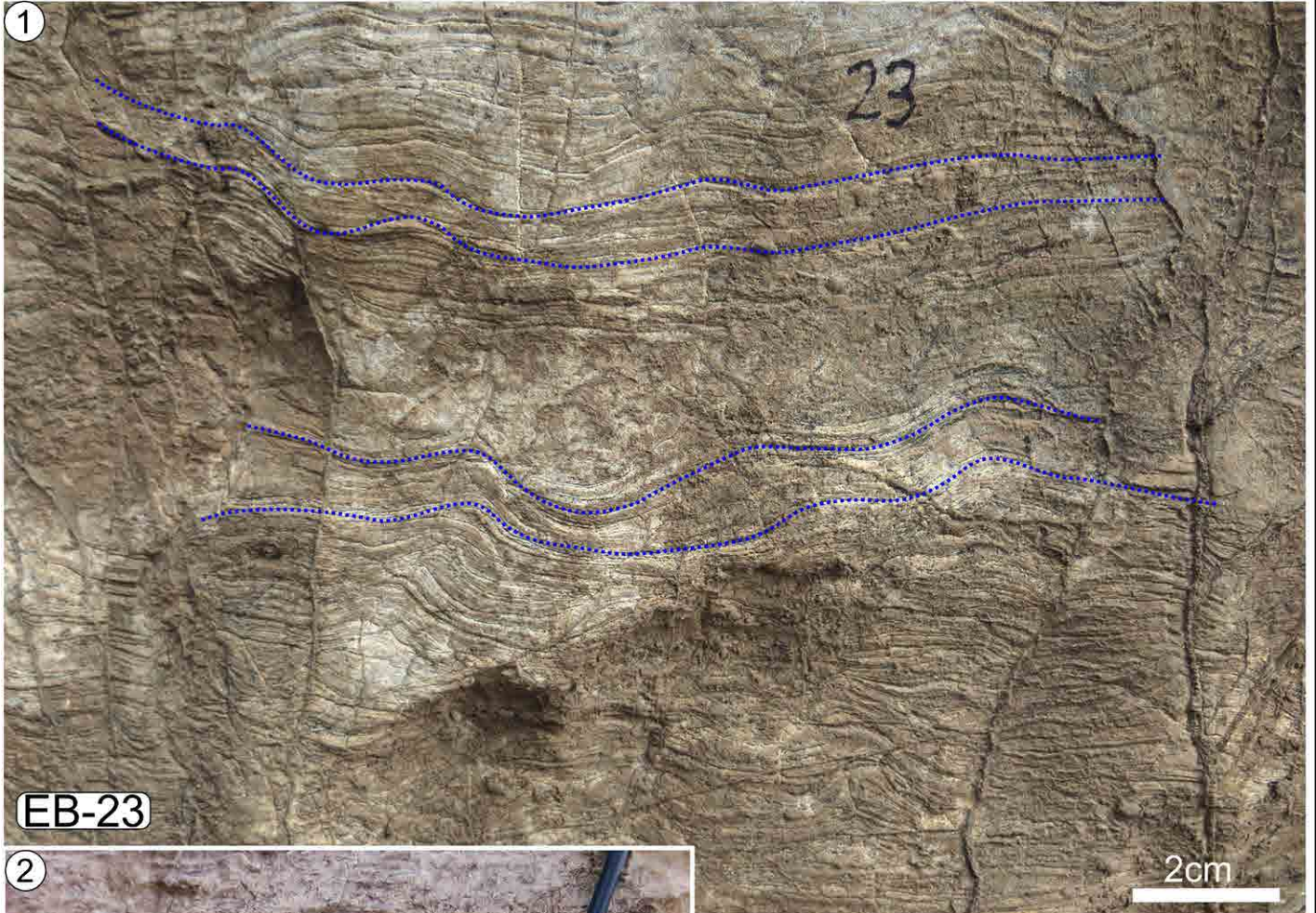




LÁMINA 5. Imágenes de campo de la facies 1C.

1: Ejemplo del tramo 101 de la sección Cutri. Se observa la laminación milimétrica-centimétrica plano-paralela que caracteriza la facies, debida a la alternancia de láminas oscuras (micríticas) y claras (grano-soportadas), que en esta serie presentan a menudo una importante dolomitización.

2: Ejemplo del tramo 122 de la sección Cutri. Contacto neto y plano entre las microbialitas con laminación milimétrica paralela (facies 1C, parte inferior de la imagen) y los *mudstones* restringidos de la facies 4A.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-1)

1C

Microbialitas con laminación paralela

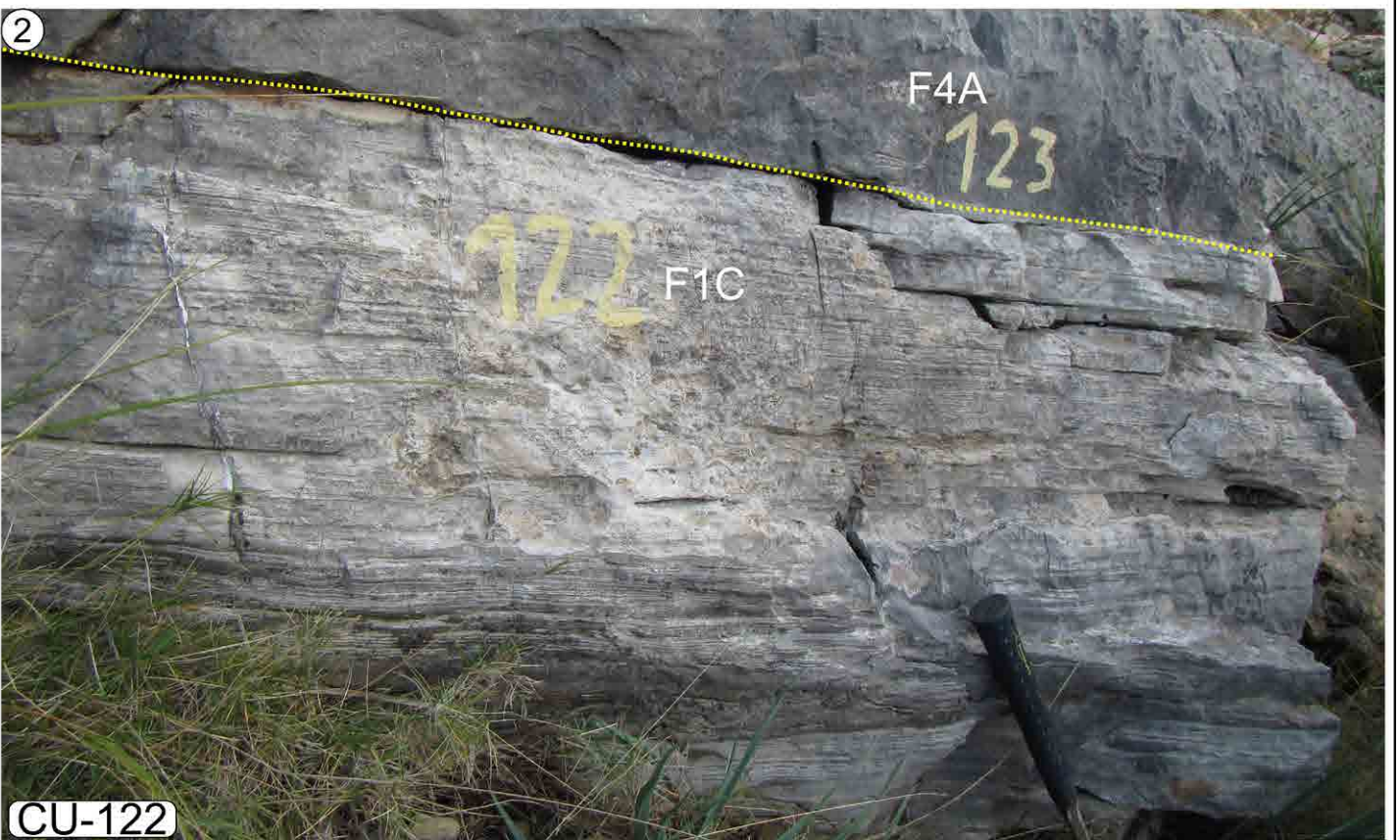


LÁMINA 6. Imágenes de láminas delgadas bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 1C.

1 – 4: Ejemplos de estromatolitos laminados de los tramos 101, 122 y 142 de la sección Cutri (**1 a 3**) y del tramo 1 de la sección Son Maina (**4**). En **1**, a techo de las láminas micríticas (oscuras) se observa porosidad fenestral submilimétrica rellena de calcita (color claro). En **1 a 3** se observan fenestras irregulares de mayor tamaño (2-3 mm) en las láminas grano-soportadas que están totalmente dolomitizadas. Notar la presencia de intensa bioturbación interna en las láminas oscuras en **2**.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-1)

1C

Microbialitas con laminación paralela

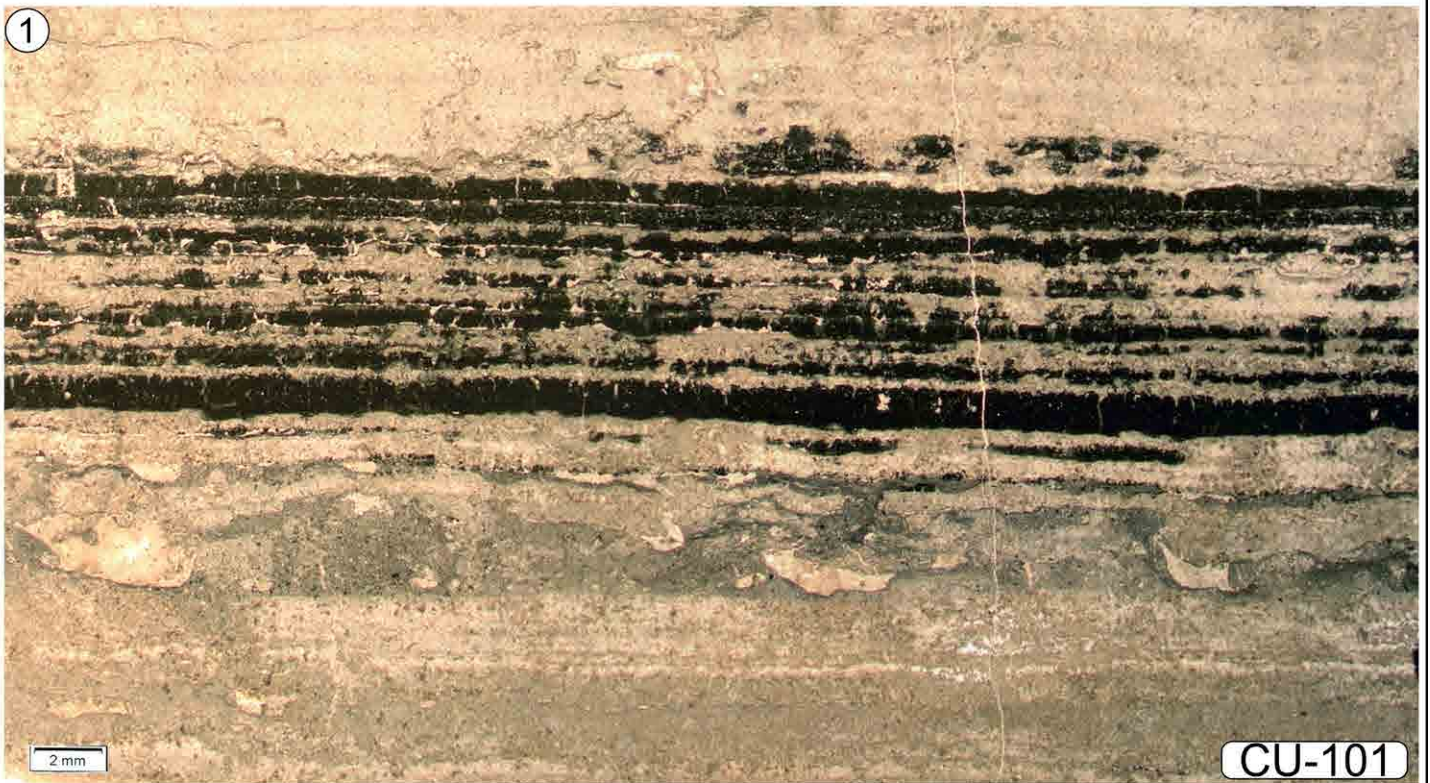


LÁMINA 7. Imágenes de láminas delgadas bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 1C.

1 y 2: Ejemplos de estromatolitos laminados del tramo 20 de la sección Es Barraca. Se observa la laminación submilimétrica plano-paralela de láminas claras (siltita) y oscuras (micrita) que caracteriza la facies.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-1)

1C

Microbialitas con laminación paralela

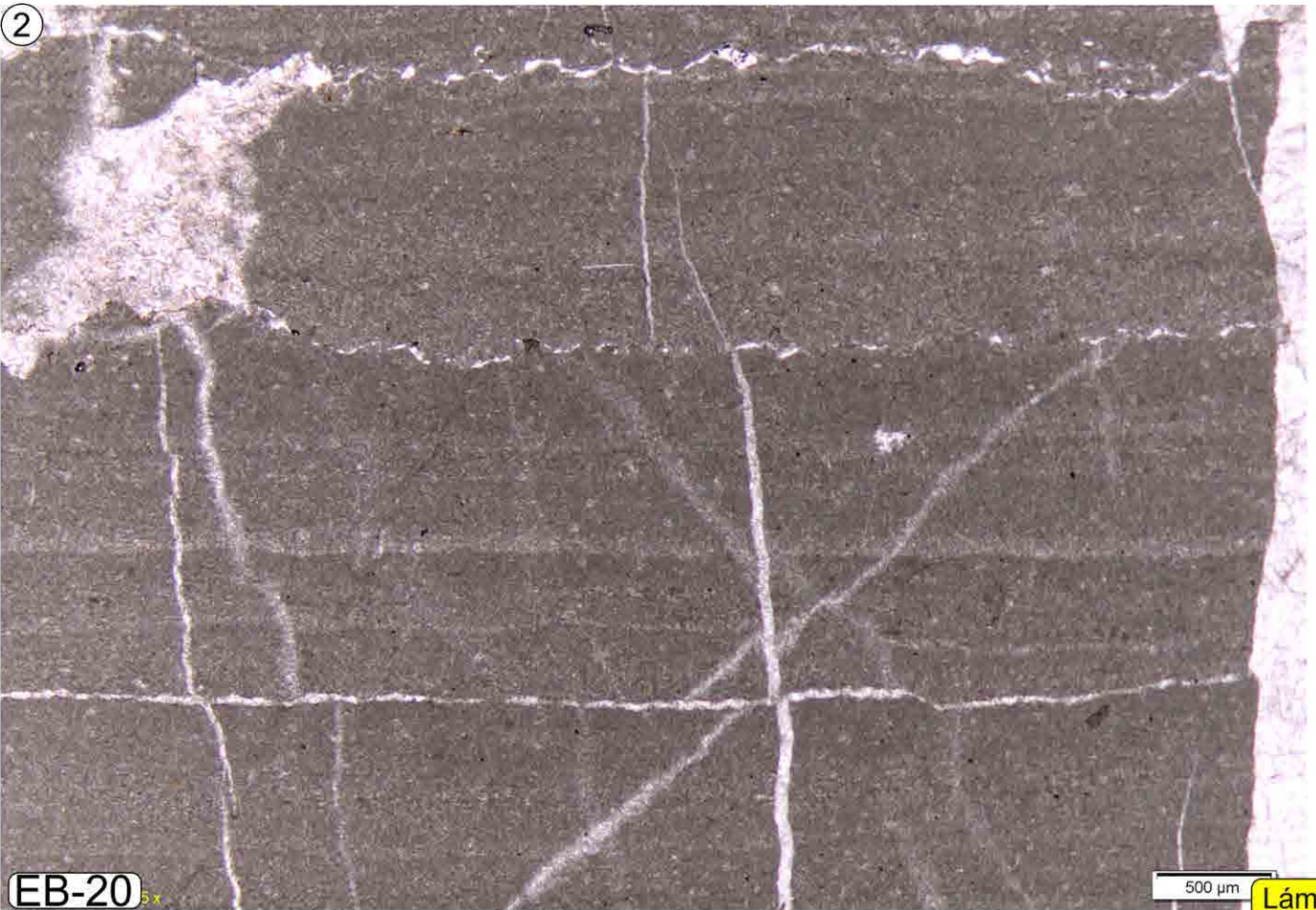


LÁMINA 8. Imágenes de láminas delgadas bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 1D.

1: Ejemplo del tramo 74 de la sección Cutri. Se observa la alternancia claro-oscuro de las láminas grano-soportadas (color claro) y micríticas (color oscuro), además de la porosidad fenestral con poros orientados, en general, paralelamente a las láminas.

2 y 3: Ejemplos de los tramos 20 y 51 de la sección S'Heretat (**2** y **3** respectivamente). En **3** se observa la composición micropeloidal de las láminas grano-soportadas y la microporosidad asociada a estas láminas. En **2** se observan poros/fenestras más grandes e irregulares con relleno geopetal de micrita.

4: Ejemplo del tramo 17 de la sección Son Maina. En el detalle ampliado (foto **a**) se observa la composición micropeloidal de las láminas grano-soportadas y la microporosidad asociada a estas láminas.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-1)

1D

Estromatolitos aglutinantes (grano fino)

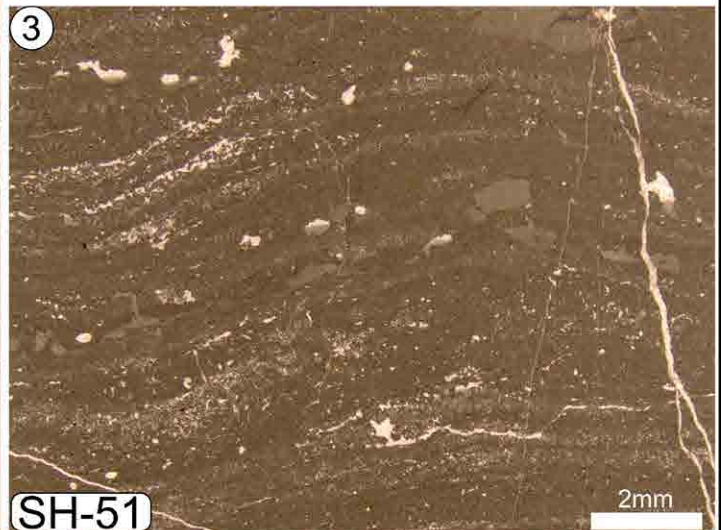
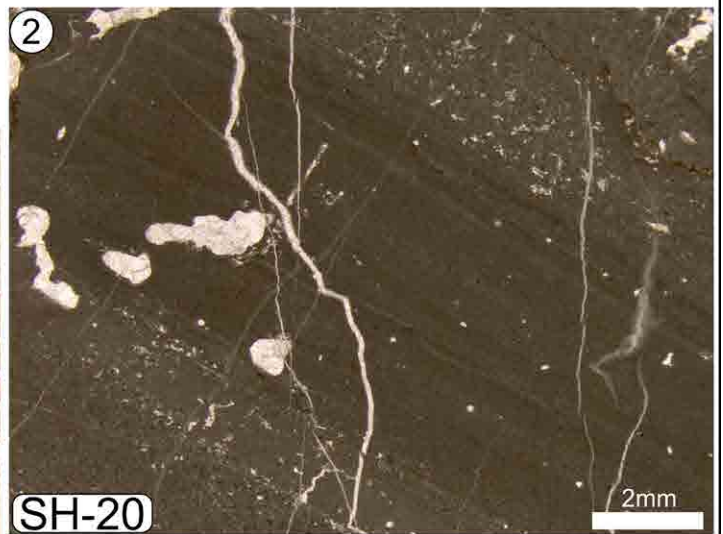


LÁMINA 9. Imágenes de campo de la facies 2A.

1 – 3: Ejemplos de los tramos 91 y 95 de la sección Cuevas de Artà (**1 y 2**) y del tramo 47 de la sección S’Heretat (**3**). Se trata de conglomerados y brechas con cantos de distinta naturaleza carbonatada acumulados en la base de las capas. Entre ellos se observan cantos negros (restos de paleosuelos calcáreos) y cantos de *mudstones* oscuros .

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-2)

2A

Conglomerados con cantos negros y estructuras pedogénicas



LÁMINA 10. Imágenes de láminas delgadas bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 2A.

1 – 4: Ejemplos del tramo 91 de la sección Cuevas de Artà. Se observan los cantos desorganizados, en su mayoría de composición micrítica (*mudstones* oscuros) junto con algunos bioclastos, fragmentos de algas dasycladales (flechas amarillas) y gasterópodos (flechas rojas). En **1** y **3** se observa cementos *pendant* (marcado con flechas fucsia) y posterior relleno geopetal de la porosidad intergranular por *silt* vadoso. En **2** y **3** se observan estructuras de grietas (flecha verde), interpretadas como *shrinkage cracks*.

5: Ejemplo del tramo 66 de la sección Cuevas de Artà. Conglomerado con cantos micríticos, algunos de ellos con los bordes negros (flecha azul) por acción pedogénica. Se observa rellenos geopetales por infiltración de *silt* vadoso y grietas de desecación (*shrinkage cracks*).

**LLANURA DE MAREAS
(TIPO-2)**
2A

Conglomerados con cantos negros y estructuras pedogénicas

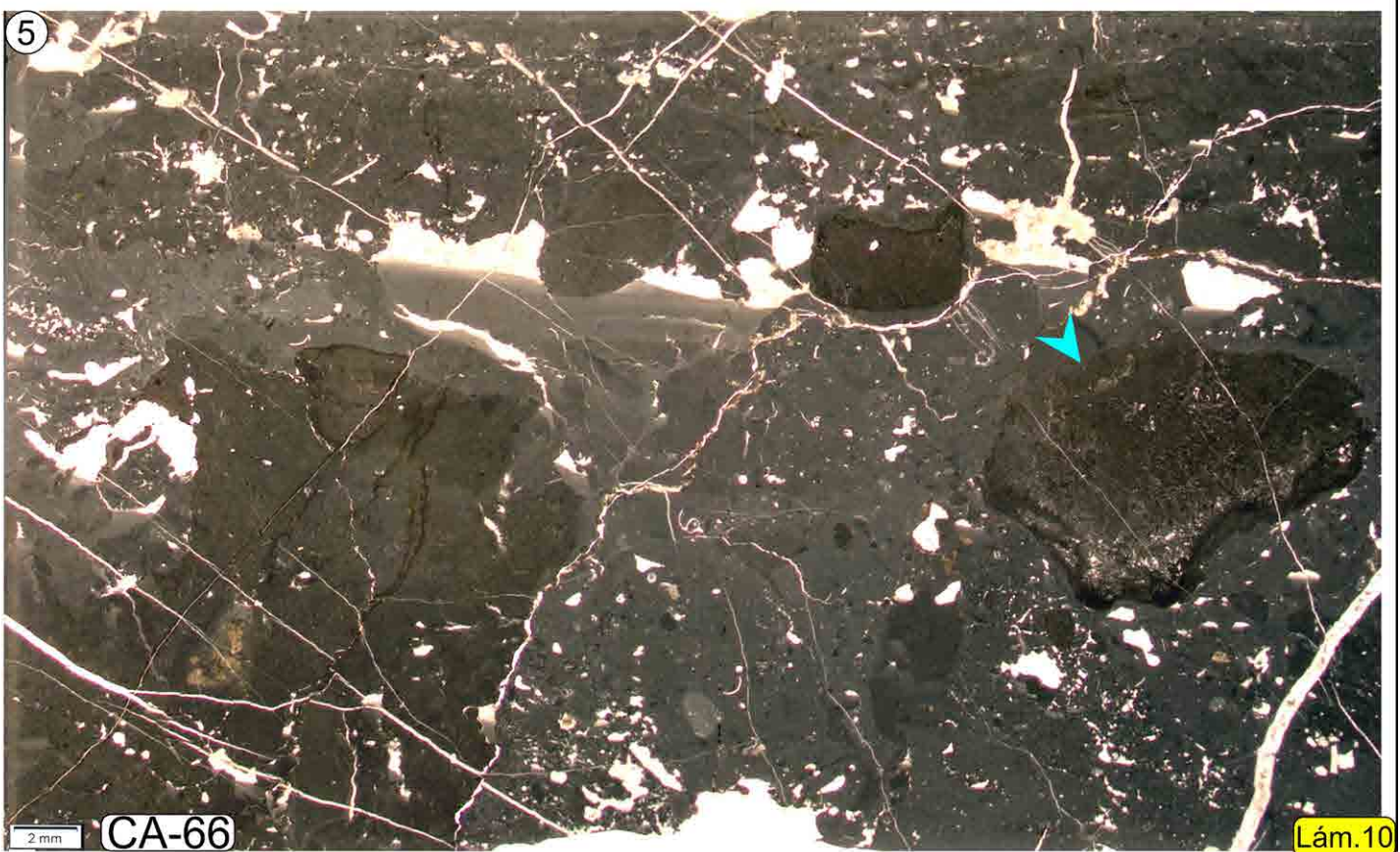
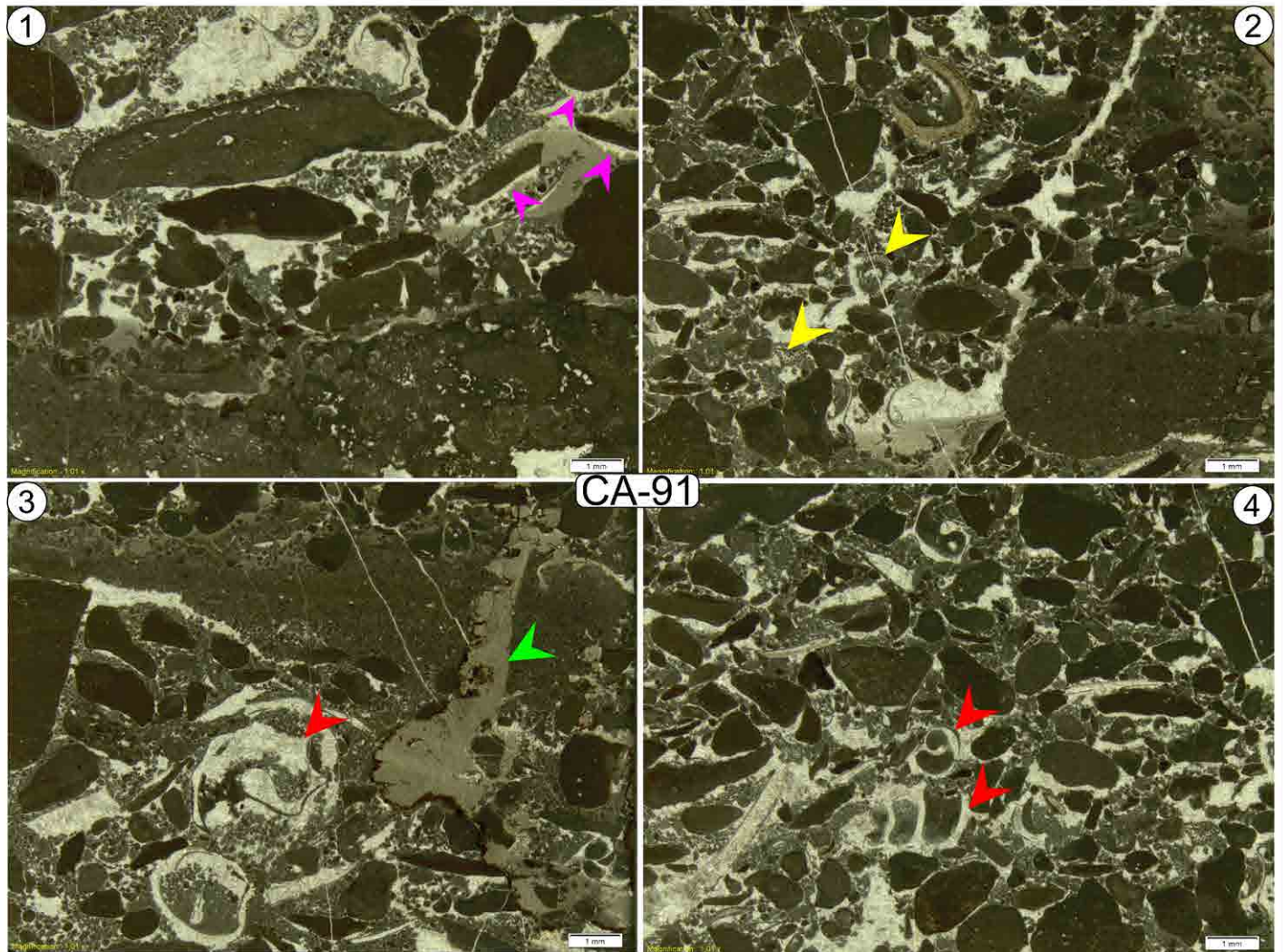


LÁMINA 11. Imágenes de campo y de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 2B.

1: Aspecto de campo de la facies de estromatolitos tipo espongiostroma. Tramo 12A de la sección Cuevas de Artà.

2 –3: Aspecto de la microfacies del tramo anterior en lámina delgada. Se observa la composición de las láminas formadas por aglutinación de micropeloides y pequeños bioclastos entre los que se observan restos de algas dasycladales (flechas amarillas), con abundante porosidad fenestral.

4: Ejemplo de lámina delgada del tramo 56 de la sección Cuevas de Artà. Se puede observar una distribución irregular de las láminas con abundante porosidad fenestral asociada y brechificación parcial con abundantes fracturas irregulares de desecación (*shrinkage cracks*). Se observa también un relleno parcial de la porosidad entre clastos y en las fracturas por varias generaciones de cementos y sedimento geope-tal. La foto **a** es una ampliación del recuadro marcado en la lámina anterior, donde se observa la textura espongiostroma aglutinante con porosidad fenestral.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-2)

2B

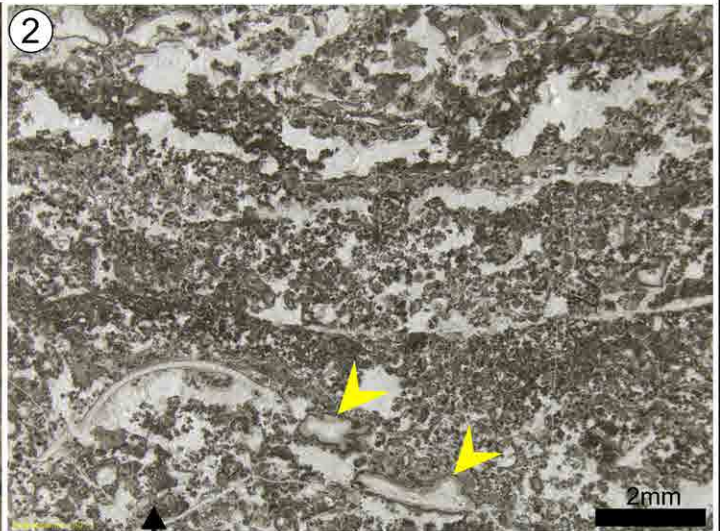
Estromatolitos tipo *spongiostrome*



1

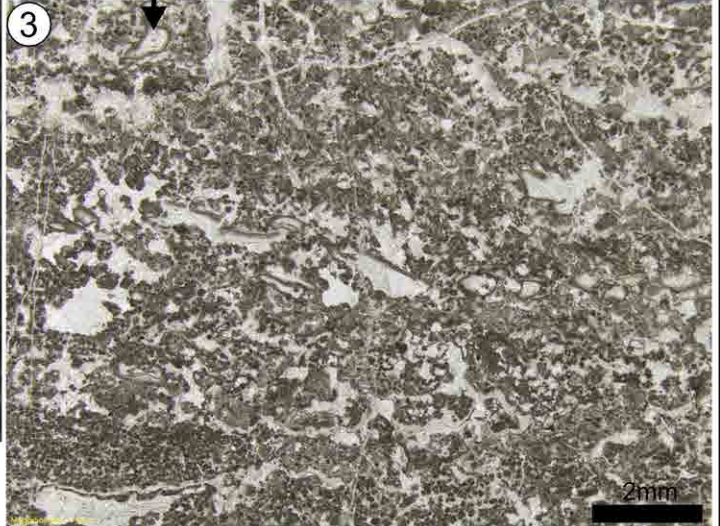


2

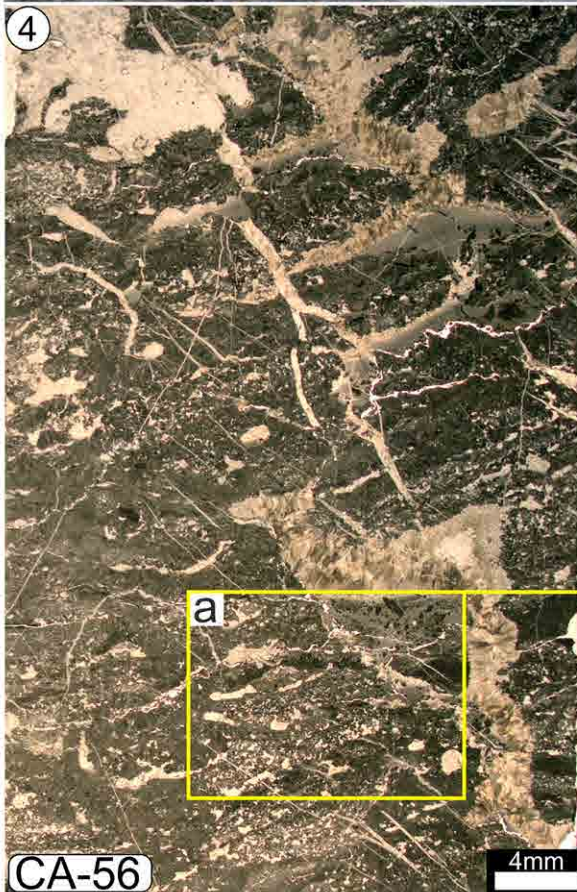


CA-12A

3



4



a

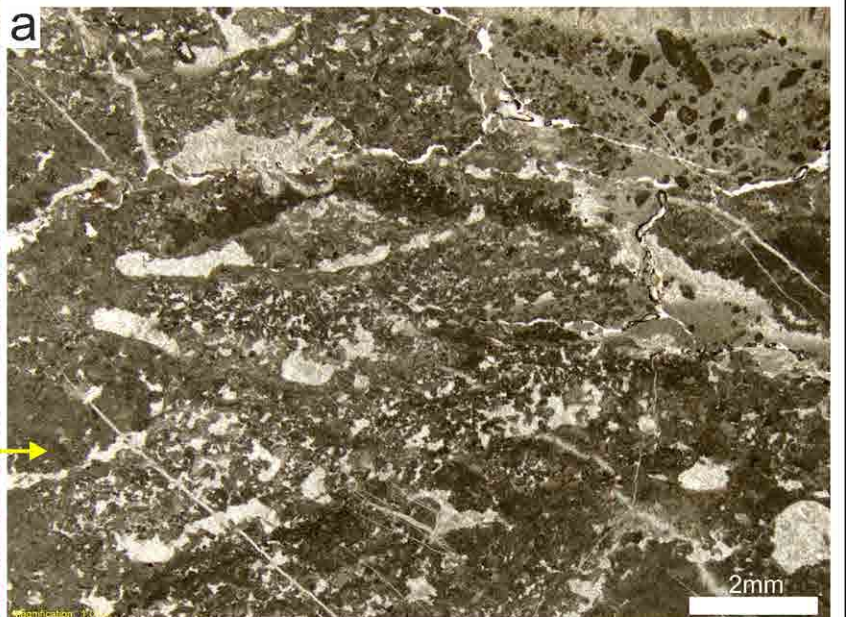


LÁMINA 12. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 2C.

1: Ejemplo del tramo 30 de la sección Cuevas de Artà. Se observa un marcado contraste entre las láminas micríticas microbianas y las láminas aglutinantes grano-soportadas. Presenta abundantes rizolitos irregulares (relacionados con huellas de raíces) cortando la laminación y tapizados por un cemento fibroso de color beige que contrasta con el relleno posterior de calcita *equant* de color blanco.

2: Ejemplo del tramo 47A de la sección Cuevas de Artà. Se observa abundante porosidad fenestral y grietas de desecación con relleno parcial de sedimento geopetal.

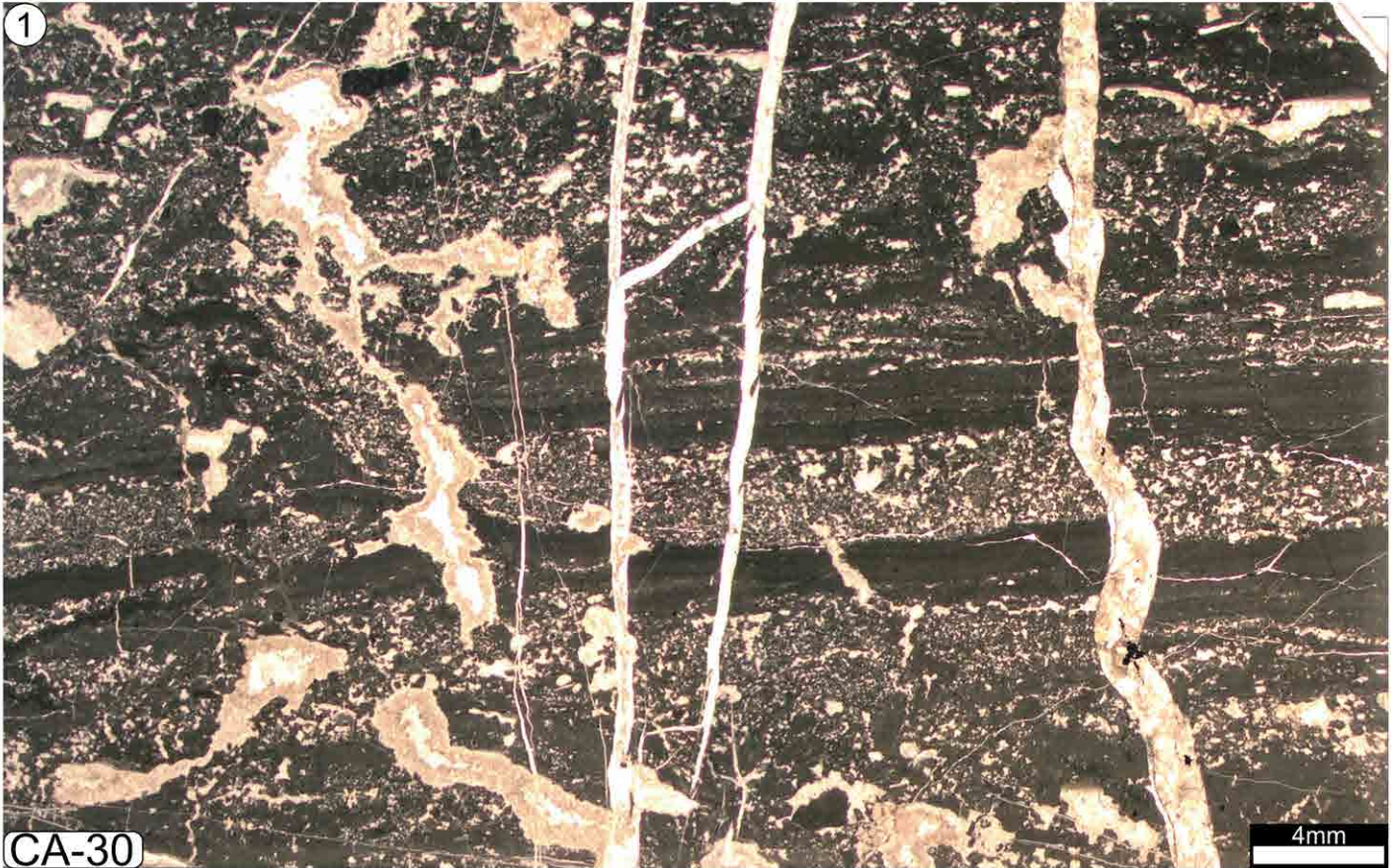
LLANURA DE MAREAS
(TIPO-2)

2C

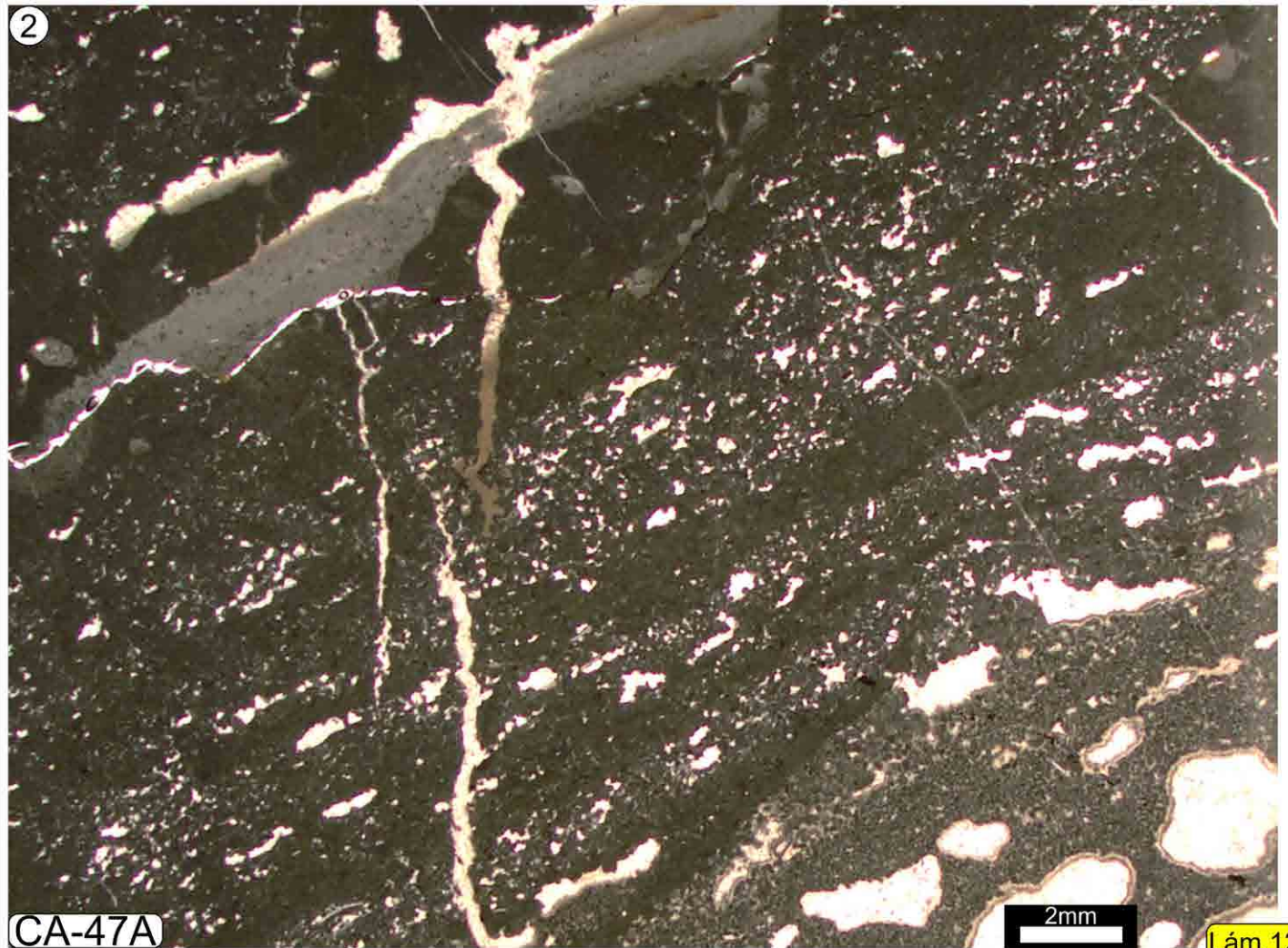
Estromatolitos aglutinantes (grano grueso)



1



2



Lám.12

LÁMINA 13. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 2C.

1: Ejemplo del tramo 48 de la sección Son Maina-B. **a**, **b** y **c** son ampliaciones de los cuadros marcados en la foto **1** donde se observa la alternancia de láminas micríticas y láminas aglutinantes de peloides y bioclastos. En **b** se observa que en algunas láminas además de los peloides se aglutinan fragmentos de algas dasycladales (flecha amarilla), gasterópodos (flechas rojas) y foraminíferos bentónicos (*Mesoendothyra*, flecha verde). En **c** se observa porosidad fenestral de gran tamaño.

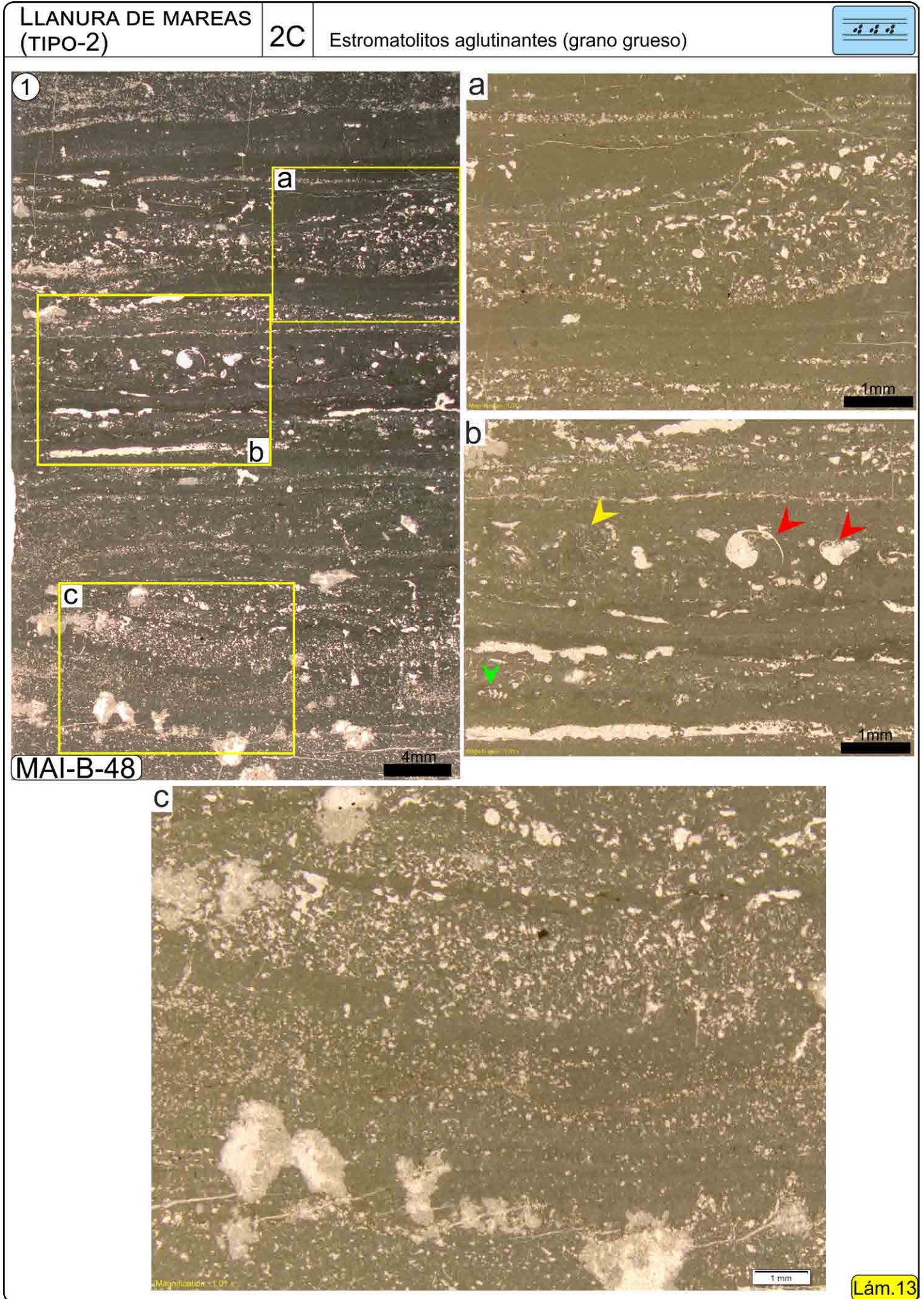


LÁMINA 14. Imágenes de campo de la facies 2D y 3.

1 – 3: Ejemplo de los tramos 33 y 34 de la sección Cuevas de Artà. Se observa el tránsito entre las facies 2D y 3. En **3** se puede ver en detalle el aspecto de la facies 2D, con una clara disposición paralela de la porosidad fenestral de gran tamaño que le confiere a la roca un cierto aspecto “laminado”.

4: Ejemplo en la sección Cuevas de Artà, en el que se observa el contacto entre la facies 3 (tramos 19, 20) y la facies 2C (tramo 21). Se trata de cuerpos estratificados en capas masivas y potentes (~1 m).

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-2)

2D
3

Mudstones con porosidad fenestral
Grainstones intraclástico-peloidales y oolítico-peloidales

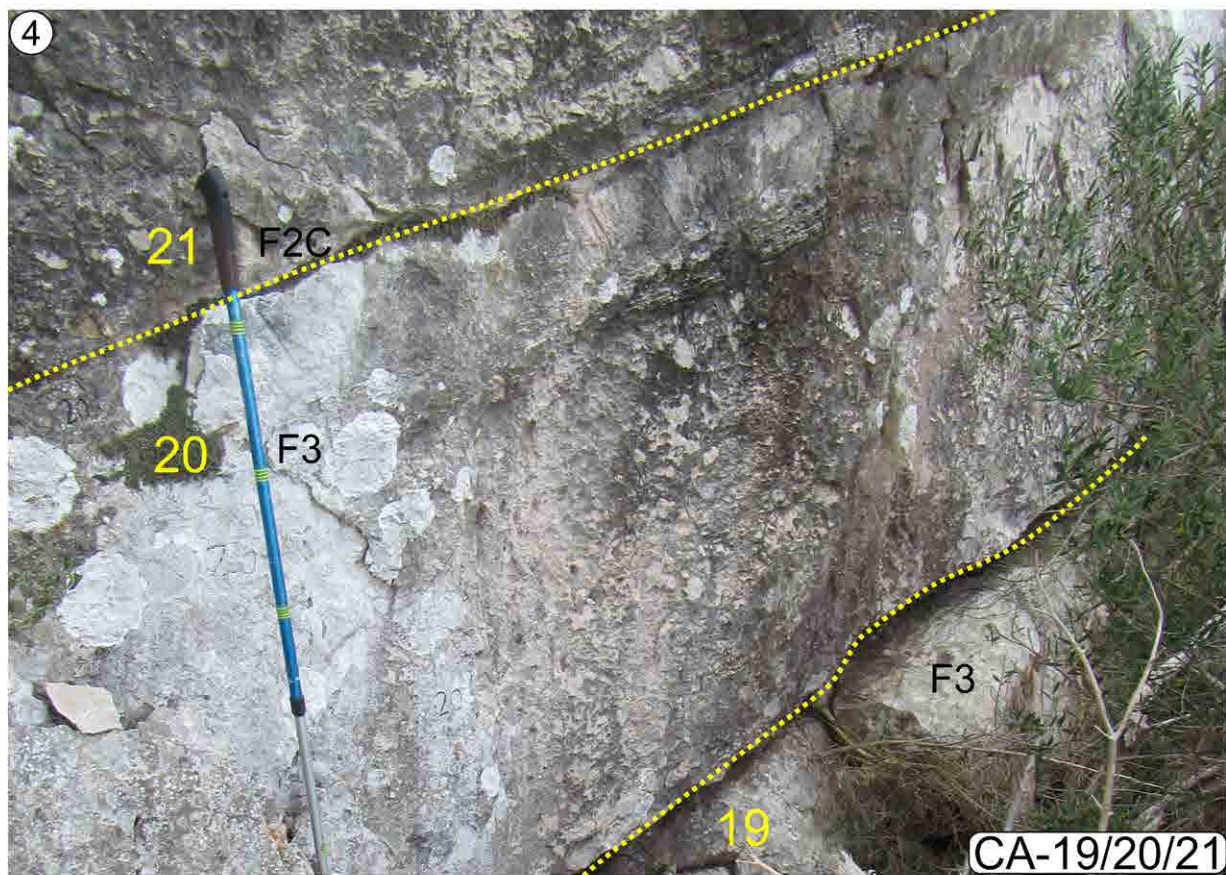
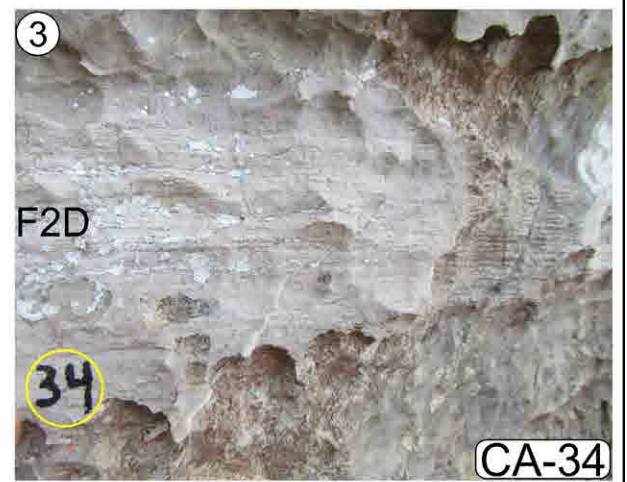
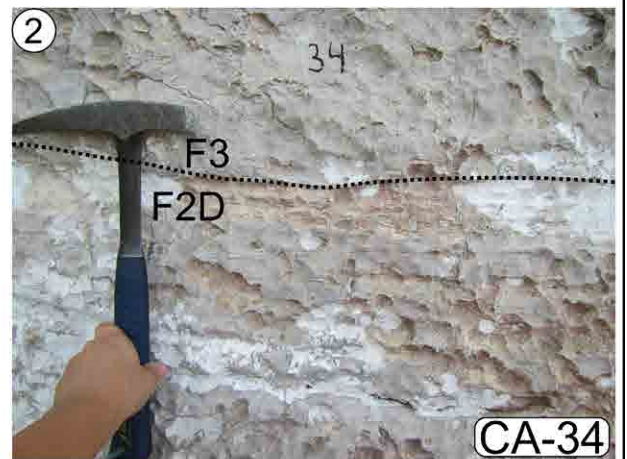
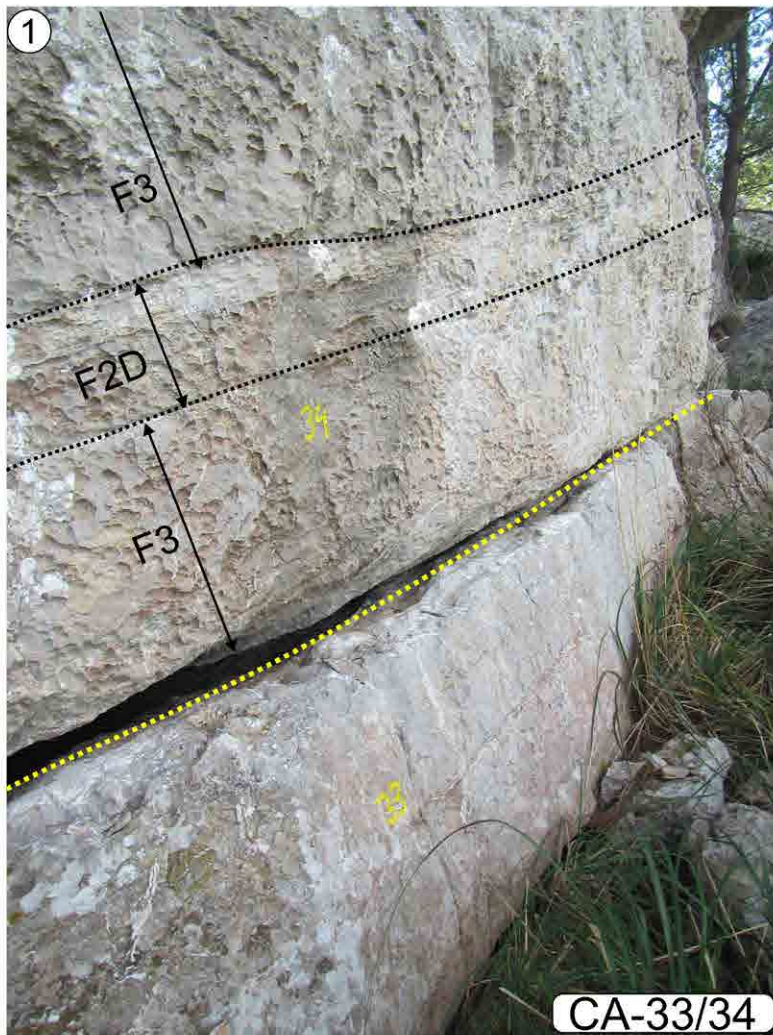
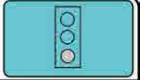


LÁMINA 15. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 2D.

1 – 5: Ejemplos en las secciones de Son Maina (tramo 93B), S'Heretat (tramo 18) y Cuevas de Artà (tramos 10A, 10B y 89B), en los que se observa abundante porosidad fenestral, con poros de morfología irregular y en ocasiones (**2 y 4**) con relleno geopetal de los poros (flechas rojas).

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-2)

2D

Mudstones con porosidad fenestral

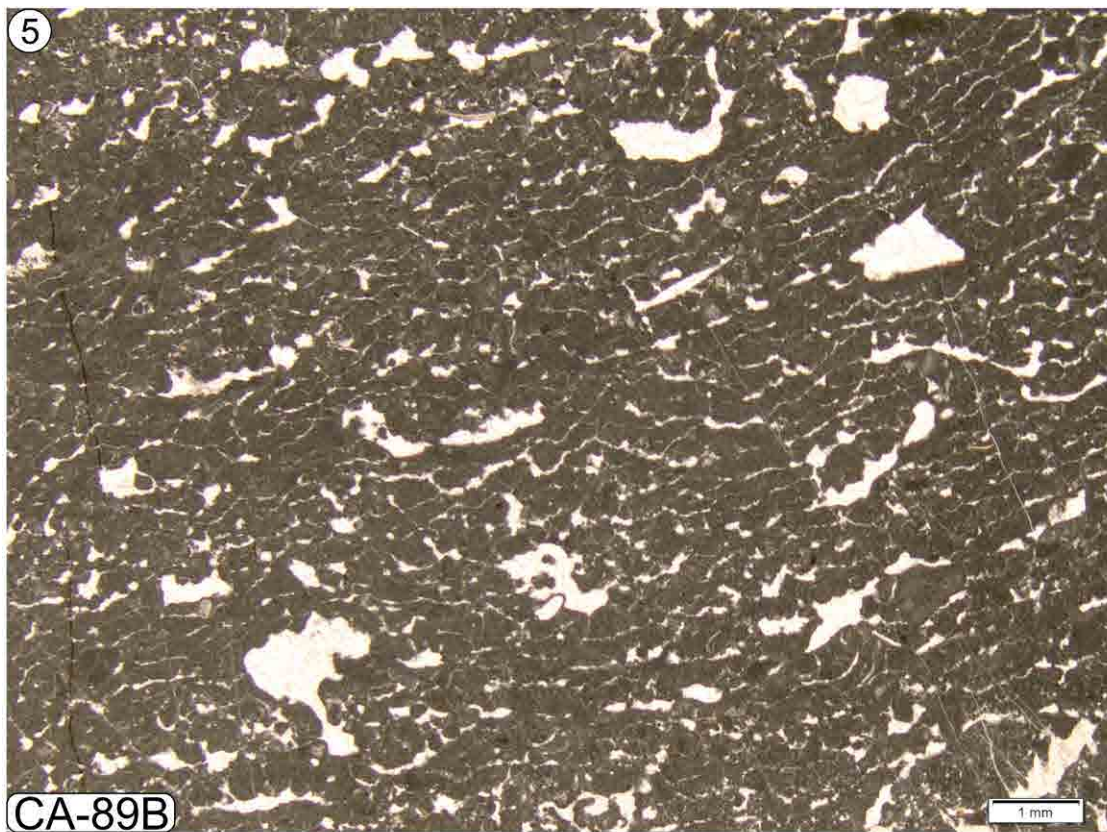
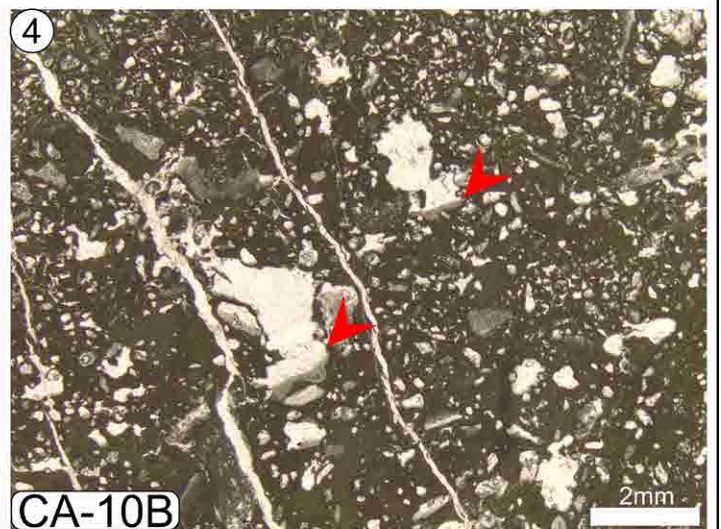
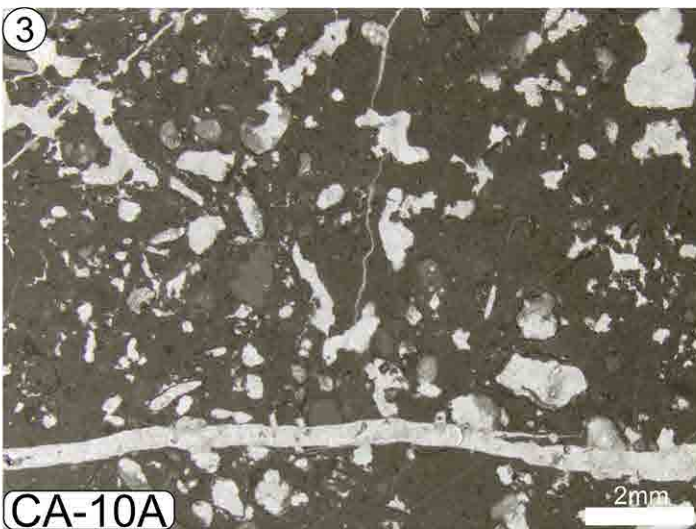
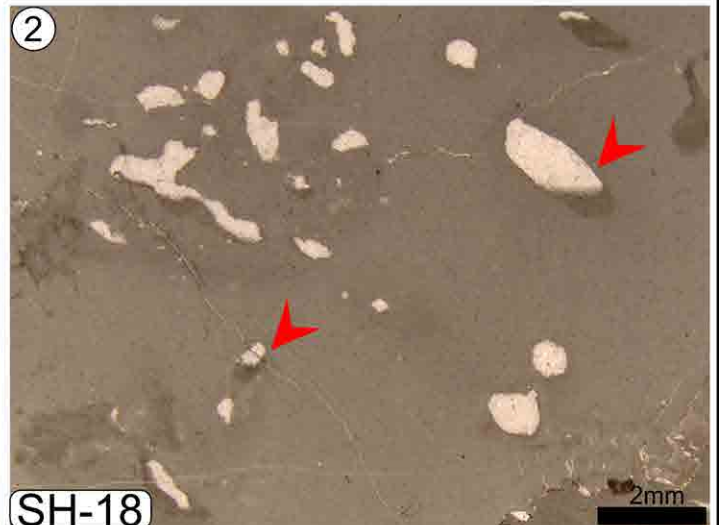




LÁMINA 16. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 3.

1 y 2: Ejemplos de los tramos 9A y 25B de la sección Cuevas de Artà, *grainstone* de intraclastos y peloides. En **1** se observa la laminación plano-paralela de las láminas. En **a** se muestra una ampliación del cuadro marcado en la foto **1**, donde se puede ver que los cantos, muy redondeados, presentan una cierta micritización de sus bordes.

LLANURA DE MAREAS
(TIPO-2)

3

Grainstones intraclástico-peloidales y oolítico-peloidales

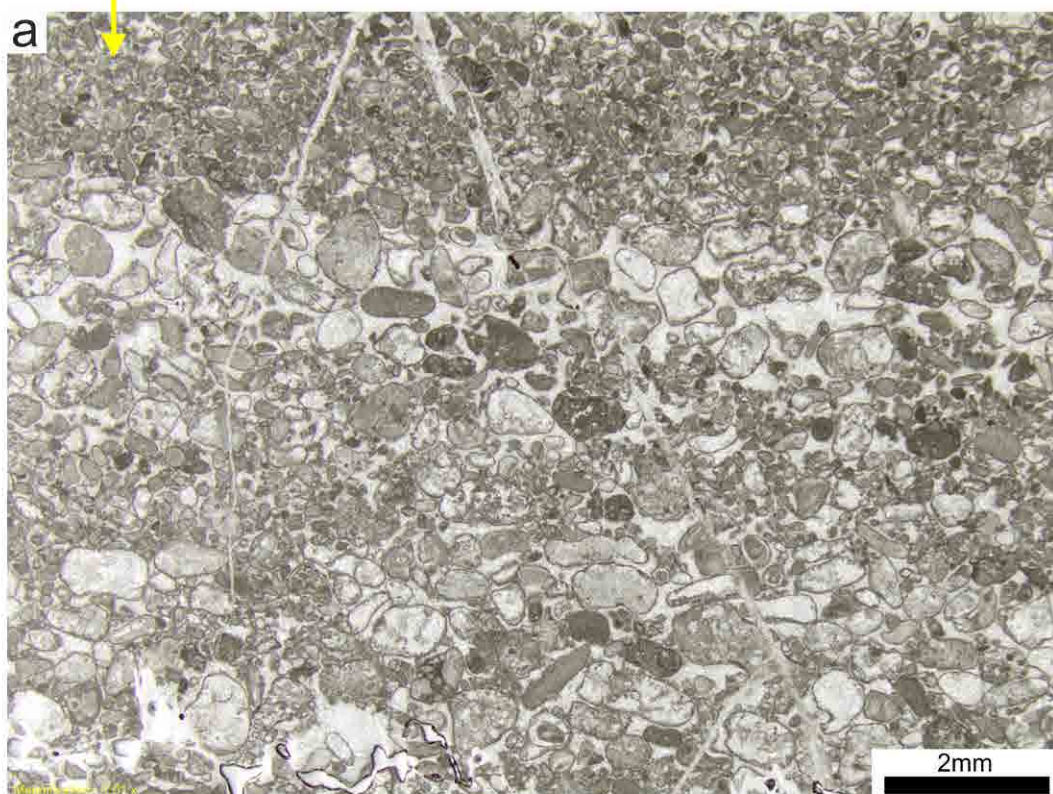
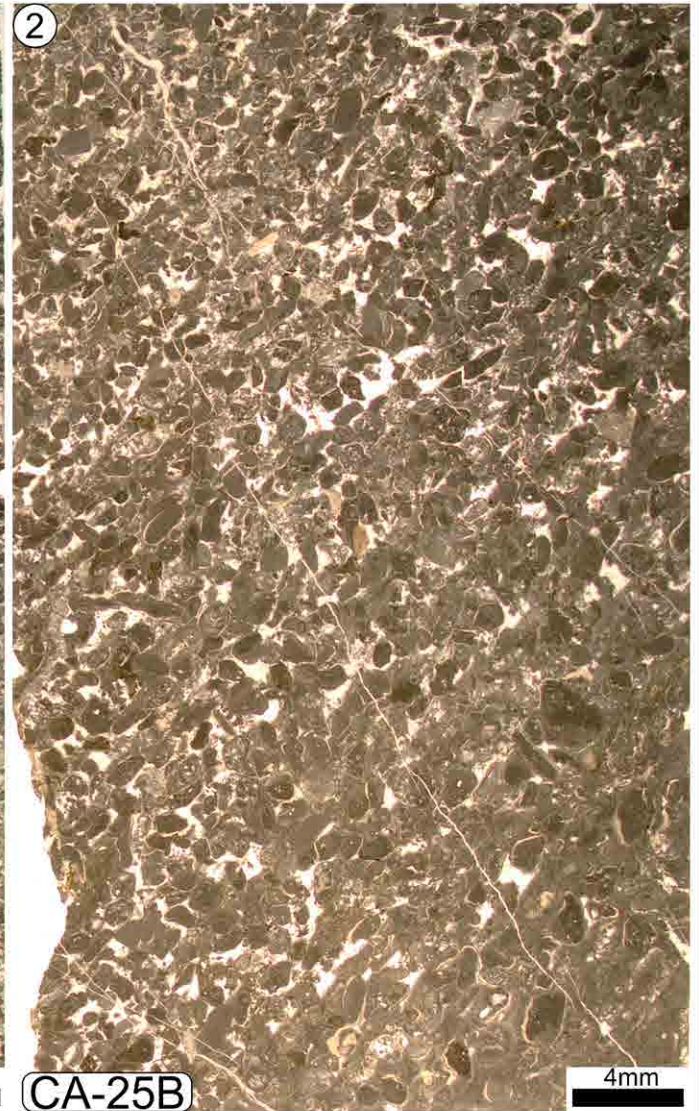
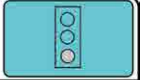


LÁMINA 17. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 4A.

1 y 2: Ejemplos del tramo 17 de la sección Es Barraca. Se trata de un *mudstone* homogéneo sin apenas aloquímicos.

PLATAFORMA INTERNA
(LAGOON RESTRINGIDO)

4A

Mudstones

1



2

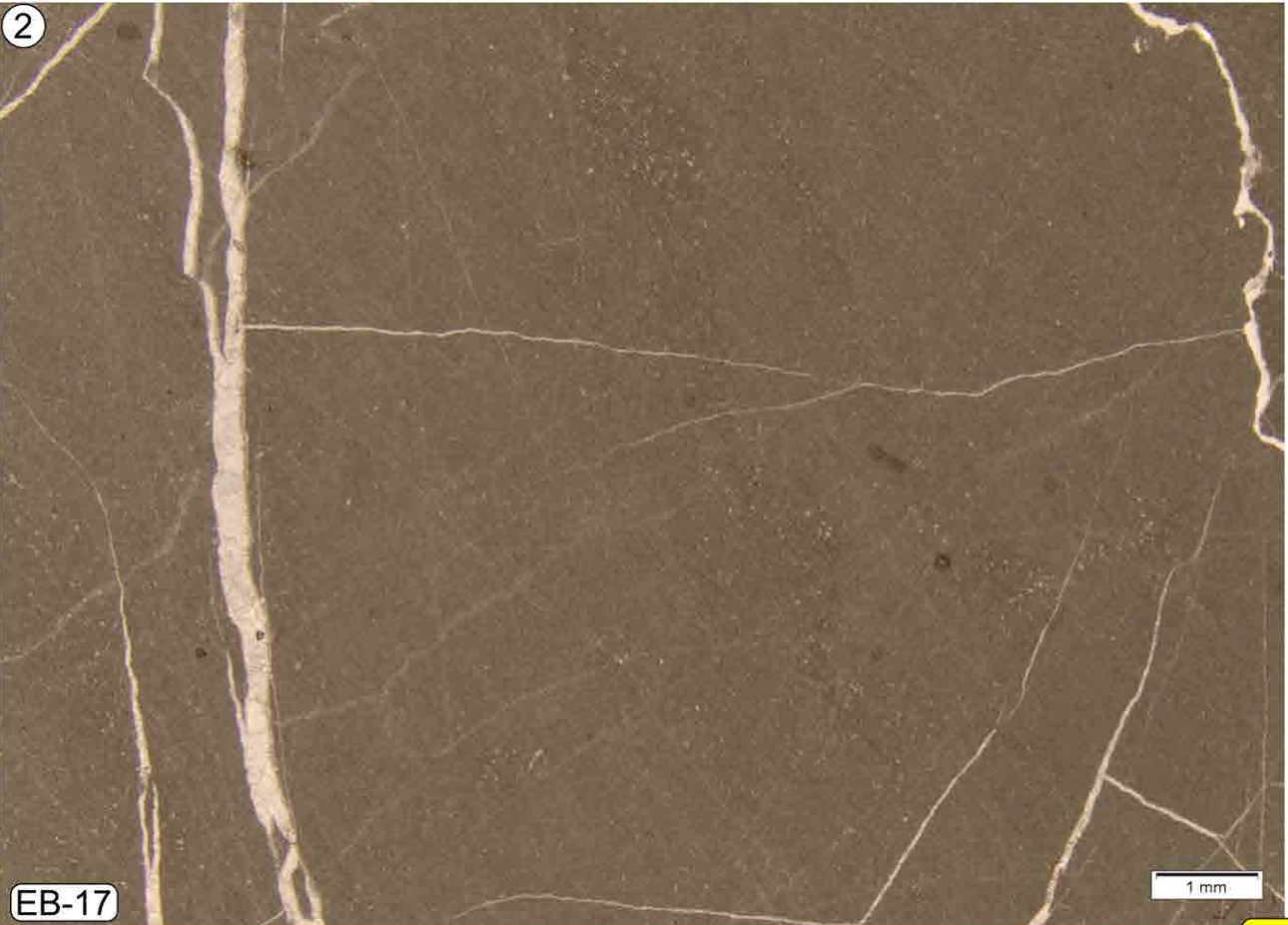


LÁMINA 18. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 4B.

1 y 2: Ejemplos de los tramos 4 y 10A de la sección Es Barraca. En **2** se observa que los ooides están en su mayoría totalmente disueltos y rellenos de calcita, aunque en algunos casos se conserva el núcleo “colapsado” (ooides tipo “*shrunk*”).

PLATAFORMA INTERNA
(LAGOON RESTRINGIDO)

4B

Wackestones oolítico-peloidal-bioclásticos

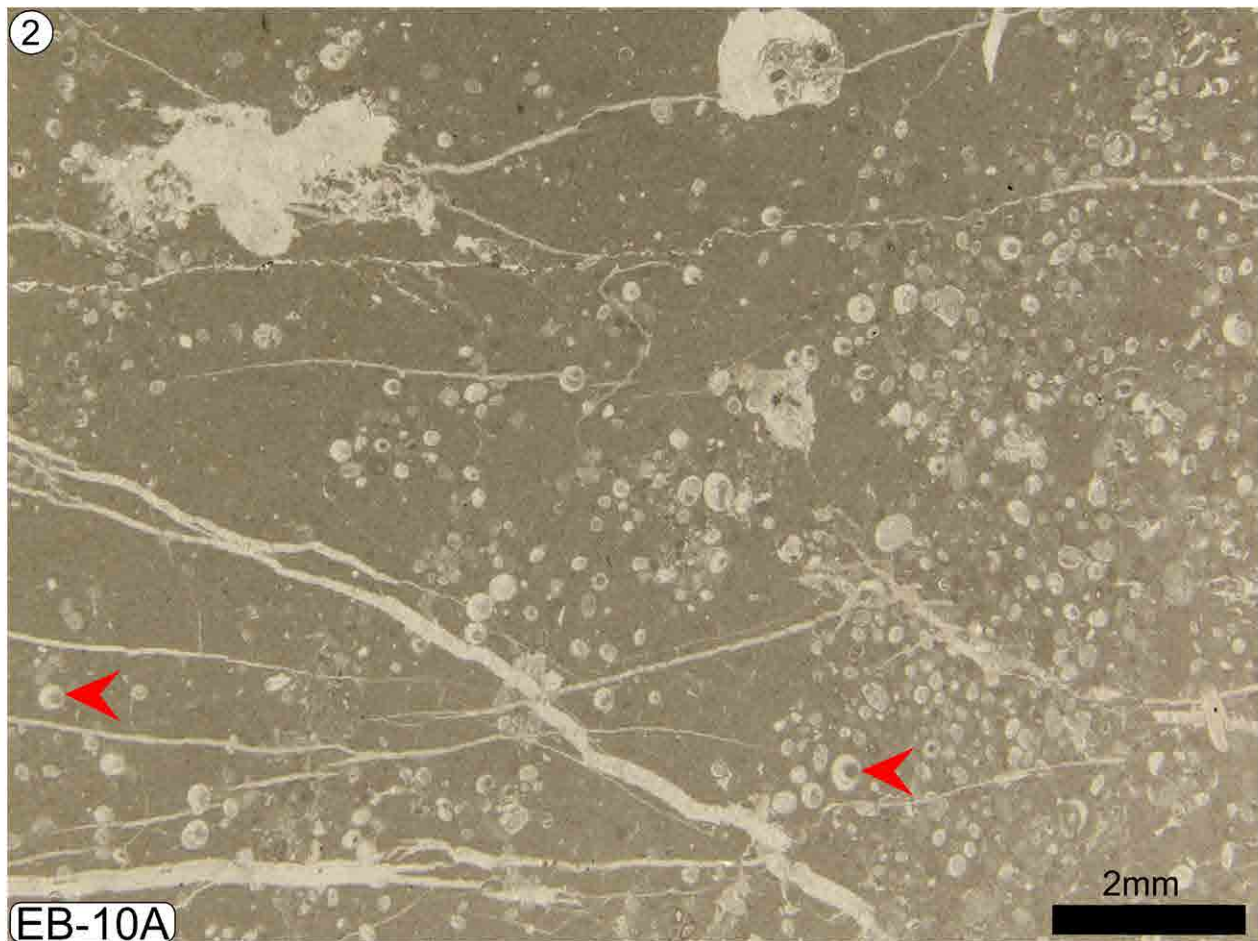
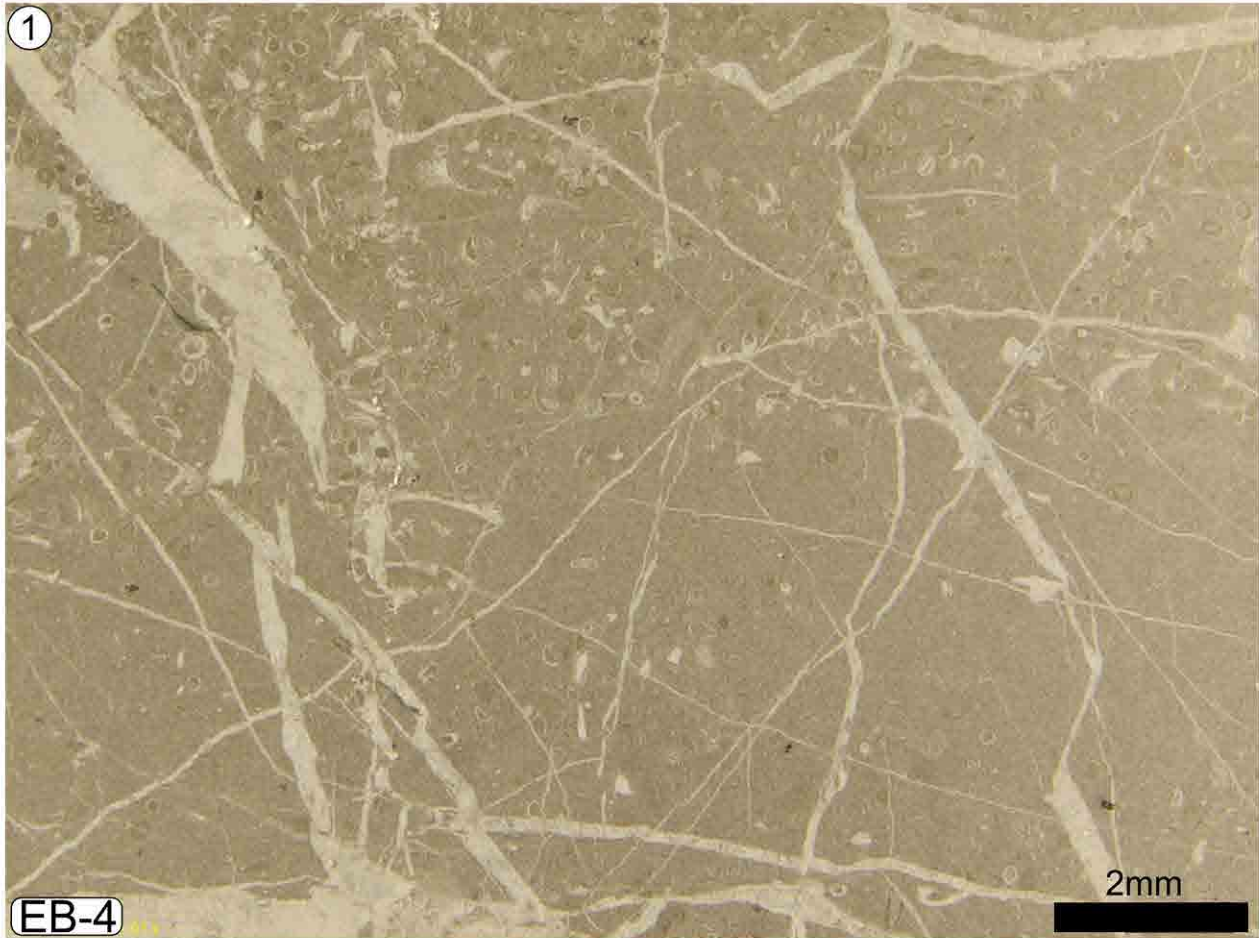


LÁMINA 19. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 5A.

1 – 5: Ejemplos de los tramos 13 y 26 de la sección Es Barraca (**1–2**) y de los tramos 16B, 66 y 89A (**3–5**) de la sección Son Maina. Se observan en todas las fotos principalmente ooides de tipo bahamita (micritizados) y en menor medida bioclastos. En la foto **1** se observan fragmentos de *Palaeodasycladus mediterraneus* (flecha amarilla).

PLATAFORMA INTERNA
(BARRAS Y BAJÍOS)

5A

Grainstones oolítico-peloidales

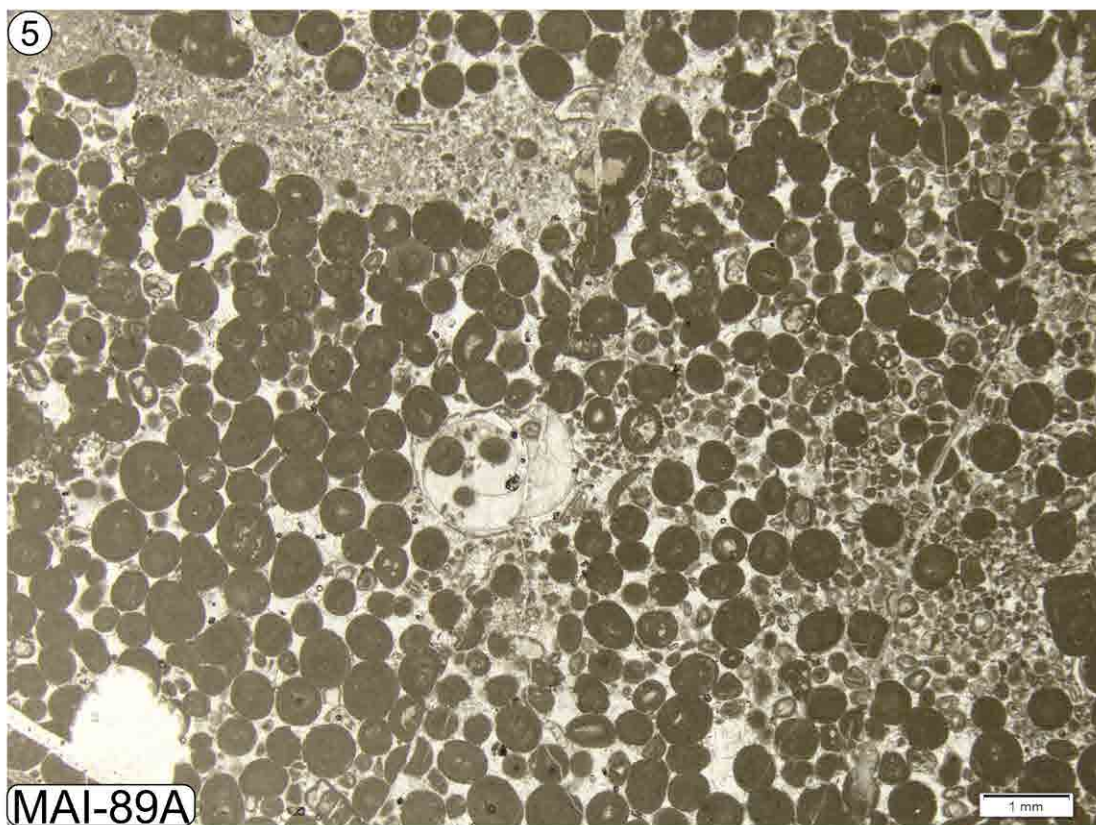
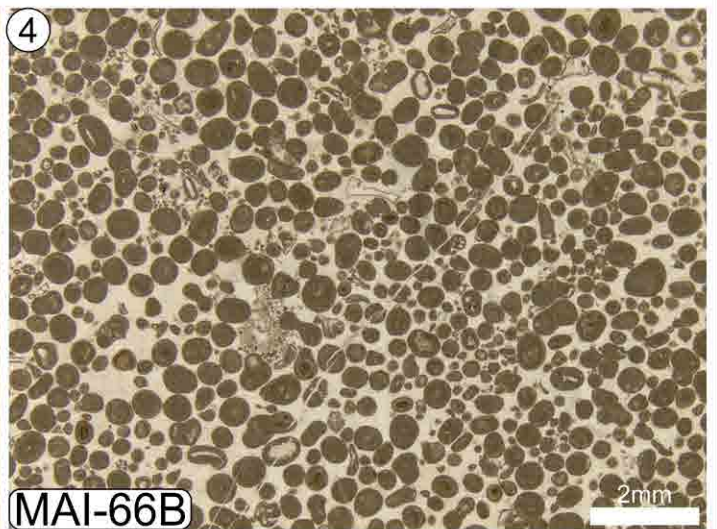
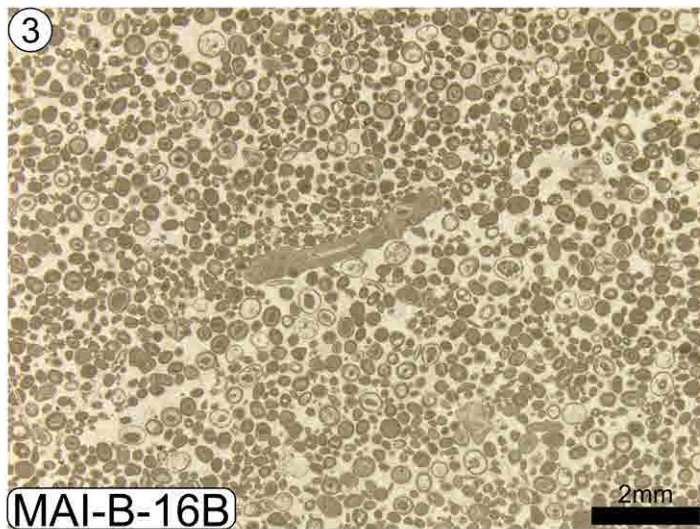
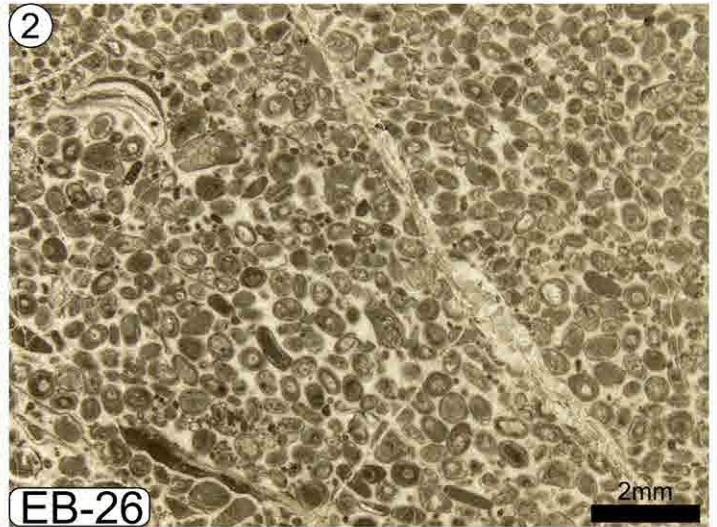
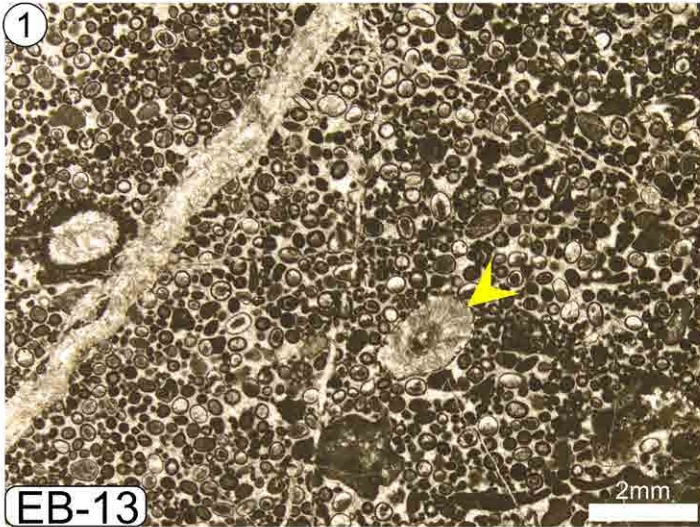


LÁMINA 20. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 5A.

1 – 5: Ejemplos de los tramos 5, 13A y 39B de la sección S'Heretat (fotos **1**, **2** y **3** respectivamente) y del tramo 102 de la sección Cuevas de Artà (foto **5**). En **1** y **4** se observan ooides tipo “*shrunk*” con los núcleos colapsados (flechas verdes). En **2** y **3** los ooides, de mayor tamaño, tiene núcleos bioclásticos o peloidales y múltiples envueltas de calcita con textura fibroso radial. En **5**, se observa una cierta laminación marcada por la mayor acumulación de peloides en algunas láminas frente al predominio de ooides e intraclastos, de mayor tamaño, en otras. En ocasiones, algunos bioclastos (conchas de bivalvos) de tamaño > 2 mm generan porosidad *shelter*.

PLATAFORMA INTERNA
(BARRAS Y BAJÍOS)

5A

Grainstones oolítico-peloidales

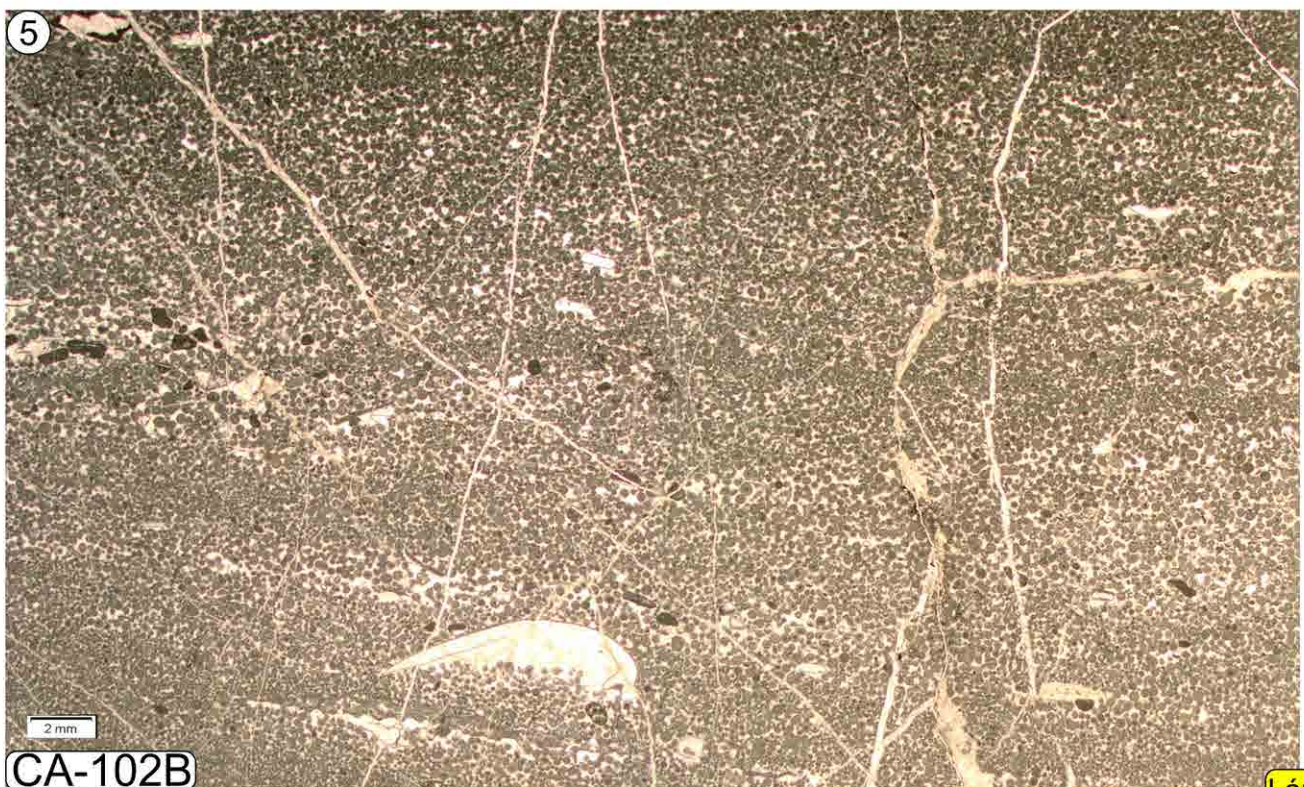
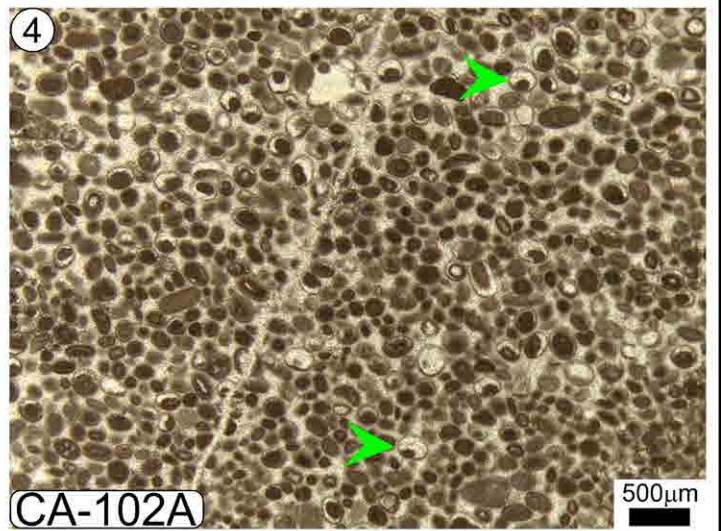
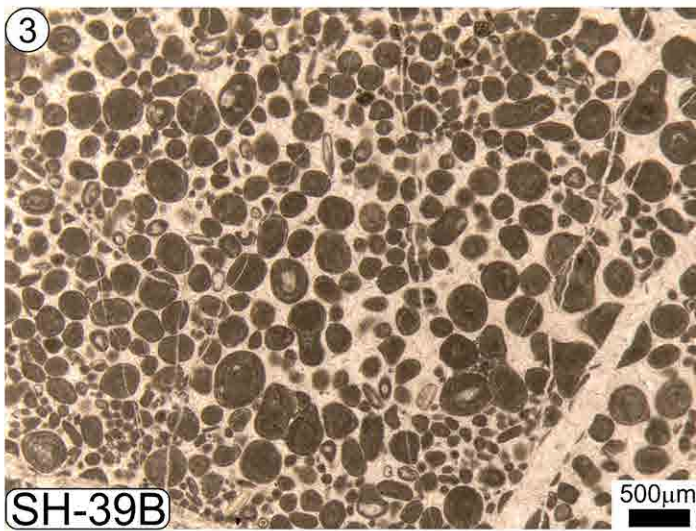
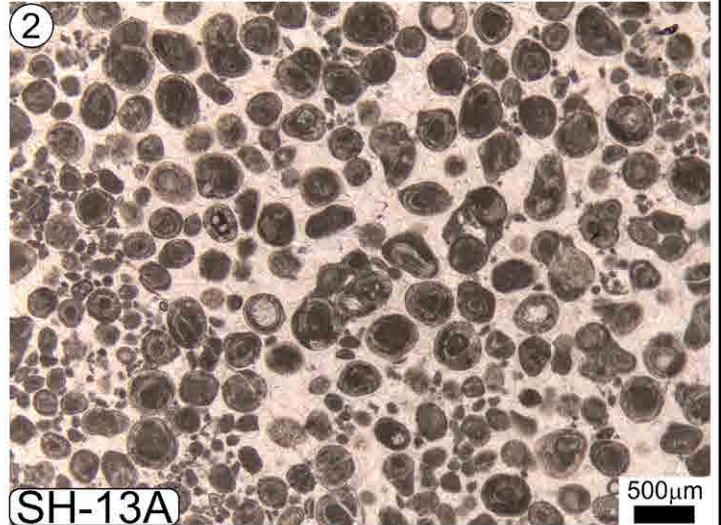
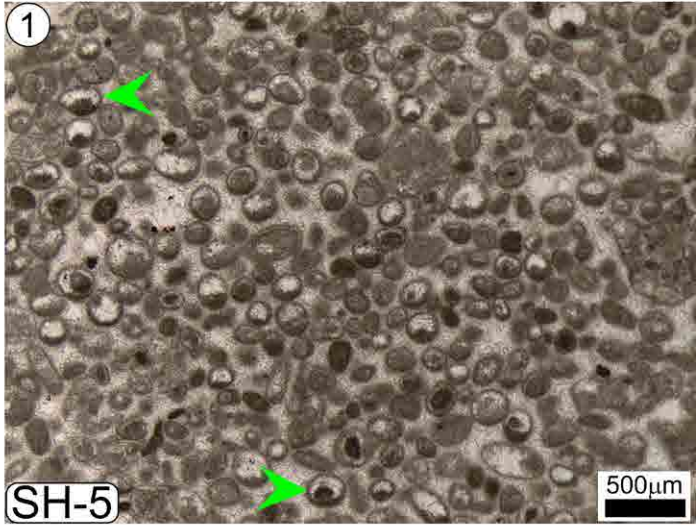


LÁMINA 21. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 5B.

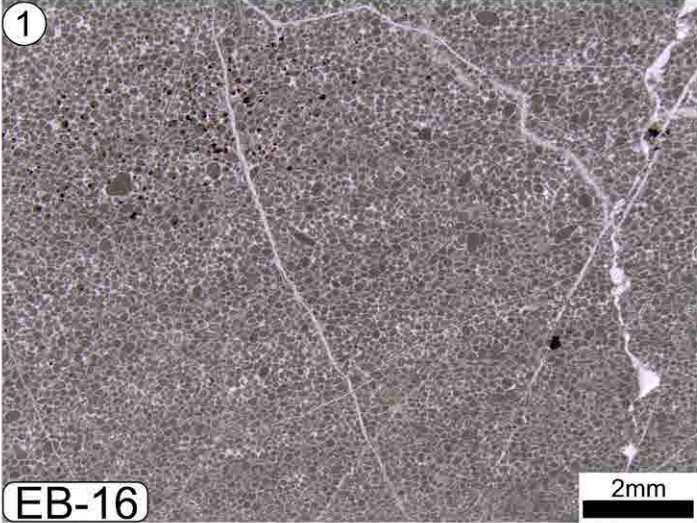
1 – 5: Ejemplos del tramo 16 de la sección Es Barraca (**1**) y de los tramos 93A, 43 y 24 de la sección Son Maina (**3–4**). En las fotos **3** y **4** se puede observar una importante acumulación de foraminíferos bentónicos (textuláridos, siphovalvulínidos y lituólidos) que en ocasiones presenta esta facies. En la foto **5** observamos una escasa grano selección y la presencia de intraclastos y bioclastos de > 2 mm.

PLATAFORMA INTERNA
(BARRAS Y BAJÍOS)

5B

Grainstones peloidal-intraclásticos
con foraminíferos abundantes

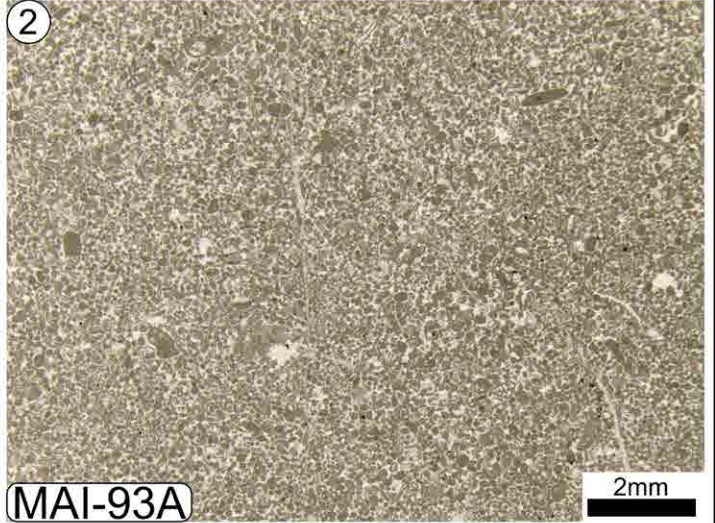
1



EB-16

2mm

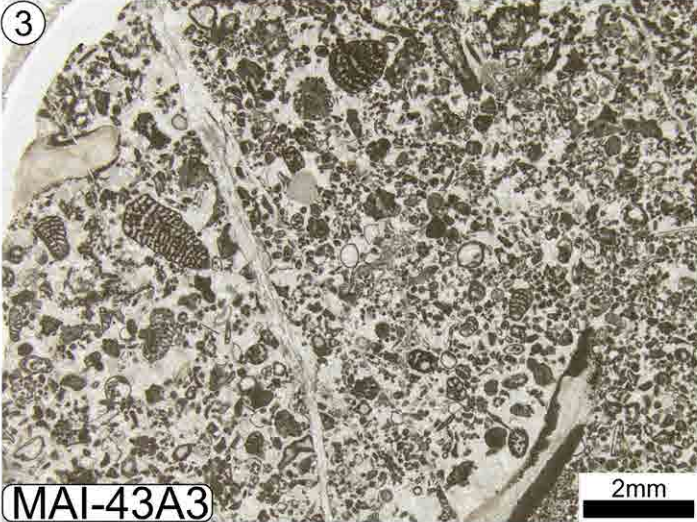
2



MAI-93A

2mm

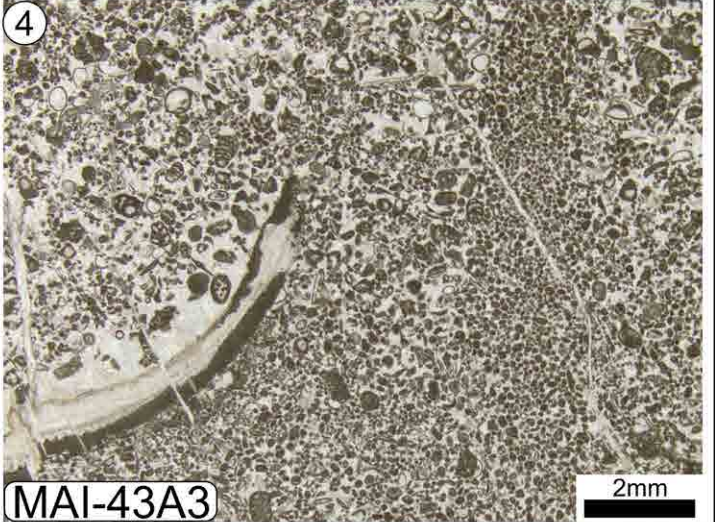
3



MAI-43A3

2mm

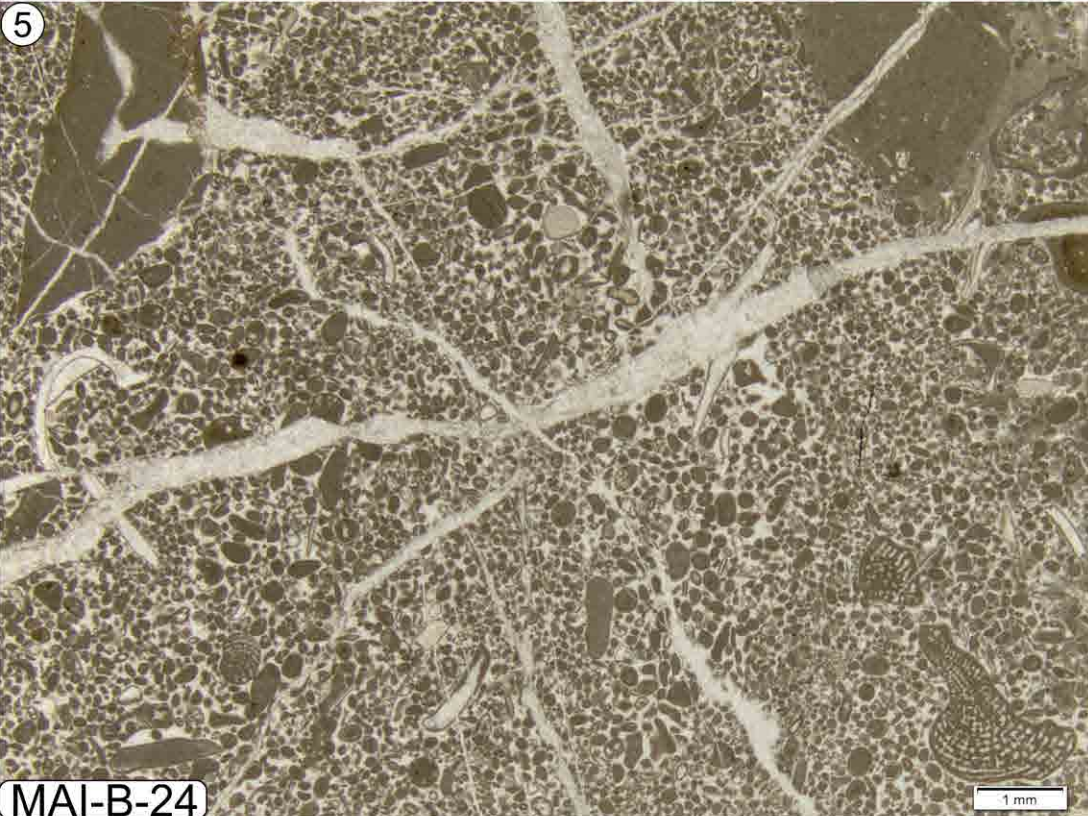
4



MAI-43A3

2mm

5



MAI-B-24

1 mm

Lám.21

LÁMINA 22. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 5B.

1 – 5: Ejemplos de los tramos 57 (foto **1**) y 69B (foto **2**) de la sección S'Heretat. En las fotos **1** y **2** se observan abundantes foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño (textuláridos y siphovalvulínidos). En la foto **3**, las láminas predominantemente peloidales alternan con láminas en las que se acumulan peloides líticos de mayor tamaño, pequeños intraclastos y bioclastos (incluyendo foraminíferos).

PLATAFORMA INTERNA
(BARRAS Y BAJÍOS)

5B

Grainstones peloidal-intraclásticos
con foraminíferos abundantes

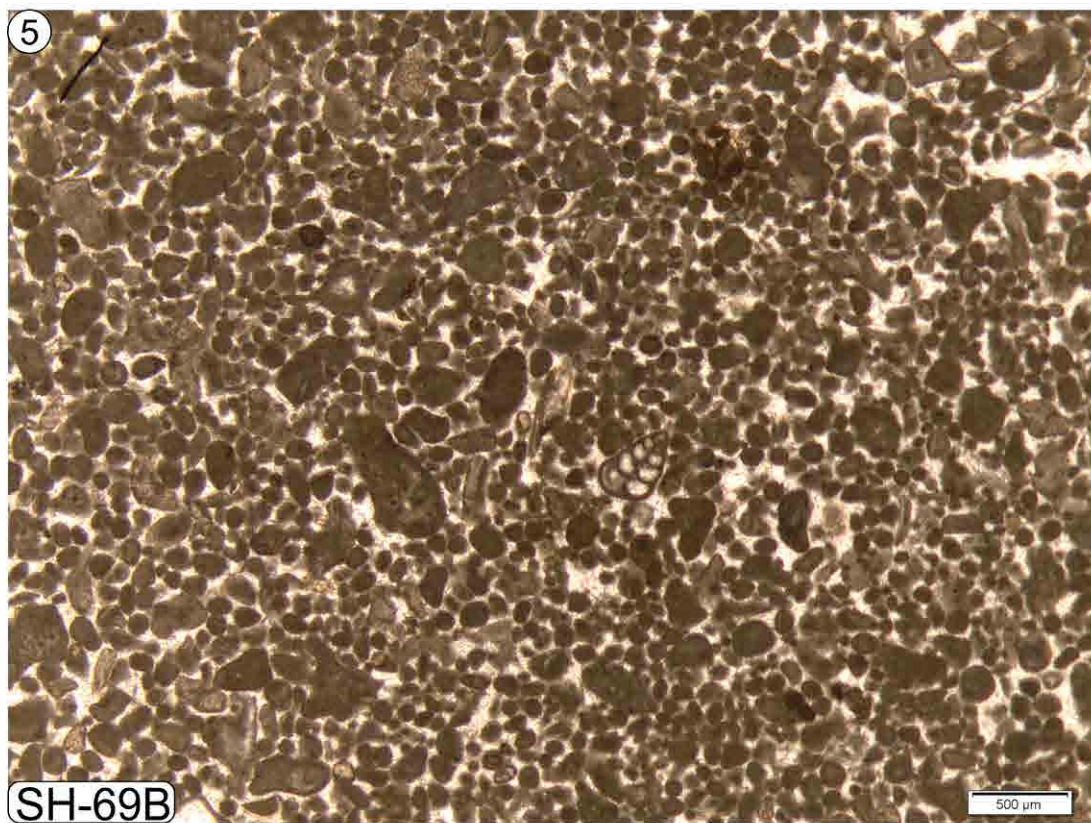
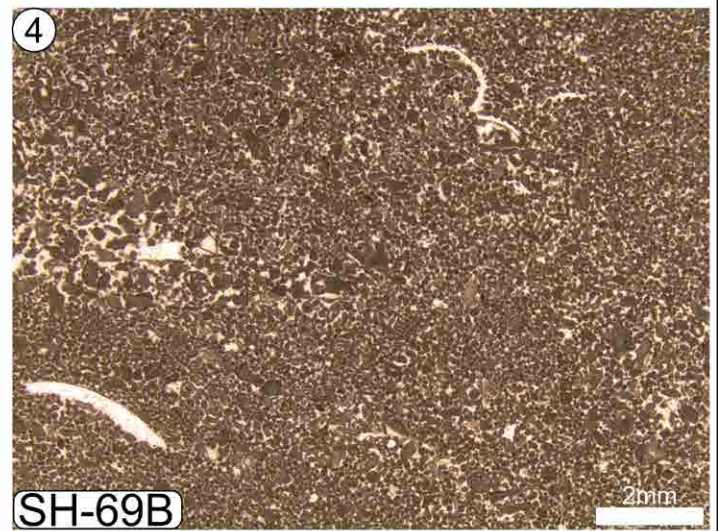
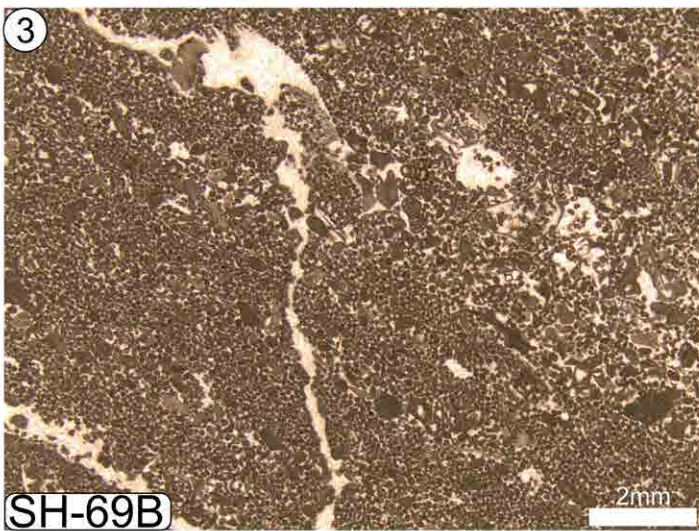
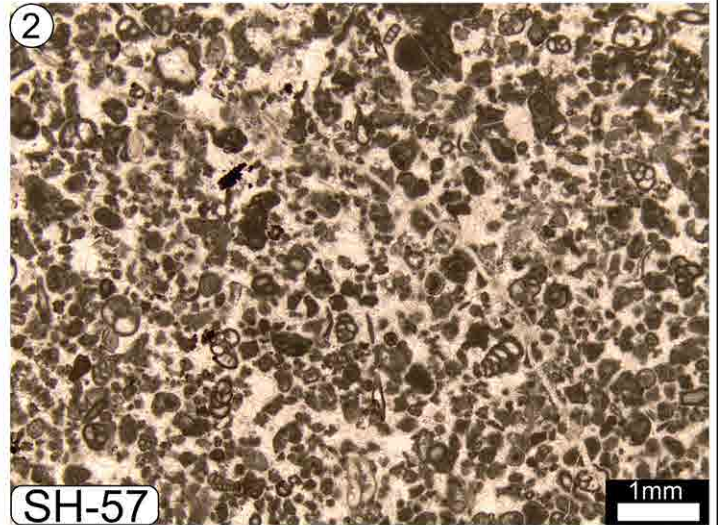
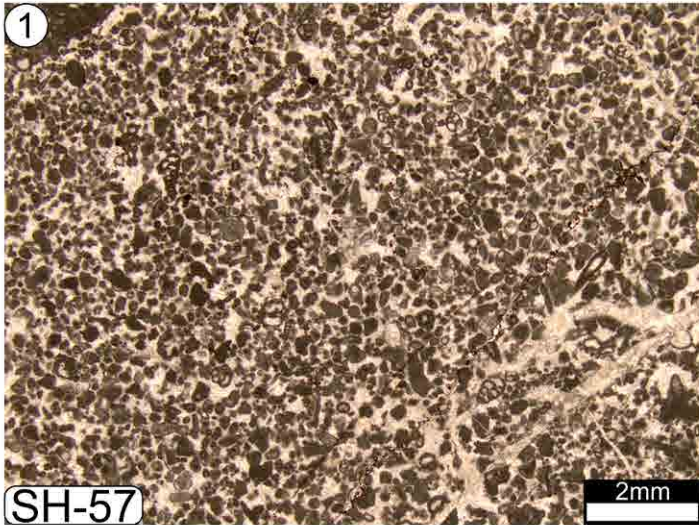


LÁMINA 23. Imágenes de campo de las facies 5C.

1 y 2: Ejemplos de los tramos 107B (foto **1**) y 105 (foto **2**) de la sección Son Maina. Son visibles los oncoides de tamaño centimétrico y morfología irregular, dispuestos entre los ooides y peloides de tamaño considerablemente menor. En la foto **1** se observan pequeños granos de varios milímetros de cuarcita muy redondeados (flechas verdes). Estos aportes siliciclásticos aparecen en los tramos finales de la sección (ver detalle en el anexo 2).

PLATAFORMA INTERNA
(BARRAS Y BAJÍOS)

5C

Grainstones peloidal-oncolítico-oolíticos

1



2

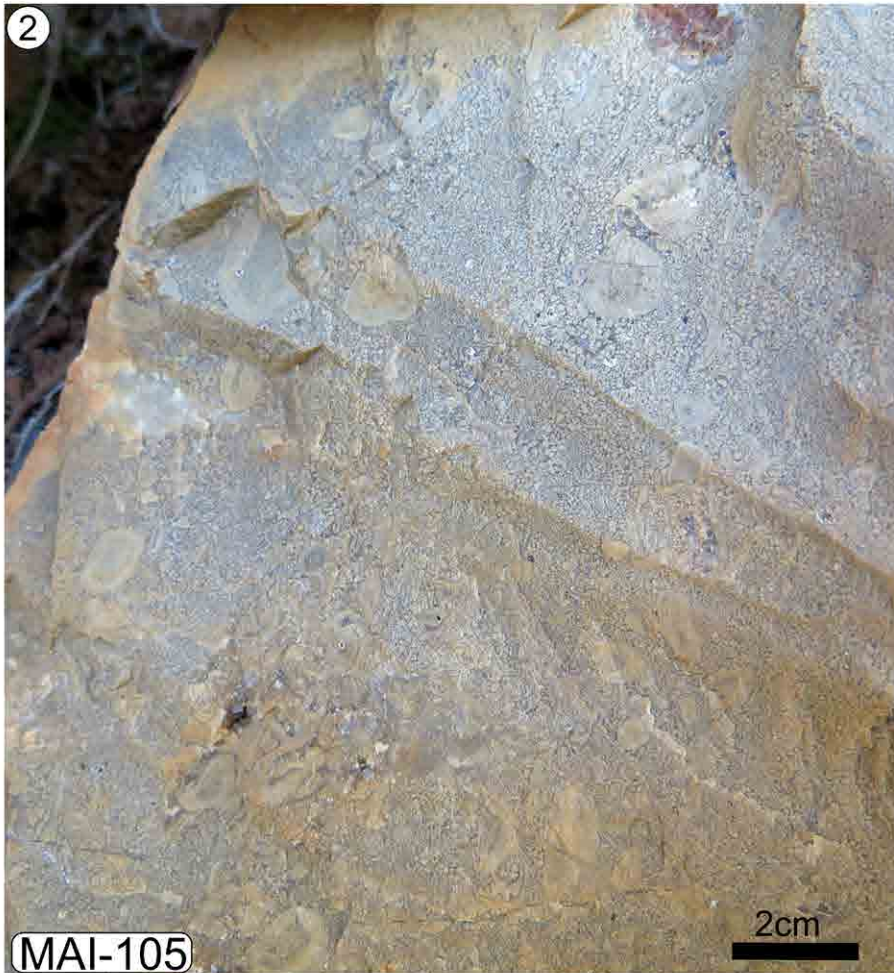


LÁMINA 24. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 5C.

1: Ejemplo del tramo 95B de la sección Son Maina. En **1** se observa una escasa grano-selección de los componentes aloquímicos con zonas en las que predominan los oncoides y ooides de mayor tamaño, y zonas con predominio de peloides líticos. Las fotos **a**, **b** y **c** son ampliaciones de los cuadros marcados en la foto **1**, mostrando en detalle la naturaleza de los oncoides, con morfologías irregulares, sin núcleo central ni envueltas bien definidas (**c**), con desarrollo de calcimicrobios y foraminíferos incrustantes.

PLATAFORMA INTERNA
(BARRAS Y BAJÍOS)

5C

Grainstones peloidal-oncolítico-oolíticos

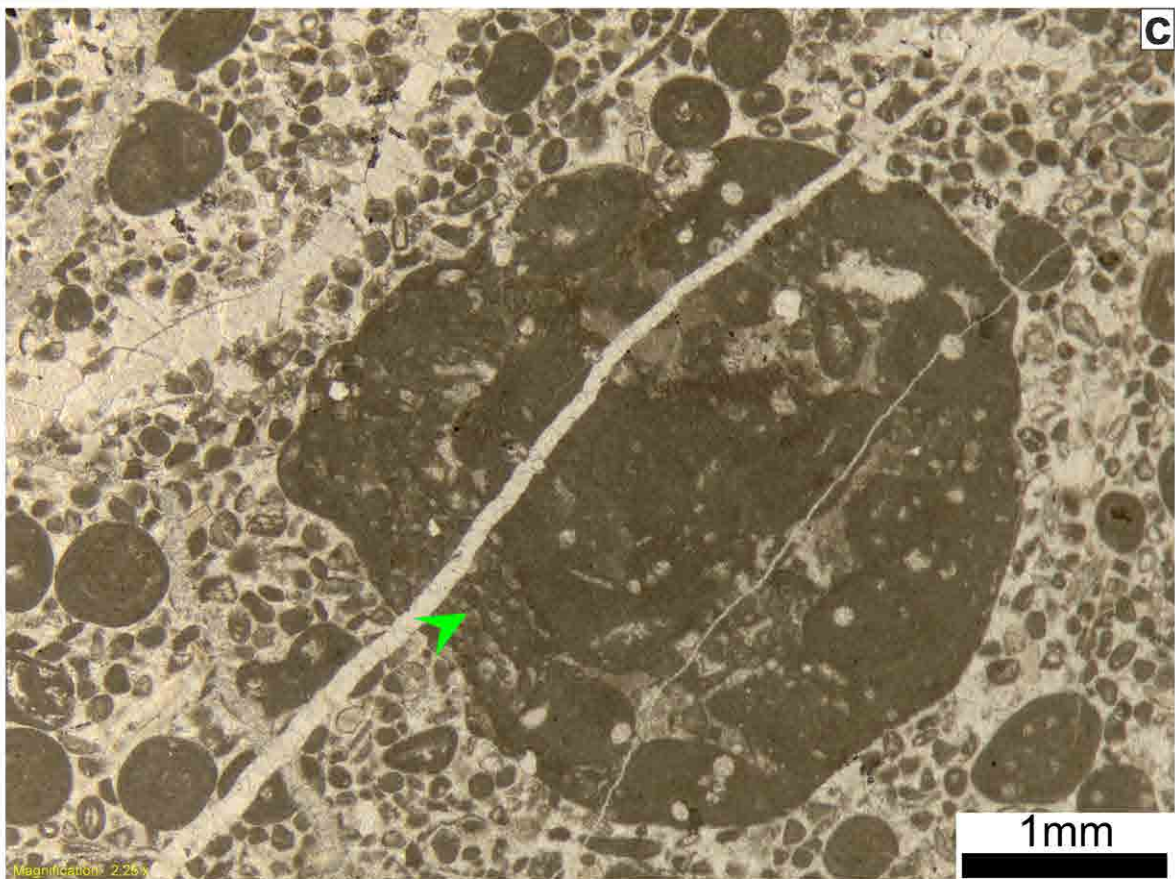
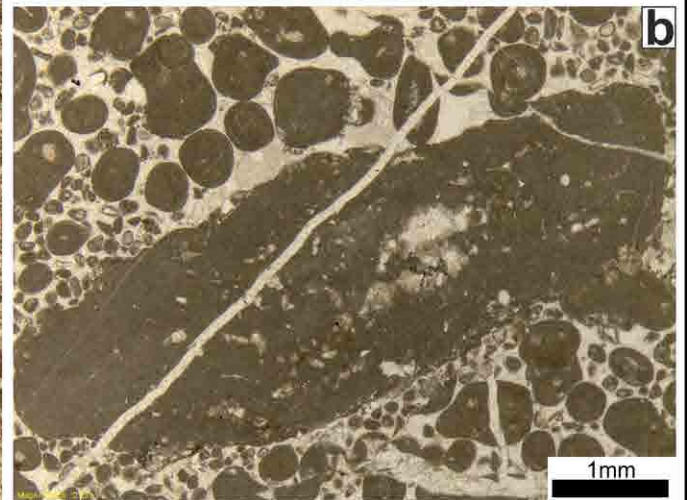
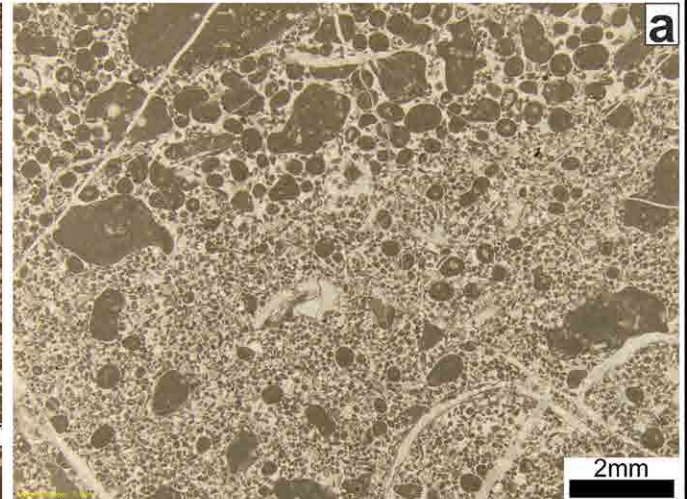
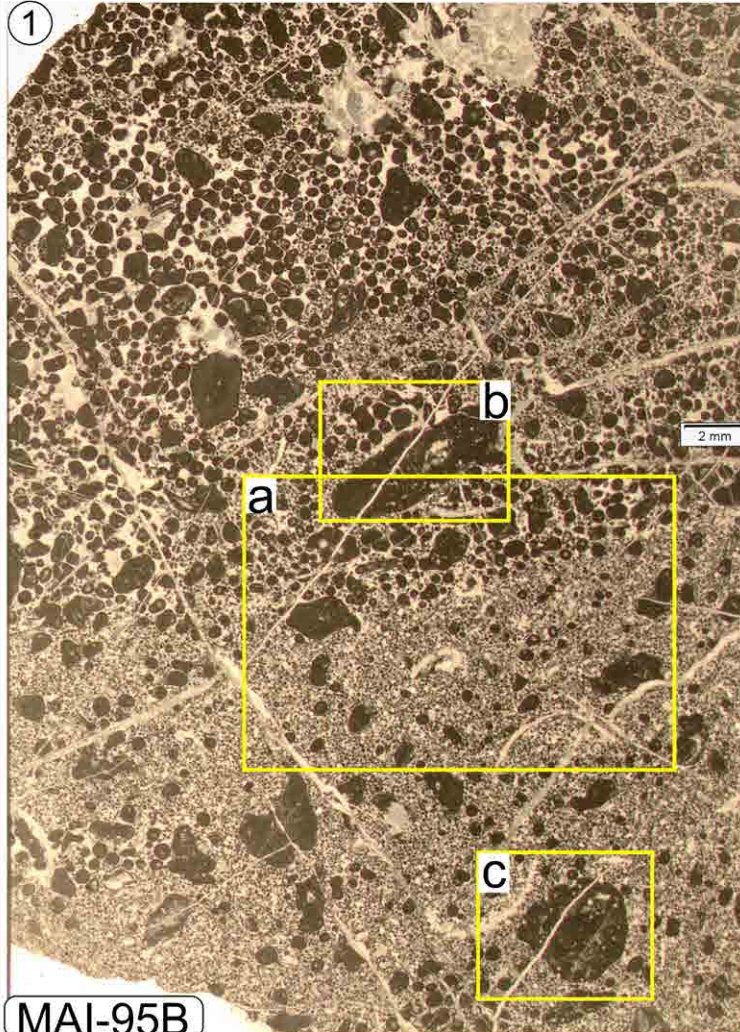


LÁMINA 25. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 5C.

1: Ejemplo del tramo 107B (foto **1**) de la sección Son Maina. Las fotos **a**, **b** y **c** son ampliaciones de los cuadros marcados en la foto **1**. Se observa el desarrollo de oncoides de diferentes tamaños (algunos > 2 mm) con morfologías subesférica (**a**) y ameboidal (**b** y **c**) y sin núcleo central ni envueltas bien definidas. Los oncoides agregan bioclastos, peloides líticos incluso oncoides previos envueltos en una corteza no laminada formada por el crecimiento de posibles microbios y organismos incrustantes.

PLATAFORMA INTERNA
(BARRAS Y BAJÍOS)

5C

Grainstones peloidal-oncolítico-oolíticos

1

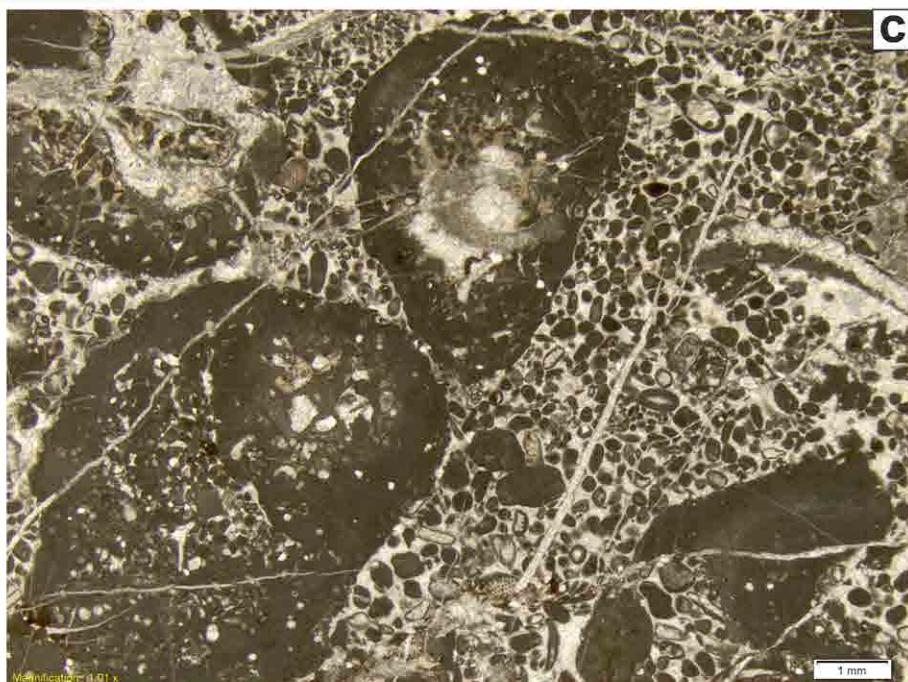
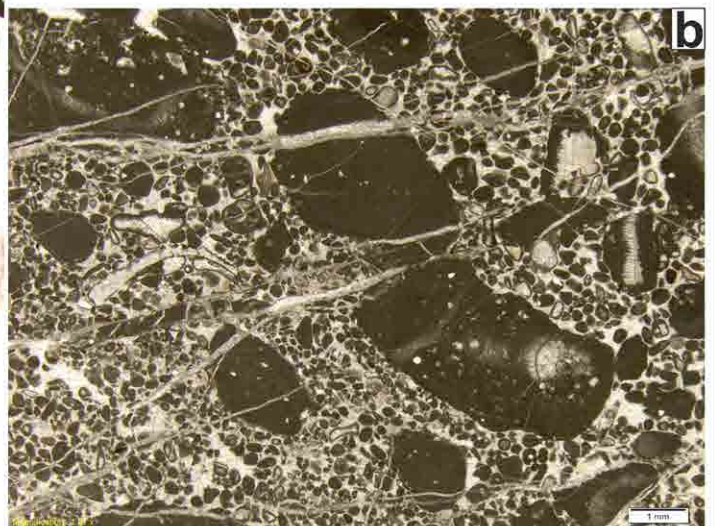
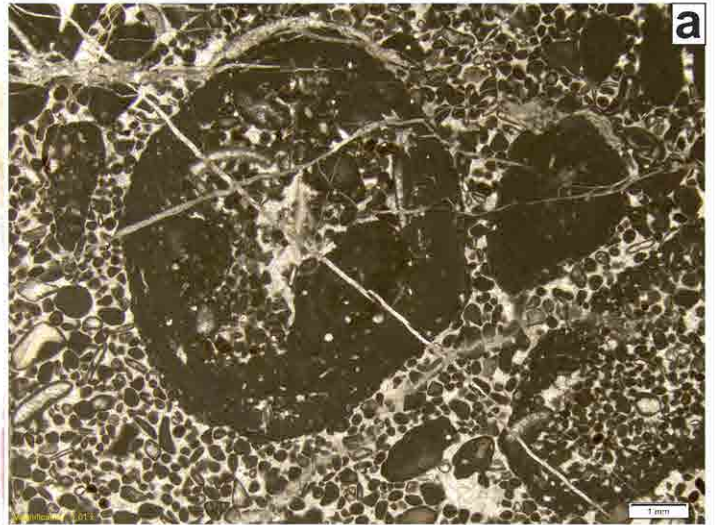
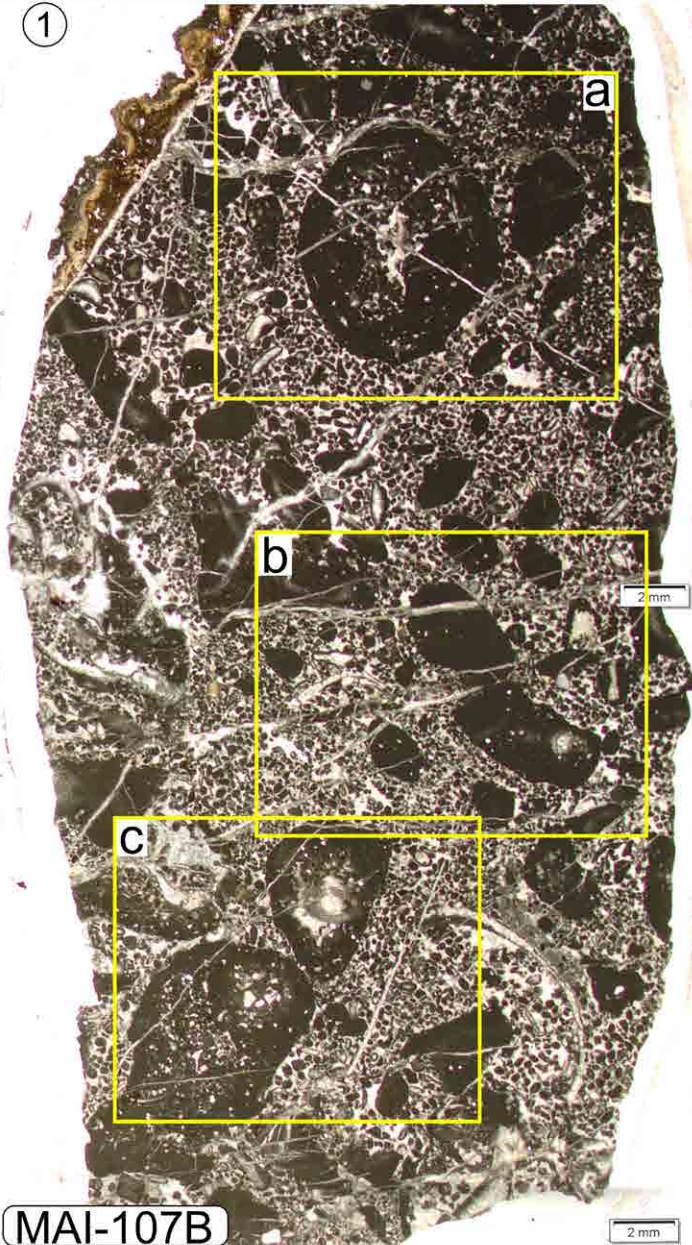


LÁMINA 26. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 5D.

1 y 2: Ejemplos del tramo 177 de la sección Cutri. A pesar de la intensa dolomitización es posible observar fantasmas de ooides y peloides líticos de tamaño ~300-500 μm , y la textura grano-soportada de la facies.

PLATAFORMA INTERNA
(BARRAS Y BAJÍOS)

5D

Dolograinstones

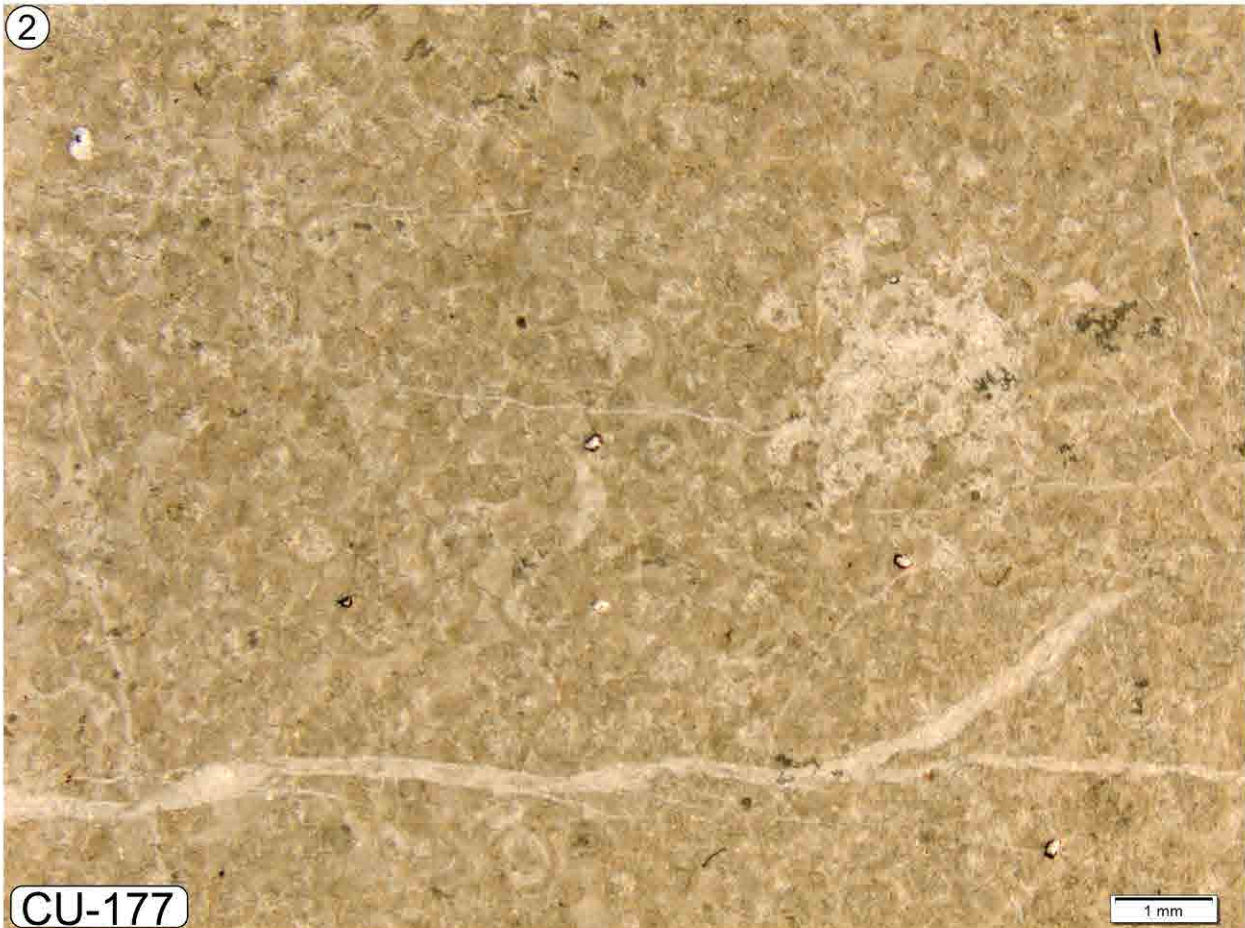
①



CU-177

1 mm

②



CU-177

1 mm

LÁMINA 27. Imágenes de campo de las facies 6A y 6B.

1 y 2: Ejemplos del tramo 161 de la sección Cutri. *Wackestone* bioclástico con bivalvos y gasterópodos. Se observan en general fragmentos y conchas tanto articuladas como desarticuladas de bivalvos de tamaños ~1–3 cm.

3 y 4: Ejemplos de los tramos 48 (foto **3**) y 65 (foto **4**) de la sección S’Heretat. En la foto **3** se observan oncoides de tamaño milimétrico (~2–5 mm). En **4** se observan fragmentos de bioclastos, en algunos casos conchas de bivalvos de tamaño ~1–2 cm.

PLATAFORMA INTERNA
(LAGOON ABIERTO)

6A
6B

Mudstones-wackestones bioclásticos
Wackestones-packstones peloidal-oncolíticos
con foraminíferos abundantes

facies 6A



← CU-161 →

facies 6B



LÁMINA 28. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 6A.

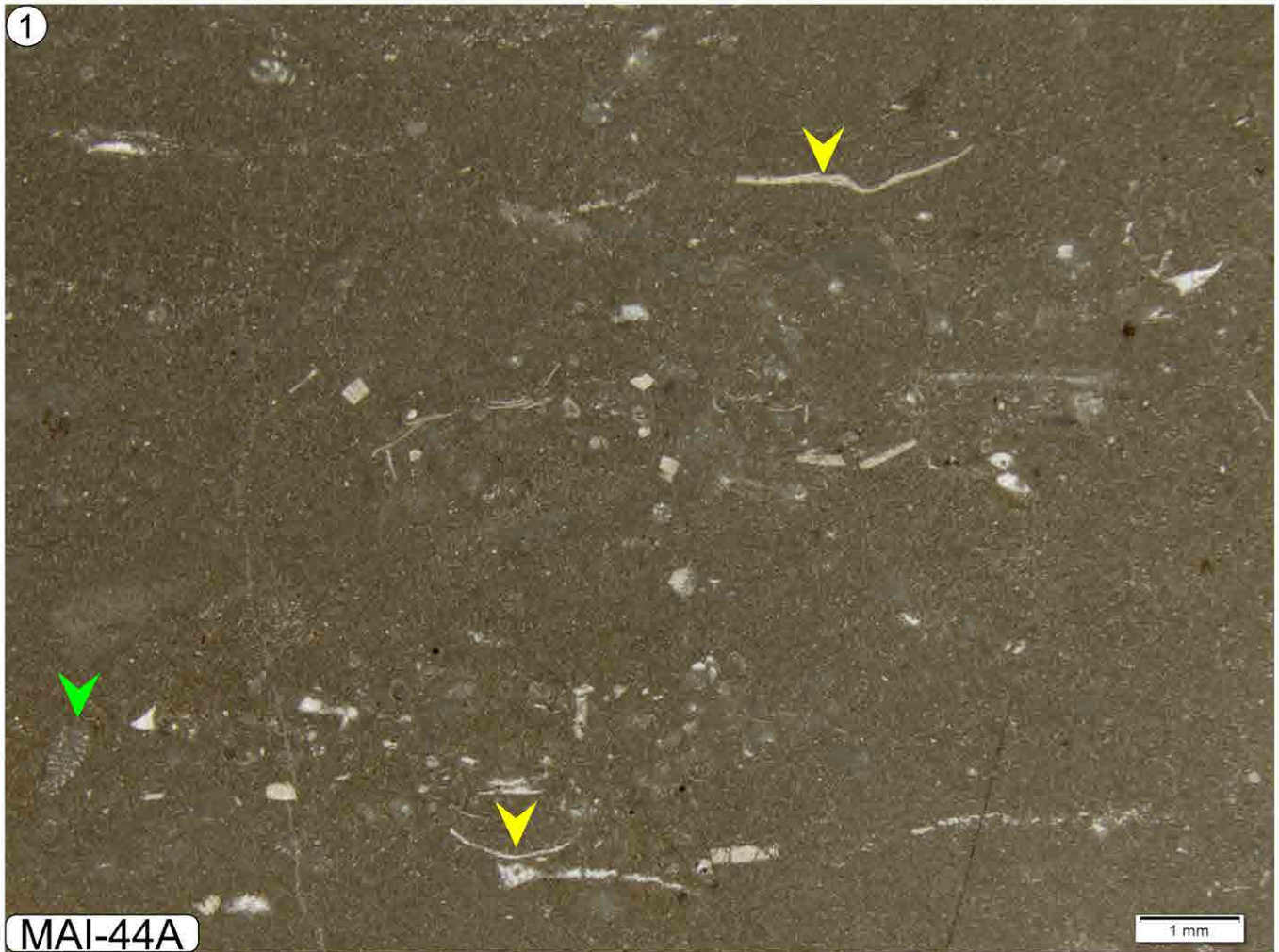
1 y 2: Ejemplo de los tramos 44A y 44C de la sección Son Maina. Se trata de *mudstones* con escasa presencia de bioclastos, consistentes en bivalvos de concha fina (flecha amarilla), gasterópodos (flecha azul) y foraminíferos bentónicos (flecha verde).

PLATAFORMA INTERNA
(LAGOON ABIERTO)

6A

Mudstones-wackestones bioclásticos

1



2

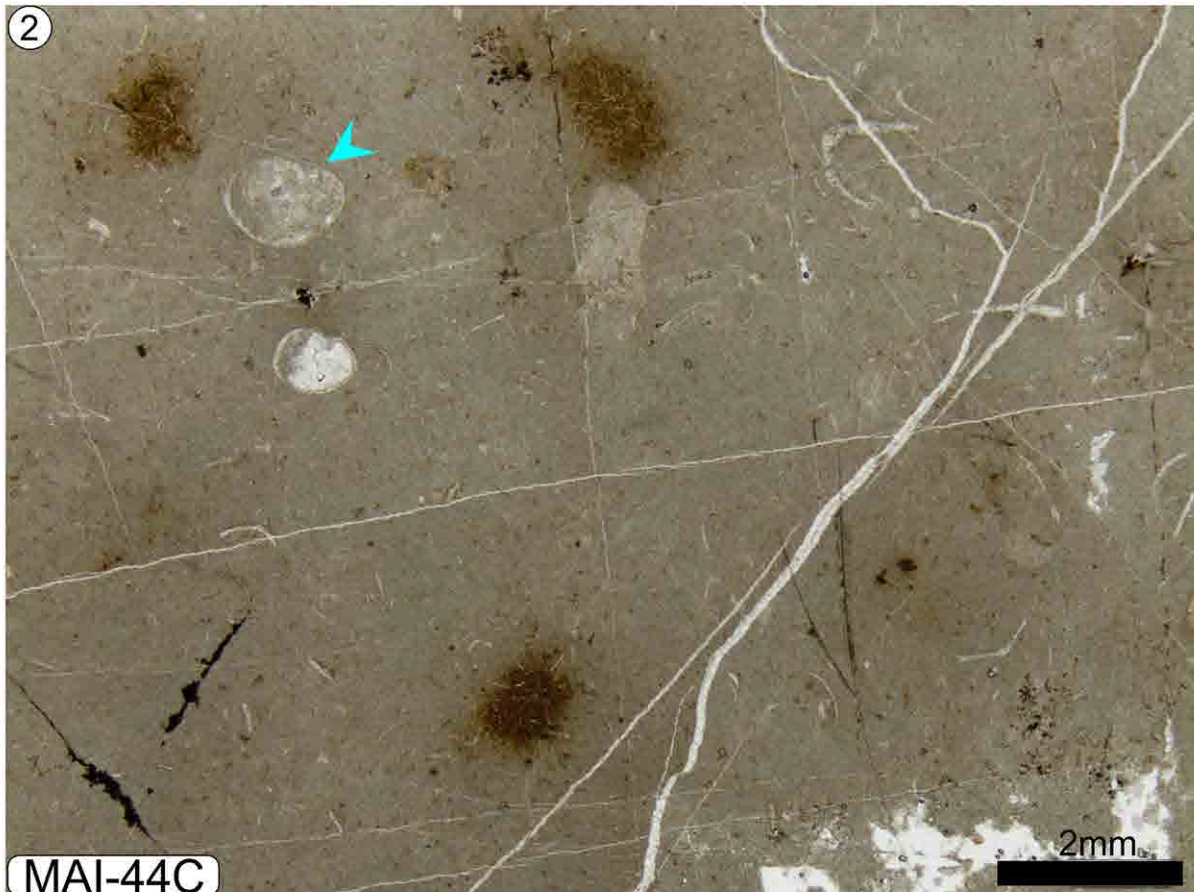


LÁMINA 29. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 6B.

1: Ejemplo del tramo 31A de la sección Son Maina-B. En las fotos **a**, **b**, **c** y **d** se muestran distintos detalles de los oncoides que componen la facies. En algunos casos (flechas verdes) se trata de oncoides con núcleo bioclástico y envueltas irregulares formadas por calcimicrobios tipo *Rivularia* y foraminíferos incrustantes. En otros casos (**b–c**), los oncoides no muestran un núcleo definido y están formados por envueltas complejas microbianas que aglutinan peloides y pequeños fragmentos bioclásticos (flechas azules). En la foto **e** se observa un detalle con diferentes secciones de foraminíferos (textuláridos).

PLATAFORMA INTERNA
(LAGOON ABIERTO)

6B

Wackestones-packstones peloidal-oncolíticos
con foraminíferos abundantes

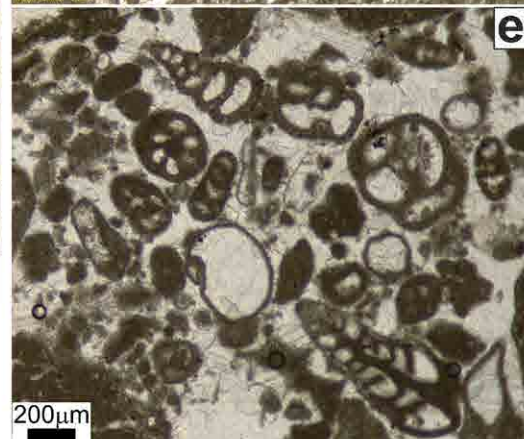
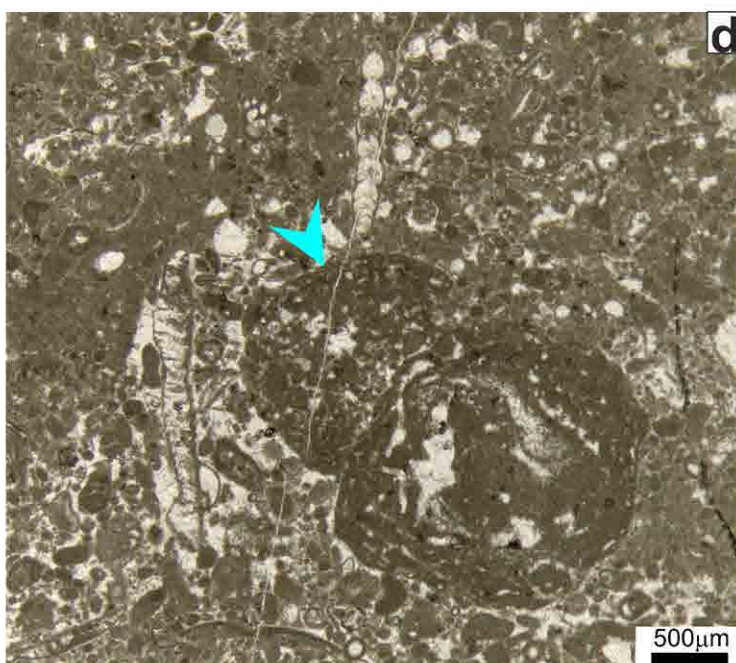
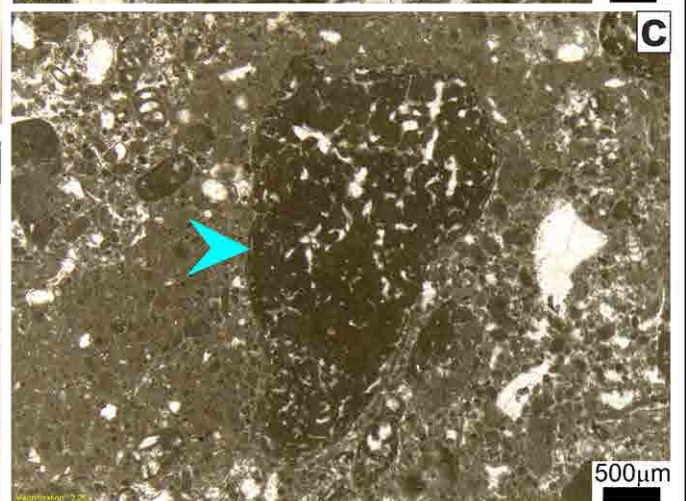
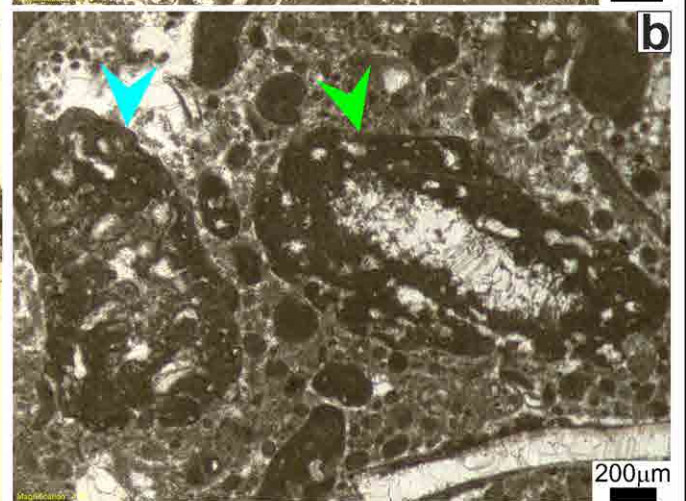
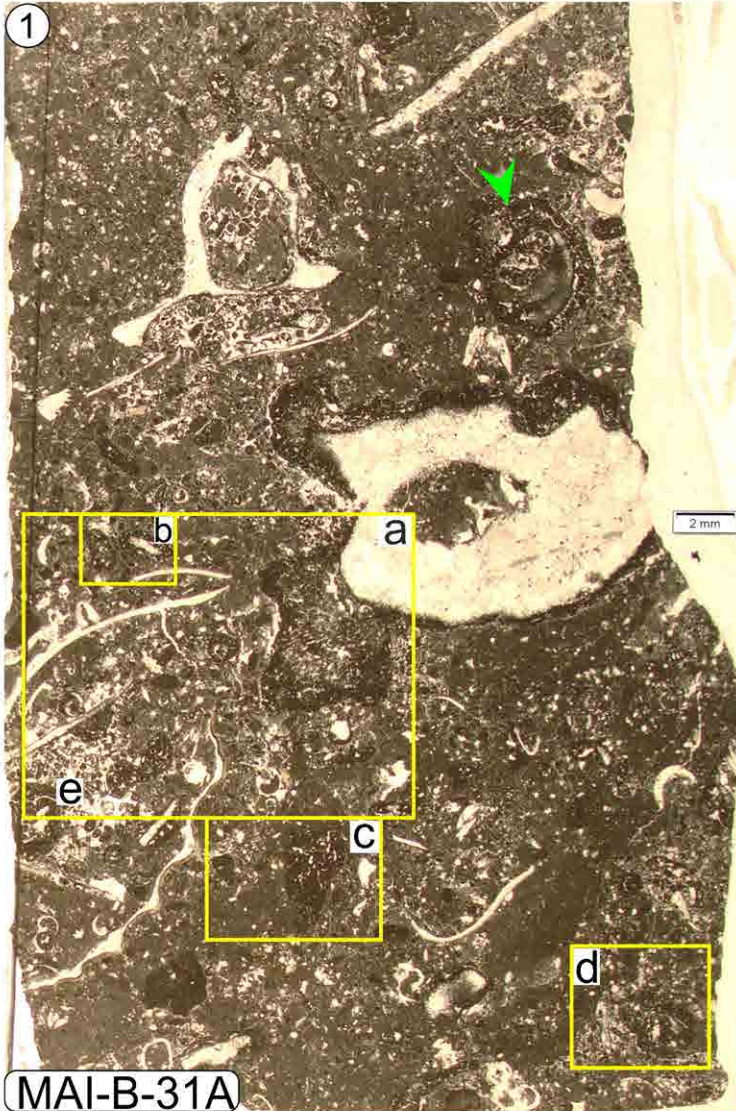


LÁMINA 30. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 6B.

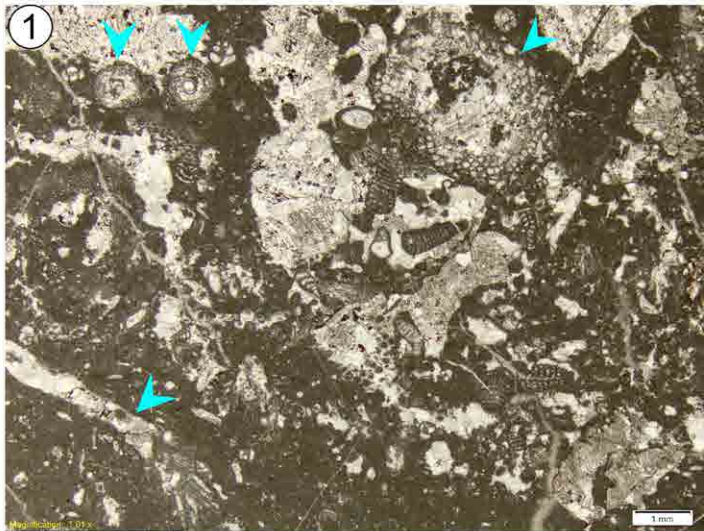
1 – 3: Ejemplos del tramo 51A de la sección Son Maina. Se observan ejemplares de algas *Palaeodasycladus mediterraneus* (flechas azules en foto **1**), *Thaumatoporella parvovesiculífera* (flechas verdes en foto **2**) y foraminíferos bentónicos (lituólidos y otros textuláridos; flechas amarillas en foto **3**).

4 – 6: Ejemplos de los tramos 65 y 30A de la sección S'Heretat. Se observan abundantes foraminíferos bentónicos (flechas amarillas).

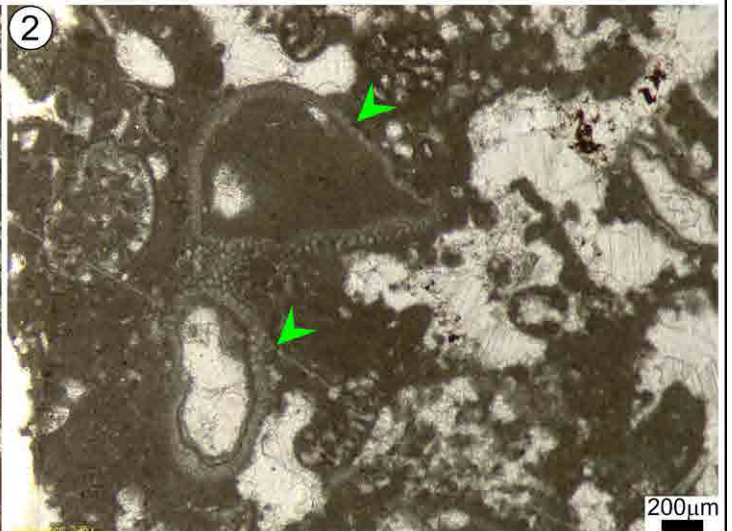
PLATAFORMA INTERNA
(LAGOON ABIERTO)

6B

Wackestones-packstones peloidal-oncolíticos
con foraminíferos abundantes



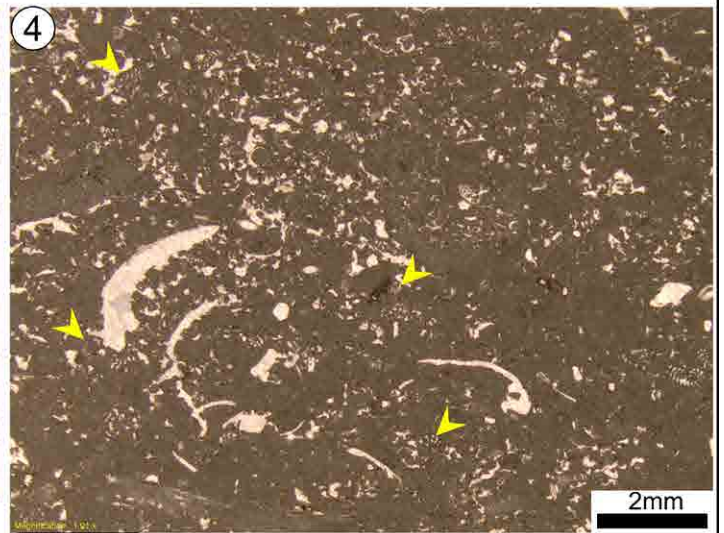
MAI-51A



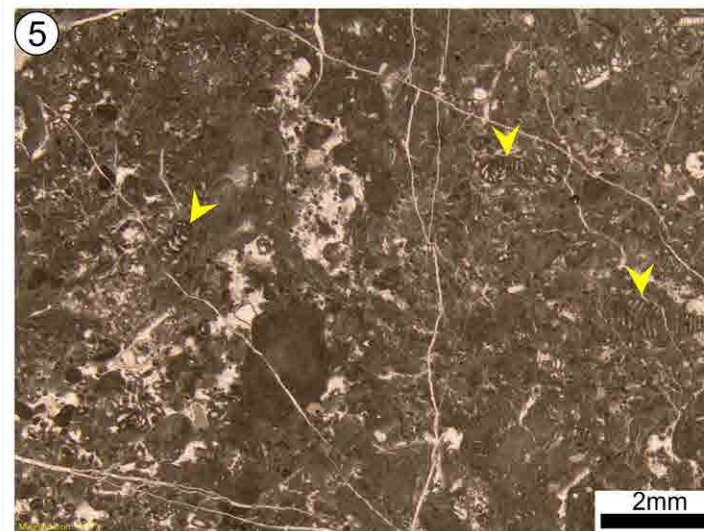
MAI-51A



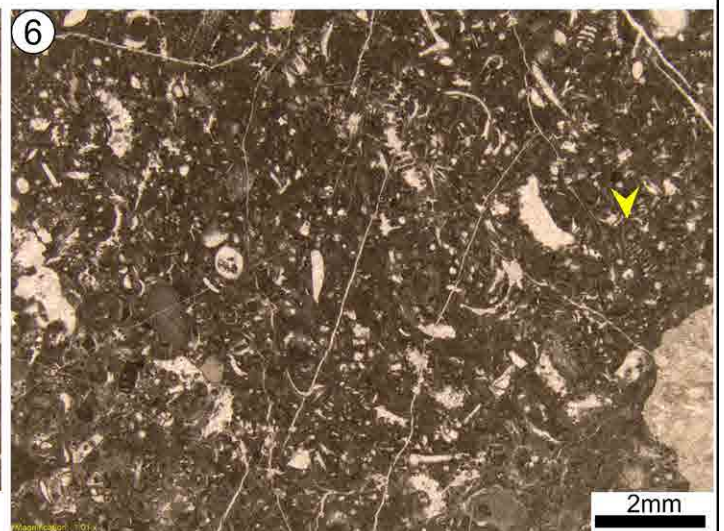
MAI-51A



SH-65



SH-30A



SH-30A

LÁMINA 31. Imágenes de campo de la facies 7A.

1 y 2: Ejemplo de los tramos 38 (foto **1**) y 39 (foto **2**) de la sección S'Heretat. En la foto **1** observa *rudstone* con abundantes bivalvos mayoritariamente con conchas articuladas. En la foto **2** se observa la presencia de gasterópodos.

3: Tramo 6 de la sección Es Cosconar. Se observan capas de ~40-50 cm de *floatstone* bioclásticos.

PLATFOMA FANGOSA
SOMERA ABIERTA

7A

Wackestones-floatstones bioclásticos

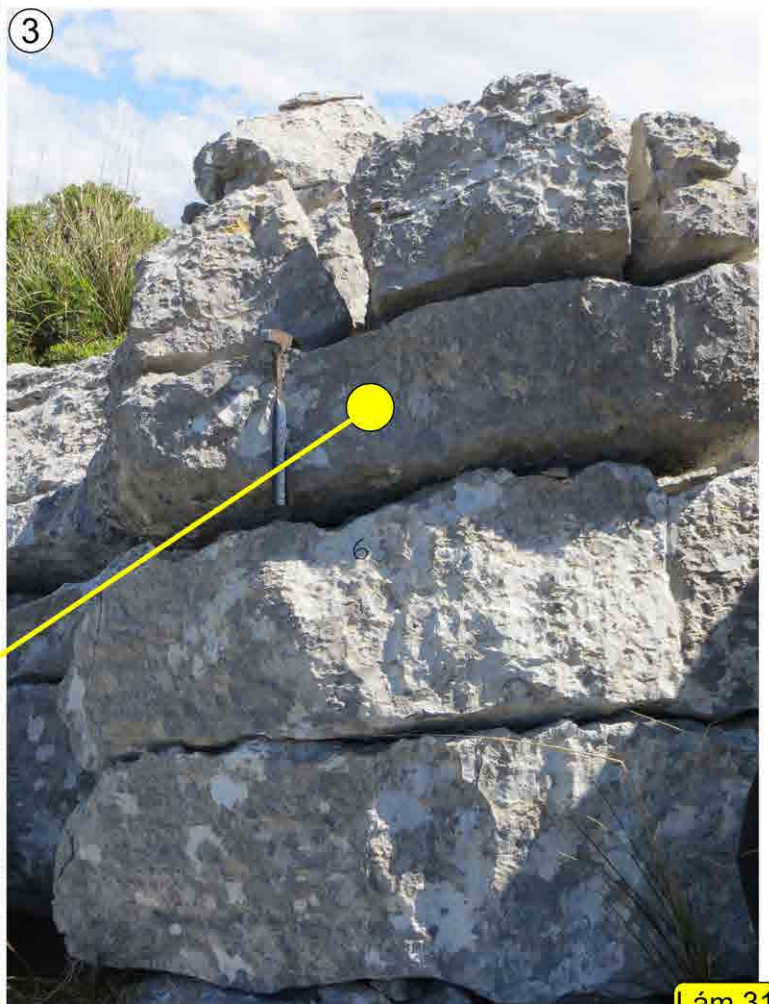


LÁMINA 32. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 7A.

1: Ejemplo del tramo 40 de la sección Es Barraca. Se observan fragmentos de conchas de bivalvos, gasterópodos y placas de crinoides, flotando en una matriz micrítica.

2 – 4: Ejemplos del tramo 55A (fotos **2** y **3**) y 55B (foto **4**) de la sección Es Barraca. Se observan fragmentos y conchas desarticuladas de bivalvos con tamaño milimétrico, en ocasiones > 2mm. También gasterópodos y artejos de crinoides (algunos *Pentacrinus*), flotando en una matriz micrítica.

PLATFORMA FANGOSA
SOMERA ABIERTA

7A

Wackestones-floatstones bioclásticos

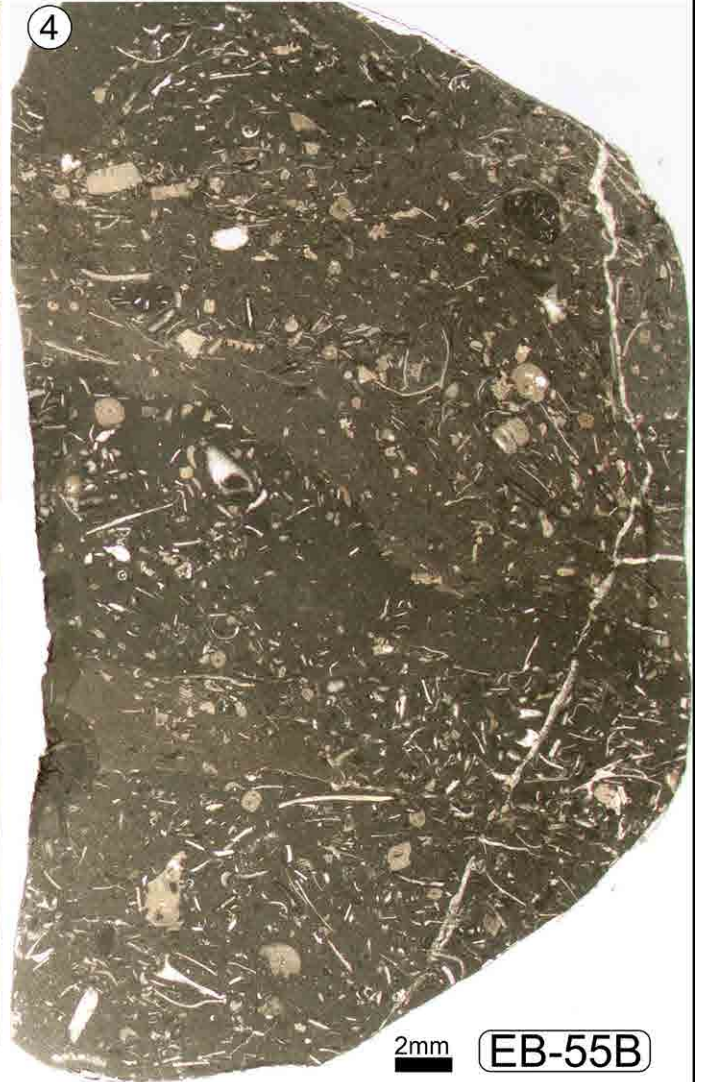


LÁMINA 33. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 7B.

1 – 3: Ejemplos del tramo 47 de la sección Es Barraca. En las fotos **1** y **3**, se muestra detalle de oncoides con núcleos bioclásticos y envueltas formadas por asociación de micrita y microorganismos incrustantes. Estos componentes flotan en una matriz micrítica y micropeloidal. En la foto **2** se observa, además de los oncoides con núcleos bioclásticos (conchas de bivalvos), foraminíferos bentónicos (flechas verdes).

4 – 6: Ejemplos del tramo 55C de la sección Es Barraca. En la foto **5** se observan finas pasadas tractivas que acumulan en este caso bioclastos (fragmentos de crinoides entre otros), peloides líticos, ooides y cortoides, en una matriz micrítica y micropeloidal.

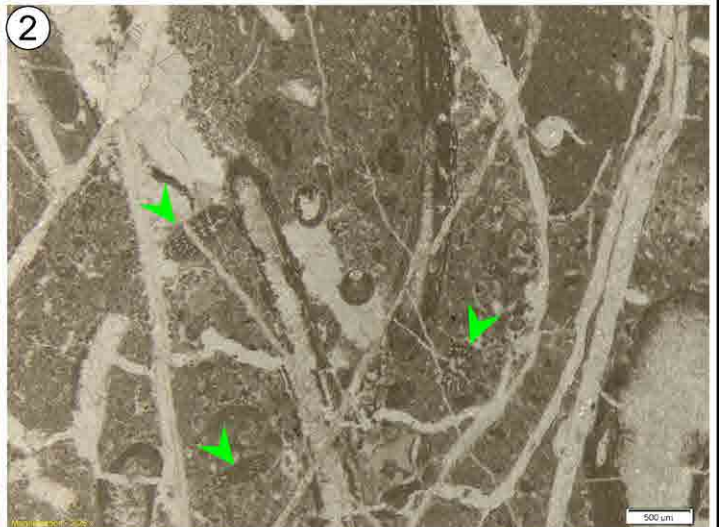
PLATFORMA FANGOSA
SOMERA ABIERTA

7B

Wackestones-packstones bioclástico-oncolítico-peloidales



EB-47



EB-47



EB-47



EB-55C



EB-55C



EB-55C

LÁMINA 34. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 7B.

1 – 2: Ejemplos del tramo 6 de la sección Es Cosconar. Se observa abundantes fragmentos bioclásticos de bivalvos y gasterópodos.

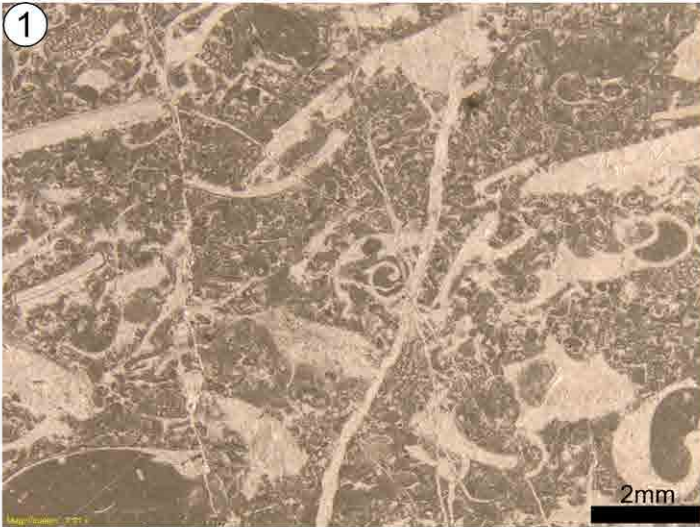
3 – 4: Ejemplos del tramo 10B de la sección Es Cosconar. Se pueden apreciar los diferentes componentes esqueléticos (bivalvos, gasterópodos y artejos de crinoides) y no esqueléticos (oncoides y peloides) que componen la facies.

5 – 6: Ejemplos del tramo 12B de la sección Es Cosconar. Se observa textura *wackestone* (5) y *packstone* (6) de bioclastos (bivalvos y fragmentos de crinoides principalmente).

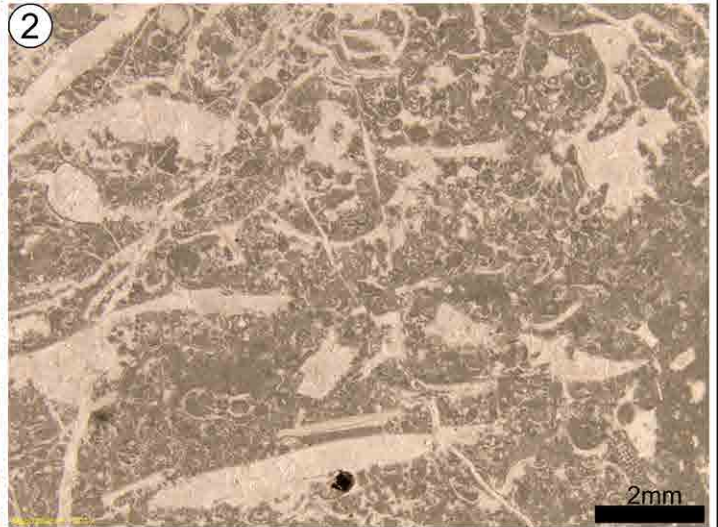
PLATFORMA FANGOSA
SOMERA ABIERTA

7B

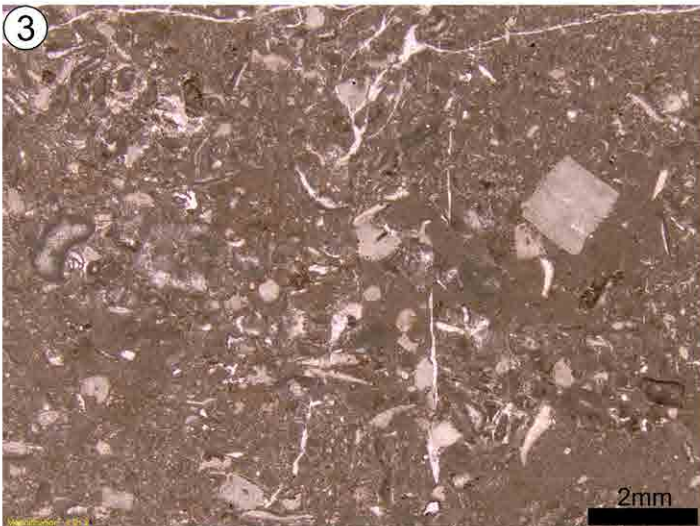
Wackestones-packstones bioclástico-oncolítico-peloidales



COS-6



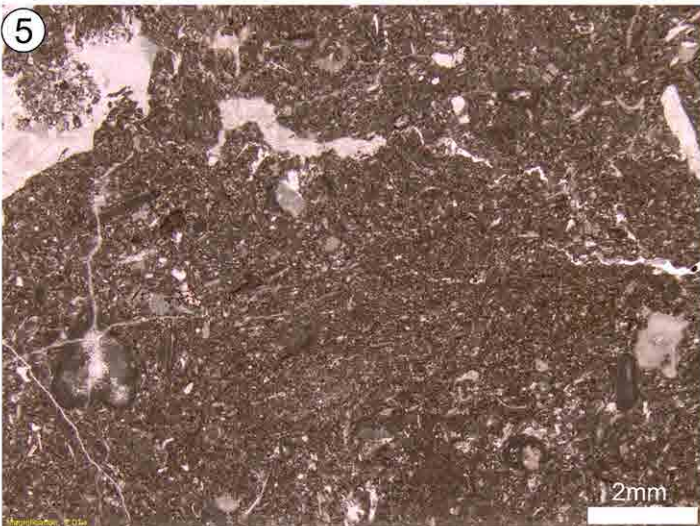
COS-6



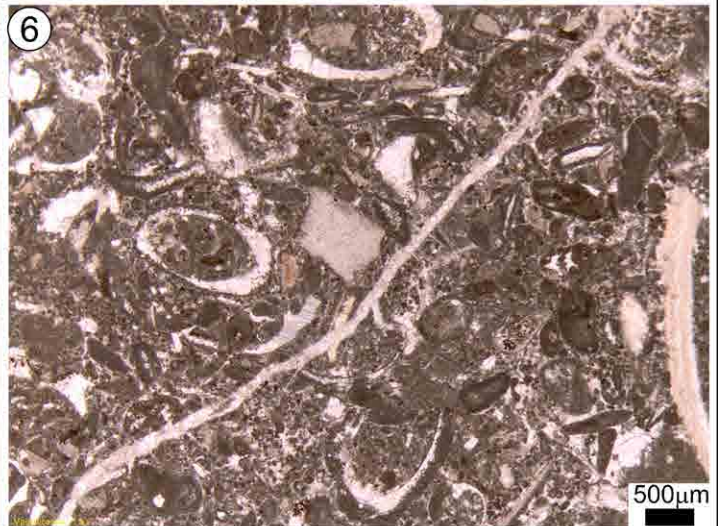
COS-10B



COS-10B



COS-12B



COS-12B



LÁMINA 35. Imágenes de campo de la facies 8.

1 y 2.: Ejemplos de los tramos 36 y 37 de la sección Es Barraca. Se observan capas de 1 a 1,5 metros de potencia con abundante bioturbación.

PLATAFORMA FANGOSA
EXTERNA

8

Mudstones masivos

LÁMINA 36. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 8.

1 y 2: Ejemplos de los tramos 36 y 37 de la sección Es Barraca. *Mudstones* masivos afectados por fracturación post-deposicional.

3 – 6: Ejemplos de los tramos 5 y 8 de la sección Es Cosconar. Se observan escasos bioclastos (bivalvos de concha fina, pequeños gasterópodos y algunos pterópodos). En la foto **4** se muestran en detalle secciones de pterópodos pelágicos (fechas amarillas), posiblemente *Pseudocreceis liasicus* Colom (1970). En la foto **6** se puede ver que los pequeños bioclastos (pterópodos, artejos de crinoides y escasos gasterópodos) se acumulan en láminas tractivas milimétricas.

PLATAFORMA FANGOSA
EXTERNA

8

Mudstones masivos

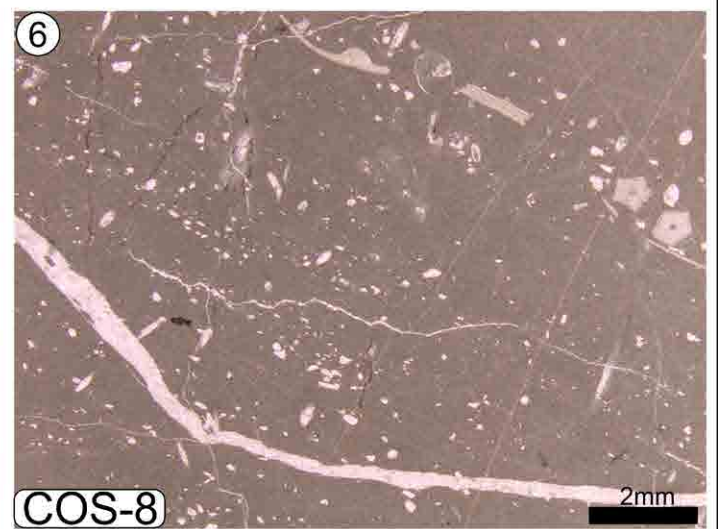
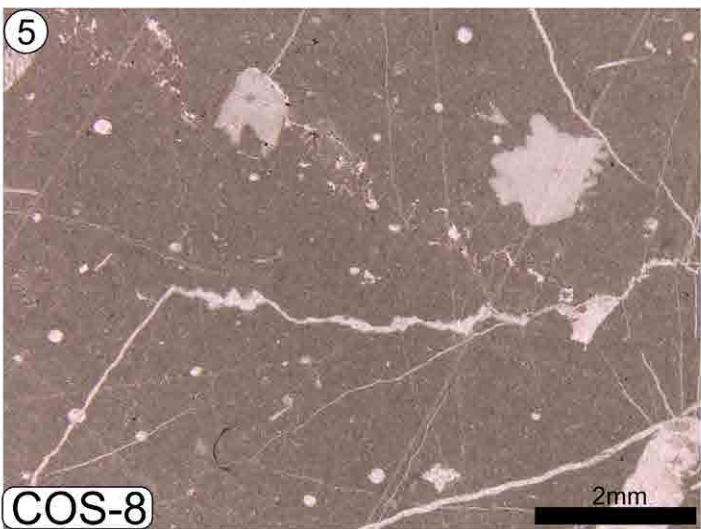
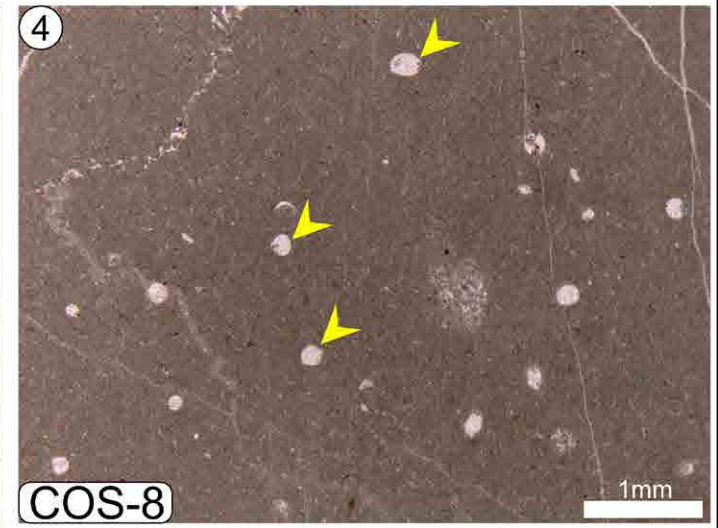
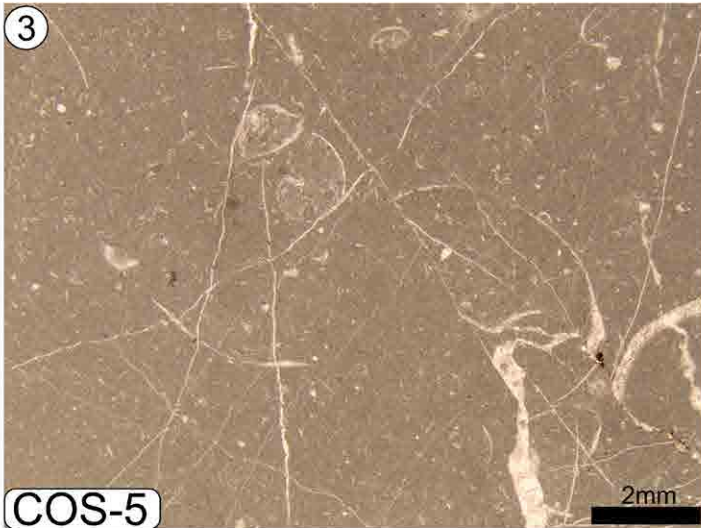
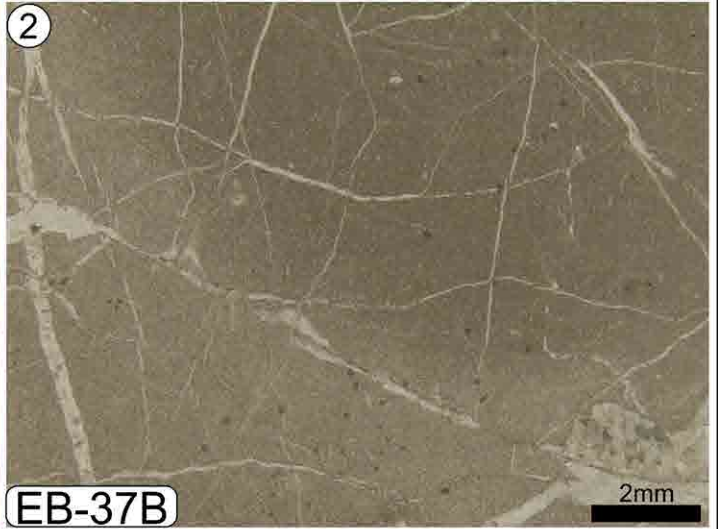
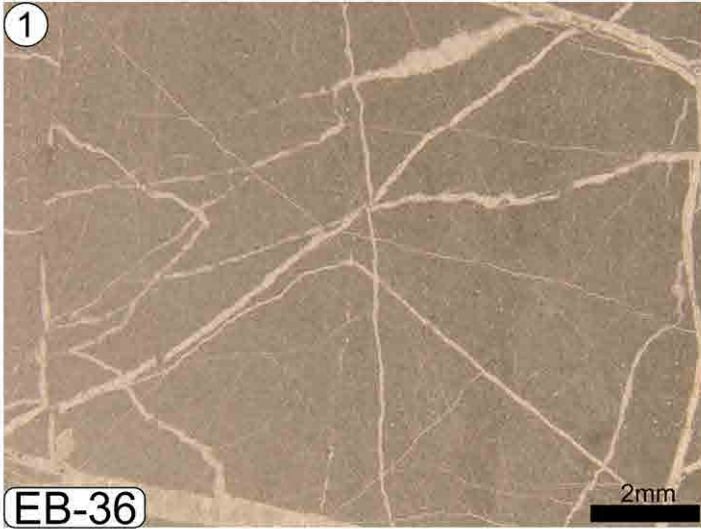


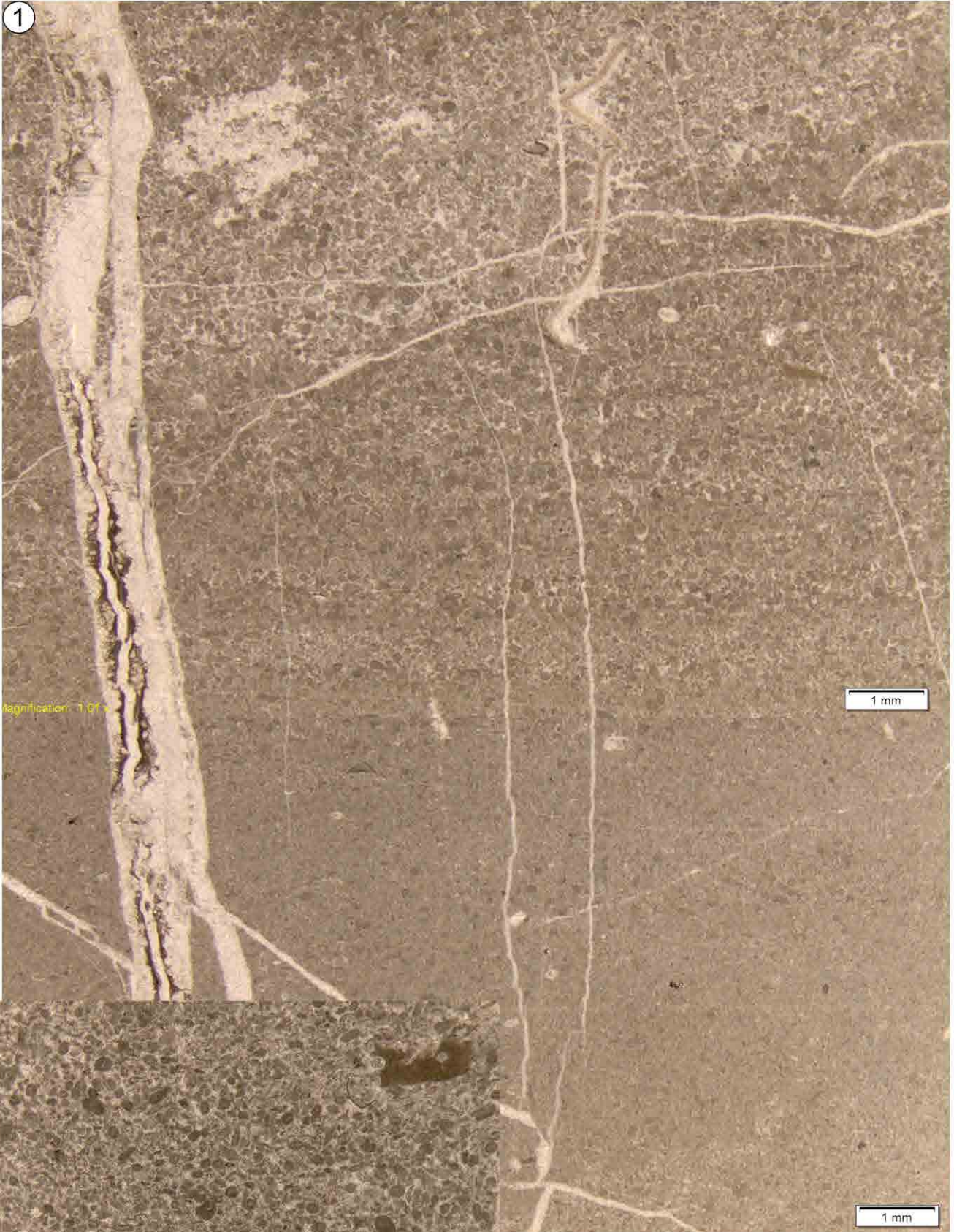
LÁMINA 37. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 9.

1 y 2: Ejemplos del tramo 6B de la sección Es Cosconar. La foto **1** muestra las finas láminas gradadas peloidales con laminación paralela que componen esta facies. En la foto **2** se muestra un detalle de los peloides que se acumulan en estos niveles tractivos.

PLATAFORMA FANGOSA
EXTERNA

9

Wackestones-packstones peloidales (niveles tractivos)



COS-6B

LÁMINA 38. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 10.

1 – 6: Ejemplos de los tramos 31 (foto **1 a 5**) y 34 (foto **6**) de la sección Es Barraca. Las fotos **2 a la 4** muestran detalles de las espículas de esponja (monoaxon y triaxon, flechas amarillas). En la foto **5** se muestra detalle de un grano de glauconita (flecha verde). En la foto **6** se muestra un ejemplo de foraminífero planctónico (flecha azul), que aparecen en estas facies relativamente más profundas y abiertas.

PLATAFORMA FANGOSA
EXTERNA

10

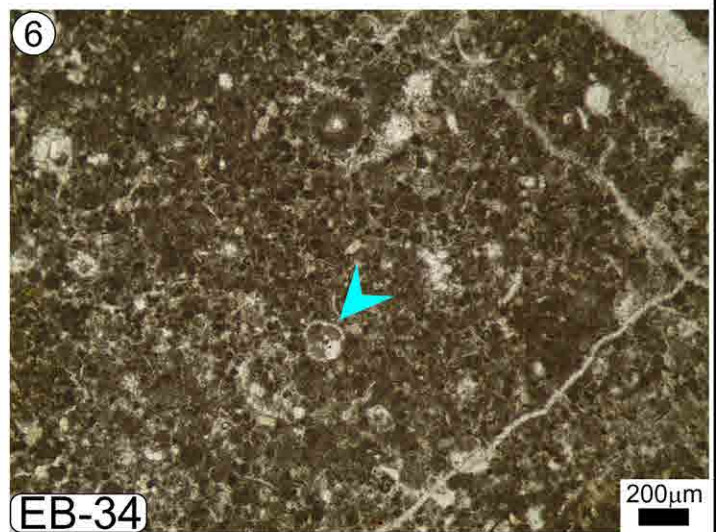
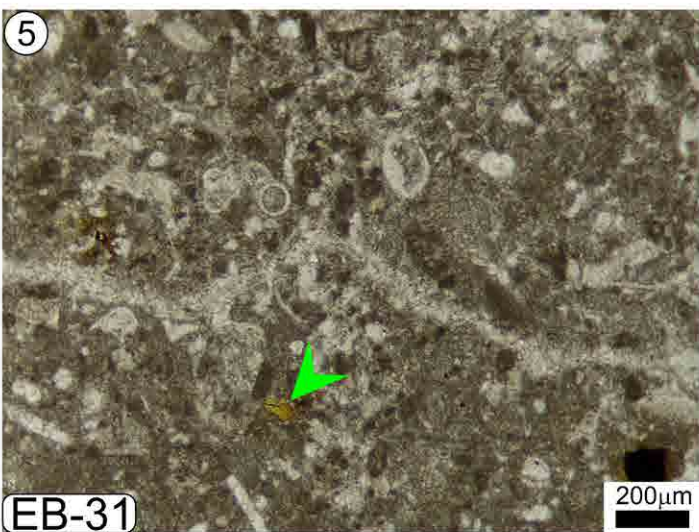
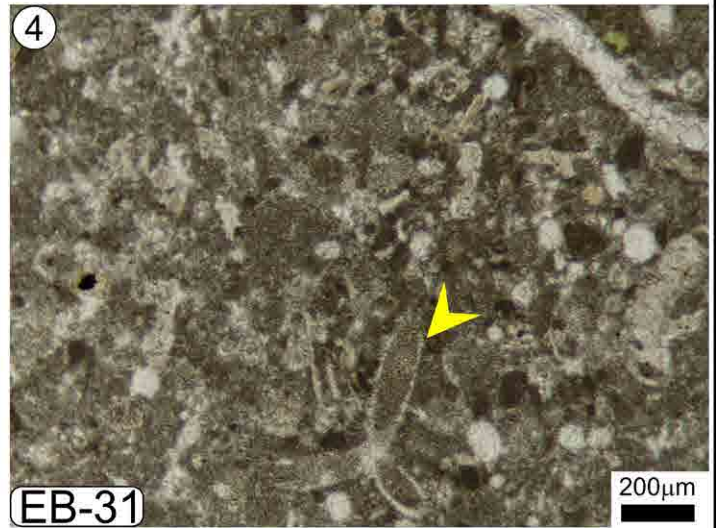
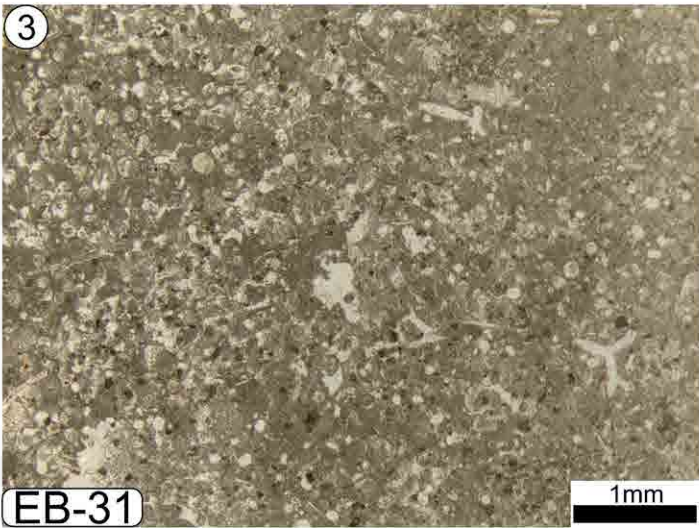
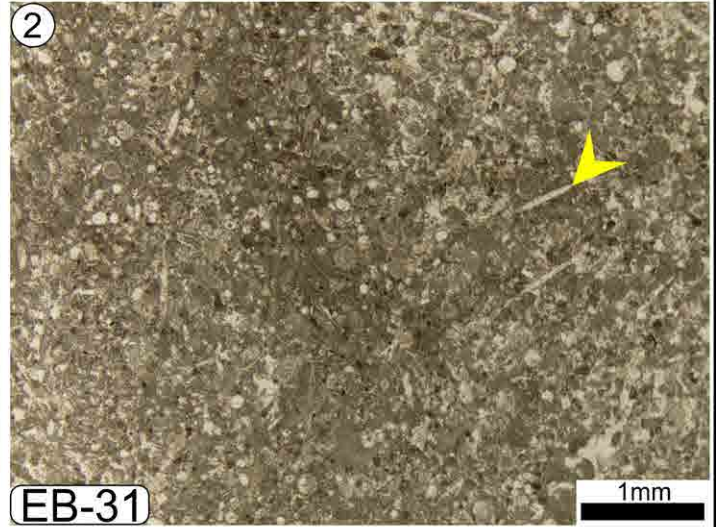
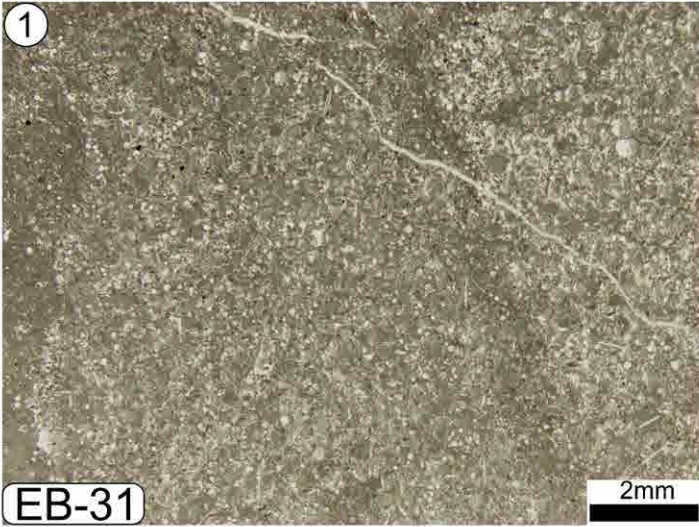
Wackestones-packstones espiculíticos

LÁMINA 39. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) y microscopio petrográfico de la facies 11.

1 – 4: Ejemplos del tramo 58 de la sección Es Barraca. En las fotos **1** y **4** se observa la buena grano clasificación (*well-sorting*) de esta facies, con peloides líticos y bioclastos indiferenciados de tamaños entre 50–100 mm. En la foto **2** se observa la presencia de pequeños foraminíferos bentónicos poco abundantes (flecha verde) y en la foto **3** (nicos cruzados) pueden verse granos de cuarzo tamaño limo (flechas amarillas).

PLATAFORMA MEDIA

11

Grainstones peloidal-bioclásticos con limo de cuarzo

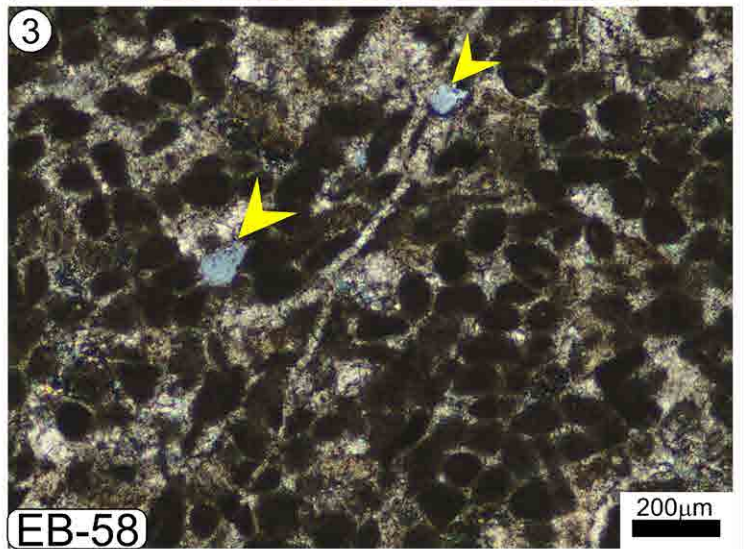
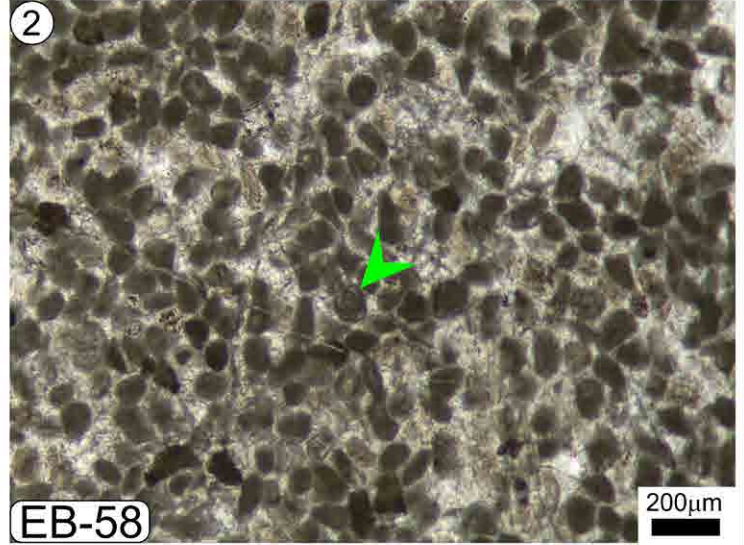


LÁMINA 40. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 11.

1 – 6: Ejemplos de varios tramos (67, 68, 69 y 75A) de la sección Es Barraca. En todas las figuras se observa el pequeño tamaño de los peloides y bioclastos, componentes mayoritarios de la facies. En las fotos **2** y **6** se indica (flechas verdes) la presencia de granos de cuarzo tamaño limo, muy abundantes en estos tramos. Véanse en la foto **4** pequeños foraminíferos bentónicos (flechas amarillas). En la foto **5** se puede apreciar una laminación incipiente milimétrica, debida a la mayor acumulación en determinadas láminas de bioclastos orientados.

PLATAFORMA MEDIA

11

Grainstones peloidal-bioclásticos con limo de cuarzo

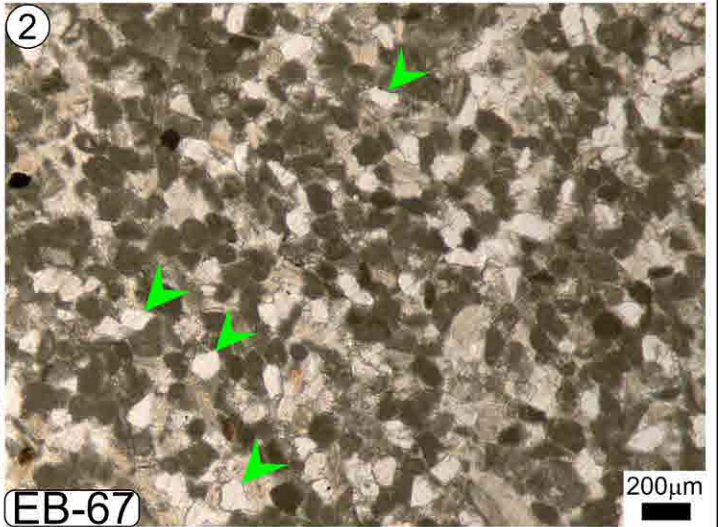
①



EB-67

1mm

②



EB-67

200µm

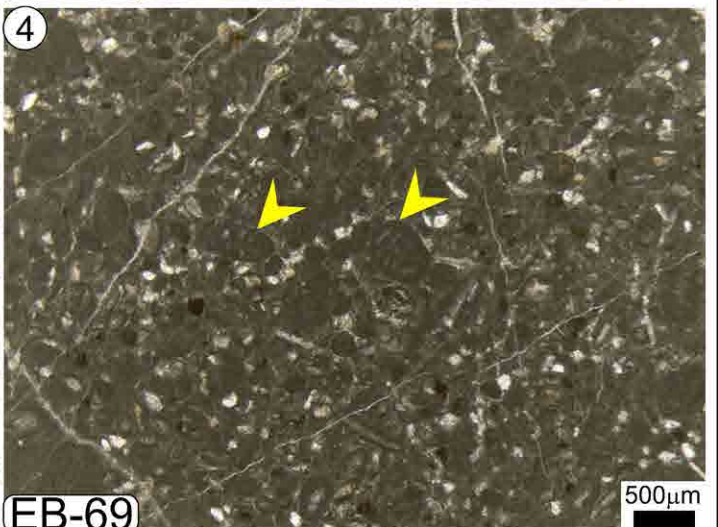
③



EB-68

1mm

④



EB-69

500µm

⑤



EB-75A

1mm

⑥



EB-75A

200µm

Lám.40

LÁMINA 41. Imágenes de campo de la facies 12A.

1 – 6: Ejemplos de los tramos 72 (fotos **1** y **2**) , 73 (fotos **3** y **4**) y 74 (fotos **5** y **6**) de la sección Es Barraca. Se puede apreciar la laminación muy fina de tipo *wavy* y tractiva que presenta la facies. La foto **2** muestra laminación cruzada a media escala (barras y megarriples). En las fotos **3** y **4** se observa laminación ondulante o *wavy*. Las fotos **5** y **6** muestran laminación paralela.

PLATAFORMA EXTERNA 12A

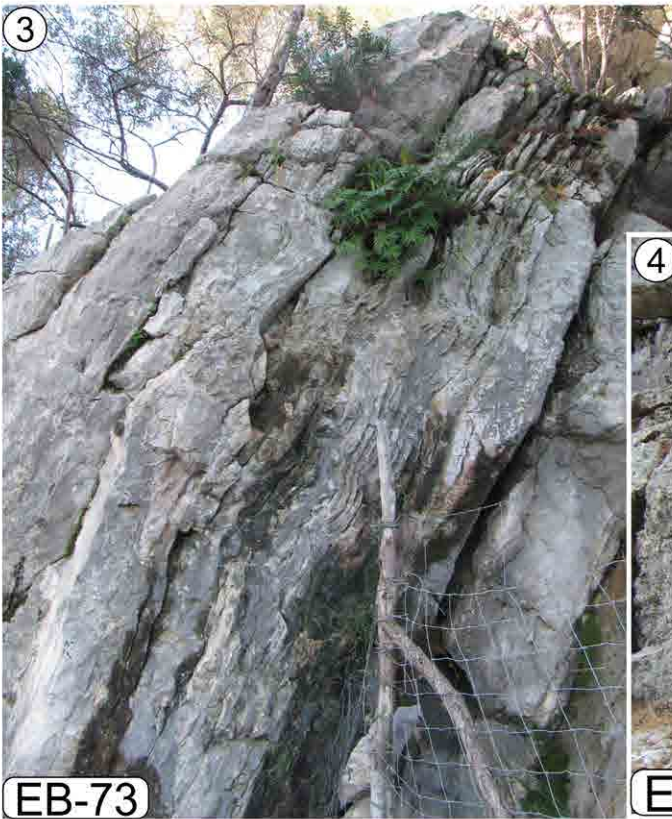
Mudstones laminados muy finos y calcisititas

LÁMINA 42. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 12A.

1 – 6: Ejemplos de los tramos 73 (fotos **1 y 2**), 74 (foto **3**) y 75 (fotos **4–6**) de la sección Es Barraca. En la foto **1** se aprecia la presencia de intraclastos erráticos de facies de *mudstone*, poco abundantes en esta facies. En las fotos **4 y 6** se aprecia la alternancia de láminas con una mayor acumulación de micropeloides que dan lugar a la laminación milimétrica que caracteriza la facies.

PLATAFORMA EXTERNA 12A

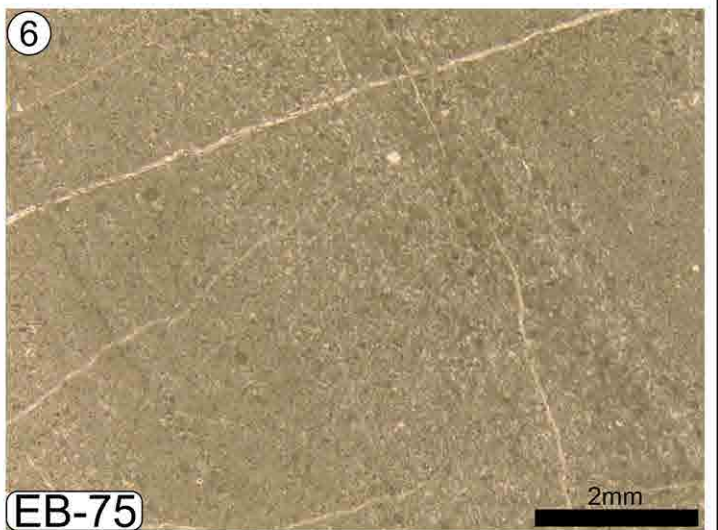
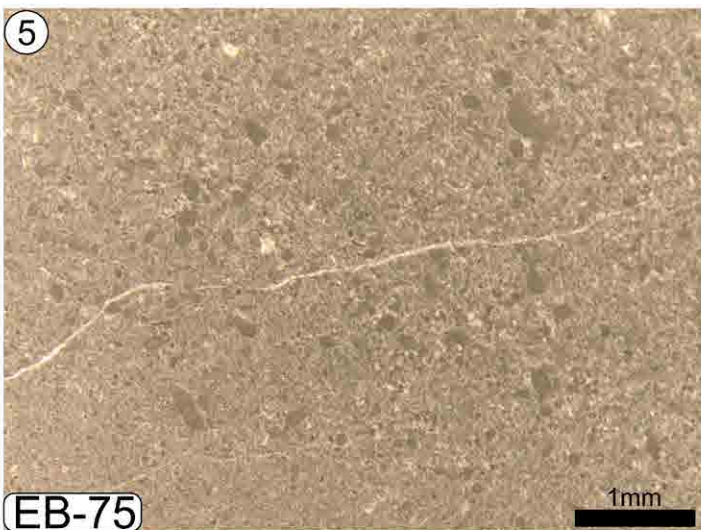
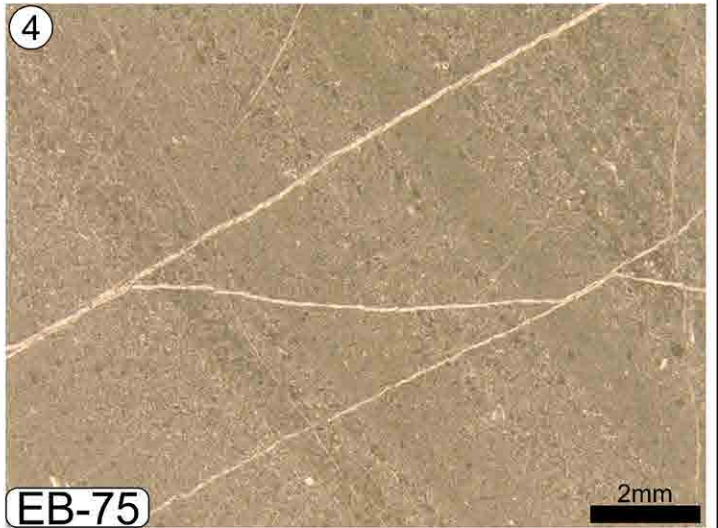
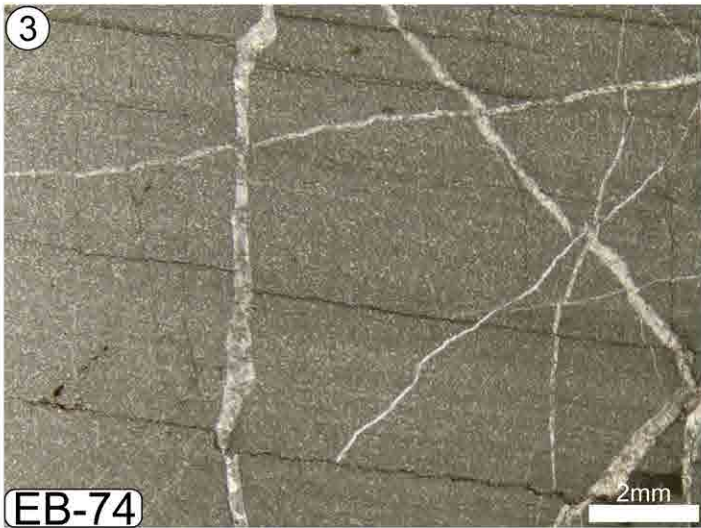
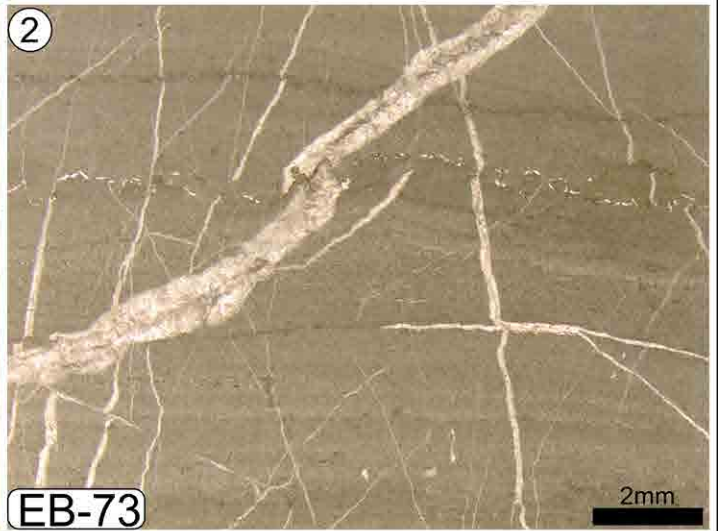
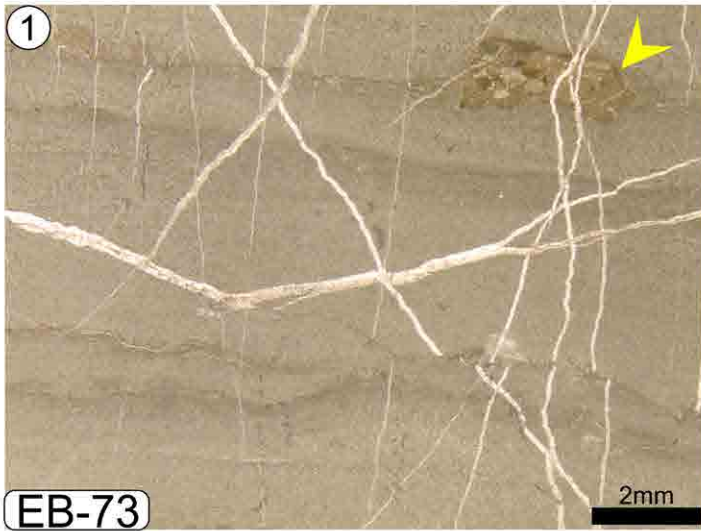
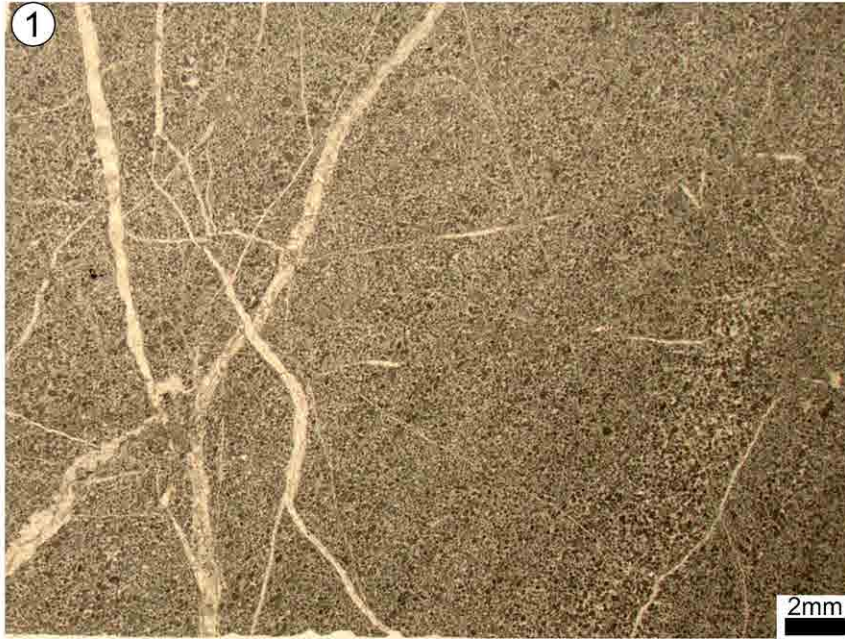
Mudstones laminados muy finos y calcisititas

LÁMINA 43. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 12B.

1 – 3: Ejemplos del tramo 75B de la sección Es Barraca. En las fotos **1** y **2** se aprecia la laminación milimétrica-submilimétrica característica de esta facies. La foto **3** muestra mayor detalle, en ella se observan pequeños peloides líticos redondeados a subredondeados, componentes mayoritarios de la facies, y ocasionalmente pequeños foraminíferos bentónicos (flecha verde).

PLATAFORMA EXTERNA 12B

Packstones peloidales laminados de grano fino

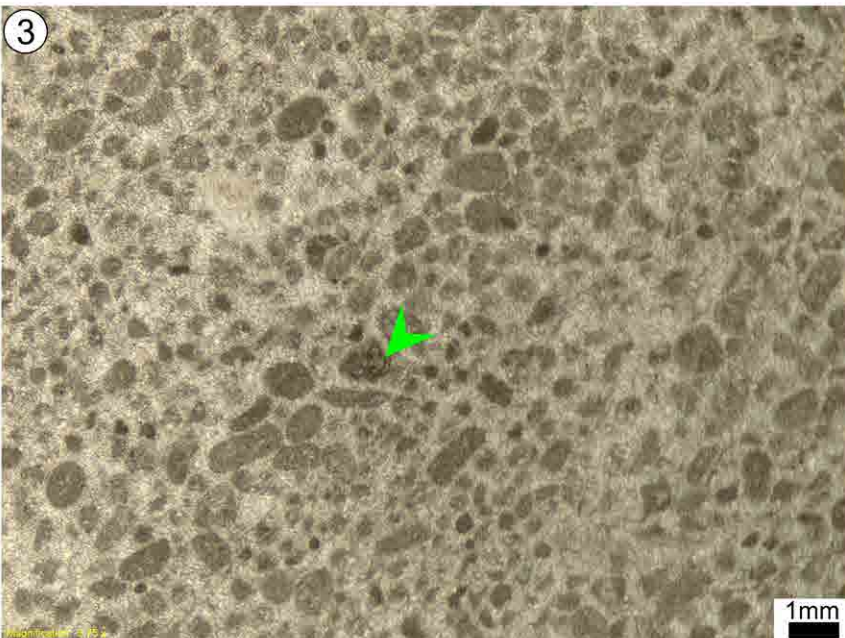
2mm

EB-75B



1mm

EB-75B



1mm

EB-75B

LÁMINA 44. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 12C.

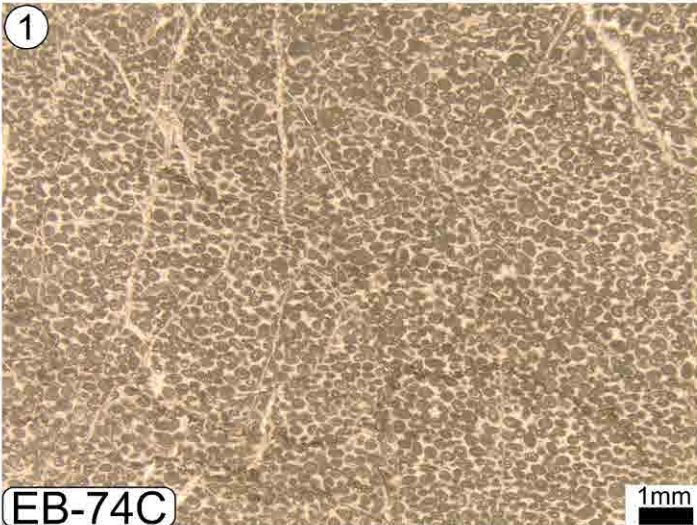
1 – 6: Diferentes ejemplos del tramo 74C y techo del mismo tramo, en la sección Es Barraca. Las fotos **1** y **2** muestran ooides con núcleos parcialmente recrystalizados o dolomitizados. La foto **3** muestra algunos fragmentos grandes de moluscos. En las fotos **4, 5** y **6** se observan los ooides y peloides, de menor tamaño, que mayoritariamente componen esta facies.

PLATAFORMA EXTERNA

12C

Grainstones oolítico-peloidales (niveles tractivos)

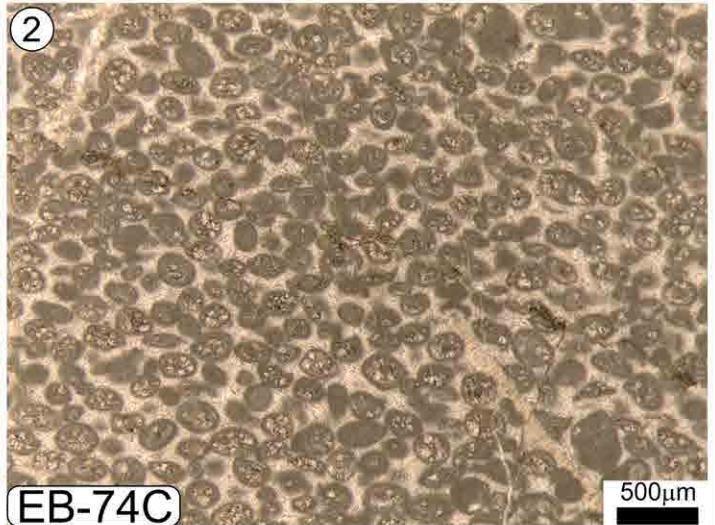
1



EB-74C

1mm

2



EB-74C

500µm

3



EB-74tch

1mm

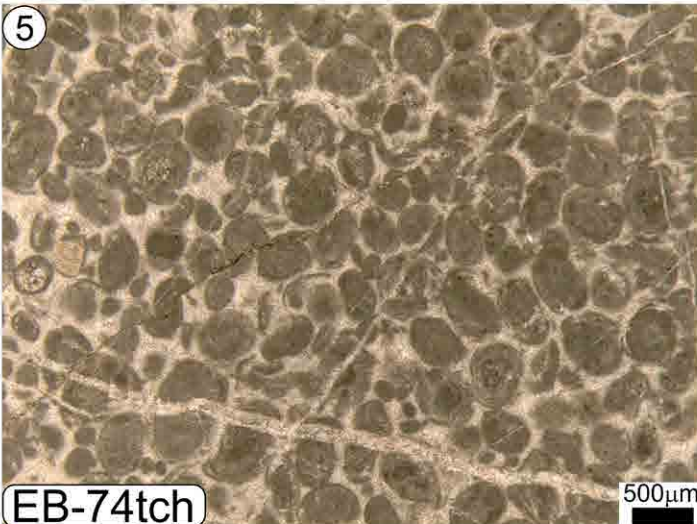
4



EB-74tch

1mm

5



EB-74tch

500µm

6



EB-74tch

500µm

LÁMINA 45. Imágenes de campo de la facies 13.

1 – 4: Diferentes ejemplos del tramo 61 de la sección Es Barraca. Las fotos **1** y **2** muestran el aspecto de la facies en afloramiento de campo. Se puede ver el diferente tamaño de los intraclastos (desde milimétrico hasta varios centímetros) de los intraclastos, de diferente naturaleza, que muestran bordes muy redondeados. Las fotos **3** y **4** muestran muestras de mano de roca en sección pulida, puede apreciarse la diferente naturaleza (composición y textura) de los intraclastos.

PLATAFORMA
MEDIA-EXTERNA

13

Grainstones intraclásticos con grandes cantos
(grano-clasificación muy pobre)

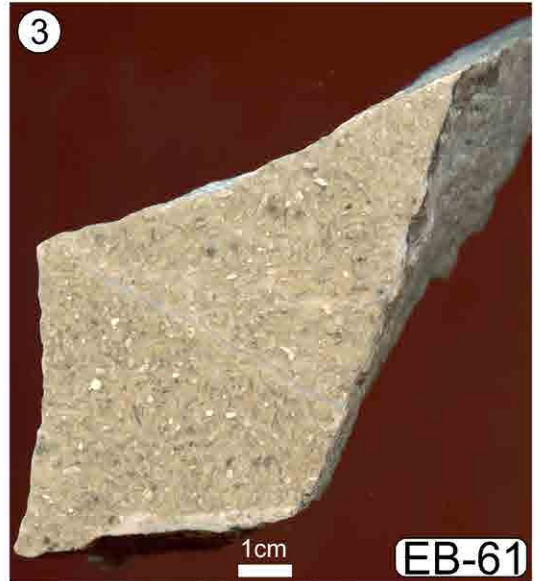




LÁMINA 46. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 13.

1 – 3: Ejemplos de los tramos 60B (foto **1**), 61 (foto **2**) y 66B (foto **3**) de la sección Es Barraca. Se observa el diferente tamaño de los cantos (grano-clasificación muy pobre) redondeados a muy redondeados, y su diferente naturaleza carbonatada (*mudstones*, *wackestones* bioclásticos, *grainstones* peloidales). Los cantos de tamaños centimétricos se disponen sin orientación preferente flotando en una matriz con textura grano-soportada (*grainstone* intraclástico-peloidal-bioclástico).

PLATAFORMA
MEDIA-EXTERNA

13

Grainstones intraclásticos con grandes cantos
(grano-clasificación muy pobre)

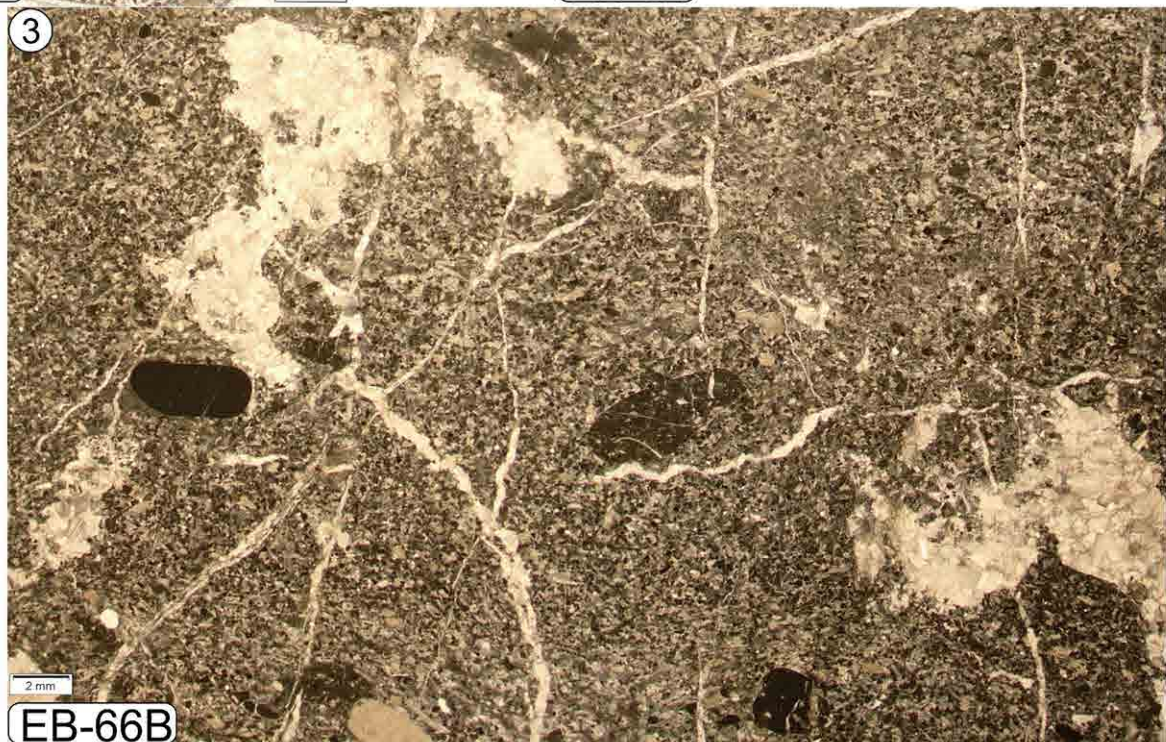
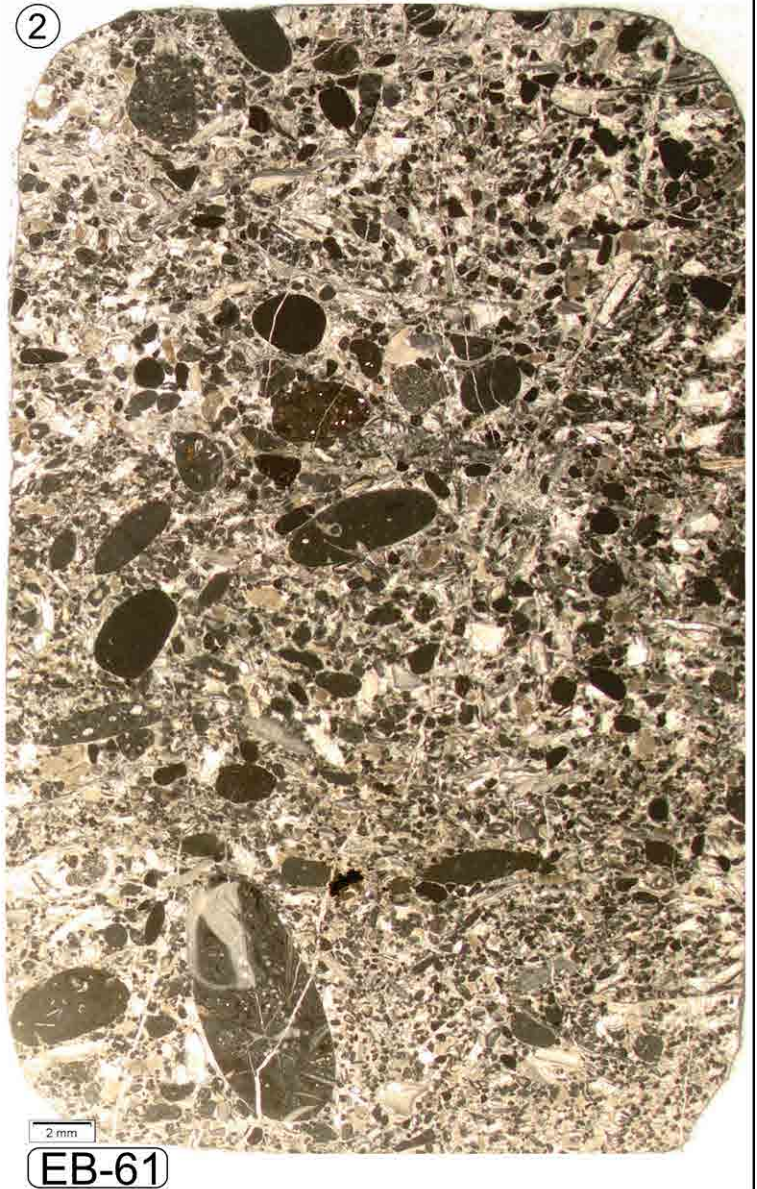


LÁMINA 47. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 13.

4 – 9: Detalles a mayor aumento de las microfacies mostradas en la Lámina 46. Se observa la mala clasificación de los granos y la litología variada de los cantos calizos redondeados más grandes, que flotan desorganizadamente en una matriz peloidal-bioclástica de grano fino a muy fino.

PLATAFORMA
MEDIA-EXTERNA

13

Grainstones intraclásticos con grandes cantos
(grano-clasificación muy pobre)

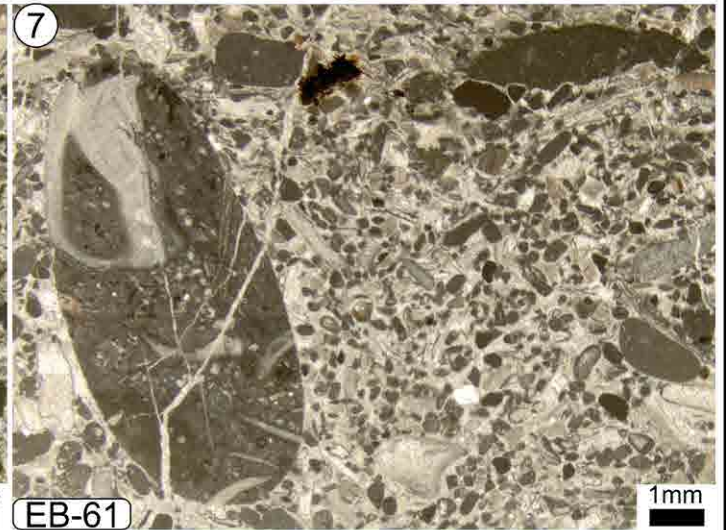
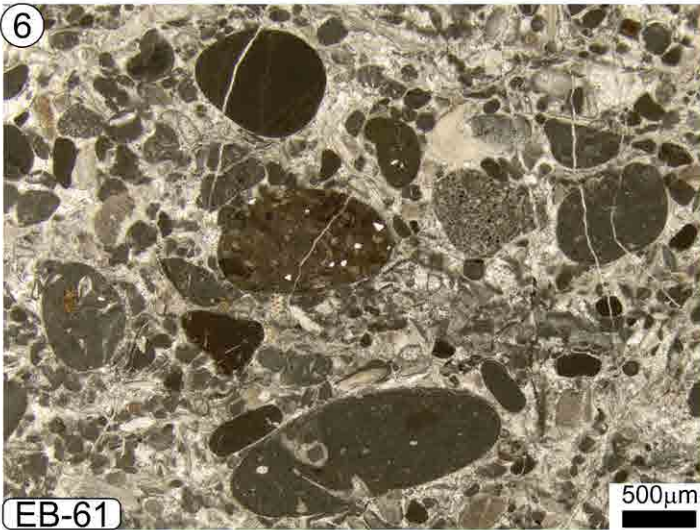
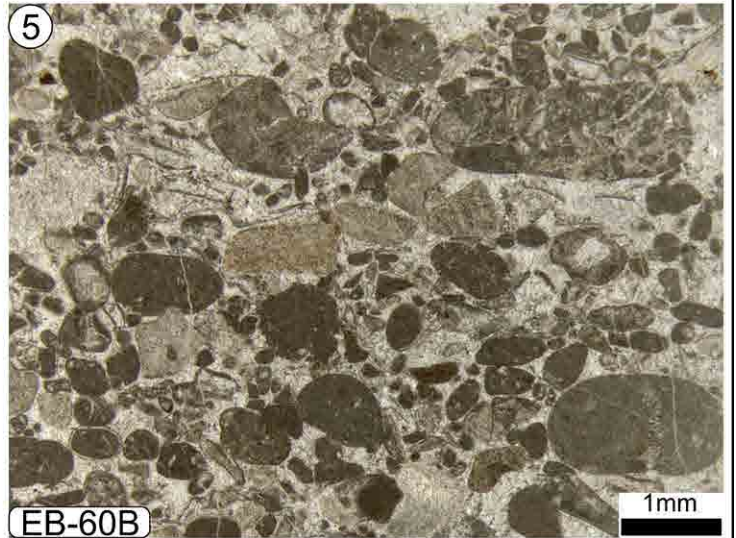
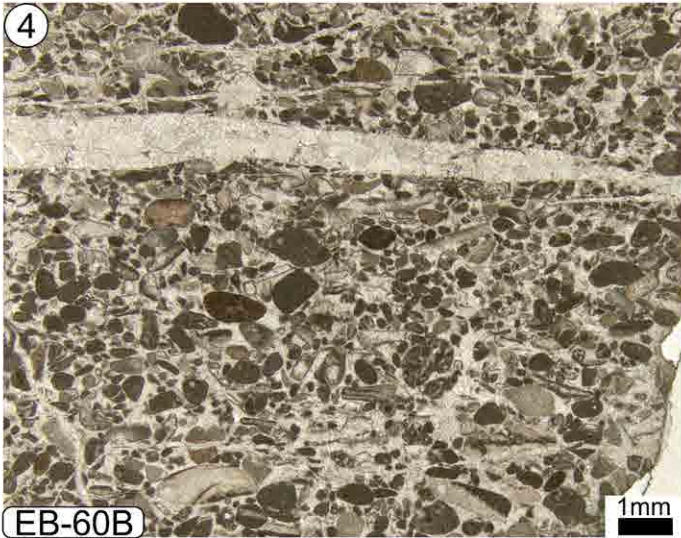


LÁMINA 48. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 14.

1 – 6: Ejemplos del tramo 63 de la sección Es Barraca. Las fotos **1–4** muestran el aspecto poco ordenado de la facies, con mezcla de texturas matriz- y grano-soportadas. En la foto **2** los ooides, granos agregados (flecha verde) e intraclastos (flecha azul), se disponen entre los peloides de menor tamaño. Las fotos **5** y **6** muestran detalles de los ooides con envueltas fibroso-radiales y núcleos bioclásticos y peloidales. En **5** se muestra detalle de los intraclastos (flechas azules).

PLATAFORMA
MEDIA-EXTERNA

14

Wackestones-packstones oolítico-peloidal-instraclásticos

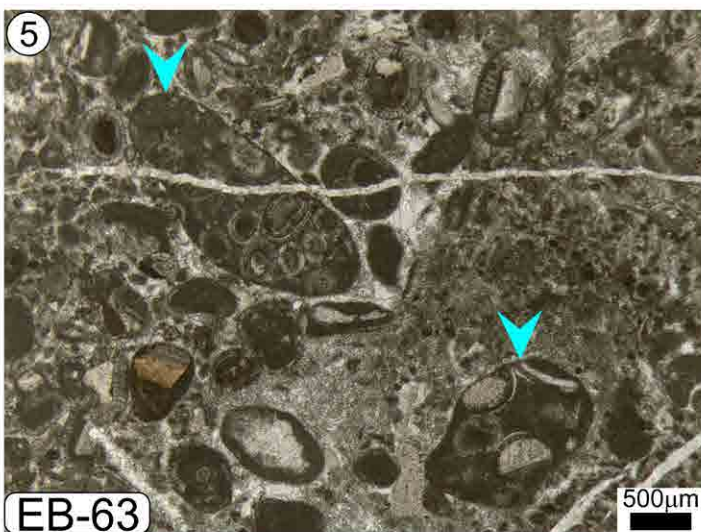
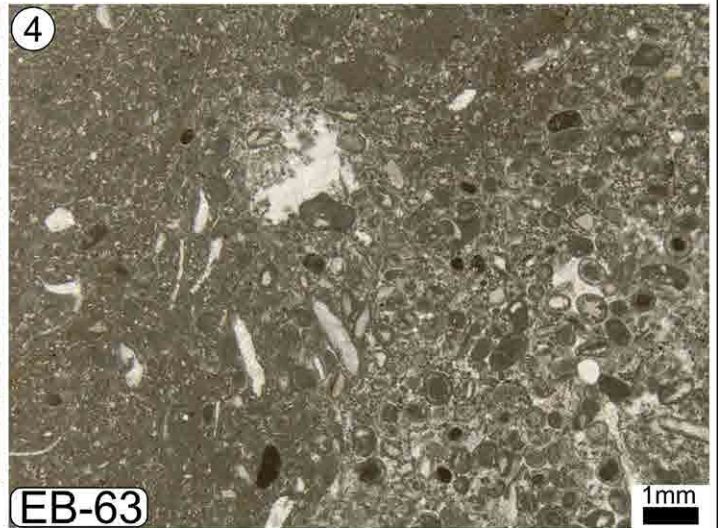
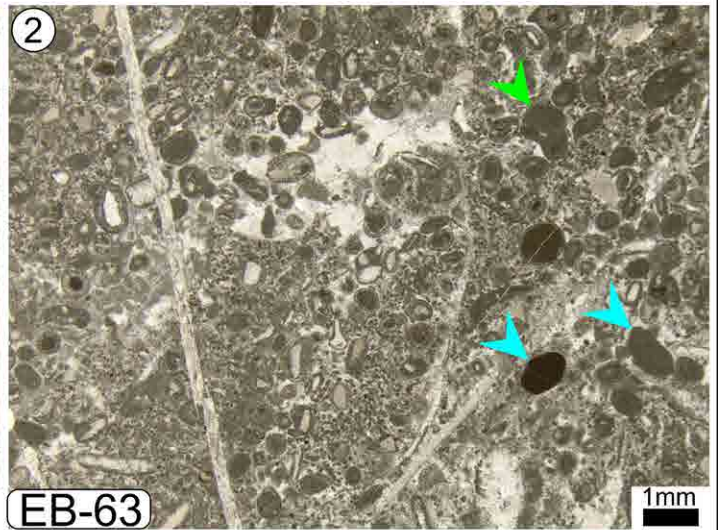


LÁMINA 49. Imágenes de campo de la facies 15.

1 – 4: Ejemplos del tramo 13 de la sección Es Cosconar (fotos **1–3**) y del tramo 56 de la sección Es Barraca (foto **4**). En la foto **1** se observa la alternancia de tramos más calizos y otros más margosos interestratificados. Véase detalle de algunos de los componentes bioclásticos: pequeños fragmentos de moluscos (foto **2**) y artejos de crinoides (fotos **3** y **4**, flechas amarillas).

PLATAFORMA EXTERNA

15

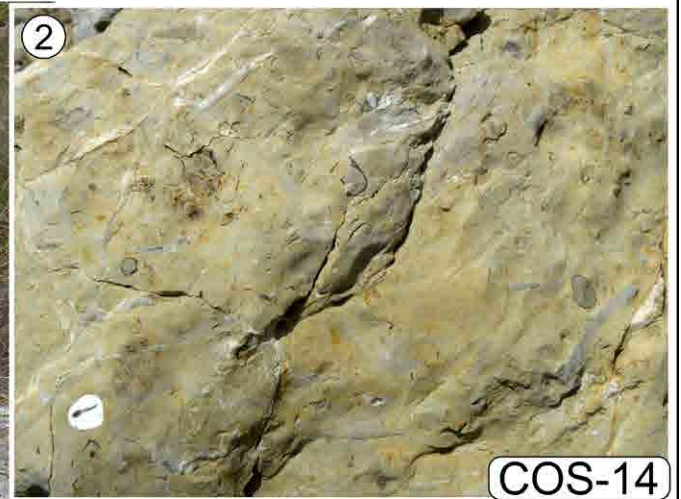
Margas, margo-calizas y *wackestones* bioclásticos

LÁMINA 50. Imágenes de lámina delgada bajo lupa binocular (luz transmitida) de la facies 15.

1 – 4: Ejemplos de microfacies de *wackestone* a *packstone* bioclásticos del tramo 56 de la sección Es Barraca (fotos **1–3**) y del tramo 14 de la sección Es Cosconar (fotos **4** y **5**). Los principales bioclastos de mayor tamaño son fragmentos de equinodermos, fragmentos de conchas de bivalvos y gasterópodos.

PLATAFORMA EXTERNA

15

Margas, margo-calizas y *wackestones* bioclásticos

1



EB-56

2



EB-56

3



EB-56

4



COS-14

5



COS-13D

