

*La Plataforma de Tortosa (Cuenca catalana)
durante el Jurásico Medio:
unidades litoestratigráficas, paleogeografía
y ciclos ambientales*

*The Tortosa Platform (Catalan basin)
during the Middle Jurassic:
lithostratigraphic units, palaeogeography
and environmental cycles*

S. FERNÁNDEZ-LÓPEZ*, M. AURELL**, F. GARCÍA JORAL*, J. J. GÓMEZ***,
M. H. P. HENRIQUES****, G. MARTÍNEZ*, G. MELÉNDEZ*****
& L. C. SUÁREZ VEGA***

RESUMEN

El presente trabajo constituye una guía de campo de un transecto de la Plataforma de Tortosa, en dirección SW-NE, desde el Estrecho de Beceite hacia las proximidades del Alto de Tarragona. Los afloramientos situados en las proximidades de Alfara, Tivenys, Llaberia y Cap Salou permiten reconocer las sucesivas unidades litoestratigráficas, así como las variaciones de espesor y facies en los distintos sectores, facilitando la reconstrucción paleogeográfica y secuencial de la Cuenca Catalana para este intervalo temporal, entre el Toarciense y el Oxfordiense.

Los materiales del Jurásico Medio en la Cuenca Catalana forman una potente sucesión carbonática que sobrepasa los 350 m de potencia, y muestran una fuerte reducción de espesor hacia el norte (área de Llaberia) y el nordeste (el

* Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), 28040-Madrid.

** Dpto. de Ciencias de la Tierra (Estratigrafía), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009-Zaragoza.

*** Dpto. y UEI de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), 28040-Madrid.

**** Dpto. de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3049-Coimbra (Portugal).

***** Dpto. de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009-Zaragoza.

llamado Alto de Tarragona). Estos materiales han sido estudiados a partir de los datos de superficie (más de 30 perfiles estratigráficos) y de subsuelo (más de 30 sondeos petrolíferos). Se han reconocido tres formaciones que habían sido previamente definidas: la Fm. Sant Blai, preferentemente carbonatada (Toarciense inferior a Bajociense inferior), la Fm. Cardó, preferentemente margosa (Bajociense inferior a Bajociense superior), y la Fm. La Tossa, formada por calizas y dolomías (Bajociense superior a Calloviense medio). En la Fm. Sant Blai se distingue a su vez cinco miembros estratigráficamente sucesivos. Por encima de la Fm. La Tossa se desarrolla la Fm. Serra de la Creu, formada por calizas bioclásticas y peloidales (Oxfordiense medio a superior). Las variaciones de facies y de espesor son indicativas de que la sedimentación estuvo controlada por fracturas de basamento, que condicionaron el desarrollo de diversas plataformas carbonáticas así como sucesivos cambios relativos del nivel del mar. No obstante, las discontinuidades de mayor amplitud, localizadas en el Aalenense (Biozona Murchisonae), en el límite Bathoniense - Calloviense (Biozona Discus) y en el límite Calloviense - Oxfordiense, se encuentran también en la Cuenca Ibérica y fueron debidas a factores alocíclicos. Las profundidades relativas de estas áreas de plataforma epicontinental alcanzaron valores mínimos durante el desarrollo de estas tres discontinuidades mencionadas, que localmente pudieron corresponder a episodios prolongados de exposición subaérea. Los máximos valores batimétricos se alcanzaron durante el Bajociense superior (Biocrón Niortense) y durante el Oxfordiense medio (biocronos Schilli y Rotoides). Durante estos intervalos de máxima profundización relativa se registraron las únicas evidencias de colonización generalizada de la Cuenca Catalana por poblaciones de ammonites.

Palabras clave: litoestratigrafía, bioestratigrafía, paleogeografía, paleobiogeografía, ciclos ambientales, ammonites, braquiópodos, Cuenca Catalana, Iberia, Jurásico Medio.

ABSTRACT

The present article describes a field trip following a SW-NE transect across the Middle Jurassic outcrops of the so-called Tortosa Platform, from the area of the «Beceite Strait» (at the SW) to the «Tarragona High» (at the NE). A detailed revision of the lithostratigraphic units defined for the Middle Jurassic, and of the lateral variations of thickness and facies, is carried out in some relevant sections near the localities of Alfara, Tivenys, Llaberia and Cap Salou. It has allowed a precise palaeogeographical and sequential reconstruction of the Catalan Basin for this time interval, from Toarcian to Oxfordian.

Middle Jurassic rocks from the Catalan Basin (eastern Iberia) form a thick carbonate succession reaching a maximum thickness over 350 m, and showing strong reduction in thickness to the North (the Llaberia area) and Nort-

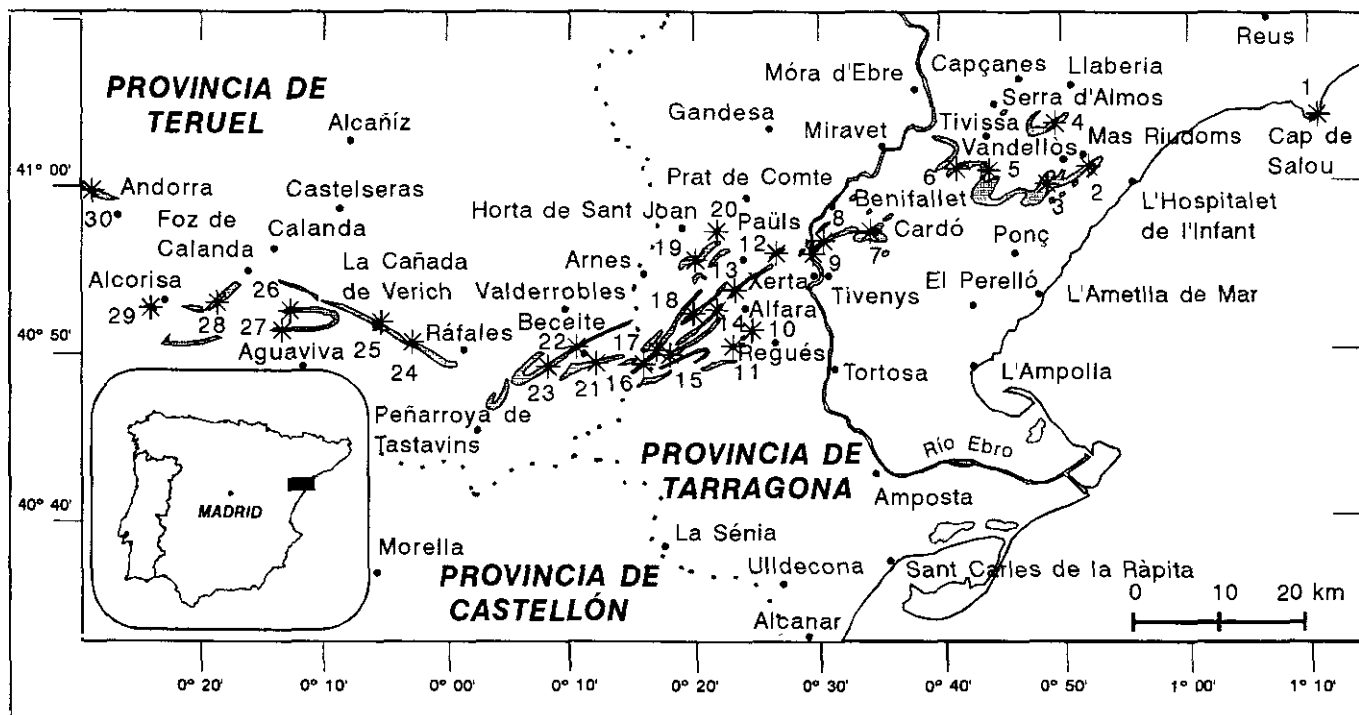
heast (the so-called Tarragona High). They have been investigated from both surface (over 30 outcrops) and subsurface data (over 30 oil boreholes). Three formations, spreading across the whole Catalan Basin are distinguished: the Sant Blai Fm., mainly carbonatic and ranging from lower Toarcian to lower Bajocian; the Cardó Fm., formed mainly by marls and marly limestones (lower to upper Bajocian), and the La Tossa Fm., formed by limestones and dolomites (upper Bajocian to middle Callovian). The Sant Blai Fm. is subdivided into five members. The La Tossa Fm. is overlain by the Serra de la Creu Fm., middle to upper Oxfordian in age and formed by bioclastic to pelloidal limestones. Differences in thickness and facies suggest that sedimentation was controlled by symsedimentary basement faults leading to the development of separate carbonatic platforms and successive relative sea level changes. Yet the most widespread and long-ranging discontinuities, *i.e.* those located at the Aalenian (Murchisonae Biozone), at the Bathonian-Callovian boundary (Discus Biozone) and at the Callovian-Oxfordian boundary, are also recorded in the Iberian Basin and were due to allocyclic factors. These epicontinental areas reached a bathymetric minimum during the development of such discontinuities, locally corresponding to time intervals of subaerial exposition. Maximum depth in the basin was reached during the Niortense Biochron (upper Bajocian) and during the Schilli-Rotoides biochrons (middle Oxfordian), these intervals being the only ones in which positive evidence of colonization of the platform by populations of ammonites has been recorded.

Key words: lithostratigraphy, biostratigraphy, palaeogeography, palaeobiogeography, environmental cycles, ammonites, brachiopods, Catalan Basin, Iberia, Middle Jurassic.

INTRODUCCIÓN

La sedimentación en la Cuenca Catalana estuvo controlada por fracturas del basamento durante el Jurásico Medio. Estas fracturas formaron parte de mecanismos tectónicos que originaron cambios relativos del nivel del mar así como el desarrollo y la diferenciación de varias plataformas carbonáticas. El estudio de más de 30 perfiles en los materiales que afloran en la zona de enlace entre la Cordillera Costero-Catalana y la Cordillera Ibérica (Fig. 1), y de los datos proporcionados por más de 30 sondeos petrolíferos, nos han permitido reconstruir la configuración paleogeográfica de esta región durante el Jurásico Medio (Fernández-López *et al.*, 1994, 1996, 1997, 1998).

El objetivo principal del presente trabajo es mostrar las unidades litoestratigráficas propuestas para la Plataforma de Tortosa, así como los principales elementos paleogeográficos y los ciclos ambientales de profundización/somerización de esta cuenca durante el Jurásico Medio. En la primera parte del trabajo se aportan los conocimientos estratigráficos y paleontológicos neces-



rios para poder realizar el itinerario geológico que incluye las paradas que se describen en la segunda parte del trabajo. Este trabajo fue objeto de una publicación previa como guía de una excursión del IV Congreso de Jurásico de España (Fernández-López et al., 1997), a la que se han añadido algunos datos publicados en fecha más reciente (Fernández López et al., 1998), y ha sido sometido a la revisión por parte de la presente revista.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

En la Plataforma de Tortosa, sobre la Formación Barahona se disponen los materiales de tres formaciones sucesivas que de base a techo son: Calizas y calizas margosas de Sant Blai, Margas de Cardó y Calizas y dolomías de La Tossa (Figs. 2 y 3). Sobre la última unidad del Jurásico Medio, la Fm. La Tossa, se encuentran las calizas oxfordienses que constituyen la Formación Serra de la Creu.

CALIZAS Y CALIZAS MARGOSAS DE SANT BLAI

El corte tipo de la Fm. Sant Blai está en el desmonte de la pista que se dirige desde Tivissa hacia el cerro Vista Bella, pasando por la Ermita de Sant Blai, a unos 2,5 km al SW de dicha población y a unos 150 m al SW de Mas de

FIG. 1.—Distribución geográfica de los principales afloramientos de Jurásico Medio en la zona de enlace entre la Cordillera Costero-Catalana y la Cordillera Ibérica, en el límite entre las provincias de Tarragona, Castellón y Teruel. Las localidades donde han sido estudiadas secciones o columnas estratigráficas están indicadas con un asterisco y un número: 1.- Cap de Salou; 2.- Mas Riudoms (Espelta); 3.- Vandellòs (Puntaire); 4.- Llaberia (km 36, Barranco de Romullá); 5.- Tivissa (La Tossa, La Creu); 6.- Tivissa (Mas de Rojals); 7.- Cardó; 8.- Tivenys (Coll de l'Argila, km 18, Pedrera de Borrás, km 16,5, Vall Llargà); 9.- Tivenys (Pedrera de Julián, Punta de Soms, L'Assut); 10.- Alfara; 11.- Mont Caro (Coll del Caragol); 12.- Xerta-Pauils (km 5; Coll del Musu); 13.- Coscollosa (Coll de Pousec); 14.- Espina; 15.- Carlades-L'Embaronat; 16.- Barranco de Millés; 17.- Barranco del Grevolar; 18.- Ríu dels Estrets; 19.- Barranco del Avellanar; 20.- En Grilló; 21.- Les Voltes; 22.- Beceite; 23.- Ríu Pena; 24.- Ráfales (Lobatera); 25.- La Cañada de Verich; 26.- Calanda (Masada del Diablo); 27.- Mas de las Matas (Masía Nueva); 28.- Alcorisa (km 54,5); 29.- Embalse de Gallipué; 30.- Andorra.

FIG. 1.—Geographic setting of the main Middle Jurassic outcrops at the so-called «junction zone» between the Iberian and the Catalan coastal chains, in the provinces of Tarragona, Castellón and Teruel (eastern Iberia). Localities where detailed stratigraphic studies have been carried out are marked with a star and a number. 1.- Cap de Salou; 2.- Mas Riudoms (Espelta); 3.- Vandellòs (Puntaire); 4.- Llaberia (km. 36, Barranco de Romullá); 5.- Tivissa (La Tossa, La Creu); 6.- Tivissa (Mas de Rojals); 7.- Cardó; 8.- Tivenys (Coll de l'Argila, km. 18, Pedrera de Borrás; km 16,5, Vall Llargà); 9.- Tivenys (Pedrera de Julian, Punta de Soms, L'Assut); 10.- Alfara; 11.- Mont Caro (Coll del Caragol); 12.- Xerta-Pauils (km 5; Coll del Musu); 13.- Coscollosa (Coll de Pousec); 14.- Espina; 15.- Carlades-L'Embaronat; 16.- Barranco de Millés; 17.- Barranco del Grevolar; 18.- Ríu dels Estrets; 19.- Barranco del Avellanar; 20.- En Grilló; 21.- Les Voltes; 22.- Beceite; 23.- Ríu Pena; 24.- Ráfales (Lobatera); 25.- La Cañada de Verich; 26.- Calanda (Masada del Diablo); 27.- Mas de las Matas (Masía Nueva); 28.- Alcorisa (km 54,5); 29.- Embalse de Gallipué; 30.- Andorra.

GINER, 1980		CADILLAC et al., 1981	SALAS, 1987, 1989	FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1996
Fm. Calizas de Esparraguera (Mb. Interior)	Fm. Dolomías del Morrot Blanc	Calizas con Protoglobigerinas	Fm. latova Mb. Serra de la Creu	Fm. Calizas de Serra de la Creu
Fm. Dolomías de Campanillas	Fm. Calizas de Tivissa	Fm. Calizas con filamentos de Beceite	Fm. Xelva	Fm. Calizas y dolomías de La Tossa
Fm. Margas y margocalizas de Tivenys	Fm. Margas de Cardó	Fm. Margas de Cardó		Fm. Margas de Cardó
Fm. Casinos		Fm. Calizas con nódulos de sílex de Pauls	Mb. Casinos	Fm. Calizas y calizas margosas de Sant Blai
Fm. Turmiel	Fm. Dolomías de Salou	Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel	Fm. Turmiel	
Fm. Barahona		Fm. Calizas bioclásticas de Barahona	Fm. Barahona	Fm. Calizas bioclásticas de Barahona

FIG. 2.—Equivalencias entre las unidades litoestratigráficas utilizadas en algunos trabajos anteriores para la Cuenca Catalana (según Fernández López et al., 1996).

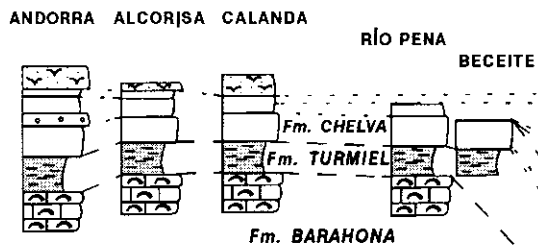
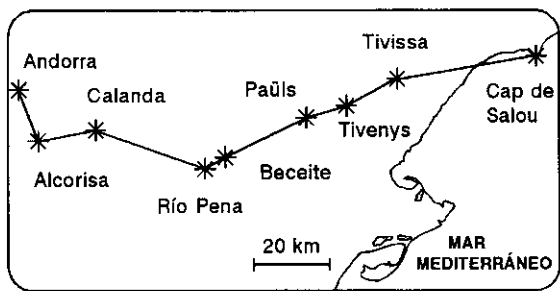
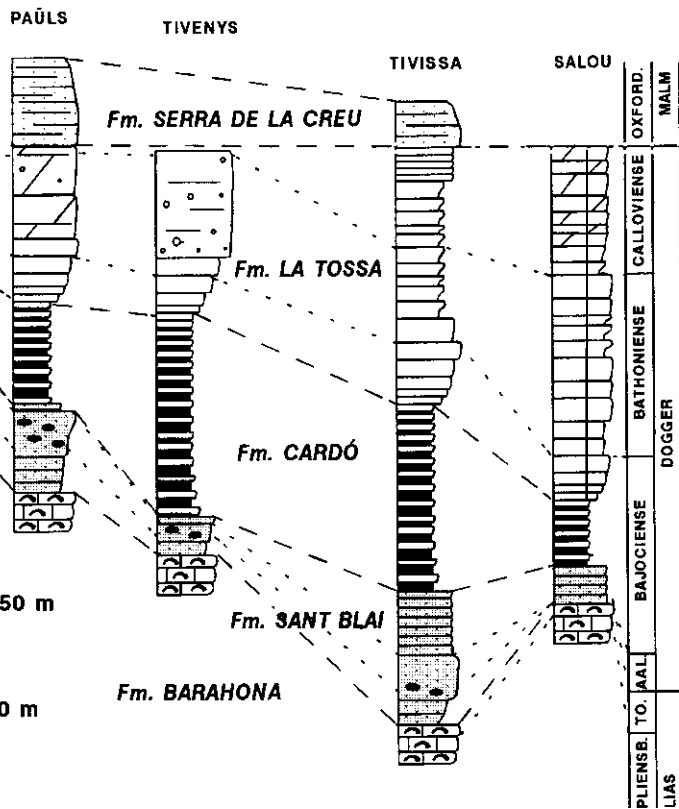
FIG. 2.—Equivalence between the lithostratigraphic units used by different authors in previous works (after Fernández-López et al., 1996).

Rojals, en el término municipal de Tivissa, Hoja del MTN 32-18 (471), siendo sus coordenadas geográficas: 41101'38" y 0142'38" (Fernández-López et al., 1996).

La Fm. Sant Blai tiene unos 55 m de espesor en el corte tipo y está constituida por calizas *mudstone* a *wackestone*, a veces *wackestone* bioclásticas, entre las que se intercalan delgados niveles de margas y calizas margosas. Los materiales de esta unidad se organizan por lo general en secuencias estrato-

FIG. 3.—Esquema de correlación litoestratigráfica y cronoestratigráfica entre las columnas representativas del Jurásico Medio en la Plataforma de Tortosa y en la Plataforma Aragonesa. Las unidades litoestratigráficas y las facies situadas por encima de la Fm. Barahona no pueden ser extrapoladas desde una plataforma a la otra. Para las mismas unidades cronoestratigráficas, los espesores del Jurásico Medio son notablemente mayores en la Plataforma de Tortosa que en la Plataforma Aragonesa (según Fernández-López et al., 1997).

FIG. 3.—Litho- and chronostratigraphic correlation diagram between the main Middle Jurassic successions of the Tortosa and Aragonese platforms. Lithostratigraphic units and facies above the Barahona Formation cannot be extended from one platform to the other. Also, for the same chronostratigraphic interval, the mean values of thickness for the Middle Jurassic are much greater in the Tortosa than in the Aragonese Platform (after Fernández-López et al., 1997).

W**CUENCA IBÉRICA
(Plataforma Aragonesa)****CUENCA CATALANA
(Plataforma de Tortosa)****E**

granocrecientes, de espesor métrico; a excepción de algunas secuencias estrato- y granodecrecientes desarrolladas en la parte superior, como se observa en las regiones de Tivissa, Vandellòs y Llaberia. Las superficies de estratificación suelen ser onduladas o irregulares, y las capas tienen a menudo aspecto noduloso o escasa continuidad lateral. Las estructuras de bioturbación son abundantes en los materiales de esta formación, en particular *Zoophycos*, *Thalassinoides* y *Rhizocorallium*. Los restos de ammonites, belemnites y de organismos bentónicos (bivalvos, braquiópodos, crinoideos, serpúlidos, gasterópodos, corales ahermatípicos, briozoarios) son frecuentes en los materiales de la parte inferior y media de la unidad. En esta última parte, asociados a las facies de ooides y oolitos ferruginosos, también son frecuentes los restos de espongiarios y localmente se encuentran restos vegetales flotados y restos óseos fragmentados.

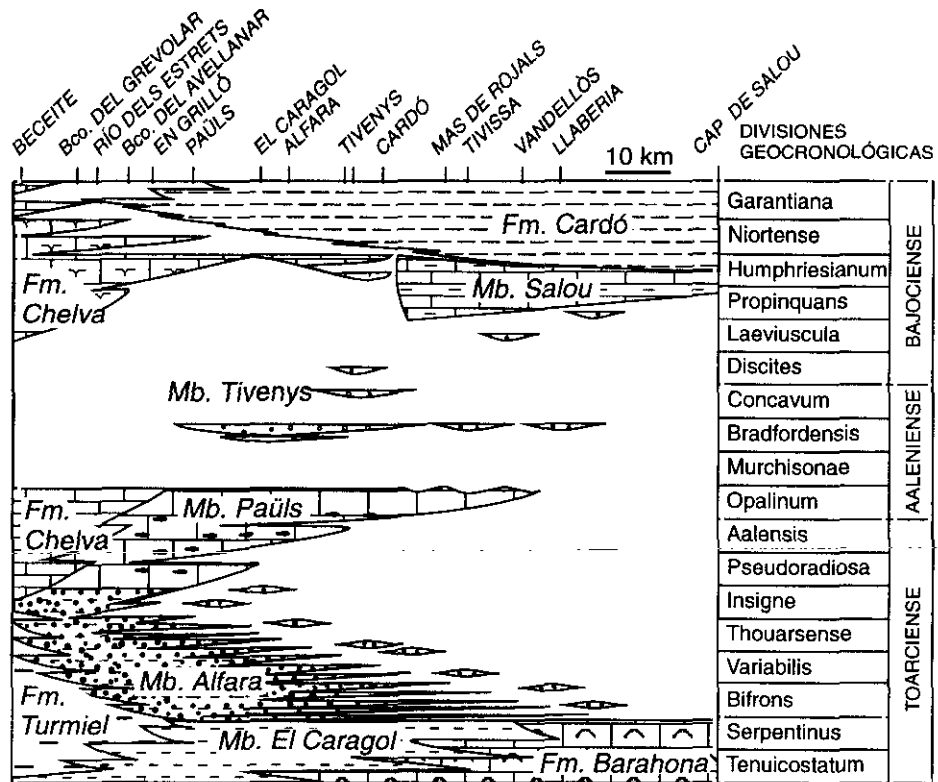


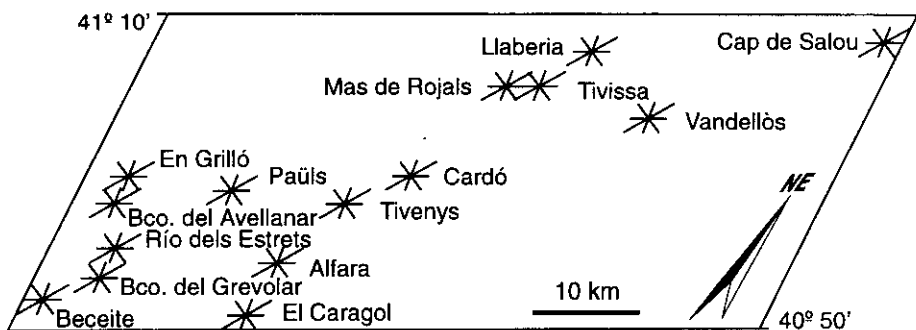
Fig. 4.—Distribución geocronológica de los distintos miembros de la Fm. Sant Blai (según Fernández-López et al., 1998).

Fig. 4.—Geochronological distribution of the different members of the Sant Blai Fm. (after Fernández-López et al., 1998).


Los límites inferior y superior de la Fm. Sant Blai suelen ser netos, al estar marcados por substratos endurecidos, con perforaciones biogénicas y costras ferruginosas. El techo de la Fm. Barahona suele ser más reciente en la Plataforma de Tortosa que en la Plataforma Aragonesa, aunque este límite es diacrónico a escala zonal en la Cuenca Catalana (Fig. 4). Entre Vall Llarga y el Coll de l'Argila (región de Tivenys-Sierra de Cardó), se ha encontrado un ejemplar de *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) gr. *semicelatum* (Simpson) en la parte superior de la Fm. Barahona, por lo que dicha formación corresponde no sólo al Pliensbachense sino también al Toarciense (Biozona *Tenuicostatum*; Fernández-López y Mouterde, 1985). Los materiales más recientes de la Fm. Barahona contienen también braquiópodos característicos de la Biozona *Tenuicostatum* en el Barranco del Avellanar, Mont Caro, Alfara, Xerta-Paüls, Tivenys y Tivissa; en particular: *Liospiriferina falloti* (Corroy) y *Quadratirhynchia attenuata* (Dubar); y de la Biozona *Serpentinus* en Romullá y Salou (*S. bouchardi*, *H. batalleri*, *T. jauberti*).

En los materiales de la Fm. Sant Blai es posible distinguir cinco miembros, estratigráficamente sucesivos (Fig. 4). El miembro basal de esta formación está constituido por las Margas y calizas de El Caragol, que corresponde al Toarciense inferior (Fig. 5A). En la localidad tipo, el Mb. El Caragol contiene *Hildaites* y corresponde al Toarciense inferior (Biozona *Serpentinus*). Los representantes de *Hildoceras lusitanicum* Meister e *Hildoceras bifrons* (Bruguière), característicos de la Biozona *Bifrons*, son frecuentes en las calizas que contienen oolitos ferruginosos abundantes, del Mb. Alfara. Este miembro también corresponde al Toarciense inferior y está representado en las regiones de Tivenys-Sierra de Cardó, Xerta-Paüls y Mont Caro-Alfara; en cambio, está muy reducido o ausente en Llaberia y Cap de Salou, donde los materiales basales de la formación corresponden al Bajociense inferior.

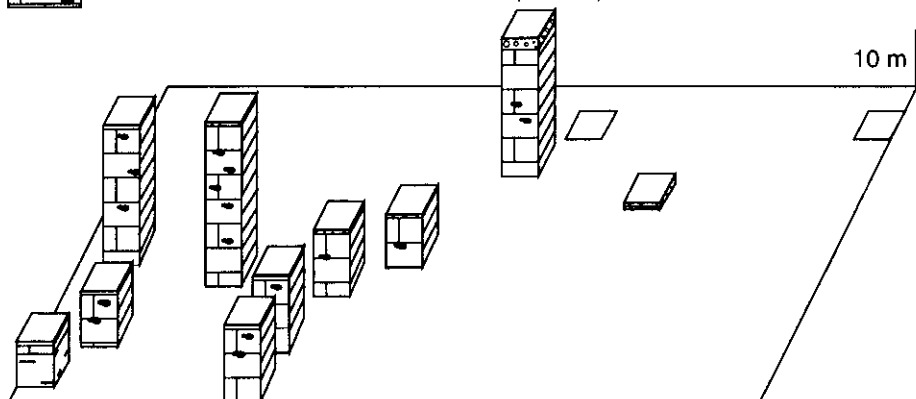
El tramo intermedio de la Fm. Sant Blai, de calizas *wackestone* bioclásticas con delgadas intercalaciones margosas que localmente presentan nódulos de sílex (Mb. Paüls) y que a techo contienen ooides y oolitos ferruginosos o fosfáticos (Mb. Tivenys), comprenden materiales del Toarciense superior, del Aalenense y del Bajociense inferior (Figs. 4 y 5B). En estos materiales son frecuentes los representantes de *Pleydellia*, *Cotteswoldia* y *Leioceras* junto a los de otros grupos taxonómicos más escasos como *Tmetoceras* y *Vacekia*, que permiten reconocer las biozonas *Aalensis* y *Opalinum* (Toarciense superior y Aalenense inferior respectivamente). La aparente escasez de *Phymatoceratinae* y *Grammocerotinae* en la Cuenca Catalana no es un indicador paleobiogeográfico (cf. Elmi *et al.* 1989) sino una consecuencia de la escasez de registro estratigráfico, ya que se han encontrado algunos elementos reelaborados cuyos moldes contienen oolitos ferruginosos y forman parte de asociaciones condensadas en las regiones de Xerta-Paüls, Mont Caro y Alfara. El intervalo estratigráfico que comprende las biozonas *Variabilis*, *Thouarsense* e *Insigne* es el que presenta mayor grado de condensación estratigráfica del Toarciense. Los *Leioceratinae* representan el 88% de los ammonites del Aalenense inferior



(B) TOARCIENSE SUPERIOR - AALENIENSE

 Calizas con oolitos y ooides ferruginosos y/o fosfáticos de Tivenys (0-2 m)

 Calizas con nódulos de sílex de Paüls (0-30 m)

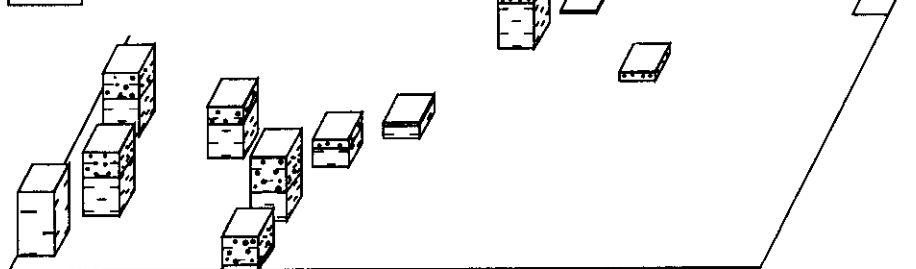


(A) TOARCIENSE INFERIOR

 Calizas con oolitos ferruginosos de Alfara (0-7 m)

 Margas y calizas de El Caragol (0-9 m)

 Formación Turmiel



(Biozona Opalinum) y están asociados a Hammatoceratinae (11%) y Tmetoceratinae (1%). No se ha encontrado registro estratigráfico ni registro fósil de la Biozona Murchisonae (pre-Bradfordensis, Aalenense). En el resto del Aalenense (biozonas Bradfordensis y Concavum) también predominan los Graphoceratinae, aunque los Hammatoceratinae y Tmetoceratinae son más frecuentes que en el Aalenense inferior. El límite Aalenense-Bajociense suele estar en el techo del tramo intermedio de la Fm. Sant Blai (Mb. Tivenys), donde las calizas *wackestone* contienen ooides y oolitos ferruginosos asociados a niveles de removilización con lito- y bioclastos abundantes, y que presenta asociaciones condensadas con fósiles característicos de las biozonas Concavum, Discites y Laeviuscula.



El tramo superior de la Fm. Sant Blai (Mb. Salou) está constituido por calizas *mudstone* con intercalaciones margosas, que corresponden al Bajociense inferior (biozonas Propinquans y Humphriesianum), pero el techo de la unidad es diacrónico a escala zonal. Los materiales del Bajociense inferior tienen espesores centimétricos en las regiones de Xerta-Paüls y Tivenys, en tanto que sobrepasan los 46 m de potencia en la región de Llaberia y los 60 m en las regiones de Tivissa y Vandellòs (Figs. 4 y 6A). En Cap de Salou, sobre las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona de edad Toarciense inferior, hay más de 14 m de calizas con intercalaciones margosas de la Fm. Sant Blai que pertenecen al Bajociense inferior.

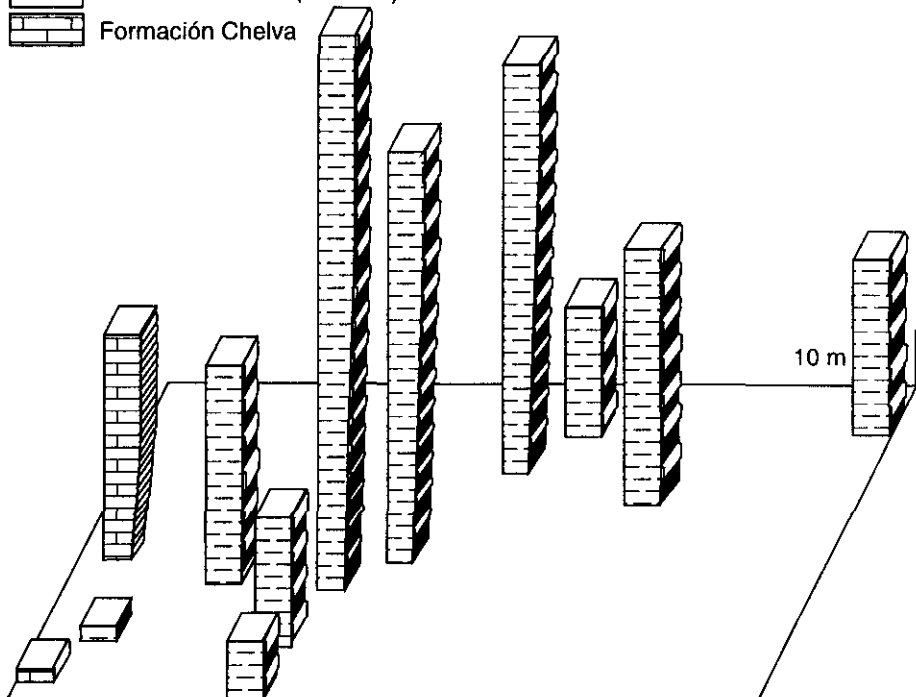
MARGAS DE CARDÓ

La Fm. Cardó fue propuesta por Cadillac *et al.* (1981) y está constituida por calizas margosas y calizas *mudstone* con intercalaciones de margas, amarillentas en superficie, con texturas y estructuras de bioturbación abundantes, especialmente *Zoophycos*. Los fósiles son abundantes; en particular, ammonites y bivalvos del género *Bositra*. Aunque otros macrofósiles son escasos, también contienen restos de belemnites, braquiópodos, algunos bivalvos bentónicos y equisetales. Los restos de organismos bentónicos sésiles (por ejemplo, crinoides, espongiarios, briozoarios, serpúlidos o corales) están prácticamente ausentes. Las capas no suelen tener señales de cementaciones tempranas, substratos endurecidos o perforaciones biogénicas. La unidad tiene menor proporción de niveles margosos hacia la parte superior y pasa a ser progresivamente más carbonática. Las superficies de estratificación son netas y la continuidad de las capas suele sobrepasar varios cientos de metros. Los materiales se organizan en secuencias estrato- y granocrecientes de espesores métricos y poco acusadas; a excepción de algunas secuencias estrato- y granodecipientes



Fig. 5.—Variaciones de espesor de los materiales toarcienses y aalenenses de la Fm. Sant Blai.
Fig. 5.—Diagram showing the thickness variations of the Toarcian and Aalenian rocks of the Sant Blai Fm, (A) during the lower Toarcian; (B) during the upper Toarcian-Aalenian interval.

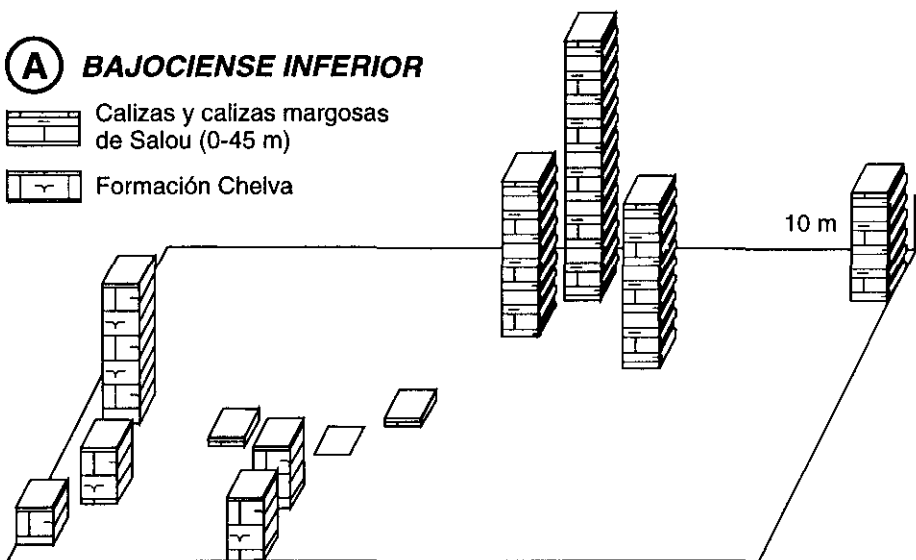
(B) BAJOCIENSE SUPERIOR

-  Formación Cardó (0-100 m)
-  Formación Chelva



(A) BAJOCIENSE INFERIOR

-  Calizas y calizas margosas de Salou (0-45 m)
-  Formación Chelva



observadas en la base de la unidad en las regiones de Tivenys, Tivissa y Vandellòs. El límite inferior de la Fm. Cardó es neto y corresponde en la mayoría de los casos a un substrato endurecido, a un *hard-ground*, con perforaciones biogénicas y costras ferruginosas, desarrollado sobre los materiales de la Fm. Sant Blai. La Fm. Cardó sobrepasa 100 m de potencia en la región de Tivenys-Sierra de Cardó (Fig. 6B). Hacia áreas más septentrionales (Llaberia y Cap de Salou) y occidentales (Xerta-Paüls, Mont Caro, Alfara) disminuye su espesor hasta alcanzar valores inferiores a 5 m. Al sur de Horta de Sant Joan (Río dels Estrets) el valor de su potencia llega a ser menor de un metro. La Fm. Cardó no está representada en los afloramientos más occidentales (En Grilló, Barranco del Avellanar, Beceite), donde los materiales de la misma edad están representados por las facies carbonatadas de la Fm. Chelva (Gómez, 1979; Gómez & Goy, 1979). En la actualidad, los mejores afloramientos se encuentran en la región de Tivenys: en los taludes de dos canteras abandonadas (cerca del km 15,7 y a unos 200 m al NW del vértice del Coll de Soms, 40155'53" y 0130'25"; y en la cantera llamada «Pedrera de Julián», 40156'15" y 0129'49"; Fernández-López & Mouterde, 1985) así como en el Coll de l'Argila (40156'32", 0131'10"; Bataller, 1922, 1926; Fallot & Blanchet, 1923).

La base de la Fm. Cardó es diacrónica a escala zonal (Fig. 4). Los materiales basales de esta formación corresponden al Bajociense inferior (biozonas Humphriesianum y Propinquans) en las regiones de Sierra de Cardó, Tivissa, Vandellòs, Llaberia y Cap de Salou, en tanto que las primeras capas de la formación pertenecen al Bajociense superior (Biozona Niortense) en las regiones de Tivenys, Xerta-Paüls (Fernández-López, 1983, 1985; Fernández-López & Mouterde, 1985), Mont Caro, Alfara, Río dels Estrets y Barranco del Grevolar (Fernández-López *et al.*, 1996). Las subzonas más fosilíferas son la Subbiozona Baculata (Biozona Niortense) y las subbiozonas Dichotoma y Subgaranti (Biozona Garantiana). Entre los ammonites predominan los Spiroceratinae, Garantianinae y Leptosphinctinae, que en algunos niveles llegan a estar representados fundamentalmente por individuos jóvenes. Los Lissocerátidos, Opélicos y Estefanocerátidos, en conjunto, representan menos del 15%. Los ammonoideos leiostracos (Filoceratáceos y Litoceratáceos) son muy escasos (menos del 0,1%) si bien algunos ejemplares corresponden a individuos jóvenes (Fernández-López, 1983; Fernández-López & Mouterde, 1985; Fernández-López & Meléndez, 1995a).

CALIZAS Y DOLOMIAS DE LA TOSSA

El corte tipo de esta formación está en el término municipal de Tivissa, en la ladera septentrional de la Serra de la Creu, unos 2 km al SE de la población

Fig. 6.—Variaciones de espesor de los materiales bajocienses de la Fm. Sant Blai.

Fig. 6.—Diagram showing the thickness variations of the Bajocian rocks of the Sant Blai Fm.

de Tivissa, y a unos 800 m en dirección ESE del vértice denominado Latosa en la Hoja del MTN 32-18 (471), siendo sus coordenadas geográficas: 41101'40" y 0144'49" (Fernández-López et al., 1996).

El límite inferior de la Fm. La Tossa es transicional con la Fm. Cardó. El límite superior es neto y coincide con una discontinuidad de extensión regional entre el Jurásico Medio y el Jurásico Superior. La Fm. La Tossa puede ser subdividida en tres tramos en la localidad tipo. El tramo inferior está constituido por calizas *mudstone* a *wackestone* de microfilamentos, con delgadas intercalaciones margosas. El tramo intermedio corresponde a calizas *mudstone* y calizas margosas, con superficies de estratificación netas. El tramo superior son calizas *mudstone* a *wackestone* de bioclastos, con frecuentes niveles de removilización así como *hard-grounds* y costras ferruginosas locales. En los tres tramos, los materiales se organizan en secuencias estrato- y granocrecientes, de espesores métricos; a excepción de algunas secuencias estrato- y granodecrecientes desarrolladas en el tramo intermedio. Los fósiles son frecuentes; en particular, ammonites y *Bositra*. Las estructuras de bioturbación son abundantes (*Zoophycos* y *Thalassinoides*).

De los tres tramos distinguidos en el área tipo de la Fm. La Tossa, el tramo inferior es el de mayor continuidad lateral (35 m en Tivissa, 30 m en Tivenys, Mont Caro, Alfara y Xerta-Paüls, 5 m en Llaberia). En cambio, los tramos intermedio y superior muestran notables variaciones laterales tanto de espesor como de facies. Las calizas *mudstone* a *wackestone* en capas delgadas que constituyen los tramos intermedio y superior, con más de 90 m de espesor total en Tivissa, pasan lateralmente a *packstone* y *grainstone* oolíticos en bancos gruesos con geometría de barras, en la región de Sierra de Cardó-Tivenys. En la región de Xerta-Paüls, donde alcanzan los 90 m de potencia y con valores menores al sur de Horta de Sant Joan, corresponden a facies generalmente dolomíticas, dispuestas en bancos gruesos, que han sido atribuidas por Simó (1985) a la Fm. Campanillas distinguida por Giner (1980).

La Fm. La Tossa comprende materiales del Bajociense Superior, del Bathoniense y del Calloviense. El límite transicional entre la Fm. Cardó y la Fm. La Tossa es diacrónico a escala zonal, aunque en menor grado que la base de la Fm. Cardó. Las primeras calizas con microfilamentos de la Fm. La Tossa contienen *Bajocisphinctes bajociensis* (Siemiradzki), *Garantiana* gr. *garantiana* (d'Orbigny) y otros ammonites de la parte inferior y media de la Biozona Garantiana en las regiones de Xerta-Paüls, Alfara y Mont Caro; en cambio, contienen respectivamente ammonites de la parte superior de la Biozona Garantiana (*Hlawiceras* spp.) y de la Biozona Parkinsoni (*Parkinsonia* spp.) en las regiones de Tivenys-Sierra de Cardó, Tivissa y Vandellòs.

Los materiales bathonienses sobrepasan los 70 m de potencia en Cap de Salou, y alcanzan unos 40 m de espesor en las regiones de Tivissa y Vandellòs. Entre los ammonites bathonienses predominan los Perisfíntidos y los Oppélicos. El Bathoniense superior, rara vez registrado en la Cuenca Ibérica, está representado en las regiones de Tivissa y Vandellòs por materiales carbonáticos

sin condensación sedimentaria, y asociaciones registradas sin condensación tafonómica, que contienen *Epistrenoceras* característicos de la Biozona Retrocostatum. Sin embargo, no han sido reconocidos todavía materiales de la Biozona Discus.

Los materiales callovienses tienen una potencia aproximada de 45 m en la Serra de la Creu y forman la mitad superior de la Fm. La Tossa. En la parte inferior (25 m) los materiales corresponden al tramo intermedio distinguido en esta formación: calizas *mudstone* y calizas margosas, de color gris claro, con superficies de estratificación netas. Este tramo contiene frecuentes *Macrocephalites*, así como representantes de las subfamilias Hecticoceratinae (*Hecticoceras*) y Pseudoperisphinctinae (*Homoeoplanulites*). Este intervalo corresponde a la primera biozona del Calloviense inferior (Biozona Bullatus).

El tramo superior de la Fm. La Tossa en la localidad tipo alcanza unos 20 m de espesor y está constituido por una sucesión regular de calizas bioturbadas, *wackestone*, de color gris-pardo, estratificadas en capas regulares, con filamentos y bioclastos, que contienen frecuentes ammonites. En la parte inferior, de 4,5 m de potencia, se ha recogido frecuentes ejemplares de *Macrocephalites*, *Homoeoplanulites* y, hacia la parte superior, *R. (Rehmania)*. En un segundo tramo, de calizas compactas (*mudstone* a *wackestone* de filamentos) se han encontrado escasos perisfíntidos (*Homoeoplanulites*) y *Hecticoceras*. Estos dos primeros tramos representan aún las biozonas Bullatus y Gracilis, del Calloviense inferior. Sigue un tramo de 6,5 m de espesor formado por calizas margosas y margocalizas que pasan a calizas más compactas hacia el techo. En la parte inferior se han recogido varios ejemplares de *Hecticoceras (Chanasia)* de talla grande, que caracterizan probablemente la parte inferior de la Biozona Anceps (Calloviense medio; cf. Cariou, 1985; Thierry et al., 1997). En el corte tipo de la Fm. La Tossa se distingue un último tramo, de unos 6 m, de calizas en capas regulares (*wackestone* de filamentos y bioclastos). En la parte media de este último tramo se han encontrado algunos ejemplares de *Hecticoceras (Brightia)* que podrían caracterizar la parte inferior de la Biozona Coronatum (Biohorizonte Villanyensis, Calloviense medio). Los materiales del Jurásico Medio terminan en una superficie de removilización con ammonites reelaborados (Hecticoceratinae, Grossouvriinae) que localmente presenta pátinas o delgadas costras ferruginosas.

CALIZAS DE SERRA DE LA CREU

Por encima de las calizas de la Fm. La Tossa, en la Serra de la Creu, en las proximidades de Tivissa y coronando la sucesión de los materiales del Jurásico Medio, se encuentra una unidad formada por unos 12 m de calizas amarillentas, estratificadas en capas decimétricas regulares, localmente de aspecto lajoso. Se trata de un conjunto de calizas fosilíferas, *wackestone* a *packstone* de bioclastos con abundantes peloides, que localmente pueden ser fosfáticos, placas de cri-

noideos, y espículas de espongiarios y tuberoides. Contienen frecuentes bivalvos, braquiópodos, crinoideos, belemnites y ammonites. En la Serra de la Creu, el contenido en ammonites aumenta progresivamente de frecuente en los tramos inferiores a abundante hacia los tramos intermedios y superiores. Los cuatro metros inferiores están formados por una sucesión de calizas en bancos masivos con escasos ammonites. Se ha recogido: *Protophites* sp., *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *nectobrigensis* Meléndez, *Passendorferia* (*Enayites*) *birmensdorfensis* (Moesch), *Passendorferia* (*Pass.*) cf. *ziegleri* (Brochwicz-Lewinski), *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) cf. *luciaeformis* Enay, *Trimarginites stenorhynchus* (Oppel), que permiten caracterizar la parte media de la Biozona Transversarium, Subbiozona Luciaeformis.

Esta sucesión en bancos masivos termina con una superficie planar, neta, con concentración local de óxidos de hierro. Por encima, la sucesión está formada por una alternancia de tramos centimétricos a decimétricos de calizas margosas y calizas bioclásticas, más compactas. En los 2,5 m inferiores se encuentran frecuentes ejemplares de *Larcheria*, de los grupos *schilli* (Oppel) - *iberica* Fontana, junto a representantes de *Trimarginites* y *Gregoryceras* (forma intermedia entre *G. transversarium* (Quenstedt) y *G. fouquei* (Kilian)). En las capas superiores son muy abundantes los representantes de *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *wartae* Bukowski. Los ejemplares se encuentran preferentemente resedimentados y constituyen en su mayor parte micro- y macroconchas juveniles o no adultas no habiéndose registrado hasta la fecha macroconchas adultas. Las conchas suelen encontrarse con frecuencia en contacto, mostrando agrupamiento encajado o imbricado y un alto grado de empaquetamiento. Esta asociación monoespecífica caracteriza con seguridad la Subbiozona Rotoides, Biohorizonte Wartae en este punto y permite inferir el carácter probablemente démico de la correspondiente entidad paleobiológica. El agrupamiento mostrado por las conchas y la aparente selección por tamaños podría hacer pensar en un cierto transporte de los elementos producidos, anterior y/o posterior a la acumulación (entidades paradémicas).

Por encima de estos niveles 1,5 m de calizas bioclásticas análogas, estratificadas en bancos regulares más potentes (25 a 40 cm), contienen frecuentes ejemplares de *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) de los grupos *bifurcatoides* Enay - *duongi* Meléndez, caracterizando ya la parte inferior de la Biozona Bifurcatus (Subbiozona Stenocycloides).

En las proximidades de la localidad de Xerta, la Fm. Serra de la Creu presenta un espesor cercano a los 25 m. En ella se puede distinguir un total de 20 tramos litológicos caracterizados por su diversidad de facies. En general alternan las facies de calizas micríticas, en ocasiones con espongiarios, y bioclásticas con las de ooides y oncoides (Aurell *et al.* 1997). El escaso contenido en ammonoideos de estos materiales ha permitido, no obstante, caracterizar las biozonas Transversarium y Bifurcatus del Oxfordiense Medio y, en parte, la Biozona Bimammatum del Oxfordiense Superior. Los primeros 5 m corresponden a la Subbiozona Luciaeformis. Los materiales de la Subbiozona Schilli

presentan a continuación un espesor de 7 m. El intervalo correspondiente a la Subbiozona Rotoides es altamente fosilífero y muestra características semejantes a las descritas en el afloramiento de la Serra de la Creu, con predominio de formas juveniles o no adultas de *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *wartae* Bukowski. Por encima se extienden un conjunto de bancos de calizas bioclásticas y oolíticas que muestran morfología de barras y que pertenecen presumiblemente a la Biozona Bifurcatus.

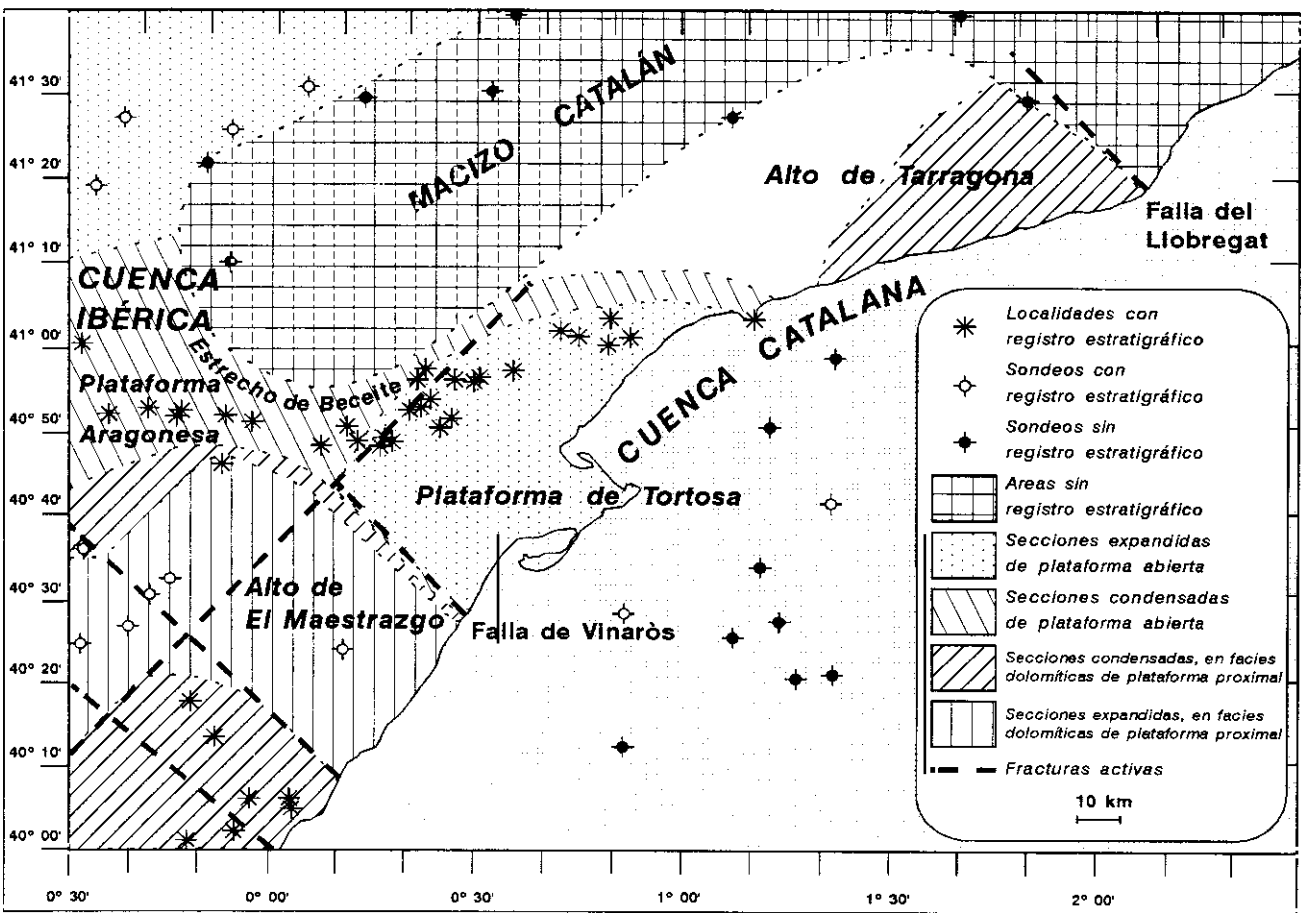
PALEOGEOGRAFÍA

En la reconstrucción paleogeográfica de la zona de enlace entre la Cordillera Costero-Catalana y la Cordillera Ibérica (Zona de Enlace, en Guimerà 1983, 1984; cf. Salas, 1989, 1991; Salas & Casas, 1993; Roca *et al.*, 1994; Salas & Guimerà, 1997), cabe distinguir los siguientes elementos durante el Jurásico Medio: la Cuenca Catalana, la Cuenca Ibérica, el Macizo Catalán y el Alto de El Maestrazgo (Fig. 7).

Durante el Jurásico Medio, en la Cuenca Catalana puede distinguirse una plataforma subsidente, la Plataforma de Tortosa, en la que se desarrollaron secciones expandidas, con más de 350 m de potencia y espesores considerablemente superiores a los de las áreas colindantes (Fernández-López *et al.*, 1994, 1996). Estas secciones están constituidas por facies de plataforma abierta, con algunas secuencias de profundización desarrolladas durante el Bajociense.

La Plataforma de Tortosa comenzó a diferenciarse durante el Toarciense inferior. Durante el resto del Toarciense, el Aaleniense y el Calloviense medio-Oxfordiense inferior sólo se desarrollaron secciones condensadas en facies de plataforma abierta. La ausencia virtual de registro estratigráfico y de registro fósil de la Biozona Bradfordensis (Aaleniense), de la Biozona Discus (Bathoniense), así como del Calloviense superior y del Oxfordiense inferior sugiere que el desarrollo de estas discontinuidades regionales presentes también en la Cuenca Ibérica se debió a factores externos que afectaron a ambas cuencas. Los valores máximos de subsidencia y de tasa de sedimentación se alcanzaron durante el Biocrón Garantiana (Bajociense superior) dando lugar a secciones expandidas que sobrepasan 60 m de espesor (Fig. 8).

Tanto los restos de ammonites como los de diversos organismos bentónicos (braquiópodos, lamelibranquios, crinoideos y gasterópodos) son frecuentes en los materiales del Jurásico Medio desarrollados en la Plataforma de Tortosa. Las asociaciones registradas de ammonites están constituidas por poblaciones tafónicas de tipo-3 o de tipo-2 (Fernández-López, 1983, 1985, 1995; Fernández-López & Mouterde, 1985) con elementos resedimentados o reelaborados. En estas poblaciones, los representantes de cada género muestran predominio de conchas adultas, tienen distribuciones de frecuencias de tamaño normales o con sesgo negativo, los individuos juveniles son muy escasos o están ausentes, la proporción entre el número de elementos conservados y el número de espe-



cies representadas tiene valores muy bajos, y puede estar representado sólo uno de los dimorfos (las macroconchas o las microconchas). En los materiales de las biozonas Niortense y Garantiana se encuentran algunas poblaciones tafónicas de ammonites de tipo-1, con elementos acumulados y valores nulos de herencia tafonómica (proporción de elementos reelaborados), donde las proporciones de restos de organismos bentónicos son mínimas. En estas poblaciones tafónicas de tipo-1 predominan los individuos jóvenes, las distribuciones de frecuencias de tamaño para los representantes de cada género son unimodales y asimétricas con sesgo positivo, suelen ser monoespecíficas y están representadas macroconchas y microconchas.

Los datos estratigráficos y sedimentológicos junto a los tafonómicos y paleoecológicos indican que los valores paleobatimétricos máximos en esta cuenca se alcanzaron durante los biocronos Niortense y Garantiana, cuando la cuenca llegó a ser colonizada por algunas poblaciones de ammonites (Fernández-López & Mouterde, 1985; Fernández-López, 1995; Fernández-López & Meléndez, 1995a). Por el contrario, los valores paleobatimétricos mínimos corresponden a intervalos del Toarciense (biocronos Variabilis, Thouarsense e Insigne), Aaleniese-Bajociense inferior (biocronos Murchisonae, Concavum, Discites y Laeviuscula), Bathoniense superior (Biocrón Discus) y del tránsito Calloviense superior-Oxfordiense inferior (biocronos Athleta, Lamberti, Mariae y Cordatum). Durante estos episodios con valores paleobatimétricos mínimos se desarrollaron secciones condensadas constituidas por sedimentos expandidos, que contienen asociaciones de tipo-3 con altos valores de herencia tafonómica y de condensación tafonómica, y elementos reelaborados que muestran facetas elipsoidales de desgaste (Fernández-López & Gómez, 1991; Gómez & Fernández-López 1992, 1994; Fernández-López & Meléndez 1994, 1995b).

La sucesión estratigráfica descrita en los apartados anteriores, con más de 350 m de espesor total, es característica de la Plataforma de Tortosa y puede ser identificada en los sondeos Amposta Marino D-S1 y Casablanca-1 (cf. Lanaja, 1987; Maldonado *et al.* 1986), lo cual confirma la prolongación de esta plataforma más allá de los límites de la línea de costa actual. Al nordeste de la Plataforma de Tortosa se encuentra una región caracterizada por el desarrollo de facies dolomíticas de plataforma proximal, en la que son menores los espesores del Jurásico Medio e incluso pueden faltar los materiales de esta edad (cf. Calzada & Vía, 1971; Esteban & Julià, 1973; Robles Orozco, 1974, 1975; Esteban & Robles, 1979; Anadón *et al.* 1982; Barale & Calzada, 1985), que corresponde a una zona de umbral denominada Alto de Tarragona (Salas & Casas,

FIG. 7.—Principales elementos paleogeográficos durante el Jurásico Medio en la zona de enlace entre las cordilleras Costero-Catalana e Ibérica. Algunos límites de estos elementos paleogeográficos están controlados por fallas con orientaciones predominantes nordeste y sudeste (según Fernández-López *et al.* 1996).

FIG. 7.—Palaeogeographic reconstruction of eastern Iberia for the Middle Jurassic at the so-called «junction zone» between the Iberian and the Catalan coastal chains. Some of the boundaries between the different palaeogeographic elements recognized are controlled by faults oriented NE and SE.

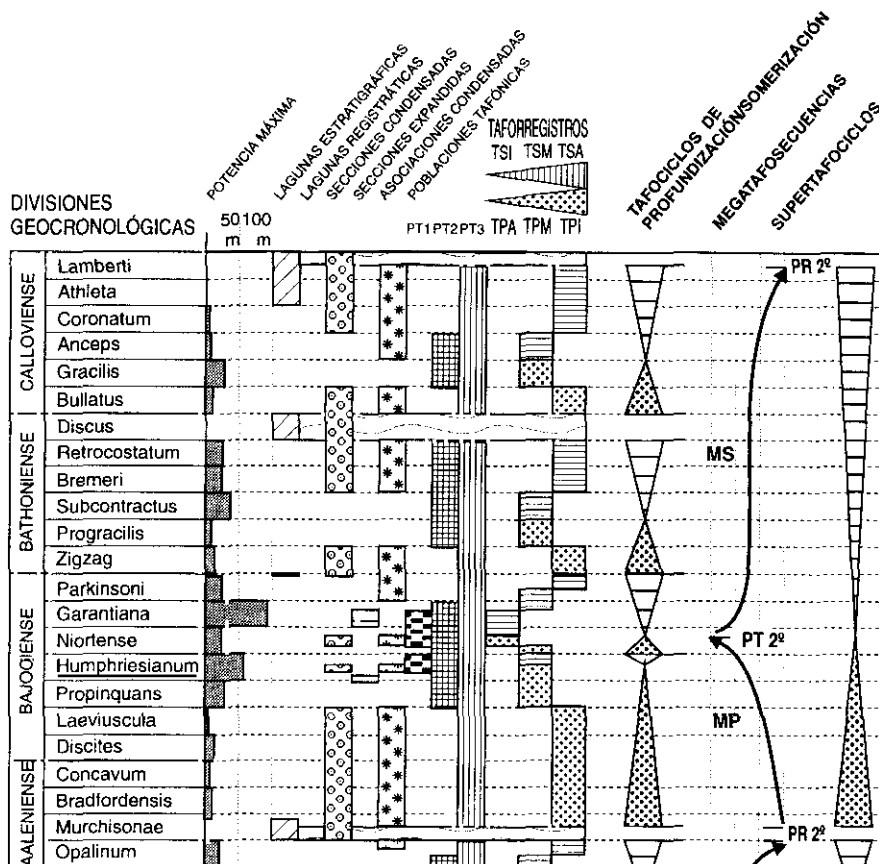


FIG. 8.—Variaciones a escala zonal de la potencia máxima, distribución de lagunas, secciones condensadas o expandidas, asociaciones condensadas, tipos de poblaciones tafónicas y taforregistros de ammonites, tafociclos de profundización/somerización, megatafosecuencias y supertafociclos identificados en el Jurásico Medio de las plataformas Castellana, Aragonesa y de Tortosa. MP= megatafosecuencia de profundización. MS= megatafosecuencia de somerización. PT1= poblaciones tafónicas de tipo 1. PT2= poblaciones tafónicas de tipo 2. PT3= poblaciones tafónicas de tipo 3. TPI= taforregistro de profundización incipiente. TPM= taforregistro de profundización media. TPA= taforregistro de profundización avanzada. TSI= taforregistro de somerización incipiente. TSM= taforregistro de somerización media. TSA= taforregistro de somerización avanzada. PT 2.^o = pico transgresivo de segundo orden. PR 2.^o = pico regresivo de segundo orden (según Fernández-López, 1997b).

FIG. 8.—Diagram showing the zonal-scale variations of maximum thickness, gap distribution, condensed and expanded sections, condensed associations, type of taphonic populations and ammonite taphorecords; shallowing and deepening taphocycles, megataphosequences and supertaphocycles recognized in the Middle Jurassic of the Castilian, Aragonesa and Tortosa platforms. MP= deepening megataphosequence. MS= shallowing megataphosequence. PT1= taphonic populations of type 1. PT2= taphonic populations of type 2. PT3= taphonic populations of type 3. TPI= incipient deepening taphorecord. TPM= median deepening taphorecord. TPA= advanced deepening taphorecord. TSI= incipient shallowing taphorecord. TSM= median shallowing taphorecord. TSA= advanced shallowing taphorecord. PT 2.^o = transgressive peak of 2nd order. PR 2.^o = regressive peak of 2nd order (after Fernández-López, 1997b).

1993). Un cinturón de facies de plataforma proximal, a veces con un sistema de barras oolíticas y dolomías, se desarrolló al menos durante el Bathoniense entre la plataforma subsidente y la zona de alto con facies dolomíticas. Estas facies de plataforma proximal llegaron a progradar localmente sobre los materiales de la plataforma abierta subsidente.

Al oeste de la Cuenca Catalana se encuentra la porción más oriental de la Cuenca Ibérica (cf. Gautier & Mouterde, 1964; Rosell Sanuy & Vía Boada, 1967; Bulard, 1972; Marín *et al.*, 1977; Barnolas *et al.*, 1985; Lanaja, 1987; Fontana *et al.*, 1995). El Jurásico Medio está representado en esta región por secciones expandidas de plataforma abierta (80-100 m) y, lateralmente hacia el sudeste, por secciones condensadas (20-25 m) de la Plataforma Aragonesa. Aunque tienen escaso espesor, estas secciones condensadas pueden ser incluidas en la Fm. Chelva y presentan claras diferencias faciales con los materiales que rellenan la Plataforma de Tortosa. Las calizas con microfilamentos que afloran en la región de Beceite están en contacto mecánico con los materiales margosos de la Fm. Turmiel, sólo suelen representar parte del Aaleniense y del Bajociense debido a los procesos de erosión ocurridos durante el Cretácico, y no pueden ser utilizadas como referente litoestratigráfico de los materiales del Jurásico Medio de la Plataforma Aragonesa.

Los restos de ammonites y de diversos organismos bentónicos (tales como braquiópodos, lamelibranchios, crinoideos, espongiarios, serpúlidos y gasterópodos) son abundantes en los sedimentos de la Plataforma Aragonesa. Las asociaciones registradas de ammonites son de tipo-3, sin elementos acumulados y con una alta proporción de elementos reelaborados. Los valores máximos de condensación tafonómica y de condensación estratigráfica se alcanzaron durante los biocronos Murchisonae-Laeviuscula (Aaleniense-Bajociense inferior), Niortense-Garantiana (Bajociense superior), Subcontractus-Discus (Bathoniense) y durante el tránsito Calloviense/Oxfordiense (Fig. 8).

La Cuenca Catalana estuvo comunicada con la Cuenca Ibérica a través de una zona de estrecho de la Plataforma Aragonesa, que corresponde en parte con la actual región de los puertos de Beceite y que hemos denominado Estrecho de Beceite (Fernández-López *et al.*, 1994).

La información del subsuelo proporcionada por los sondeos Caspe-1, Ebro-1, Fraga-1, Mayals-1, Senant-1, Lérida-1, Castellfullit-1 y Martorell-1, pone de manifiesto la ausencia de materiales del Jurásico Medio en una amplia región (cf. Stoeckinger, 1976; Lanaja, 1987) como consecuencia de procesos de erosión y no-sedimentación. Esta región sin registro estratigráfico se distribuye con una orientación nordeste-sudoeste y estuvo ocupada al menos en parte por un macizo emergido denominado Macizo Catalán (Canerot *et al.*, 1984; Wilde, 1988). Es difícil precisar el límite sudoeste del Macizo Catalán durante el Jurásico Medio, debido a la mencionada erosión post-jurásica. No obstante, teniendo en cuenta las pautas de distribución de las facies en la Plataforma Aragonesa y en la Plataforma de Tortosa, el límite trazado en la figura 7 representa una extensión superior a la de este elemento paleogeográfico, cuya actuación

estuvo controlada al menos en parte por un importante accidente tectónico meridional de dirección SW-NE.

La influencia del Alto de El Maestrazgo ha sido reconocida previamente por varios autores (cf. Canerot, 1974, 1991; Burollet & Winnock, 1977; Cadillac, 1979; Cadillac *et al.*, 1981; Canerot *et al.*, 1984, 1985) aunque su actuación no fue uniforme durante el Jurásico Medio. Teniendo en cuenta las diferentes facies dolomíticas de plataforma proximal desarrolladas en este alto paleogeográfico, pueden distinguirse dos áreas: una interior, con secciones expandidas (100-250 m); y otra periférica, con secciones condensadas (20-40 m) similares a las del Alto de Tarragona.

Las pautas de distribución de las facies del Jurásico Medio de la Plataforma de Tortosa estuvieron condicionadas por un sistema de fracturas activas durante la sedimentación. La configuración de estas diferentes áreas de sedimentación se enmarca dentro del régimen tectónico extensivo diferencial prácticamente generalizado en la Península Ibérica durante el Jurásico Medio. La Cuenca Catalana estuvo afectada por una serie de fracturas de diferente rango, que marcan algunos de los límites de los elementos paleogeográficos más significativos. Por ejemplo, el tránsito relativamente brusco entre el Alto de El Maestrazgo y la Plataforma de Tortosa sugiere que la articulación entre ambos elementos paleogeográficos estuvo controlada por una zona de fractura de orientación noroeste-sudeste, a la que hemos denominado Falla de Vinaròs (Fernández-López *et al.*, 1994). También cabe destacar por su gran desarrollo longitudinal la falla que controla el límite sudeste del Macizo Catalán, cuya prolongación hacia el sudoeste condicionó la distribución de espesores y facies en el Alto de El Maestrazgo. Las variaciones de potencia y de distribución de facies de los materiales del Jurásico Medio, desde los Puertos de Beceite hasta Cap de Salou, muestran un trazado arqueado que puede ser el resultado de un sistema de fallas, con trazado lístrico y con sentido descendente hacia el Mediterráneo, que debió controlar el límite noroeste de la Plataforma subsidente de Tortosa.

En las asociaciones registradas de ammonites de la Cuenca Catalana predominan los taxones característicos de los mares epicontinentales del NW de Europa. Los ammonoideos filoceratóceos y litoceratóceos, característicos del Tethys y que habitaron preferentemente en ambientes pelágicos y oceánicos, son muy escasos; incluso en la Biozona Garantiana, donde han sido encontradas varias conchas de filoceratóceos jóvenes, sólo representan proporciones inferiores al 0,1%. No obstante, durante el Biocrón Garantiana ocurrieron procesos de colonización por elementos característicos de áreas mediterráneas (en particular, *Bajocisphinctes-Microbajocisphinctes* y *Trimarginia*, Fernández-López, 1983, 1985). Entre los organismos bentónicos más significativos, tales como los braquiópodos, también predominan taxones característicos de los ámbitos paleobiogeográficos del NW de Europa (*Loboidothyris*, *Sphaeroidothyris*, *Rhynchonelloidella*, *Tubithyris*); si bien, durante el Toarciense y hasta el Aalenienense inferior, se encuentran especies que corresponden a la «fauna española» de Choffat (1880; cf. Dubar, 1931; García Joral & Goy, 1984, 1994).

CICLOS AMBIENTALES

Las asociaciones registradas de ammonites que se encuentran en rocas sedimentarias formadas en ambientes distales y profundos de plataforma muestran caracteres distintivos respecto a las de ambientes proximales y someros (Fernández-López, 1997a, b). Teniendo en cuenta las variaciones en el estado de conservación de los restos de ammonites es posible distinguir distintas tafofacies y diferentes taforregistros. Las tafofacies comprenden cuerpos rocosos del registro estratigráfico, en tanto que los taforregistros comprenden fósiles y asociaciones del registro fósil, aunque las unidades de estos dos tipos son establecidas exclusivamente con criterios tafonómicos. Las variaciones en el estado de conservación de los restos de ammonites permiten estimar las variaciones en el grado de confinamiento o de comunicación de los paleoambientes sedimentarios de plataforma, así como las diferencias en el grado de turbulencia, en la tasa de sedimentación y en la tasa de acumulación de sedimentos o velocidad de sedimentación. Debido a modificaciones ambientales de carácter cíclico (cambios eustáticos, climáticos, tectónicos...), las sucesivas asociaciones registradas de una región o de una cuenca sedimentaria pueden presentar variaciones cíclicas en sus caracteres secundarios resultantes de la alteración tafonómica. El registro estratigráfico y el registro fósil del Jurásico Medio en la Cuenca Catalana y en la Cuenca Ibérica muestran variaciones cíclicas de este tipo (Fig. 8). Cinco tafociclos de profundización/somerización se desarrollaron en las plataformas Aragonesa y de Tortosa durante el Jurásico Medio: cuatro de profundización media (durante el Aalenense inferior, el Aalenense medio-Bajociense inferior, el Bathoniense y el Calloviense) y uno de profundización avanzada (durante el Bajociense superior). Las discontinuidades principales corresponden al Aalenense medio (Biocrón Murchisonae) y al Calloviense superior - Oxfordiense inferior (biocronos Athleta, Lamberti, Mariae y Cordatum). Otras dos discontinuidades de extensión regional corresponden al final del Bajociense (final del Biocrón Parkinsoni) y al final del Bathoniense (Biocrón Discus). Los taforregistros de ammonites de la Biozona Opalinum representan los últimos términos de una megatafosecuencia de somerización iniciada durante el Toarciense superior. Tres megatafosecuencias de profundización se desarrollaron sucesivamente durante los biocronos Murchisonae-Niortense (Aalenense medio-Bajociense superior), Zigzag-Progracilis (Bathoniense) y Bullatus-Gracilis (Calloviense).

La máxima profundización y el máximo transgresivo se alcanzó durante el Biocrón Niortense (Bajociense superior). Los episodios de máxima somerización, que representan máximos regresivos, corresponden a las discontinuidades del Aalenense medio (Biocrón Murchisonae) y del Calloviense superior - Oxfordiense inferior (biocronos Athleta, Lamberti, Mariae y Cordatum). Las sucesivas asociaciones registradas comprendidas entre estas dos discontinuidades registráticas de extensión regional, desde el Aalenense medio hasta el Calloviense superior, constituyen un supertafociclo de segundo orden en la Cuenca Ibérica.

DESCRIPCIÓN DE LAS PARADAS

PARADA 1. LA FORMACIÓN SANT BLAI (TOARCIENSE-BAJOCIENSE)
EN ALFARA

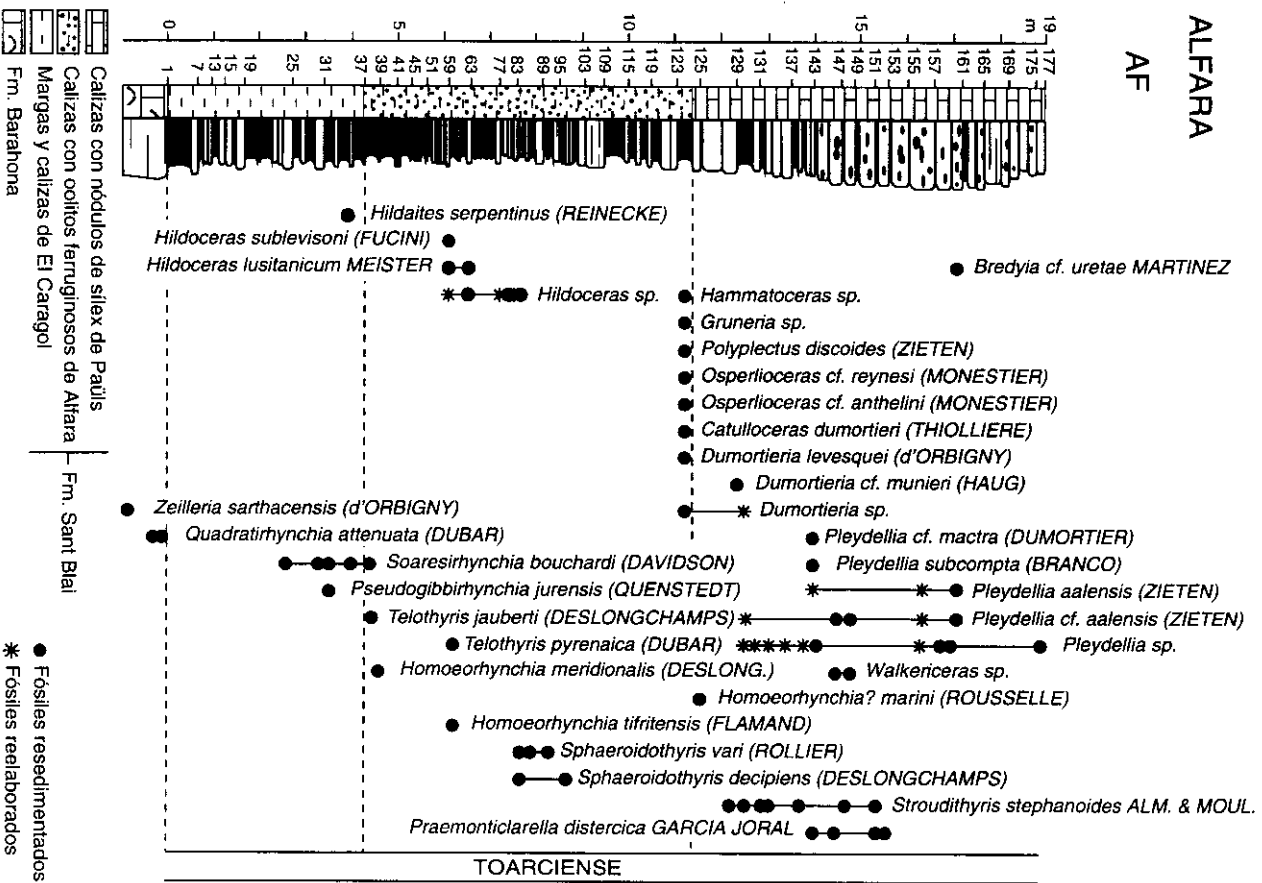
Localización: El corte de Alfara se encuentra en el desmonte de la carretera de Regués a Alfara de Carlés, a 6,2 kilómetros de ésta última localidad, unos 200 m al SE del Molino del Puente, en la vertiente septentrional del pico Peñafló y en el término municipal de Aldover. Sus coordenadas geográficas en la Hoja del MTN 31-19 (496), Horta de San Juan, son: 40151'45" y 0125'26".

Objetivos: Reconocimiento de las características de los materiales toarcienses de la Fm. Sant Blai (Fig. 9).

Descripción: En esta localidad pueden identificarse los distintos materiales toarcienses de la Fm. Sant Blai. Sobre las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona, de base a techo, se reconocen tres facies características de la Plataforma de Tortosa: 1) margas y calizas amarillentas (Mb. El Caragol), 2) calizas rojizas con oolitos ferruginosos (Mb. Alfara) y 3) calizas amarillentas con nódulos de sílex (Mb. Paüls). La base de la Fm. Sant Blai en esta localidad corresponde al Toarciense inferior (Biozona *Serpentinus*). Las margas y calizas amarillentas se organizan en secuencias estrato- y granocrecientes, de espesor decimétrico, con tendencia agradacional o retrogradacional, en las que la proporción de los intervalos margosos respecto a los intervalos calcáreos aumenta hacia la parte superior. Las calizas rojizas con oolitos ferruginosos presentan unas condiciones de exposición y acceso extraordinariamente favorables en este afloramiento, gracias a las recientes labores llevadas a cabo en el nuevo trazado de la carretera de Regués a Alfara de Carlés. Los materiales de esta segunda facies son calizas *wackestone* y *packstone* con oolitos ferruginosos y abundantes bioclastos. Las capas calizas suelen presentar aspecto noduloso, con superficies de estratificación onduladas o irregulares y perforaciones biogénicas que representan substratos endurecidos, cada vez más frecuentes hacia el techo de la unidad. La continuidad lateral de las capas suele ser de sólo unos pocos metros. Los materiales de este segundo tramo se organizan en varias secuencias estrato- y granocrecientes, de espesor decimétrico y poco marcadas, con tendencia agradacional o retrogradacional, en las que la proporción de los intervalos margosos respecto a los intervalos calcáreos disminuye hacia la parte superior. Los primeros niveles de calizas con oolitos ferruginosos contienen ammonites y braquiópodos característicos de la Biozona *Bifrons*. Los materiales más recientes de este segundo tramo contienen *Dumortieria* y otros ammonites característicos de la Biozona *Pseudoradiosa* del Toarciense superior. Las calizas amarillentas

FIG. 9.—Columna estratigráfica Alfara, de los materiales toarcienses de la Formación Sant Blai (según Fernández-López et al., 1997, 1998).

FIG. 9.—Stratigraphic succession of the toarcian rocks at Alfara; Alfara section; Sant Blai Fm. (after Fernández-López et al., 1997, 1998).



con nódulos de sílex contienen ammonites y braquiópodos característicos de las biozonas Pseudoradiosa y Aalensis del Toarciense superior. Las capas de este tercer tramo se organizan en secuencias de somerización muy acusadas, estrato- y granocrecientes, de espesor métrico, con tendencia claramente progrediente.

PARADA 2. EL JURÁSICO MEDIO EN LA REGIÓN DE TIVENYS

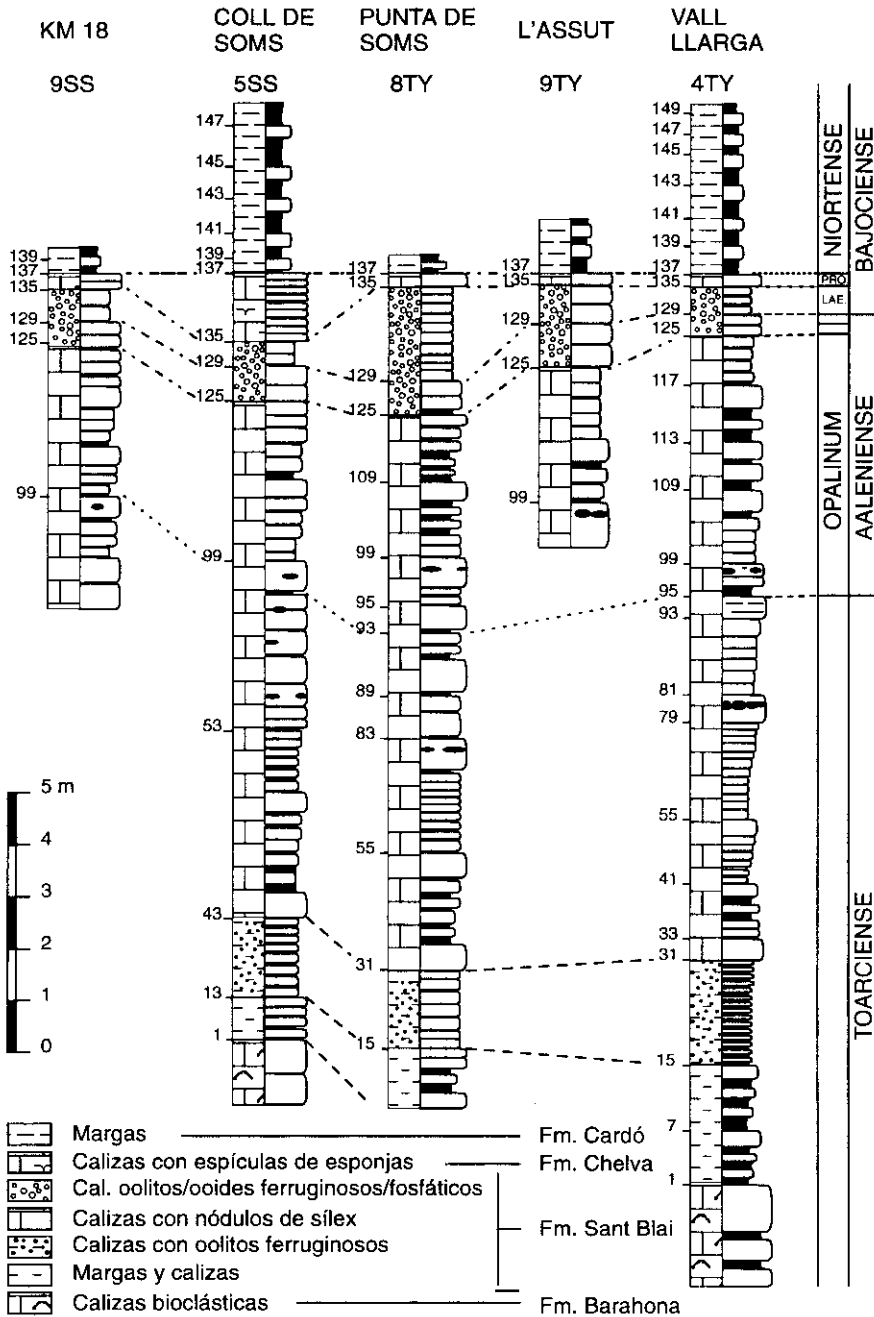
Localización: En la vertiente izquierda del Río Ebro, entre Tivenys y Benifallet, se encuentran varios afloramientos de materiales del Jurásico Medio que corresponden a la Hoja del MTN 32-19 (497), Perelló. En el afloramiento de Vall Llarga, cerca del punto kilométrico 15,8 de la carretera de Tivenys a Benifallet se pueden observar las distintas unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio definidas para la Plataforma de Tortosa.

Objetivos: Vista general de las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio características de la Plataforma de Tortosa. Reconocimiento de las características de las formaciones Sant Blai y Cardó (Figs. 10 y 11).

Descripción: Sobre las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona se puede identificar las tres facies toarcienses características de la Plataforma de Tortosa: 1) margas y calizas amarillentas (Mb. El Caragol), 2) calizas rojizas con oolitos ferruginosos (Mb. Alfara) y 3) calizas amarillentas con nódulos de sílex (Mb. Paüls). En la actualidad, los materiales toarcienses de la Fm. Sant Blai están muy cubiertos en Vall Llarga. Sin embargo, los materiales aalenienses de la Fm. Sant Blai presentan buenas condiciones de afloramiento en esta región y corresponden a dos facies sucesivas: 1) calizas con nódulos de sílex (Mb. Paüls) y 2) calizas con oolitos y ooides ferruginosos y/o fosfáticos (Mb. Tivenys). Las calizas con nódulos de sílex del Aaleniense inferior (Biozona Opalinum) presentan las mismas facies que las del Toarciense superior (Biozona Aalensis). Las calizas con oolitos y ooides ferruginosos y/o fosfáticos contienen asociaciones condensadas, con ammonites y braquiópodos característicos del Aaleniense (biozonas Bradfordensis y Concavum) y del Bajociense inferior (biozonas Discites y Laeviuscula). No hay registro estratigráfico de la Biozona Murchisonae del Aaleniense. En algunas localidades se reconocen granos de cuarzo de tamaño limo y arena, y localmente (por ejemplo, en El Caragol) son frecuentes las estructuras de bioturbación como *Thalassinoides* y *Rhizocorallium*. La continuidad lateral de las capas rara vez sobrepasa unos pocos metros. Los niveles más recientes suele presentar *hard-grounds* con perforaciones biogénicas y superficies ferruginosas, así como superficies que pueden ser inter-

FIG. 10.—Columnas estratigráficas de los materiales de la Formación Sant Blai levantadas en la región de Tivenys (basadas en los datos de Fernández-López & Mouterde, 1985).

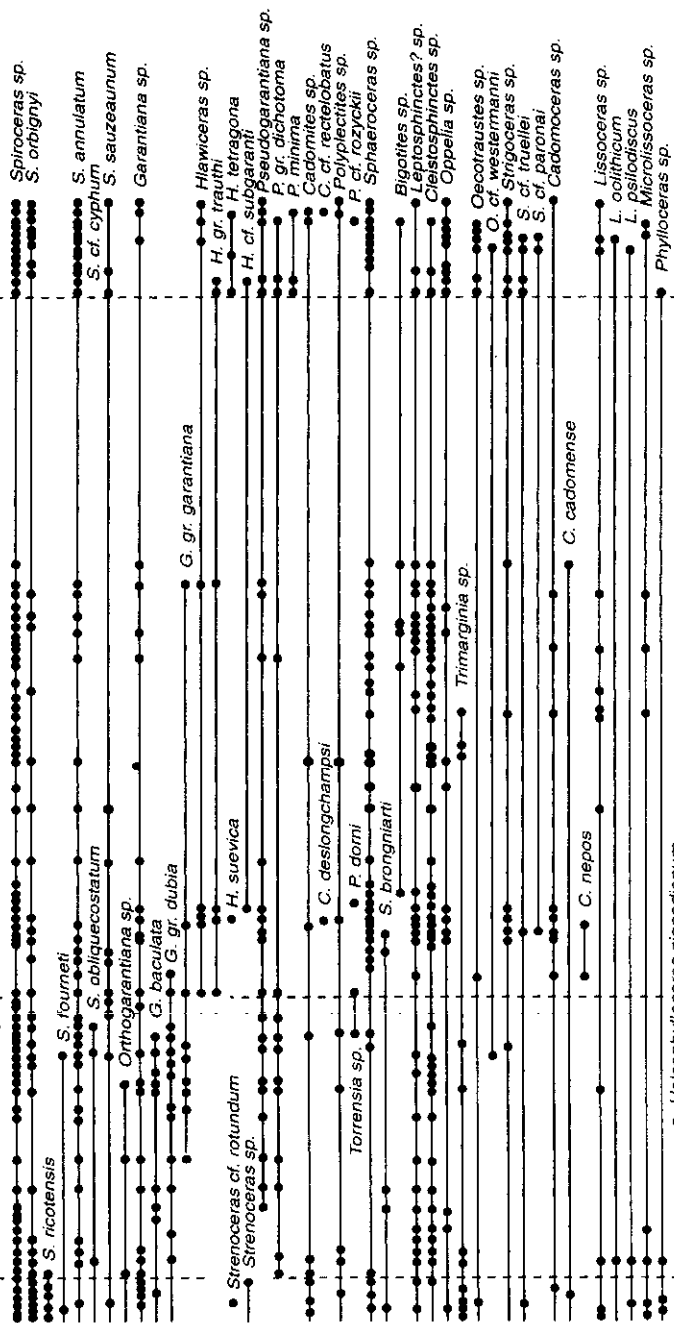
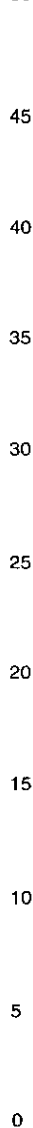
Fig. 10.—Stratigraphic logs of the Sant Blai Fm. at the surroundings of Tivenys (mainly based on data from Fernández-López & Mouterde, 1985).



TIVENYS
3TY

Calizas
Margas
Falla

50 m



BIOZONA GARANTIANA

NI

pretadas como generadas por procesos de carstificación. Sobre las calizas con ooides ferruginosos y/o fosfáticos de la Fm. Sant Blai, y por debajo de las margas de la Fm. Cardó, se encuentran una o varias capas de calizas blanquecinas, de 0,2 a 1,2 m de espesor total, de tipo *wackestone* con frecuentes espículas de esponjas que corresponden a la Fm. Chelva. Localmente, aunque en escasa proporción, se encuentran oolitos calcáreos en estas calizas blanquecinas (por ejemplo, en el Coll de l'Argila) así como granos de cuarzo de tamaño limo (por ejemplo, en la región de Tivenys-Sierra de Cardó). La continuidad lateral de las capas no suele sobrepasar una decena de metros. Localmente, como en el área de El Caragol, pueden observarse en la parte superior de la unidad montículos de altura inferior a 1 m, bioconstruidos por espongiarios. Las estructuras de bioturbación como *Zoophycos* y *Thalassinoides* son abundantes en todo el miembro. Los *hard-grounds* con perforaciones biogénicas son frecuentes, sobre todo en la parte superior de esta unidad y coincidiendo con la superficie basal de la Fm. Cardó.

Las margas y las calizas margosas de la Fm. Cardó contienen abundantes ammonites de las biozonas Niortense y Garantiana (Fig. 11). Los datos tafonómicos y paleoecológicos son indicativos de ambientes abiertos y de baja energía, de plataforma externa, favorables para el desarrollo y la reproducción de algunos ammonites (Espioceratinos, Garantianinos y Leptosfinctinos, en particular). Los restos de organismos bentónicos sésiles (por ejemplo, crinoides, espongiarios, briozoarios, serpúlidos o corales) están prácticamente ausentes en esta unidad. Las capas no suelen tener señales de cementaciones tempranas, substratos endurecidos o perforaciones biogénicas. La unidad tiene menor proporción de niveles margosos hacia la parte superior y pasa a ser progresivamente más carbonática. Las superficies de estratificación son netas y la continuidad de las capas suele sobrepasar varios cientos de metros. Los materiales de la Fm. Cardó se organizan en secuencias estrato- y granocrecientes de espesores métricos y poco acusadas.

Los materiales margosos de la Fm. Cardó pasan gradualmente a calizas dolomíticas y dolomías de la Fm. La Tossa. Durante la Subbiozona Tetragona (Biozona Garantiana) tuvo lugar una rápida tendencia a la somerización y se desarrollaron condiciones ambientales cada vez más confinadas y desfavorables para la vida de los ammonites en esta región. Durante el Bathoniense se desarrollaron en esta región facies de plataforma proximal, a veces con un sistema de barras oolíticas y dolomías. En estas facies de plataforma proximal sólo se registraron algunas conchas derivadas de otras áreas más abiertas y profundas.

Fig. 11.—Columna estratigráfica de los materiales de la Biozona Garantiana que afloran en Vall Llarga (Tivenys, según Fernández-López, 1983).

Fig. 11.—Stratigraphic log of the Garantiana Biozone rocks at Vall Llarga (Tivenys, after Fernández-López, 1983).

PARADA 3. EL LÍMITE JURÁSICO INFERIOR/JURÁSICO MEDIO EN LA REGIÓN DE LLABERIA

Localización: El corte del Barranco de Romullá se encuentra unos 500 m al norte del punto kilométrico 35 de la carretera de Prasdip a Fatgés, en el fondo de dicho barranco. Sus coordenadas geográficas en la Hoja del MTN 33-18 (472), Reus, son: 41103'13" y 0149'54". El afloramiento clásico de Llaberia se encuentra en el desmonte de esta misma carretera, en las proximidades del kilómetro 36, unos mil metros al sudoeste del afloramiento del Barranco de Romullá y sus coordenadas geográficas son: 41102'49" y 0149'21". Estos dos afloramientos de materiales del Jurásico Medio corresponden a la Sierra de Montalt y están situados a unos cuatro kilómetros al norte de Vandellòs.

Objetivos: Reconocimiento biocronoestratigráfico de una sección condensada de plataforma externa (Fig. 12). Ejemplos de asociaciones condensadas incluidas en sedimentos expandidos.

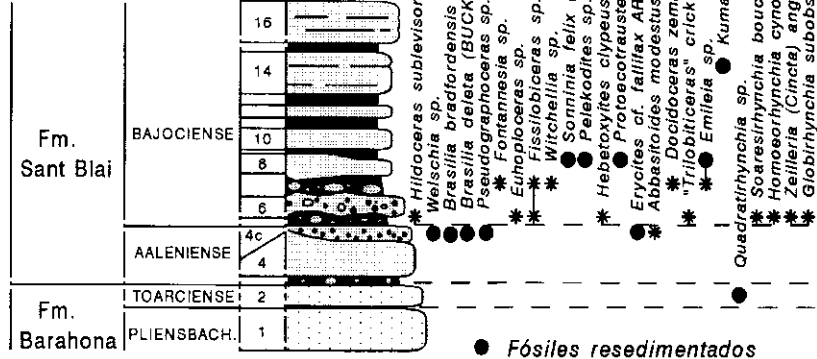
Descripción: Los materiales más recientes de la Fm. Barahona en la región de Llaberia corresponden al Toarciense inferior. En el Barranco de Romullá, la base de la Fm. Sant Blai son calizas *mudstone* a *wackestone* del Toarciense inferior (Biozona *Serpentinus*; niveles 3-6 en la figura 12) cuya superficie superior es irregular y está rellena por calizas *wackestone* con oolitos ferruginosos dispersos (nivel 7, Biozona *Bifrons*). No hay registro estratigráfico del Toarciense superior ni del Aalenense. La secuencia toarciense está truncada por una superficie de removilización que está rellena, a su vez, por calizas del Bajociense inferior con oolitos y ooides ferruginosos (nivel 8), que contienen una asociación condensada con elementos reelaborados característicos de las biozonas *Discites* y *Laeviuscula*, junto a otros elementos reelaborados característicos del Toarciense y del Aalenense. En el afloramiento del kilómetro 36 hay materiales aalenenses (Biozona *Bradfordensis*; nivel 4c) y las asociaciones condensadas de la base del Bajociense (niveles 5-7) contienen elementos reelaborados característicos del Toarciense inferior, Aalenense y Bajociense inferior (pre-Propinquans). En esta región, el intervalo Toarciense inferior (Biozona *Serpentinus*)-Bajociense inferior (Biozona *Laeviuscula*) corresponde a secciones condensadas constituidas por sedimentos expandidos que contienen asociaciones condensadas.

FIG. 12.—Detalle de los materiales del tránsito Lías/Dogger en la región de Llaberia (según Fernández-López et al., 1996).

FIG. 12.—Detail of the Lower-Middle Jurassic transition beds near Llaberia. Litho- and chronostratigraphic correlation between two close outcrops, at Llaberia and at the Barranco de Romullá (after Fernández-López et al., 1996).

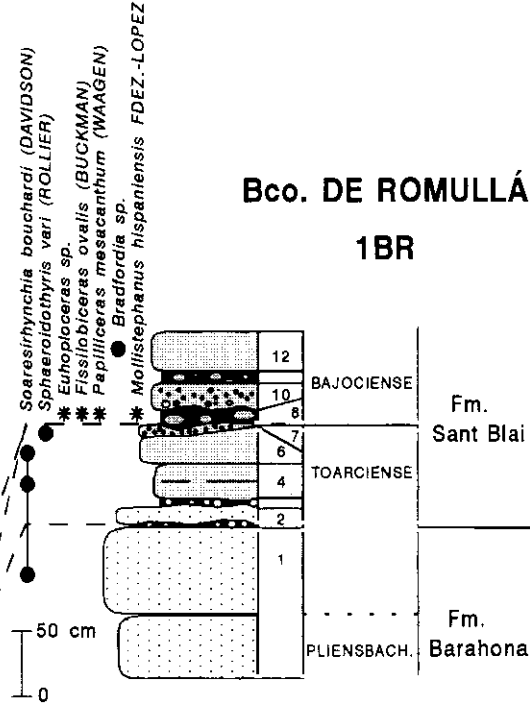
LLABERIA Km 36

36L



Bco. DE ROMULLÁ

1BR



PARADA 4. EL JURÁSICO MEDIO EN CAP DE SALOU

Localización: Los materiales del Jurásico Medio en Cap de Salou afloran a lo largo de la línea de costa, en el término municipal de Salou, desde Punta Salada hasta la playa de la Pineda. La Formación Barahona aflora en Punta Salada, junto al Pas de la Maladona. La Formación Sant Blai aflora en la orilla occidental de la Cala Crancs, siendo sus coordenadas geográficas en la Hoja del MTN 34-18 (473), Tarragona: 41103'27" y 1110'05". En esta localidad están prácticamente cubiertos los materiales de la Formación Cardó. Los materiales de la Formación La Tossa forman los acantilados que se encuentran desde la orilla oriental de la Cala Crancs hasta la playa de la Pineda.

Objetivos: Vista general de las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio características de la Plataforma de Tortosa. Reconocimiento de las características de las formaciones Sant Blai (Fig. 13) y La Tossa.

Descripción: Los afloramientos de Cap de Salou son los más orientales de la Plataforma de Tortosa. La Fm. Sant Blai sobrepasa los 15 m de espesor, está constituida exclusivamente por materiales del Bajociense inferior y se superpone a los materiales del Toarciense inferior de la Fm. Barahona. No hay registro estratigráfico del Toarciense superior ni del Aalenense en esta localidad, aunque los niveles basales de la Fm. Sant Blai contienen fósiles reelaborados característicos de estos intervalos. Los materiales de la Fm. Sant Blai en esta localidad están constituidos por calizas y calizas margosas de la misma facies que los materiales que constituyen el tramo superior de la formación en la localidad tipo (Mb. Salou). El techo de la Fm. Sant Blai en esta localidad corresponde a un substrato firme (*firm-ground*) transicional a endurecido (*hard-ground*, superficie 95 en la figura 13). Las Margas de Cardó alcanzan unos 25 m de espesor, pero sólo afloran los primeros y los últimos niveles. Los niveles basales de la Fm. Cardó corresponden al Bajociense inferior (Biozona Humphriesianum).

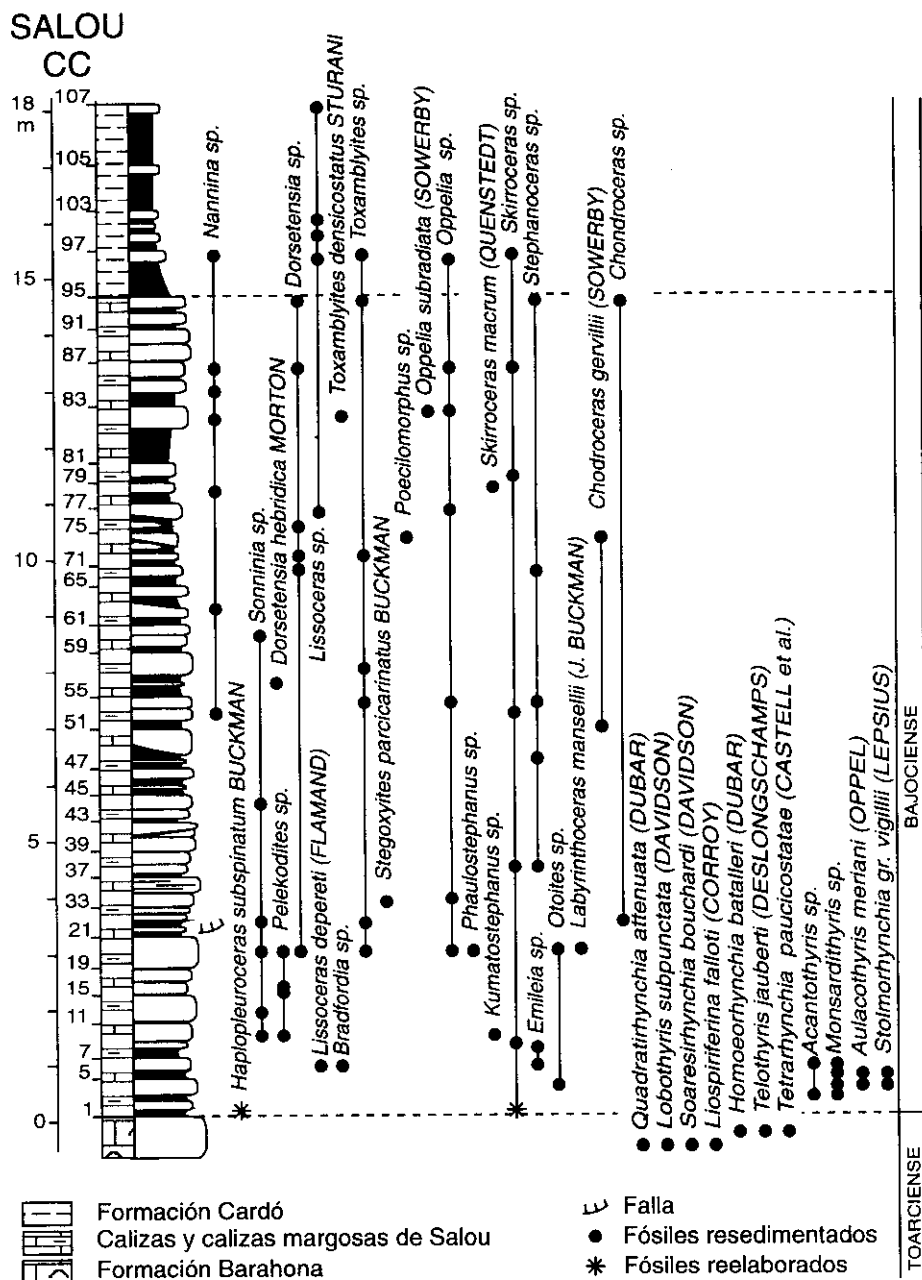
La Fm. La Tossa sobrepasa los 150 m de potencia. Los primeros veinte metros son de calizas *wackestone* de microfilamentos, con delgadas intercalaciones margosas, y corresponden al Bajociense superior (biozonas Garantiana y Parkinsoni). En la parte media de la Fm. La Tossa se encuentran más de 70 m de calizas *mudstone* y calizas margosas, con superficies de estratificación netas, que corresponden al Bathoniense. En la parte superior se reconocen calizas *mudstone* a *wackestone* y dolomías, que sobrepasan 60 m de espesor y contienen ammonites callovienses.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto PB96-0838 de la DGES-CSIC.

Fig. 13.—Columna estratigráfica de los materiales de la Formación Sant Blai en Cap de Salou (afloramiento Cala Crancs; según Fernández-López et al., 1997, 1998).

Fig. 13.—Stratigraphic succession of the deposits of the Sant Blai Fm. at Cap Salou (outcrop Cala Crancs; after Fernández-López et al., 1997, 1998).



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P., & SOLÉ SUGRAÑÉS, L. (1982): «Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides». *Acta Geol. Hisp.* (Hom. L. Solé i Sabarís, 1979), 14: 242-270.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BELLO, J., & MELÉNDEZ, G. (1997): «El Oxfordiense (Jurásico Superior) en el sector de Xerta - Paüls: Características bioestratigráficas y sedimentológicas. IV Congreso de Jurásico de España; Guía de la Excursión». *Publ. Seminario Paleont. Zaragoza (SEPAZ)*, 3: 145-160.
- BARALE, G. & CALZADA, S. (1985): «Primera demostración paleontológica del Kimmeridgiense en Garraf (Barcelona)». *Acta Geol. Hisp.*, 20: 227-231.
- BARNOLAS, A. & SIMÓ, A. (1985): «Jurásico. In: Memoria de la Hoja n.º 521, E: 1/50.000, Beceite». *IGME*: 8-16.
- BARNOLAS, A., LÓPEZ OLMEDO, F. & SIMÓ, A. (1985): «Jurásico. In: Memoria de la Hoja n.º 496, E: 1/50.000, Horta de San Juan». *IGME*: 10-17.
- BATALLER, J. R. (1922): «El Jurásico de la Provincia de Tarragona». *Trabajos Museo Nacional Ciencias Naturales (Geol.)*, 29: 5-113.
- BATALLER, J. R. (1926): «Sur le Jurassique de la partie méridionale de la Catalogne (Puertos de Tortosa)». *Bull. Soc. Géol. France* (4), 26: 101-116.
- BULARD, P. F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique, sur la bordure du bassin de l'Ebre*. Thèse Sci., Fac. Sci. (n.º CNRS: A.O. 7095), Univ. Nice, 355 pp.
- BUROLLET, P. F. & WINNOCK, E. (1977): «Cartes sédimentologiques et paléogéographiques des régions périméditerranéennes occidentales». *SPLIT-Yugoslavia* (1976): 111-127. Technip, Paris.
- CADILLAC, H. (1979): *Télé-détection et Géologie. Essai d'utilisation des images Landsat dans les Pyrénées, le Bassin de l'Ebre et la Catalogne. Tome II: Étude géologique dans les Ports de Horta de San Juan et Alfara (provinces de Tarragona et de Teruel, Espagne): corrélation avec le Tectolinéament de Tarragone à l'articulation entre Ibérides et Catalanides*. Thèse doc., Fac. Sci., Univ. Toulouse, 188 pp.
- CADILLAC, H., CANEROT, J. & FAURÉ, Ph. (1981): «Le Jurassique inférieur aux confins des Ibérides et des Catalanides (Espagne)». *Estudios Geol.*, 37: 187-198.
- CADILLAC, H., CANEROT, J. & FAURÉ, Ph. (1985): «Le Jurassique de l'anticlinal de Paüls». *Strata*, 2: 57-71.
- CALZADA, S. & VÍA, L. (1971): «Sobre el supuesto Jurásico del Macizo de Garraf (Barcelona)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 483-487.
- CANEROT, J. (1974): «Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)». Thèse doctoral Université de Toulouse. *Enadimsa ed.*, 4, 514 p.
- CANEROT, J. (1991): «Comparative study of the Eastern Ibérides (Spain) and the Western Pyrennes (France) Mesozoic basins». *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87: 1-28.
- CANEROT, J., FAURÉ, Ph. & RAHAL, M. (1984): «Donnés nouvelles sur le Jurassique du Maestrazgo méridional (prov. de Castellón, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298: 651-654.
- CANEROT, J., FAURÉ, Ph. & RAHAL, M. (1985): «Le Jurassique réduit de la zone de transition du Maestrazgo méridional». *Strata*, 2: 85-100.
- CARIOU, E. (1985): «Biostratigraphic subdivision of the Callovian stage in the Subtethyan province of ammonites. Correlations with the Subboreal zonal scheme». *1st. Int. Symp. Jurassic Stratigr.*, Erlangen (1984): 315-326.

- CHOFFAT, P. (1880): «Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal: Le Lias et le Dogger au Nord du Tage». *Sec. Trav. Géol. Portugal*, Lisboa, 72 pp.
- DUBAR, G. (1931): «Brachiopodes liasiques de Catalogne et des régions voisines». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 31, 103-180.
- ELMI, S., GOY, A., MOUTERDE, R., RIVAS, P. & ROCHA, R. (1989): «Correlaciones bioestratigráficas en el Toarciense de la Península Ibérica». *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 265-277.
- ESTEBAN, M. & JULIÁ, R. (1973): «Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides». *Acta Geol. Hisp.*, 8: 153-157.
- ESTEBAN, M. & ROBLES, S. (1979): «Período preorogénico, el Mesozoico». *Acta Geol. Hisp.*, 11: 73-78.
- FALLOT, P. & BLANCHET, F. (1923): «Observations sur la faune des terrains Jurassiques de la région de Cardó et de Tortosa (Province de Tarragone)». *Treb. Inst. Catalana Hist. Nat.*, 6: 73-264.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1983): «La Biozona Garantiana (Bajociense, Jurásico medio) en la región de Tivenys-Sierra de Cardó (Tarragona)». *Estudios Geol.*, 38 (1982): 75-93.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985): *El Bajociense en la Cordillera Ibérica*. Tesis Doc., Dept. Paleont., Univ. Complutense, Madrid, 850 pp.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1995): «Taphonomie et interprétation des paléoc environnements». In: M. Gayet & B. Courtinat (eds.) *First European Palaeontological Congress*, Lyon 1993. *Geobios*, M.S. 18: 137-154.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997a): «Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios». *Rev. Esp. Paleont.*, 12: 102-128.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997b): «Ammonites, ciclos tafonómicos y ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas». *Rev. Esp. Paleont.*, 12: 151-174.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. & GÓMEZ, J. J. (1991): «Condensación: significados y aplicaciones al análisis de cuencas». *Estudios Geol.*, 47: 169-181.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. & MELÉNDEZ, G. (1994): «Abrasion surfaces on inner moulds of ammonites as palaeobathymetric indicators». *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 110: 29-42.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. & MELÉNDEZ, G. (1995a): «Dispersión biogeográfica y tafonómica de ammonoideos filoceratáceos hacia la Cuenca Ibérica durante el Jurásico Medio». *Coloquios Paleont.*, 46 (1994): 129-149.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. & MELÉNDEZ, G. (1995b): «Taphonomic gradients in Middle Jurassic ammonites of the Iberian Range (Spain)». In M. Gayet & B. Courtinat (eds.), *First European Palaeontological Congress*, Lyon 1993. *Geobios*, M.S. 18: 155-165.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. & MOUTERDE, R. (1985): «Le Toarcien, l'Aalénien et le Bajocien dans le secteur de Tivenys: nouvelles données biostratigraphiques». *Strata*, 2: 71-88.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., AURELL, M., GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J. J., HENRIQUES, M. H. P., MARTÍNEZ, G., MELÉNDEZ, G. & SUÁREZ VEGA, L. C. (1994): «La configuración paleogeográfica de la Cuenca Catalana durante el Jurásico Medio». *Comun. X Jorn. Paleont.*: 69-72.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., AURELL, M., GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J. J., HENRIQUES, M. H. P., MARTÍNEZ, G., MELÉNDEZ, G. & SUÁREZ VEGA, L.C. (1996): «El Jurásico Medio de la Cuenca Catalana: unidades litoestratigráficas y elementos paleogeográficos». *Rev. Esp. Paleont.*, n.º extr.: 122-139.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., AURELL, M., GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J. J., HENRIQUES, M. H. P., MARTÍNEZ, G., MELÉNDEZ, G. & SUÁREZ VEGA, L.C. (1997): «El Jurásico Medio en la Plataforma de Tortosa (Cuenca Catalana): unidades litoestratigráficas, paleogeografía y ciclos ambientales». *Publ. Sem. Paleont. Zaragoza*, 3: 177-213.

- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J. J., HENRIQUES, M. H. P. & MARTÍNEZ, G. (1998): «La diferenciación paleogeográfica de la Cuenca Catalana al principio del Jurásico Medio». *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 3-22.
- FONTANA, B., GALLEGRO, M. R., JURADO, M. J. & MELÉNDEZ, G. (1995): «A correlation of subsurface and surface data of the Middle-Upper Jurassic between the Ebro Basin and the central Iberian Chain (Eastern Spain)». *Geobios*, M.S., 17 (1994): 563-574.
- GARCÍA-JORAL, F. & GOY, A. (1984): «Características de la fauna de braquiópodos del Toarciense superior en el Sector Central de la Cordillera Ibérica (Noreste de España)». *Estudios Geol.*, 40: 55-59.
- GARCÍA-JORAL, F. & GOY, A. (1994): «Los braquiópodos del Toarciense de la Cordillera Ibérica». *Comun. X Jorn. Paleont.*: 81-83.
- GAUTIER, F. & MOUTERDE, R. (1964): «Lacunes et irrégularités des dépôts à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure nord des Chaînes ibériques (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258: 3064-3067.
- GINER, J. (1980): *Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis doc., Dept. Geología. Univ. Barcelona, 315 pp.
- GÓMEZ, J. J. (1979): «El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Seminar. Estratigr. (Serie Monografías)*, 4, 686 pp.
- GÓMEZ, J. J. & FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1992): «Secciones condensadas y máximos transgresivos. Una relación equívoca». *Geogaceta*, 11: 130-137.
- GÓMEZ, J. J. & FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1994): «Condensation processes in shallow platforms». *Sedim. Geol.*, 92: 147-159.
- GÓMEZ, J. J. & GOY, A. (1979): «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Estudios Geol.*, 35: 569-598.
- GUIMERÁ, J. (1983): «Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297: 425-430.
- GUIMERÁ, J. (1984): «Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula». *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- LANAJA, J. M. (1987): «Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España». *IGME*, Madrid, 465 pp.
- MALDONADO LÓPEZ, A., ALONSO MARTÍNEZ, B., DÍAZ GUERRERO, J. I., FERRÁN VERT, M., GIRÓ MOLINER, S. & VÁZQUEZ MARTÍNEZ, A. (1986): «Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000, 41-42, Tortosa-Tarragona». *IGME*.
- MARÍN, Ph., PALLARD, B., DUVAL, B. & MIROSCHEJII, A. de (1977): «Jurásico. In: Memoria de la Hoja n.º 494, E: 1/50.000, Calanda». *IGME*: 5-11.
- ROBLES OROZCO, S. (1974): *Estudio geológico del Mesozoico del Macizo de Cardó y sectores adyacentes*. Tesis doc., Univ. Aut. Barcelona, 436 pp.
- ROBLES OROZCO, S. (1975): «Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque de Cardó y sectores adyacentes (provincia de Tarragona)». *Acta Geol. Hisp.*, 10: 59-66.
- ROCA, E., GUIMERÁ, J. & SALAS, R. (1994): «Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain». *Geol. Mag.*, 131: 155-168.
- ROSELL SANUY, J. & VÍA BOADA, L. (1967): «Estudio geológico de los alrededores de Beceite (Teruel)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 101-102: 5-20.
- SALAS, R. (1989): «Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las Cordilleras ibéricas oriental y costero-catalana». *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 121-157.

- SALAS, R. (1991): *Evolución de la Cuenca del Maestrat durante el Malm y el Neocomiense*. Guía de Campo, Univ. Barcelona: 118 pp.
- SALAS, R. & CASAS, A. (1993): «Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin». *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- SALAS, R. & GUIMERÁ, J. (1997): «Estructura y estratigrafía secuencial de la Cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift jurásica superior-cretácica inferior (Cordillera Ibérica oriental)». *Bol. Geol. Min.*, 108-4: 393-402.
- SIMÓ, A. (1985): «Jurásico. In: Memoria de la Hoja n1 496, E: 1/50.000, Horta de San Juan». *IGME*: 10-17.
- STOECKINGER, W. T. (1976): «Valencian gulf offer deadline nears». *The Oil and Gas Journal*, 29: 197-204.
- THIERRY, J., CARIU, E., ELMI, S., MANGOLD, Ch., MARCHAND, D. & RIOULT, M. (1997): «Callovien». *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém.*, 17: 63-78.
- WILDE, S. (1988): «Das Bathonium und Callovium der nordwest-iberischen Ketten (Jura, Spanien)». *Bochum. Geol. Geotech. Arb.*, 31: 1-217.

Manuscrito recibido: 31 de Enero de 1998

Manuscrito aceptado: 20 de Septiembre de 1998