

El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en el sector de la Llanura de Arcos (Ariño-Oliete, Teruel): Análisis tafonómico y Bioestratigrafía

Middle to Upper Jurassic (Callovian-Kimmeridgian) in the «Arcos Plateau» (Ariño-Oliete area, eastern Iberian chain, Spain): Taphonomic analysis and Biostratigraphy

G. MELÉNDEZ, J. BELLO, G. DELVENE, I. PÉREZ-URRESTI
Dpto. Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza,
Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza (España)

RESUMEN

La sedimentación durante el intervalo Calloviense-Oxfordiense dentro de la denominada «Llanura de Arcos», en la parte oriental de la Plataforma Aragonesa, tiene lugar en un área de alto paleogeográfico, somera a temporalmente emergida. Durante el Calloviense Inferior (Biozona Herveyi) la sedimentación se caracteriza por el predominio de calizas (wackestone a packstone) bioclásticas con filamentos. Entre las Biozonas Gracilis y Plicatilis (Calloviense Inferior-Oxfordiense Medio), la sedimentación está dominada por calizas fosilíferas wackestone con oolitos ferruginosos y bioclastos que forman sucesivos episodios irregulares y discontinuos. El análisis tafonómico y bioestratigráfico revela la existencia de numerosas discontinuidades y lagunas estratigráficas en este intervalo, resultando en una sucesión condensada que presenta asimismo unos altos valores de condensación tafonómica. Tras un episodio (Bz. Transversarium) caracterizado por la sedimentación de calizas con espongiarios y crinoides, la sedimentación durante las Biozonas Bifurcatus y Bimam-

matum se hace marcadamente glauconítica, reflejando también un cierto grado de condensación estratigráfica con respecto a las áreas más noroccidentales de la plataforma, donde este intervalo presenta un carácter más terrígeno, caracterizado por secuencias expandidas. En el corte clásico de las Ventas de San Pedro, entre Ariño y Oliete, la parte inferior de la Subbiozona Planula (Biohorizonte Proteron) se ha caracterizado con ammonites en la parte superior de esta unidad carbonatada. Por encima, la Subbiozona Galar y el Kimmeridgiense Inferior se encuentran probablemente representados en las unidades suprayacentes, las Formaciones Sot de Chera y Loriguilla, que en este sector de la plataforma presentan un escaso contenido en ammonites.

Palabras clave: Calloviense, Oxfordiense, Plataforma Aragonesa, análisis tafonómico, reelaboración, condensación tafonómica, condensación estratigráfica.

ABSTRACT

Callovian-Oxfordian sediments in the so-called «Arcos Plateau», northeastern Iberian Chain, are dominantly carbonate and were deposited in a shallow to temporarily emerged area forming a paleogeographic high during this interval at the outer Aragonese Platform. Stratigraphic sequences in this area appear markedly condensed in relation with more subsident western areas of this platform, where they form expanded, more marly sequences. (Fig. 4)

A detailed section has been recorded at the classical outcrop of Ventas de San Pedro, on the right bank of the river Martín (Figs. 5-7). The Lower Callovian Herveyi Zone (ex Macrocephalus Zone auctt.) is represented by a c. 1,5 m thick sequence formed by bioclastic wackestone to packstone. The last bank of this sequence (bed AR.1/107) is an ammonite-rich, 0.7 m. thick bed which is capped at the top by an erosive, *hard-ground* surface. This bed has yielded, at the lower part: *Oxycerites oppeli* ELMI, *Macrocephalites verus* BUCKMAN (M & m), *Bullatimorphites (Bomburites) prahecquense* PETITCLERC, *Homeoplanulites homeomorphus* (BUCKMAN) (M & m), as well as some scarce representatives of Hecticoceratinae (ind.), *Phlycticeras*, Nautilidae: *Pseudaganides* sp. The upper part of the bed shows a concentration of ammonites including both resedimented shells and reelaborated moulds. Among the resedimented shells, *Homoeoplanulites* sp. and *Bullatimorphites (Bomburites) prahecquense* PETIT-

CLERC are noteworthy. Some common specimens of *Macrocephalites (Dolikephalites) gracilis* BUCKMAN are recorded at this top assemblage as reelaborated moulds.

A thick iron-oolith limestone interval follows this hard-ground surface. This interval, though, may be subdivided in two thick separate bands (beds 108 and 109) which, in turn, can be subdivided into several independent thinner layers (108a-c and 109a-c respectively). Such layers are separated from each other by irregular surfaces sometimes involving the local development of a ferruginous crust.

The layers composing the bed 108 contain a rich ammonite assemblage (Fig. 5). However, most of the specimens recorded show clear signs of taphonomic reelaboration: they are preserved as incomplete, fragmented internal moulds, in most cases along the surface of a septum (*i.e.* disarticulation surfaces, Fernández-López, 1985-a; Fernández-López & Meléndez, 1994-a; 1995). The sediment infilling the shell, likewise, is formed by grey, bioclastic wackestone, similar to that of the level 107 and different from the embedding iron-oolitic matrix. In some specimens some tiny sparse ooliths are seen infilling the exterior part of some chambers indicating a secondary infilling of parts of the broken shell during or after the process of reelaboration rather than a real primary infilling of the empty shell.

The layer 108-a, a thin marly oolitic interval just above the hard-ground surface, has yielded some scarce, reelaborated specimens of *Macrocephalites* close to those determined as *M. verus* BUCKMAN, from level 107. It should be noted that the specimens appear preserved as fragmented, non deformed internal moulds within a compacted marly matrix and are also interpreted as reelaborated moulds (Fernández-López, 1985-a, p. 106, Fig. 2).

Some specimens have been found to display well-developed abrasion ellipsoidal facets and/or annular furrows on the upper flank or along the ventral region, localized at the last third, adoral portion of the whorl. Such abrasion surfaces have been demonstrated to constitute unambiguous reelaboration criteria and to have been formed by the action of unidirectional laminar water currents under extremely shallow bathymetric conditions, most probably in inter to supratidal environments (Fernández-López, 1985-a; 1985-b; Aurell *et al.*, 1994; Fernández-López & Meléndez 1994-a, 1995). Layers 108-b and c contain a rich ammonite assemblage, including common typical specimens of *Macrocephalites gracilis* (SPATH) and *Macrocephalites compressus* (QUENSTEDT), and few representatives of *Bullatimorphites* and Hecticoceratinae, characterizing the upper Heveyi and the Gracilis Zone (see Marin & Toulouse, 1972; Meléndez, 1978).

It is concluded that the recorded association from bed 108 represents a mixed association resulting from repeated reelaboration processes which affected the fossils from upper Herveyi and Gracilis Biozones, sweeping out the still unconsolidated sediment and leading to the mixing of fossils of different age in a further sedimentary episode, dated as presumably post-Gracilis Biochron, most probably during the Anceps Biochron. The recorded association from bed 108 is, therefore, a *condensed association*, according to the concept of *Taphonomic condensation*, as defined by Fernández-López (1984) and Fernández-López and Gómez (1991). According to this author (Fernández-López, 1986) reelaborated elements belonging to the species *Macrocephalites (Dolikephalites) gracilis* SPATH and close, coeval forms recorded from bed 108-b constitute a *registratic unit*: the *Gracilis taxorecord*. However, due to their reelaborated state of preservation, the bed containing them (bed 108) cannot be assigned to the corresponding *biostratigraphic unit*, i.e. the Gracilis Biozone on the base of such specimens, since only resedimented and accumulated (i.e. non-reelaborated) fossils are suitable to characterise biostratigraphic units. Reelaboration processes were taking place under progressively shallower bathymetric conditions, leading to the general subaerial exposition of the area during several repeated episodes between Middle Callovian and Lower Oxfordian. The age of the bed 108, however, is still difficult to assess since no resedimented or accumulated (i.e. non-reelaborated) specimens have been collected so far in this assemblage. It can, however, be confidently supposed that this age could be either late Gracilis (?Patina Subbiozone) Biozone or Middle Callovian (?Anceps Biozone).

The bed 108 is capped again by a sharp erosive hard-ground surface showing truncated fossils and the development of an iron crust. The record of truncated internal moulds of ammonites on this surface witnesses an intense erosive, denudation episode after the cementation of this bed.

Bed 109 is a 75 cm thick, light-orange coloured ironshot containing abundant, heterometric iron oolites, which range in size from 0,5 to 4-5 mm. Again, in this second oolitic interval several successive layers, separated from each other by irregular surfaces can be distinguished.

The lower layer (109. A), a some 5 to 10 cm thick marly interval, contains some common lower Callovian specimens showing clear traces of taphonomic reelaboration, such as disarticulation surfaces along septa and/or ellipsoidal facets and annular furrows. Also, the infilling of the shell, formed by light grey, micritic limestone with sparse tiny oolites, in clear contrast with the surrounding matrix, warned prior authors (Marin &

Toulouse, 1972) who splicitly remarked this difference between the infilling of the fossils and the lithology of the bed to infer and recognize these specimens as «rémanié». It should be noted, however, that the term «rémanié» is a stratigraphic (not a taphonomic) term and has a different meaning as *taphonomic reelaboration* this term meaning, as originally defined by Fernández-López (1984, 1991) the exhumation of a fossil from its original matrix and its subsequent burial, under a later sedimentary episode, in a generally younger sediment.

Besides some reelaborated specimens of *Macrocephalites (Dolikephalites.) gracilis* SPATH, *Bullatimorphites (Bomburites) praheccqense* (PETITCLERC), *Rehmannia (Rehmannia) rehmanni* (OPPEL), and *Hecticoceras (Hecticoceras) spp.*, some presumably resedimented (i.e. non-reelaborated) specimens have been also reported from this interval, indicating a lower Oxfordian Claromontanus, or Bukowskii, Subbiozone, i.e. lower Cordatum Biozone: *Passendorferia (Enayites) czenstochowiensis* (SIEMIRADZKI), *Perisphinctes (Otosphinctes) spathi* MELENDEZ, *Prososphinctes mairei* DE LORIO, *Prososphinctes claromontanus* (BUKOWSKI). The age of this lower layer must be assumed as lower Oxfordian, Cordatum Biozone, Claromontanus Subbiozone.

The middle part of level 109 (bed 109.B) is a 35 cm thick orange-coloured oolitic limestone containing thick, heterometric iron ooliths. A somewhat continuous ferruginous surface inside this bed makes it possible to distinguish a lower part, which has yielded: *Perisphinctes (Otosphinctes) paturattensis* DE LORIO, *Perisphinctes (Otosphinctes) montfalconensis* DE LORIO, *Perisphinctes (?Dichotomosphinctes) sp* and *Kranaosphinctes sp*. The upper band contains: *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORBIGNY), *Proscaphites anar* (OPPEL), *Tornquistes helvetiae* (TORNQUIST), *Passendorferia cf. tenuis* (ENAY) and *Kranaosphinctes kraanaus* BUCKMAN.

The ammonite association recorded in the lower part of the bed would characterize the lower Plicatilis Biozone, Paturattensis Subbiozone, whilst the association from the upper part might partly represent the upper Plicatilis Biozone, Antecedens Subbiozone (see, Meléndez, 1989, p. 47).

The bed 109.B is separated again from the overlying oolitic bed 109.C by a cemented erosive surface. Bed 109. C forms a regular interval containing less abundant and smaller-sized iron ooids. The fossil content of this bed includes, besides some sparse, fragmentary remains of crinoids and siliceous sponges, brachiopods and bivalves, some uncommon ammonites, fragmented and difficult to determine: *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) sp*; *Perisphinctes (Perisphinctes) sp*. and *Euaspidoceras*

sp. A new irregular, erosional surface tops this bed. Above it, the first bank of the sponge limestone, Yátova Fm (level 110) is preceded by a thin (10 cm thick) marly interval. The presence in levels 110 to 113 of *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *luciaeformis* ENAY, *P. (Otosphinctes) nectobrigensis* MELÉNDEZ, *Passendorferia (Enayites) birmensdorfensis* (MOESCH) and *P. (Perisphinctes) sp.*, close to the *P.(P.)* of the *aguilonensis* MELÉNDEZ group permits assigning this lower part of the Yátova Fm to the middle Transversarium Biozone, Luciaeformis Subbiozone (Fig. 6; Meléndez, 1989).

Levels 114 and 115, a similar grey bioclastic limestone (fossiliferous bioclastic wackestone) with common remains of sponges and crinoids stratified in regular, decimetric banks, has yielded some scarce specimens of *Larcheria iberica* FONTANA, characterizing the middle part of the Schilli Subzone, Iberica Biohorizon (Fontana, 1990; Meléndez & Fontana, 1992). The bed 115 is capped by an irregular truncational ferruginous surface. Above it, bed 116 is a marly-limestone 20 cm thick interval containing small iron peloids and common reelaborated phragmented moulds of ammonites sometimes showing ferruginous coatings, among which it is worth noting the record of *Larcheria subschilli* LEE. This allows characterizing the *subschilli* recorded association, or the Subschilli Taxorecord and evidences a stratigraphic gap of the Subschilli Biohorizon, at the Schilli-Rotoïdes Subzone boundary. Levels 116-117 probably represent the lower part of Rotoïdes Subzone (= Jelskii Biohorizon, according to Meléndez & Fontana, 1993). Level 118 is a micritic, somewhat glauconitic bank containing abundant fragmented moulds of ammonites presented as phosphatic internal moulds. Fossils in the bed are usually inclined or vertical and, occasionally, showing an imbricate pattern. These specimens are, once again, reelaborated elements. They include the species *P.(Dichotomosphinctes) wartae* BUKOWSKI and *P. (Dichotomoceras) of the bifurcatoides* ENAY-*stenocycloides* SIEMIRADZKI groups; show typical reelaboration criteria, such as disarticulation facets and structural and textural discontinuity between the micritic phosphatic infilling and the wackestone surrounding matrix. This 'phosphatic' level is interpreted as resulting from an increase in the turbulence leading to the formation of this remotion, or remobilization level, including the exhumation and concentration of reelaborated elements and the sweeping away of the sediment. This mixed and condensed association allows, again, characterizing the Wartae and Bifurcatoides Taxorecords, and evidences a new stratigraphic gap affecting the top of the Transversarium Biozone (the Wartae Biohorizon, cfr. Meléndez & Fontana, 1993) and the

base of the *Bifurcatus* Biozone (the *Bifurcatoides* Biohorizon; cfr. Meléndez, 1989). Non-reelaborated elements from this association are scarce fragments of shell close to the *P. (Dichotomoceras) duongi* MELÉNDEZ group, which would allow assigning this interval to the Duongi Horizon, in the upper *Stenocycloides* Subzone (Fig. 6).

The rest of the Yátova Formation is a uniform succession formed by regular decimetric hard banks of grey-brownish glauconitic limestones (bioclastic wackestone). The fossil content is scarce: sponges and crinoids are virtually absent or exceptional; ammonites are common only in some selected levels, whilst brachiopods and bivalves (specially infaunal forms) are also common at some levels. Beds 120 to 128 probably represent the upper *Bifurcatus* Biozone, *Grossouvrei* Subzone, although they could also represent partly the Duongi Biohorizon. The species *P. (Dichotomoceras) bifurcatus* (QUENSTEDT) has been collected in the beds 127 and 128. The bed 128 is capped by a discontinuity surface. Above it the species *Orthosphinctes ariniensis* (MELÉNDEZ) has been recorded as reelaborated elements. This evidences the presence of the Ariniensis Taxorecord at this point and a stratigraphic gap affecting the uppermost biohorizon of the *Grossouvrei* Subzone: the Ariniensis Biohorizon (cfr. Meléndez & Fontana, 1993), at the turn of the *Bifurcatus*-*Bimammatum* Biozone boundary.

The *Bimammatum* Biozone extends from bed 129 to 150 (Fig. 7). The species *Euaspidoceras hypselum* OPPEL and *Epipeltoceras semimammatum* (QUENSTEDT) are common between beds 129 and 134. Beds 135 to 137 contain *Epipeltoceras berrense* FAVRE, characterizing the upper biohorizon of the *Hypselum* Subbiozone. Levels 138 to 144 contain common specimens of *Orthosphinctes* of the *O. alternans* ENAY group, probably characterizing, at least partly, the *Bimammatum* Subzone. Level 144 is again a remobilization level containing common reelaborated specimens including *Orthosphinctes* and *Epipeltoceras* of the *treptense* ENAY-*bimammatum* (QUENSTEDT) groups and probably evidences a small stratigraphic gap at the turn of the *Bimammatum*-*Hauffianum* subbiozone boundary. The levels 145 to 150 contain common specimens of *Orthosphinctes tiziani* (OPPEL) and, despite the absence so far of the index species *Taramelliceras hauffianum* (OPPEL), probably represent the *Hauffianum* Subbiozone. This index-species, however, has been collected in the near outcrop of Barranco de las Estacas, some 3 km westwards, in equivalent levels.

The level 150 is capped again by an irregular ferruginous discontinuity surface and followed by a thin marly interval. This surface probably marks the boundary between the *Hauffianum* and *Planula* Subbiozone and probably involves a small stratigraphic gap affecting the lower bio-

horizon of the Planula Subbiozone, i.e. the Minutum Biohorizon (cfr. Atrops, 1982; Atrops & Meléndez, 1994), although no clear palaeontological evidence has so far been found. It should be noted that the species *Subnebrodites minutum* (DIETERICH) occupies a much higher stratigraphic position within the Planula Biozone (G. Schweigert, personal comm.). Therefore, the form referred above and reported from other localities in the Iberian Range such as Moscardón at the base of the Planula Subbiozone (Meléndez *et al.* 1983; Meléndez, 1989) might be an entirely different thing. Above the bed 150, the species *Subnebrodites* (M & m) *proteron* (NITZOPOULOS) and *Orthosphinctes gidoni* ATROPS have been recorded through levels 150-155 as resedimented, non-reelaborated specimens, clearly characterizing the Proteron Biohorizon of the Planula Subbiozone. The bed 155 forms the top of the glauconitic succession and of the Yátova Formation at this point. It is covered by a strong ferruginous, hard-ground surface which marks the boundary with the overlying, Sot de Chera marly Formation. No bed containing specimens of *Subnebrodites* clearly assignable to the species *S. planula* (QUENSTEDT) are found at this point. However, they appear at the near outcrop of Barranco de las Estacas as a 0.5 m. thick interval of glauconitic shaley marls. A small stratigraphic gap of the Planula Biohorizon is therefore inferred at this outcrop. The Galar Subzone is most probably represented in the first meters of the overlying Sot de Chera Formation which at the localities of Moneva and Moyuela, some 30 Km West, has yielded some representatives of *Sutneria galar* (OPPEL) and *Planites aff. polygyratus* (REINECKE).

As a conclusion it may be stated that the well-known section of Ariño in the so-called «Arcos Plateau» at the banks of the river Martín (NE Iberian Range) stands, from the paleontological point of view, as a reference section for the Callovian-Oxfordian of the Submediterranean Province. The biostratigraphic and taphonomic analysis, however, shows that, despite the completeness of the paleontological record, *i.e.* the registratic succession, the biostratigraphic succession is in fact highly incomplete. A huge stratigraphic gap affects the Callovian-Oxfordian transition, its biostratigraphic width ranging roughly from Gracilis to Cordatum Biozone. The registratic gap shows a lesser width, extending probably between Coronatum and Mariae Taxorecord. Iron-oid limestone sedimentation took place during this chronological interval sporadically, at short and irregular intervals, probably during the Anceps, Claromontanus, Paturattensis and Antecedens Biochrons. Callovian ooids were probably formed in a rather distant area, as it can be seen by

the good sorting, scarcity and small size of the callovian iron ooids, and by the reduced thickness of the callovian oolite (bed 108). In contrast, the formation of the oxfordian ooids took place in a much nearer area as it is shown by the poor sorting, abundance and larger size of components of the bed 109. The Callovian-Oxfordian boundary is placed at the contact between both oolitic levels, indicating a maximum, intraoolitic discontinuity at this point. It is also at this interval where re-elaborated internal moulds of ammonites showing abrasion ellipsoidal facets and annular furrows have been recorded, indicating a generalised episode of subaerial exposure of a flat, extended carbonate platform at the Callovian-Oxfordian transition, and providing further support to the repeatedly proposed hypothesis of formation of the iron oolite under extremely shallow to emerged conditions (Aurell *et al.*, 1994).

The repeated presence of stratigraphic gaps in the sequence makes the stratigraphic succession highly incomplete and condensed, the studied section standing as a clear case of stratigraphic condensation for the Callovian-Oxfordian interval, in relation to more subsident areas farther west (Riela), where this interval may be about 200 m. thick. On the other hand, the frequent mixing of diachronic elements in the remobilization levels forming mixed and condensed associations stands as a good case of Taphonomic (Fossildiagenetic) mixing and *Taphonomic Condensation*, (Fernández-López, 1984) which can be diagnosed by the presence of ammonites of different time of production in the same recorded association. Fragmented and disarticulated ammonite moulds, as well as the common occurrence of phosphatic and glauconitic moulds indicate the repeated events of increasing turbulence and remotion of the sea bottom involving re-elaboration of fossils under shallow water conditions during the Middle and Upper Oxfordian. In such conditions, the paleogeographic and taphonomic analysis shows that, despite the local abundance of ammonite specimens in some beds, it can no longer be accepted as evidence for true biological populations of ammonites colonizing this area. The setting of the 'Arcos Plateau' during this interval would be a paleogeographic high, and a shallow area. On the other hand the successive ammonite associations recorded for each taphonomic group, i.e. what has been called *Taphonic Populations* (Fernández-López, 1985, 1996) may be determined as of *Type 3*, i.e. formed almost exclusively by adult elements, with important presence of adult macroconchs, polyspecific and giving unimodal frequency curves with negative bias. Such features point to these associations as formed by allochthonous elements, mainly by drifted shells, and the studied taphonic populations as corresponding

to *ademic* (i.e. inferred outside the living area) biological entities (Fernández-López, 1990; 1991), with the sole exception, perhaps, of the Middle Transversarium Chronozone interval (Schilli Subchronozone) in which juvenile specimens of some groups (forming taphonic populations of type 1 or 2) are sporadically collected, and the association of siliceous sponges and crinoids reveals deeper subtidal conditions. The repeated concentration of ammonite moulds in successive levels as described above would therefore result from two main processes: (1) arrival of empty shells by post-mortem drift in a shallow and open, non-restricted platform dominated by the action of water currents, and (2) the repeated process of scouring of the sea bottom by currents under increasing turbulence episodes, involving the sweeping up of sediment and exhumation and reelaboration of previously buried and cemented moulds of ammonites (Meléndez *et al.*, 1990-b).

Key-words: Callovian, Oxfordian, Aragonese Platform, taphonomic analysis, reelaboration, taphonomic condensation, stratigraphic condensation.

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presenta una visión general de la evolución paleogeográfica de la parte externa de una rampa carbonatada (la Plataforma Aragonesa), al SE de Zaragoza (Fig. 1). La llanura que se extiende al Sur de la Sierra de Arcos, denominada Llanura de Arcos («Arcos Plateau») por Bulard, (1972) se extiende entre el sector de Belchite-Muniesa hasta la línea N-S demarcada por el Río Martín, que une las localidades de Oliete y Ariño. El desarrollo y los afloramientos de los materiales del Calloviense-Oxfordiense en las proximidades de las Ventas de San Pedro permiten hacerse una idea bastante ajustada de las unidades que componen el Jurásico Medio y Superior en este sector, así como la distribución y la variación de las facies (Figs. 2, 3, 4) y de las asociaciones registradas de fósiles. La sucesión de ammonoideos del Calloviense y Oxfordiense en este punto ha sido objeto de estudios de detalle por Marin y Toulouse (1972) y Meléndez (1978). Otras revisiones bioestratigráficas más recientes sobre el Oxfordiense en este punto han sido realizadas por Meléndez (1989), Fontana (1990) y Meléndez y Fontana (1993). Por su parte, el Calloviense en esta región ha sido objeto de estudios paleontológicos y de revisiones bioestratigráficas de detalle por Sequeiros

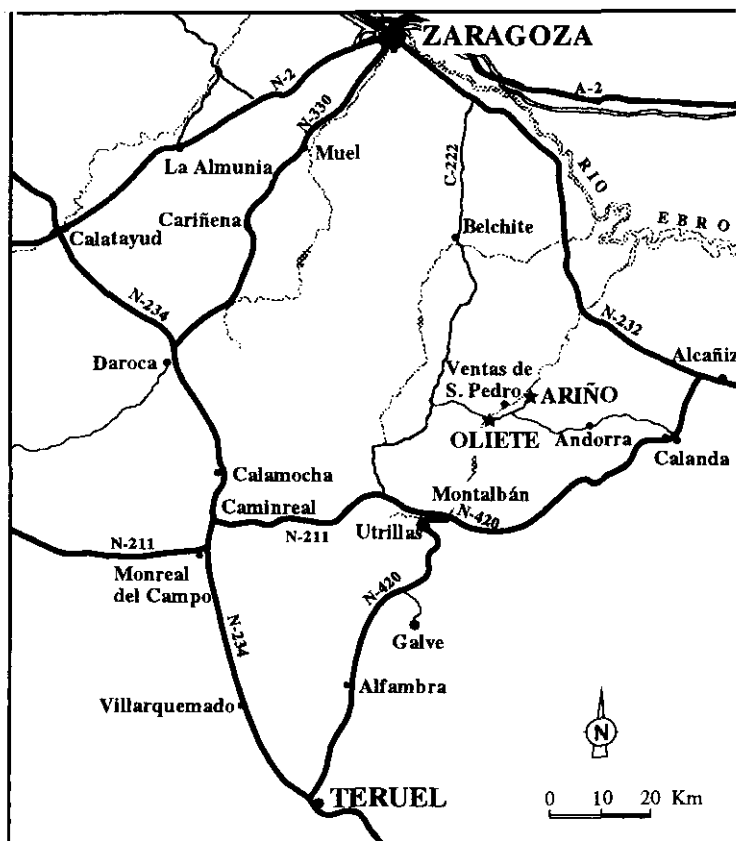


Fig. 1.—Situación geográfica de las localidades tratadas.

Fig. 1.—Geographic location of the studied area.

(1984), Sequeiros y Meléndez (1987), Lardiés (1988, 1990); Lardiés *et al.* (1988). Por su parte, las sucesiones de Bivalvos de este intervalo en este sector han sido objeto de un estudio taxonómico y paleoecológico por Delvene (1997).

ESTRATIGRAFÍA

En la región estudiada el cuadro litoestratigráfico general para el Jurásico Superior fue definido por Gómez y Goy (1979). Posteriormente este cuadro ha sido modificado o completado ligeramente por otros autores

(Meléndez *et al.*, 1990-a). De un modo general ese cuadro comprende las siguientes unidades, definidas formalmente como unidades litoestratigráficas (Fig. 2):

Formación Carbonatada de Chelva

Conjunto potente (de varias decenas a centenas de metros de espesor) formado por calizas tableadas, en bancos regulares que ocasionalmente pueden formar grandes tramos masivos, con desarrollo de barras carbonatadas. Hacia la parte inferior suele comenzar con una alternancia de calizas y margas. Muestra una gran variedad de facies. Comprende todo el

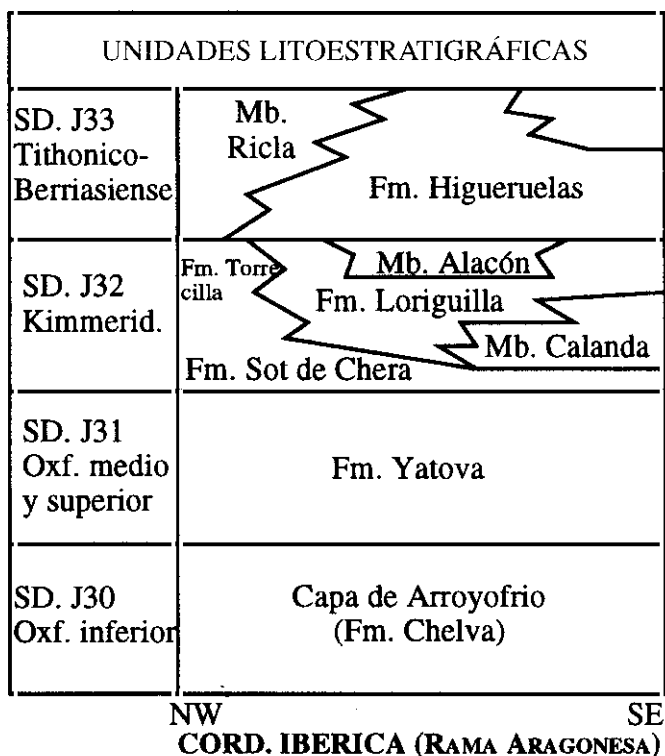


Fig. 2.—Marco geológico sintético para el Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica nororiental. Se muestran las unidades litoestratigráficas y, a la izquierda, las principales secuencias deposicionales definidas (Aurell, 1990).

Fig. 2.—Geological frame of the upper Jurassic at the northeastern Iberian Range, showing the lithostratigraphic units for this area and the defined depositional sequences (Aurell, 1990).

Dogger (Aaleniense-Calloviense), hasta el límite Calloviense-Oxfordiense. En la parte superior se distinguen dos términos litológicos bien diferenciados que fueron definidos inicialmente (Gómez y Goy, 1979), como *Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío* y *Miembro Yátova*, (calizas fosilíferas con espongiarios). Posteriormente, Aurell (1990) y otros autores redefinieron el Miembro Yátova con rango de Formación independiente.

Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío

Capa irregular, de espesor centimétrico a decimétrico, de caliza amarillenta con oolitos ferruginosos que puede mostrar facies muy diversas (Gómez, 1979; Aurell *et al.*, 1994). Generalmente es bioclástica y contiene abundantes fósiles (ammonites, braquiopodos, belemnites, bivalvos). En este nivel se localiza el límite Dogger-Malm. (Fig. 4).

Formación calizas con esponjas de Yátova

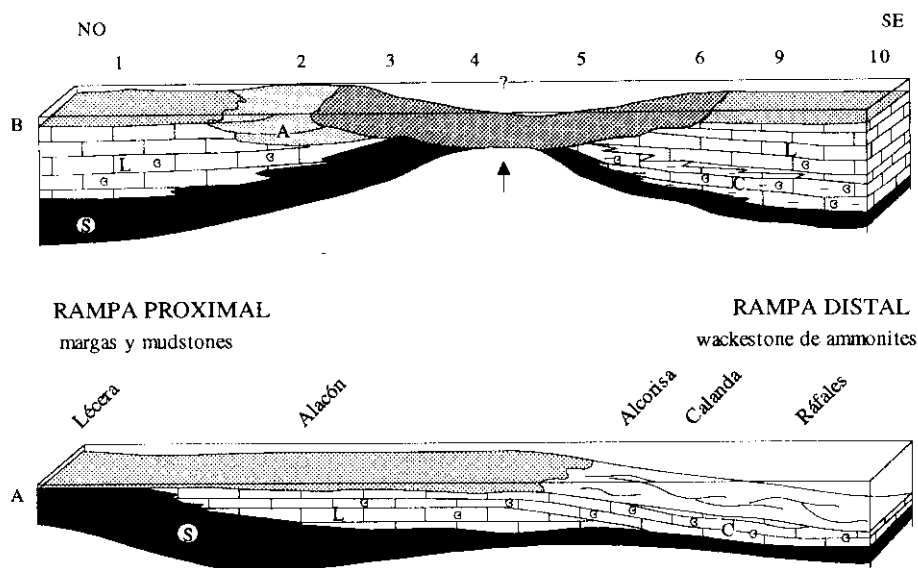
Término superior de la sucesión carbonatada que abarca el Jurásico Medio y el Oxfordiense en este sector. Comprende un conjunto de espesor métrico bastante constante (4-5 a 12-15 m.) de calizas biomicríticas en bancos regulares de aspecto en ocasiones brechoide, caracterizadas por su alto contenido fosilífero, principalmente espongiarios, crinoides, ammonites, bivalvos, braquiópodos. Su edad es Oxfordiense Medio-Superior.

Formación Margas de Sot de Chera

Conjunto de margas grises oscuras o beige claro, según la zona, masivas, con escasas intercalaciones de capas de caliza margosa. Su contenido fosilífero es frecuente aunque no alto. Pueden encontrarse fósiles piritosos, corales solitarios de pequeña talla, belemnites, ammonites, gasterópodos, bivalvos. En levigado se reconocen frecuentes ostrácodos y foraminíferos de caparazón calcáreo hialino. Su edad es generalmente Oxfordiense superior a terminal (Biozona Planula). La potencia de este tramo es variable, desde más de un centenar de metros, en la zona más proximal, hasta pocos metros (menos de 5 m.) en la zona más distal (Calanda).

Formación Rítmica calcárea de Loriguilla

Comprende un conjunto carbonatado bastante potente (de varias decenas a más de un centenar de metros) y de amplia extensión regional, en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica (Fig. 3). Corresponde a una alternancia rítmica de calizas de color gris claro a amarillento, tableadas o lajosadas y margas a margocalizas también lajosadas, en capas delgadas. En la parte inferior el conjunto de la unidad muestra un aspecto más mar-



Modificado de Meléndez et al. (1990)

Fig. 3.—Esquema evolutivo interpretativo del modelo de sedimentación de la plataforma en la región estudiada durante el Kimmeridgiense. A) Kimmeridgiense inferior: S: Formación Sot de Chera. L: Formación Loriguilla. C: Miembro Calanda. B) Kimmeridgiense superior: Distribución de estas mismas unidades durante el Kimmeridgiense superior, con indicación de los materiales ausentes por erosión precretácica y/o no depósito (Alto de Ariño-Andorra). A: Miembro Alacón. 1: Peñisquera, 2: Alacón, 3: Ariño, 4: Barranco del Moro (a section near Alloza), 5: Andorra, 6: Alcorisa (Gallipué), 9: Calanda, 10: Cañada de Verich. (Modificado, según Meléndez et al., 1990).

Fig. 3.—Evolutionary diagram of the sedimentary pattern for the platform in the studied area during the Kimmeridgian. A) Lower Kimmeridgian: S: Sot de Chera Formation., L: Loriguilla Formation., C: Calanda member., B) Upper Kimmeridgian: Geographic distribution of the same lithostratigraphic units during the upper Kimmeridgian. Units absent by non-deposition or (pre-cretaceous) erosion, as a result of the Ariño-Andorra High, are shown: A: Alacón Member. 1: Peñisquera (a section near Lécera); 2: Alacón, 3: Ariño, 4: Barranco del Moro (a section near Alloza), 5: Andorra, 6: Alcorisa (section of Gallipué), 9: Calanda, 10: Cañada de Verich. (Modified, from Meléndez et al. 1990).

goso, haciéndose progresivamente más calcáreo hacia la parte superior.

Pese a su carácter notablemente homogéneo en toda la Plataforma Ibérica esta unidad muestra una cierta diversidad de facies. En general, hacia la parte occidental (hacia el Macizo Ibérico) pasa a facies terrígenas o, en ocasiones, arrecifales (= Fm. Torrecilla, en la Sierra de Cameros) y hacia la parte oriental (zonas más externas) se hace más carbonatada y aumenta su contenido fosilífero en grupos típicamente estenohalinos (amonites, braquiópodos, espongiarios). Estas variaciones han motivado que en algunas áreas se hayan definido nuevas unidades, con categoría de miembros, para caracterizar ciertos desarrollos locales de facies: *Miembro Aguatón* (en la Rama Castellana). *Miembro Alacón*, formado por un término litológico de carácter masivo y bioclástico, de aspecto cretoso, en la parte superior de esta unidad. Se extiende en los alrededores de la localidad de Alacón, entre Andorra y Ariño, en la Llanura de Arcos. *Miembro Calanda*, alternancia de calizas (Mudstone) y margas lajosas, ricas en amonites, en la región de Calanda-Alcorisa-Molinos. Su edad es, en general, Kimmeridgiense Inferior. La Formación Loriguilla en conjunto se extiende hasta el Tithónico Inferior (Atrops & Meléndez, 1985; Meléndez *et al.*, 1990-a).

Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas

Conjunto carbonatado superior, que marca el estadio final de la sedimentación marina en la Plataforma Ibérica. Comprende una sucesión de términos calcáreos que forman una secuencia típicamente regresiva y que incluye desde formaciones arrecifales hasta desarrollos de facies oncolíticas, barras oolíticas o bioclásticas, etc.

Dado su carácter regresivo su extensión regional es menor que la de la unidad anterior encontrándose en algunos puntos ausente por erosión o por no depósito (sector de Alacón-Andorra, reapareciendo al Sur de Calanda, cerca de Mas de las Matas) y situándose los materiales del Cretácico Inferior (facies Weald) sobre unidades anteriores. En el sector de la rampa media (entre Mezalocha y Muel), se pueden reconocer secuencias somerizantes dentro de esta unidad, que incluyen sucesiones de facies diversas, y que terminan con términos inter a supra-mareales.

PALEONTOLOGÍA

El objetivo del análisis paleontológico es la reconstrucción evolutiva de las sucesivas entidades paleobiológicas. A partir del análisis tafonómico de las asociaciones registradas se tratará de explicar: (1) la presencia de las mismas en el Registro Fósil, y (2) Las comunidades paleobiológicas desarrolladas y los ecosistemas. El análisis tafonómico permite hacer observaciones y formular hipótesis sobre:

— Los estados de conservación y los Estados Mecánicos de Conservación de los fósiles.

— Determinación del Estado mecánico de conservación de los elementos conservados. Problemas y criterios de reelaboración.

— Reconocimiento de sucesiones registradas y sucesiones registráticas. Sucesiones paleobiológicas. Entidades y Asociaciones mezcladas.

— Problemas de condensación tafonómica y condensación estratigráfica. Observación de discontinuidades. Análisis de lagunas estratigráficas y registráticas.

— Discusión sobre la autoctonía/aloctonía de las entidades registradas. Criterios. Reconstrucción y problemas paleogeográficos.

PRINCIPALES ELEMENTOS PALEOGEOGRÁFICOS EN ESTE SECTOR

1. SUPERFICIE DE EROSIÓN PRE-CRETÁICA

Resultado de la emersión generalizada que sucede al final del Jurásico en todo el ámbito de la Plataforma Ibérica. Según las características de la plataforma afecta a unidades muy distintas del Jurásico Superior (y en ocasiones, a términos del Jurásico Medio). Se puede observar en la Plataforma de Arcos (Ariño) y en Calanda.

2. ALTO DE ARIÑO-ANDORRA (Fig. 3)

Constituye un elemento paleogeográfico en la Plataforma de Arcos durante el Kimmeridgiense Superior que generaría una pequeña separación en la rampa homogénea en dos dominios separados, uno más

«abierto» hacia el Este (sector de Calanda-Ráfales) a donde llegarían durante el Kimmeridgiense Inferior abundantes conchas derivadas de ammonites pudiendo darse episodios locales de colonización, y otro más «restringido» hacia el Oeste. Las consecuencias sobre las distribuciones de facies y potencias se pueden ver en Ariño y Alacón. Hacia el Este de Ariño, la parte inferior de la Formación Loriguilla, de edad Kimmeridgiense Inferior, se caracteriza por una sucesión de calizas y margas blancas, fosilíferas, ricas en ammonoideos (Miembro Calanda). Desde este sector (Andorra-Ariño) hacia el Oeste, en la parte media de la rampa carbonatada, presenta un aspecto mucho menos fosilífero (ammonoideos ocasionales o fortuitos), aunque semejante desde el punto de vista litológico.

3. ALTO DEL MAESTRAZGO

Constituiría un bloque elevado que actuaría como alto paleogeográfico, situado al E de la Cuenca Ibérica, separando ésta de la Cuenca Catalana, y en el que la sedimentación durante el Jurásico Medio (y en parte durante el Oxfordiense) se desarrolla preferentemente en facies dolomíticas. Dicho alto paleogeográfico sería la causa general de la disminución general de potencias en la región estudiada de la «Llanura de Arcos», que formaría una banda concéntrica alrededor de este alto, y en la que se desarrollan secciones condensadas de plataforma externa. También sería la causa de la variación de facies hacia este sector: al S de Calanda: Aliaga, Ejulve, Galve. Así, en el recorrido entre Calanda y Mas de las Matas se puede observar el cambio de facies de los materiales del Calloviense y Oxfordiense, de calizas wackestone fosilíferas y con bioclastos a calizas dolomíticas en bancos regulares (Fernández-López *et al.*, 1996).

OBSERVACIONES SOBRE LAS PARADAS

Parada 1 (Carretera)

Sucesión general desde la *Fm. Chelva* hasta el *Mb. Calanda*. Se observa la sucesión general de las unidades y de la discordancia entre los materiales del Jurásico y el Cretácico Inferior.

Parada 2 (Sima de San Pedro)

En la Sima de San Pedro, notable formación de origen kárstico, se puede realizar una observación de las sucesivas unidades del Jurásico Medio y Superior en esta parte de la plataforma: la Fm. Chelva, que comprende varias decenas de metros, la capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío, con un espesor casi métrico, inusual en el contexto de la Cordillera Ibérica, la Formación Yátova, con un carácter acusadamente glauconítico, la Fm. Sot de Chera, caracterizada por margas homogéneas de color beige, y la Fm. Loriguilla, muy reducida en este punto.

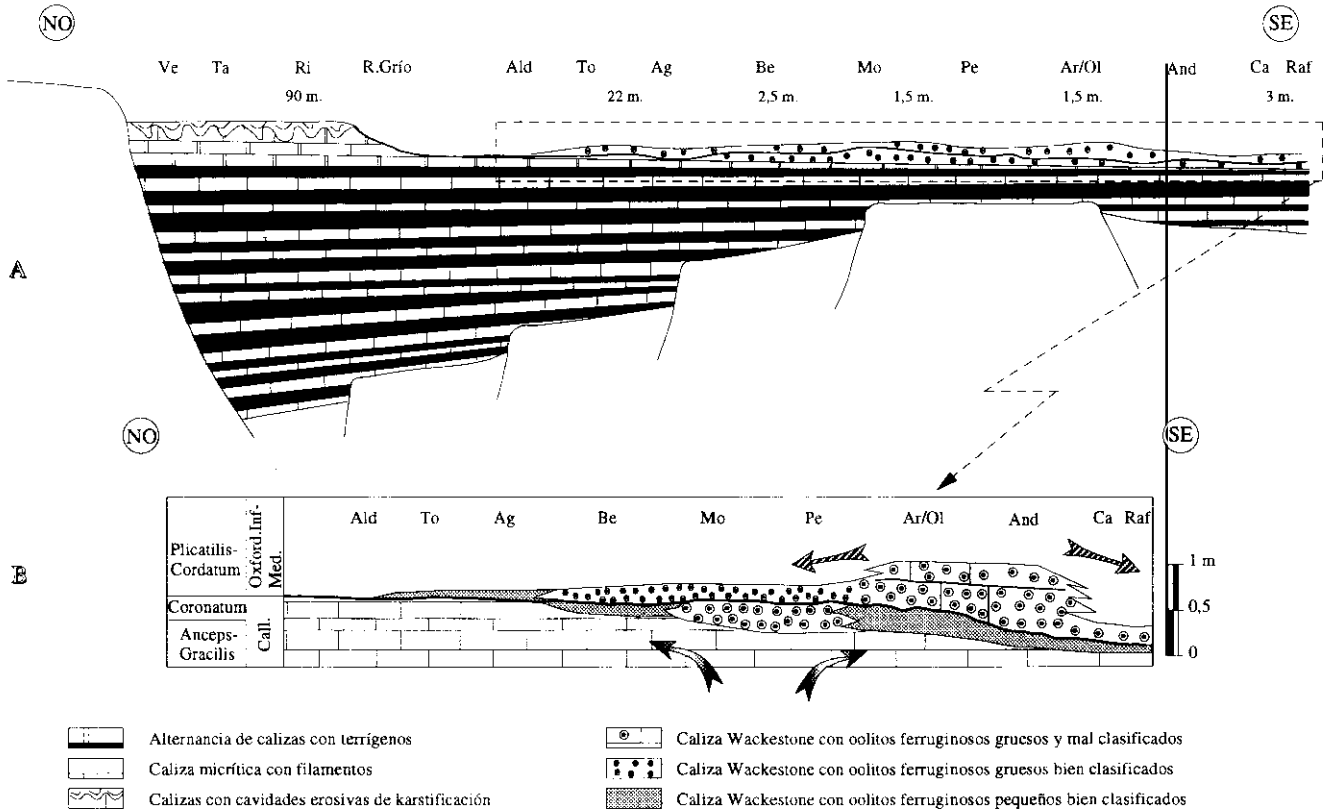
Parada 3 (Valle del Río Martín)

(El Calloviense-Oxfordiense de Ventas de San Pedro: Figs. 5-7)

En la margen derecha del Río Martín, junto a las Ventas de San Pedro, se puede observar una buena sucesión de los materiales del Dogger-Malm en este sector.

Fig. 4.—Distribución de las facies oolíticas en el área estudiada de la Plataforma Ibérica en el intervalo Calloviense-Oxfordiense: A) Situación paleogeográfica de los accidentes más importantes en este periodo y extensión de las facies oolíticas en la Plataforma Aragonesa. B) Potencia y distribución de las facies oolíticas en el sector de estudio. El episodio oolítico calloviense muestra una menor extensión lateral que el episodio oxfordiense. En ambos episodios los oolitos ferruginosos muestran una granoselección progresiva desde las zonas más proximales, en el margen septentrional del Alto del Maestrazgo hacia las zonas más distales. Durante el Calloviense Superior-Oxfordiense Inferior (Bio-cronos Lambert-Cordatium) la plataforma debió experimentar una emersión generalizada. En el sector más SE (Calanda), la existencia de una laguna registrática más amplia (taxorregistros *Gracilis* a *Transversarium*) testimonia probablemente una emersión generalizada de la plataforma más prolongada. Basado en los esquemas de Lardiés et al., 1988; Lardiés, 1990; Aurell et al. (1994) y Fontana (1990).

Fig. 4.—Distribution of oolitic facies in the studied area in the Iberian shelf at the Callovian-Oxfordian transitional interval: A) Palaeogeographic setting of the main elements configuring the shelf during this interval showing the geographic distribution of the oolitic facies, from poorly sorted oolites (at the SE) to well-sorted oolite facies, with smaller oolites, to the NW. B) Detailed sketch of the distribution and thickness of the oolitic facies in the studied area. The callovian oolitic episode shows a lesser spread than the oxfordian one. In both episodes, iron oolites show a progressive grain-sorting, from proximal areas at the northern margin of the Maestrazgo high to more distal areas to the NW. During the upper Callovian-lower Oxfordian interval (between the Lambert and lower Cordatium biochrons) the shelf probably underwent a general phase of emersion. At the SE border of the shelf, in the Andorra - Calanda region, the presence of a wider registratic gap at this point, ranging from *Gracilis* to middle *Transversarium* taxorecord, probably witnesses a more persistent emersion phase of the shelf. Figure based on previous diagrams from various authors: Lardiés et al., 1988; Lardiés, 1990; Aurell et al., 1994 and Fontana, 1990.



Calloviense

Los materiales del Calloviense en este punto comprenden únicamente las biozonas *Macrocephalus* y parte de *Gracilis* (Calloviense Inferior; Meléndez, 1978). Presentan una potencia no superior a los 3 m. (niveles 100 a 108; figs. 4, 5). Se organizan en secuencias de somerización marga-caliza coronadas por niveles de removilización. En el término margoso de la secuencia los fósiles (principalmente ammonoideos) se encuentran resedimentados, frecuentemente deformados por presión (aplastamiento). A techo de secuencia los fósiles se encuentran resedimentados y/o reelaborados. En ambos casos mantienen su forma y su volumen evidenciando un proceso de cementación temprana del relleno y una mayor proporción de carbonatos. Estos episodios coinciden con momentos de detención en la sedimentación y/o erosión, evidenciada por la presencia de facetas de truncamiento por denudación visibles en los fósiles.

Límite Calloviense-Oxfordiense (nivel de oolitos ferruginosos)

El intervalo oolítico (Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío) presenta un espesor que alcanza los 90 cm (Fig. 5). La sedimentación de oolitos ferruginosos se extiende entre las Biozonas *Gracilis* (Calloviense Inferior) y *Transversarium* (Oxfordiense Medio). Durante este intervalo la sedimentación fue discontinua e irregular. El análisis bioestratigráfico revela la existencia de una laguna estratigráfica intraoolítica de gran amplitud que, de un modo general, abarcaría desde la parte superior de la Biozona *Gracilis* hasta la parte superior de la Biozona *Plicatilis* del Oxfordiense Medio (Subbiozona *Antecedens*). Localmente sin embargo se ha evidenciado, en alguno de estos niveles, la presencia de elementos resedimentados del Oxfordiense Inferior (Biozona *Claramontanus*), lo que muestra la existencia de episodios sedimentarios de oolitos ferruginosos de escasa extensión en distintos momentos a lo largo de este intervalo. En el interior de esta unidad se distinguen numerosos niveles de carácter lenticular y superficies ferruginosas, que evidencian detenciones frecuentes en la sedimentación. El nivel 108 se encuentra a su vez formado por varios episodios. Por encima de la discontinuidad que corona al nivel 107 se encuentra un primer episodio de margocaliza algo lajosa con oolitos ferruginosos de pequeño tamaño. Esta capa contiene moldes de ammonites: *Macrocephalites* del grupo *M. verus* BUCKMAN, característicos de la Biozona *Herveyi*, conser-

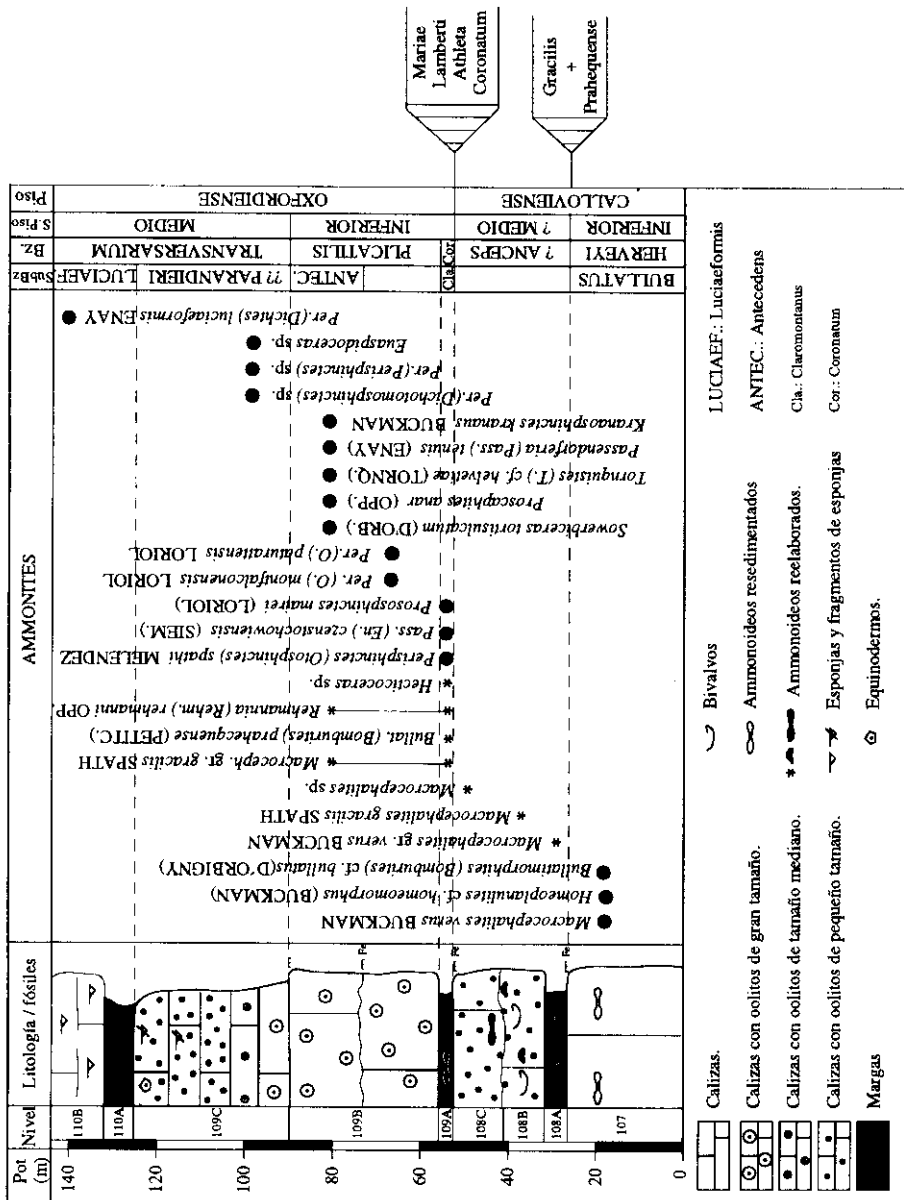


Fig. 5.—Perfil estratigráfico de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío (entre el Calloviense Medio y el Oxfordiense Medio) en las Ventas de S. Pedro (Oliete).

Fig. 5.—Detailed stratigraphic succession of the iron-oolitic interval (Arroyofrío Bed; middle Callovian middle Oxfordin interval) at the locality of Ventas de San Pedro (Oliete).

vados como moldes fragmentados no deformados en un nivel margoso que muestra evidencias de compactación diagenética, lo que constituye un criterio positivo de reelaboración (Fernández-López, 1985-a). Algunos ejemplares muestran facetas de truncamiento. Otros presentan facetas elipsoidales y/o surcos anulares de abrasión. Por encima, la capa 108-b, 30 cm. de caliza wackestone bioclástica amarillenta muy compacta, contiene una asociación mezclada incluyendo elementos reelaborados de las biozonas Herveyi y Gracilis, siendo frecuentes los ejemplares atribuidos a la especie *Macrocephalites (Dolikephalites) gracilis* SPATH. Los oolitos son escasos, de pequeño tamaño (diámetro inferior a 0,5 mm) y relativamente homométricos, lo que indica un cierto transporte desde su área de formación (Fig. 4). Por encima, y separada de la anterior por una superficie irregular, la capa 108-c, un intervalo oolítico similar, contiene una asociación muy semejante, aunque los ammonites son más escasos. En conclusión, se puede afirmar que la asociación registrada en el nivel 108 constituye, además de una asociación mezclada, una asociación *condensada* y representa un ejemplo típico de lo que ha sido definido como *condensación tafonómica* (Fernández-López, 1984; Fernández-López y Gómez, 1991). A pesar de la abundancia de formas características de la Biozona Gracilis en esta asociación podemos decir que en ella se encuentran representados al menos parcialmente los *taxorregistros* Herveyi y Gracilis (Fernández-López, 1986). No obstante, no es posible, a partir de los datos disponibles, asignar esta capa a la *Biozona* Gracilis. Esta capa podría corresponder a un episodio tardío de esta biozona o, más probablemente, a la Biozona Anceps. No obstante, la falta hasta el momento de elementos resedimentados (no reelaborados) en esta asociación no permite precisar este punto. El límite entre los niveles 108 y 109 está marcado por una superficie ferruginosa irregular. Coincidiendo con este límite, en la base del nivel 109 (109-a) se distingue una pequeña capa muy ferruginosa en la que se encuentran frecuentes ammonites de edad Calloviense Inferior y Medio (Biozona Anceps) con evidencias de reelaboración (Fernández-López, 1985-b): moldes parciales, fragmentados a favor de superficies de desarticulación. Con frecuencia estas superficies presentan una costra ferruginosa. Algunos ejemplares presentan facetas elipsoidales y en ocasiones surcos anulares de desgaste. La sucesión de estas asociaciones registradas caracterizadas por sus propiedades tafonómicas (taforregistros) conforma una secuencia tafonómica positiva que indicaría el paso progresivo de condiciones sedimentarias en un ambiente desde submareal somero hasta inter o supramareal (Fernández-López, 1985-a; 1985-b; Meléndez et al., 1990-b; Fernández-López y Meléndez, 1995).

Oxfordiense Medio (Fig. 6)

El nivel 109-b constituye una caliza *wackestone a packstone*, de oolitos y bioclastos (Fig. 5). Contiene abundantes oolitos ferruginosos, gruesos, muy heterométricos (diámetro desde < 0,5 mm. hasta > 2 mm.). En él se han recogido elementos resedimentados característicos de la parte inferior de la Biozona Plicatilis (Subbiozona Vertebrale): *Otosphinctes paturatensis* DE LORIO; *Kranaosphinctes kranaus* BUCKMAN (Meléndez, 1989). Estos datos evidencian la existencia de una laguna estratigráfica máxima intraoolítica y de una laguna registrática que abarcaría al menos, en este área, el Calloviense Superior y el Oxfordiense basal (Biozona Mariae), coincidiendo con un intervalo de máxima somerización y/o emersión generalizada de la plataforma (Meléndez *et al.*, 1990-b).

La parte superior de este nivel oolítico (109-c) contiene elementos resedimentados que caracterizan probablemente la Subbiozona Parandieri de la Biozona Transversarium (Oxfordiense Medio). El conjunto de elementos (ammonoidea) registrados está formado prácticamente en su totalidad por conchas resedimentadas, más o menos completas, de individuos adultos y con frecuencia macroconchas de gran talla. Estos datos hablan en favor del carácter alóctono de las mismas e indicaría que las concentraciones de conchas formadas en estos niveles constituyeron poblaciones tafónicas de tipo 3 (Fernández-López, 1985; 1997). En conjunto, se trataría de episodios de llegada masiva de conchas derivadas desde áreas más abiertas y profundas de la plataforma a zonas de altos paleogeográficos someros en donde predominaría la sedimentación de oolitos ferruginosos. En todo este intervalo estratigráfico, entre el Calloviense Inferior y el Oxfordiense Medio no se registra ningún momento en el que las asociaciones registradas de ammonoideos presenten evidencias consistentes de autoctonía.

El límite con la unidad suprayacente (Fm. Yátova) se caracteriza por un cambio litológico brusco, de calizas oolíticas a calizas fosilíferas bioclásticas *wackestone* con espongiarios, bivalvos, braquiópodos y escasos ammonoideos. Los oolitos ferruginosos están presentes aún, de modo disperso, en la parte inferior de este tramo (nivel 110). Los primeros 2 m. forman un tramo masivo caracterizado por la abundancia de espongiarios y crioides así como braquiópodos y bivalvos frecuentes. Entre éstos dominan los representantes de las superfamilias Pectinacea, Limacea, y Ostreacea (Delvene, 1997; Tabla 1). Los ammonites son más escasos aunque las sucesivas asociaciones registradas (niveles 110 a 119) han permitido caracterizar parcialmente las Subbiozonas Luciaeformis, Schilli y Rotoides de la Biozona Transversarium (Fontana, 1990). Entre las formas de *Perisphinc-*

Prof. (m.)	Nivel	Litología	Fósiles	BIVALVOS	AMMONITES	Biohorizonte	Subzona	Biozona	Subpiso	Formación	
128	4										
127	4										
126	4										
125	4										
124	4										
123	4										
122	4										
121	4										
120	3										
119	3										
118	3										
117	2										
116	2										
115	2										
114	2										
113	1										
112	1										
111	1										
110	1										
			<p>Modiolus (<i>Modiolus</i>) <i>bipartitus</i> J. Sowerby</p> <p><i>Eoplecter</i> sp.</p> <p><i>C. (Raduloplecter) inaequicostata</i> (Young & Bird)</p> <p><i>Plagiostoma</i> sp.</p>	<p><i>Spondylopecten</i> sp.</p> <p><i>Nanogyra naha</i> (J. Sowerby)</p> <p><i>Lopha (Actinostheon) cf. gregaria</i> (J. Sowerby)</p> <p><i>Lopha (Actinostheon)</i> sp.</p>	<p><i>Sowerb. tortisulcatum</i> (D'ORB.)</p> <p><i>Trimarg. stenorhynchus</i> (OPPEL)</p> <p><i>Ochet. gr. laiteche-basaeae</i> (FRADIN)</p> <p><i>Gloch. (Gloch.) gr. subclausum</i> OPPEL</p> <p><i>Passeadorferia birmensdorffensis</i> (MOESCH)</p> <p><i>Pass. (aracensis) MELENDEZ</i></p> <p><i>Pass. (bireiformis) (BR.-LEW.)</i></p> <p><i>Pass. aff. birmensdorffensis</i> (MOESCH)</p> <p><i>Perisphinctes (Otosph.) neobifigenis</i> MELENDEZ</p> <p><i>Per. (Otosph.) vermicularis</i> LEE</p> <p><i>Per. (Dichet.) luciaeformis</i> ENAY</p> <p><i>Per. (Dichet.) wartae</i> BUKOWSKI</p> <p><i>Per. (Dichet.) bifurcatoides</i> ENAY</p> <p><i>Per. (Dichet.) duongi</i> MELENDEZ</p> <p><i>Per. (Dichet.) dichotomus</i> (BUCKMAN)</p> <p><i>Per. (Dichet.) bifurcatus</i> (QUENSTEDT)</p> <p><i>Per. (Per.) aguilonensis</i> MELENDEZ</p> <p><i>Per. (Per.) cuneicostatus</i> ARKELL</p> <p><i>Per. (Kraenaspinctes) sp. A</i></p> <p><i>Per. (Per.) papthieri</i> ENAY</p> <p><i>Per. (Amph.) sp. aff. quadratus</i> ENAY</p> <p><i>Larcheria iberica</i> FONTANA</p> <p><i>Euatpibceras</i> sp.</p>	<p>IBER.</p> <p>SCH.</p> <p>TRANSVERSARIUM</p> <p>OXFORDIENSE MEDIO</p> <p>YATOVA</p>	<p>DUONGI</p> <p>STENOCYCLOIDES GROS</p> <p>BIFURCATUS</p>	<p>IBER.</p> <p>SCH.</p> <p>TRANSVERSARIUM</p> <p>OXFORDIENSE MEDIO</p> <p>YATOVA</p>	<p>IBER.</p> <p>SCH.</p> <p>TRANSVERSARIUM</p> <p>OXFORDIENSE MEDIO</p> <p>YATOVA</p>	<p>IBER.</p> <p>SCH.</p> <p>TRANSVERSARIUM</p> <p>OXFORDIENSE MEDIO</p> <p>YATOVA</p>	<p>Biohorizonte</p> <p>Subzona</p> <p>Biozona</p> <p>Subpiso</p> <p>Formación</p>
<p>Fe Costra ferruginosa.</p> <p>Calizas.</p> <p>Calizas con oolitos ferruginosos abundantes y normalmente homométricos.</p> <p>Calizas con oolitos ferruginosos dispersos y normalmente heterométricos.</p>			<p>Calizas margosas</p> <p>Calizas con Esponjas Formación Yátova.</p> <p>Equinodermos.</p> <p>Ammonoideos.</p> <p>Braquiópodos.</p>	<p>Belemnites.</p> <p>Bivalvos.</p> <p>Ammonites reelaborado</p> <p>Ammonites fosfáticos</p> <p>Peloides</p>	<p>LUCIAEF.: Luciaeformis</p> <p>IBER.: Iberica</p> <p>SCH.: Schilli</p> <p>ROT.: Rotoides</p> <p>W.: Wartae</p> <p>GROS.: Grossouvrei</p>						

tes y de *Larcheria* suelen predominar las formas juveniles o no adultas. Este intervalo correspondería a un retorno a las condiciones de ambiente submareal en una plataforma marina abierta, ocasionalmente colonizada por poblaciones de Perisphinctidos. (Fig. 6).

A partir del nivel 119 hasta el techo de esta unidad (nivel 155), en el límite con la Fm. Sot de Chera, las calizas se hacen marcadamente glauconíticas y la sedimentación muestra una secuencialidad acusada (secuencias somerizantes, marga-caliza). El contenido fosilífero disminuye o cambia radicalmente: los espongiarios desaparecen y los crinoideos se hacen escasos. Entre los Bivalvos dominan los Pholadomyidae (Tabla 1), con frecuencia en posición de producción, y los Pectinidae, Limidae y Entolidae, resedimentados (Delvene, 1997). Los ammonoideos son frecuentes. Su registro es nuevamente episódico. Las sucesivas asociaciones registradas han permitido caracterizar las distintas unidades de las Biozonas Bifurcatus, Bimammatum y la parte inferior de la Biozona Planula (Fig. 7; Bello, 1995; Pérez-Urresti, 1995). Representan nuevamente poblaciones tafónicas de tipo 3, que representarían entidades adémicas, formadas en su mayor parte por individuos adultos, con frecuencia micro y macroconchas de gran talla. Su concentración en este área se explicaría de nuevo por deriva desde áreas distantes, más profundas (Fernández-López, 1990; 1991).

Oxfordiense Superior

La base del Oxfordiense Superior, Biozona Bimammatum, se sitúa entre los niveles 128 y 130, (Fig. 7) ya que en este último aparecen formas propias del Oxfordiense Superior (*Euaspidoceras hypselum* (OPPEL) y *Orthosphinctes ariniensis* (MELÉNDEZ)). El límite entre los horizontes Semimammatum y Berrense se encontraría, en este afloramiento, en la base del nivel 134, de acuerdo con la sucesión de las distintas formas de *Epipeltoceras* y confirmado por la presencia de *Orth. kirkdalensis*, ENAY (non ARKELL). La Subbiozona Bimammatum comienza en el nivel 138, coincidiendo con el primer registro de *Epipeltoceras bimammatum* (QUENSTEDT). En estos niveles se registra abundantes representantes de *Orthosphinctes* de los grupos *alternans* ENAY- *gredingensis* (WEGELE).

Fig. 6.—Perfil estratigráfico del Oxfordiense Medio de las Ventas de S. Pedro (Oliete).

Fig. 6.—Detailed stratigraphic succession of the middle Oxfordian at the locality of Ventas de San Pedro (Oliete).

-
- Clase Bivalvia Linné, 1758 (Buonanni, 1681)
 Subclase Anomalodesmata Dall, 1889
 * Orden Pholadomyoidea Newell, 1965
 Superfamilia Pholadomyacea Gray, 1847
 Familia Pholadomyidae Gray, 1847
 Pholadomya (Bucardomyomia) protei (Brongniart)
 Familia Pleuromyidae Dall, 1900
 Pleuromya uniformis (JSowerby, 1813)
- Subclase Heterodonta Neumayr, 1884
 * Orden Veneroidea H. Adams & A. Adams, 1856
 Superfamilia Arcticacea Newton, 1891
 Familia Arcticidae Newton, 1891
 Anisocardia cf. isocardioides (Blakee & Hudleston, 1877)
- Subclase Pteriomorpha Beurlen, 1944
 * Orden Mytiloidea Férussac, 1822
 Superfamilia Mytilacea Rafinesque, 1815
 Familia Mytilidae Rafinesque, 1815
 Subfamilia Modiolinac Keen, 1958
 Modiolus (Modiolus) bipartitus J. Sowerby, 1818
- * Orden Pterioidea Newell, 1965
 – Suborden Pteriina Newell, 1965
 Superfamilia Pectinacea Rafinesque, 1815
 Familia Entolidae Korobkov, 1960
 Entolium demissum (Phillips, 1829)
 Somapecten sp.
 Familia Pectinidae Rafinesque, 1815
- GRUPO CHLAMYS
 Chlamys (Radulopecten) inequicostata. (Phillips, 1829)
 Chlamys (Radulopecten) fibrosus. (Young & Bird, 1822)
 Chlamys (Radulopecten) sp.
- GRUPO HINNITES
 Spondylopecten sp.
- GRUPO HINNITES
 Eopecten sp.
- Superfamilia Limacea Rafinesque, 1815
 Familia Limidae Rafinesque, 1815
 Plagiostoma cf. highworthensis Arkell, 1926
 Plagiostoma sp.
- Suborden Ostreina Férussac, 1822
 Superfamilia Ostreacea Rafinesque, 1815
 Familia Gryphaeidae Vyalov, 1936
 Subfamilia Exogyrinae Vyalov, 1936
 Nanogyra nana (J. Sowerby, 1829)
- Subfamilia Lophinae (Vyalov, 1936)
 Lopha (Actinostreon) cf. gregarea (J. Sowerby, 1816)
 Lopha (Actinostreon) cf. solitaria (J. Sowerby, 1824)
-

Tabla 1.–Cuadro sistemático de las principales formas de Bivalvos en el Calloviense-Oxfordiense de Ventas de San Pedro (Llanura de Arcos).

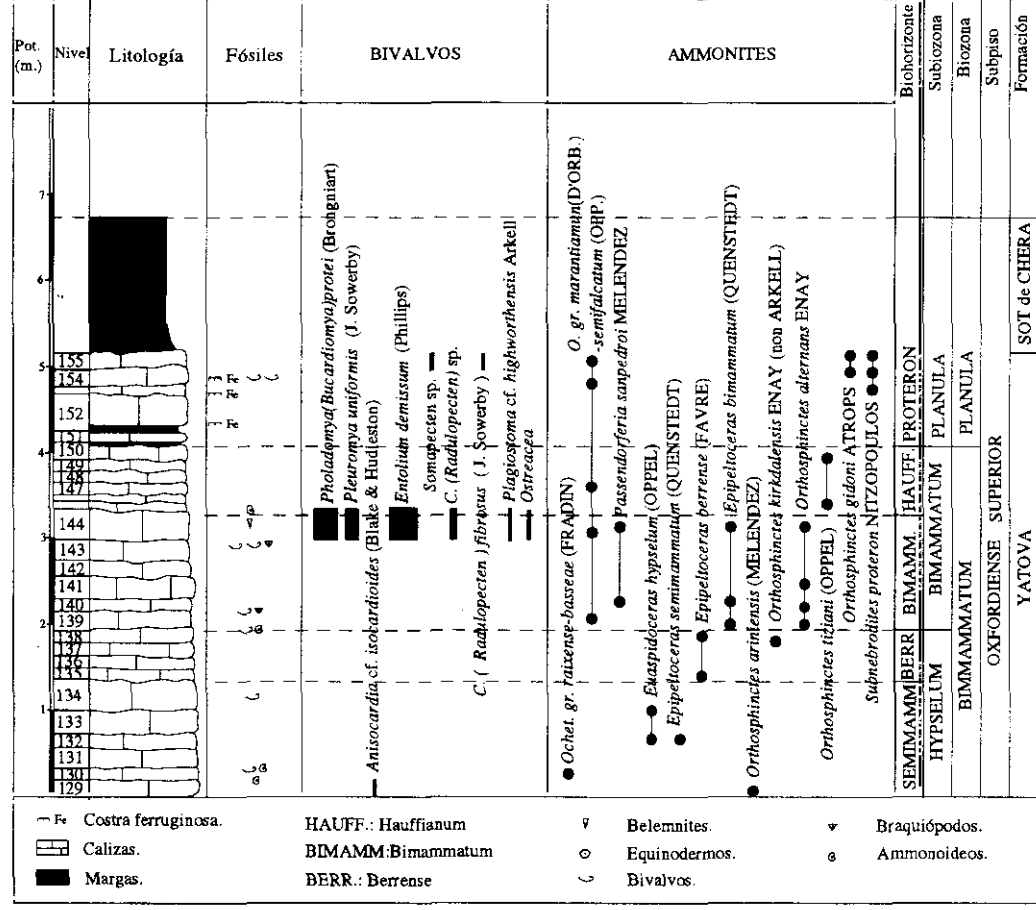
Table 1.–Systematic diagram of the main Bivalve taxa for the Callovian and Oxfordian of Ventas de San Pedro, at the so-called «Arcos Plateau».

Sobre el nivel 144 son frecuentes los ejemplares de *Orth. tiziani* (OPPEL), que marcan la existencia de la Subbiozona Hauffianum, aunque en este afloramiento no se haya encontrado la especie índice. En el nivel 148 se ha recogido el primer *Subnebrodites proteron* (NITZOPOULOS), que permite caracterizar el biohorizonte inferior de la Subbiozona Planula, junto con representantes de *Orth. fontannesi* (CHOFFAT) y *Orth. gidoni* ATROPS. El Biohorizonte basal, Minutum, no ha sido caracterizado en esta localidad, posiblemente sea debido a la existencia de una laguna estratigráfica, marcada por una discontinuidad a techo del nivel 150. Los primeros ejemplares de *Subnebrodites planula* (QUENSTEDT) se encuentran, en el cercano afloramiento del Barranco de las Estacas, en el nivel 54, marcando el Biohorizonte Planula.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

El clásico afloramiento de las Ventas de San Pedro, y el cercano del Barranco de las Estacas, en la región de Ariño-Oliete (Teruel) constituyen cortes de referencia para el Calloviense y el Oxfordiense de la Cordillera Ibérica. Asimismo, por su riqueza fosilífera y por las sucesiones registradas de ammonoideos que presentan estos afloramientos constituyen puntos de especial interés paleontológico desde tiempos históricos. Durante el Calloviense esta región constituye un área paleogeográfica elevada dentro de la Plataforma Aragonesa, relativamente agitada, en la que se forman secciones condensadas. La sedimentación es irregular y discontinua siendo frecuentes los procesos de reelaboración, que dan origen a la formación de asociaciones condensadas, con alto grado de condensación tafonómica y altos valores de herencia tafonómica. La formación de oolitos ferruginosos comenzó precozmente, durante el Biocrono Gracilis, aunque probablemente los oolitos se formaron en áreas relativamente distantes, en los alrededores del Macizo del Maestrazgo, en las proximidades de Moneva. La sedimentación se detuvo en el Calloviense Medio durante el Biocrono Anceps dando lugar a un amplio periodo de exposición de la plataforma, hasta el Oxfordiense Inferior (Biocrono Cordatum).

Durante el Oxfordiense Inferior este área pasó a estar ocupada por una llanura extensa y uniforme, alternativamente emergida interrumpida por episodios breves de sedimentación. La formación de caliza con oolitos ferruginosos se generalizó en toda la región situándose el área fuente en las proximidades del área estudiada. La parte inferior de la Biozona Cordatum (Subbiozona Paturattensis) marca un episodio generalizado de sedimenta-



ción y un momento de máxima homogeneidad en la plataforma en el que la dispersión de los oolitos ferruginosos por transporte alcanza su máxima extensión lateral. La sedimentación de oolitos ferruginosos continuó siendo esporádica e irregular hasta la parte media de la Biozona Transversarium (Subbiozona Luciaeformis). El alto contenido en ammonioideos dentro de los niveles oolíticos debe explicarse como consecuencia de la homogeneidad y falta de relieve en la plataforma durante este intervalo, que facilitó la llegada de conchas transportadas por deriva necroplanctónica desde áreas más abiertas de la cuenca, más al Este y al Sureste, y por concentración de fósiles reelaborados resultantes de los frecuentes procesos de removilización del fondo.

Durante el Oxfordiense Medio y Superior la plataforma experimentó una profundización, dando lugar a un ambiente submareal alternativamente agitado y colonizado por numerosos grupos biológicos (espongiarios, crinoides, bivalvos, braquiopodos). No obstante, la profundización no debió llegar a alcanzar valores de estabilidad suficientes como para permitir una colonización persistente de poblaciones de ammonioideos ni el desarrollo de *mounds* de espongiarios. Entre las Subbiozonas Rotoídes y Stenocycloides tuvo lugar una nueva somerización con un incremento de la turbulencia, atestiguado por la frecuente presencia de discontinuidades y niveles de removilización, con abundantes fósiles reelaborados (moldes fragmentados y moldes fosfáticos). A partir de la Subbiozona Grossouvrei, hasta la Subbiozona Planula la sedimentación se hace marcadamente glauconítica, lo que traerá como consecuencia la desaparición progresiva de grupos filtradores (espongiarios, crinoides, braquiopodos) y la instalación de comunidades de bivalvos infaunales. Las sucesivas parasecuencias estratocrecientes indican un proceso de somerización progresiva hasta el límite entre las formaciones Yátova y Sot de Chera, (aproximadamente el límite de las Subbiozonas Planula y Galar). Los ammonioideos se concentran preferentemente a techo de las secuencias, normalmente macroconchas adultas con escasas microconchas, también adultas. Forman poblaciones tafónicas de tipo 3, con claras muestras de aloctonía. Estas concentraciones de ammonioideos, por tanto, no pueden interpretarse como evidencia de colonización de este área por poblaciones de ammonites sino que nuevamente indican la llegada de conchas desde áreas más abiertas y profundas de la plataforma por deriva necroplanctónica, y concentración como con-

Fig. 7.—Perfil estratigráfico del Oxfordiense Superior de las Ventas de S. Pedro (Oliete).

Fig. 7.—Detailed stratigraphic succession of the upper Oxfordian at the locality of Ventas de San Pedro (Oliete).

secuencia de la baja tasa de sedimentación y de procesos de mezcla tafonómica por reelaboración. A techo de la Formación Yátova se localiza una discontinuidad que indicaría una laguna estratigráfica del Biohorizonte Planula en este punto, aunque en el cercano afloramiento del Barranco de las Estacas este biohorizonte se encuentra representado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto PB92-0011 de la DGICYT y con el apoyo financiero del Instituto de Estudios Turoloenses y de una ayuda del Instituto de Estudios Masinos (Diputación Provincial de Teruel, CSIC). Graciela Delvene e Isabel Pérez Urresti disfrutaron de sendas becas de investigación de la Diputación General de Aragón (CONSI+D) y el Instituto de Estudios Turoloenses. Los autores desean agradecer a los Drs. Sixto Fernández-López y Marcos Aurell la revisión y lectura crítica del manuscrito.

REFERENCIAS

- ATROPS, F. (1982): «La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du sud-est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. *Docum.Lab.Geol. Lyon*, 83: 463 pp.
- MELÉNDEZ, G. (1985): «Kimmeridgian and lower Tithonian of the Calanda-Bergé region (Iberian Chain, Spain): some biostratigraphic remarks», *Proc. 1 Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen, 1984: 377-392.
- (1994). «A general overview of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary at the Iberian Chain (Eastern Spain) and SE France», *ISJS; 4th Oxfordian and Kimmeridgian Working Groups Meeting*, Lyon-SE France Basin, June 1994: Guide Book & Abstracts: 6-7.
- AURELL, M. (1990): *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza. 389 pp.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.; MELÉNDEZ, G. (1994): «The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications», *Geobios*, M. S. 17 (2), 1994: 549-561.
- BELLO, J. (1995). *Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea) del Oxfordiense Medio (Biozona Bifurcatus) al Sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica Nororiental)*. Estudio Paleontológico de la Familia *Perisphinctidae* STEINMANN (Ammonoidea). Tesis de Licenciatura, Dpto. Geología, Univ. Zaragoza, 138 pp.
- BULARD, P. F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre*. Thèse Sc. Univ. Nice, n.º C.N.R.S.A.O. 7095, 353 pp.
- DELVENE, G. (1997): *Estudio taxonómico e implicaciones paleoecológicas de las asociaciones de bivalvos del Calloviense y Oxfordiense Medio y Superior en la Cordillera Ibérica Nororiental*. Tesis de Licenciatura, Dpto. Geología, Univ. Zaragoza, 144 p.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1984): «Nuevas perspectivas en Tafonomía Evolutiva: Tafosistemas y asociaciones conservadas», *Estudios Geológicos*, 40 (1983): 215-224.
- (1985 a). «Criterios elementales de reelaboración tafonómica en ammonites de la Cordillera Ibérica», *Acta Geologica Hispanica*, 19 (1984), 2: 105-116.

- (1985 b): «Séquences sédimentaires et séquences taphonomiques», *Strata*, Toulouse, sér. 2, vol. 2 (1): 116-122.
- (1985 c): *El Bajociense en la Cordillera Ibérica*. Tesis doctoral, Univ. Compl. Madrid, 850 p, 62 láms.
- (1986): «Sucesiones paleobiológicas y sucesiones registráticas (nuevos conceptos paleontológicos)», *Revista Española de Paleontología*, 1 (1986): 29-45.
- (1990): «El significado de la autoctonía/aloctonía tafonómica», *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*: 115-124, Madrid, 1990.
- (1991): «Taphonomic concepts for a theoretical biochronology», *Revista Española de Paleontología*, 6 (1), 1990: 37-49.
- (1997): «Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios», *Revista Española de Paleontología*, 12 (1): 102-128.
- AURELL, M., GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ J. J., HENRIQUES, M. H. P., MARTÍNEZ G., MELÉNDEZ, G., SUÁREZ VEGA, L. C. (1994). «El Jurásico Medio de la Cuenca Catalana: unidades litoestratigráficas y elementos paleogeográficos», *Revista Española de Paleontología*, N.º Extr. (1996): 122-139.
- GÓMEZ, J. J. (1991): «Condensación: Significados y aplicación al análisis de cuencas», *Estudios Geológicos*, 47 (1991): 169-181.
- MELÉNDEZ, G. (1994-a): «Abrasion surfaces on internal moulds of ammonites as palaeobathymetric indicators», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 110 (1994): 29-42.
- (1994-b): «Dispersión biogeográfica y tafonómica de ammonoideos filoceratinos hacia la Cuenca Ibérica en el Jurásico Medio», *Coloquios de Paleontología*, 46. Homenaje al Prof. Bermudo Meléndez: 129-149.
- (1995): «Taphonomic gradients in Middle Jurassic ammonites of the Iberian Range (Spain)», *Geobios*, M.S. 18: 155-165.
- (1996): «Phylloceratina ammonoids in the Iberian Basin during the Middle Jurassic: a model for biogeographical end taphonomic dispersal related to sea-level changes», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120 (1996): 291-302.
- FONTANA, B. (1990): *El Oxfordiense Medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica)*. Estudio paleontológico del género *Larcheria* (Ammonoidea, Perisphinctidae). Tesis de licenciatura, Dpto. Geología, Univ. Zaragoza: 123 pp., 7 láms.
- GÓMEZ, J. J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía, serie: Monografías, 4, Madrid: 683 pp.
- GOY, A. (1979): «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica», *Estudios Geol.*, Madrid, 35: 17-57.
- LARDIÉS, M^a D. (1988): *Estudio bioestratigráfico y paleontológico del Calloviense (Jurásico Medio) en el sector central de la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Dpto. Geología, Univ. Zaragoza, 209 pp., 25 láms.
- (1990): «Observaciones bioestratigráficas y sedimentológicas sobre el Calloviense de la provincia de Zaragoza», *Cuadernos de Geología Ibérica*. 14: 157-172. Madrid, 1990; Ed. Univ. Complutense.
- MELÉNDEZ, G., SEQUEBROS, L. (1988): «Nuevos datos sobre el Calloviense del sector central de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). Bioestratigrafía y facies—, II Congreso Geológico de España, 1988, Comunicaciones (I): 293-296.

- MARÍN, PH., TOLOUSE, D. (1972): «Le Jurassique moyen et supérieur du Nord de la province de Teruel (Espagne): un exemple du passage Dogger-Malm dans la région d'Ariño-Oliete», *Estudios Geológicos*, XXVIII: 111-118. CSIC.
- MELÉNDEZ, G. (1978): «Estratigrafía del Calloviense y Oxfordiense de Ventas de San Pedro (región de Ariño-Oliete, provincia de Teruel)», *Grupo Español del Mesozoico: Guía de Excursiones Jurásico de la Cordillera Ibérica*. Dpto. Paleontología y Estratigrafía. U.C.M.: III.1-III.9
- (1989). *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid, (1984). Institución Fernando el Católico; Instituto de Estudios Turolenses. 418 pp., 62 láms.
- AURELL, M.; ATROPS, F. (1990-a): «Evolución de la Plataforma Jurásica durante el Kimmeridgiense en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 225-245.
- FONTANA, B.; LARDIÉS, D. (1990-b): «El tránsito Dogger-Malm en el sector Nororiental de la Cordillera Ibérica: Análisis tafonómico y reconstrucción paleogeográfica», *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*. Madrid 1990. pp. 221-229.
- FONTANA, B. (1992): «El género *Larcheria* (Perisphincidae, Ammonoidea) en el Oxfordiense Medio de la Cordillera Ibérica, España», *Revista Española de Paleontología*, n.º Extraordinario:137-147, 1992.
- (1993): «Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain», *Acta Geologica Polonica*, 43 (3-4): 193-211.
- OLÓRIZ, F., SÁEZ (1983): «Nuevos datos bioestratigráficos sobre el Oxfordiense Superior en Moscardón (Teruel)», *Libro Jubilar J. M.ª Ríos*, t. III (1983), IGME: 33-44.
- PÉREZ URRESTI, I. (1995): *Estudio bioestratigráfico y paleontológico basado en ammonioideos del Oxfordiense Superior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 102 pp.
- SEQUEIROS, L. (1984): «Facies y ammonioideos de edad Calloviense al sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica)», *Boletín Geológico y Minero*, XCV (II): 109-115.
- MELÉNDEZ, G. (1987): «El Calloviense de los Ibérides (Dominio Ibérico, España). Síntesis bioestratigráfica», *Estudios Geológicos*, 43: 95-105.

Manuscrito recibido: 10-06-96

Manuscrito aceptado: 25-06-97