

## Biostratigrafía y Facies de la sucesión carbonatada del Silúrico Superior y Devónico Inferior de Santa Creu d'Olorda (Cadenas Costeras Catalanas, NE de España)

S. GARCÍA-LÓPEZ <sup>(1)</sup>, M. JULIVERT <sup>(2)</sup>, J. SOLDEVILA <sup>(2)</sup>, M. TRUYOLS-MASSONI <sup>(1)</sup> e  
I. ZAMARREÑO <sup>(3)</sup>

(1) Dpto. de Geología (Paleontología), Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n., 33005 Oviedo

(2) Dpto. de Geología (Geotectónica), Univ. Autónoma de Barcelona 08193 Bellaterra (Barcelona)

(3) Instituto de Ciencias de la Tierra (Jaume Almera), C.S.I.C., c/ Martí i Franqués s/n., 08028 Barcelona

### RESUMEN

El Silúrico Superior-Devónico Inferior de las Cadenas Costeras Catalanas forma una sucesión carbonatada, cuyo mejor afloramiento se encuentra en las canteras de Santa Creu d'Olorda, junto a Barcelona. La estructura se caracteriza por la existencia de una multitud de escamas que repiten varias veces la sucesión. En la serie carbonatada se pueden distinguir dos formaciones, una inferior de calizas masivas (Formación La Creu) y otra superior (Formación Olorda) formada por una alternancia de calizas y margas que ha suministrado una abundante fauna de conodontos y dacriocónaridos, en la que se pueden distinguir varios miembros, por su litología. Un nivel de pizarras negras en la base de la Formación Olorda (Miembro A) ha suministrado una fauna de graptolites del Lochkoviense. Las faunas de conodontos y dacriocónaridos recolectadas han permitido caracterizar desde el Pridoliense al Emsiense superior. Se han reconocido las Biozonas de conodontos *delta*, *pesavis?*, *dehiscens*, *gronbergi*, e *inversus/latiostatus* y las de dacriocónaridos *bohémica*, *intermedia* y *acuaria*. Además, la presencia conjunta de diversas formas de conodontos y dacriocónaridos ha permitido situar con cierto grado de precisión los límites Pridoliense/Lochkoviense, Lochkoviense/Praguense y Praguense/Emsiense. Desde el punto de vista petrográfico, se han diferenciado 4 litofacies carbonatadas: 1) wackestones de cefalópodos y crinoideos, 2) microesparitas bioturbadas (wackestones de dacriocónaridos), 3) wackestones/packstones de dacriocónaridos y 4) packstones de dacriocónaridos. Se analiza la variedad de fábricas nodulosas que presenta la litofacies 3 y se postula un mecanismo múltiple de cementación temprana/compactación/presión-disolución para el origen de estas fábricas. La abundancia en las calizas de organismos pelágicos (cefalópodos, dacriocónaridos, ostrácodos de concha delgada) y conodontos así como la ausencia de faunas y constituyentes propios de plataforma somera (briozoos, corales,

tabulados, algas calcáreas, peloides, intraclastos, oolitos) sugieren un depósito en un ambiente «profundo». Por otra parte, el tránsito gradual de unas litofacies a otras, unido a la ausencia de depósitos turbidíticos, «debris flow» y «slumps» permiten proponer un modelo de facies de talud de tipo rampa.

**Palabras clave:** Silúrico Superior. Devónico Inferior. Conodontos. Dacriocónaridos. Litofacies carbonatadas talud. Cadenas Costeras Catalanas.

### ABSTRACT

The Upper Silurian-Lower Devonian sequence in the Catalanian Coastal Ranges consists mainly of carbonate rocks and is best exposed in the quarries of Santa Creu d'Olorda, near Barcelona. The structure consists of several thrust-sheets which repeat the sequence several times. The sequence can be divided into a lower formation (La Creu Fm.) consisting of massive limestones and an upper formation (Olorda Fm.), consisting of an alternation of marls and limestones with abundant conodont and dacryoconarid faunas. A black shale horizon at the base of the Olorda Formation (Member A) has yielded a Lochkovian graptolite fauna. The conodont

and dacryoconarid faunas have allowed to substantiate the Pridolian, Lochkovian, Pragian and Emsian. The conodont Biozones *delta*, *pesavis?*, *dehiscens*, *gronbergi*, and *inversus/laticostatus* and the dacryoconarid Biozones *bohemica*, *intermedia* and *acuaria* have been recognized. Also, by the use of both, conodont and dacryoconarids, the Pridolian/Lochkovian, Lochkovian/Pragian and Pragian/Emsian boundaries have been determined. Four main lithofacies have been established in the carbonate sequence: 1) cephalopod and cryonoidal wackestones, 2) bioturbated microsparites, 3) dacryoconarid wackestones/packstones, and 4) dacryoconarid packstones. According to the abundant pelagic skeletal components (cephalopods, dacryoconarids, thin-shelled ostracodes, conodonts) and to the absence of shallow water skeletal and non-skeletal constituents, these deposits can be interpreted as hemipelagites and pelagites. The lack of slumps, debris flow deposits and turbidites in the sequence argue against accumulation in a slope-apron depositional system. Instead, biofacies and lithofacies are more consistent with deposition in a ramp-to-slope environment.

**Key words:** Upper Silurian. Lower Devonian. Conodonts. Dacryoconarids. Slope ramp carbonates. Catalonian Coastal Ranges.

## INTRODUCCION

El Devónico de las Cadenas Costeras Catalanas forma una serie de afloramientos de pequeñas dimensiones, distribuidos a todo lo largo de las citadas cadenas. Su conocimiento se inicia a finales del siglo pasado, con los estudios de Almera (1891) y Barrois (1893), centrados sobre todo en los afloramientos de los alrededores de Barcelona. Posteriormente a los autores citados, y hasta tiempos recientes, han sido escasos los estudios sobre el Devónico y sobre el Paleozoico en general de las Cadenas Costeras Catalanas.

Entre los afloramientos devónicos, las dos localidades que han recibido más atención son Sta. Creu d'Olorda y Can Amigonet, junto a El Papiol, ambas en los alrededores de Barcelona. Sobre Santa Creu d'Olorda son de citar los estudios de Greiling y Puschmann (1965) y de Llopis *et al.* (1969), así como los datos sobre conodontos aportados por Walliser (1964) y la mención de dacrioconáridos hecha por Alberti (1970). Datos sobre otros afloramientos devónicos se encuentran en Puschmann (1968a, 1968b, Montseny) y Durán (1990, Guilleries). En la última década, los estudios sobre el Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas se han intensificado notablemente. En el ámbito estratigráfico, y referentes al Devónico, son de señalar los trabajos de Julivert *et al.* (1985) en que se estudian los graptolites del Silúrico-Devónico y de Julivert *et al.* (1986, 1987) en que se da la sucesión estratigráfica general del Paleozoico incluyendo un avance de los resultados obtenidos en el estudio del Devónico. El presente trabajo, centrado en Santa Creu d'Olorda, presenta los resultados completos del estudio emprendido sobre este afloramiento. Su elección se debe a que

es el que presenta mejores condiciones de observación, favorecidas por las labores de explotación existentes a cargo de la fábrica de cemento Sansón, las cuales, no obstante, pueden llegar en el futuro a hacer peligrar el afloramiento. La figura 1 muestra el mapa geológico de la zona de canteras, basado en el estado de la explotación en 1988.

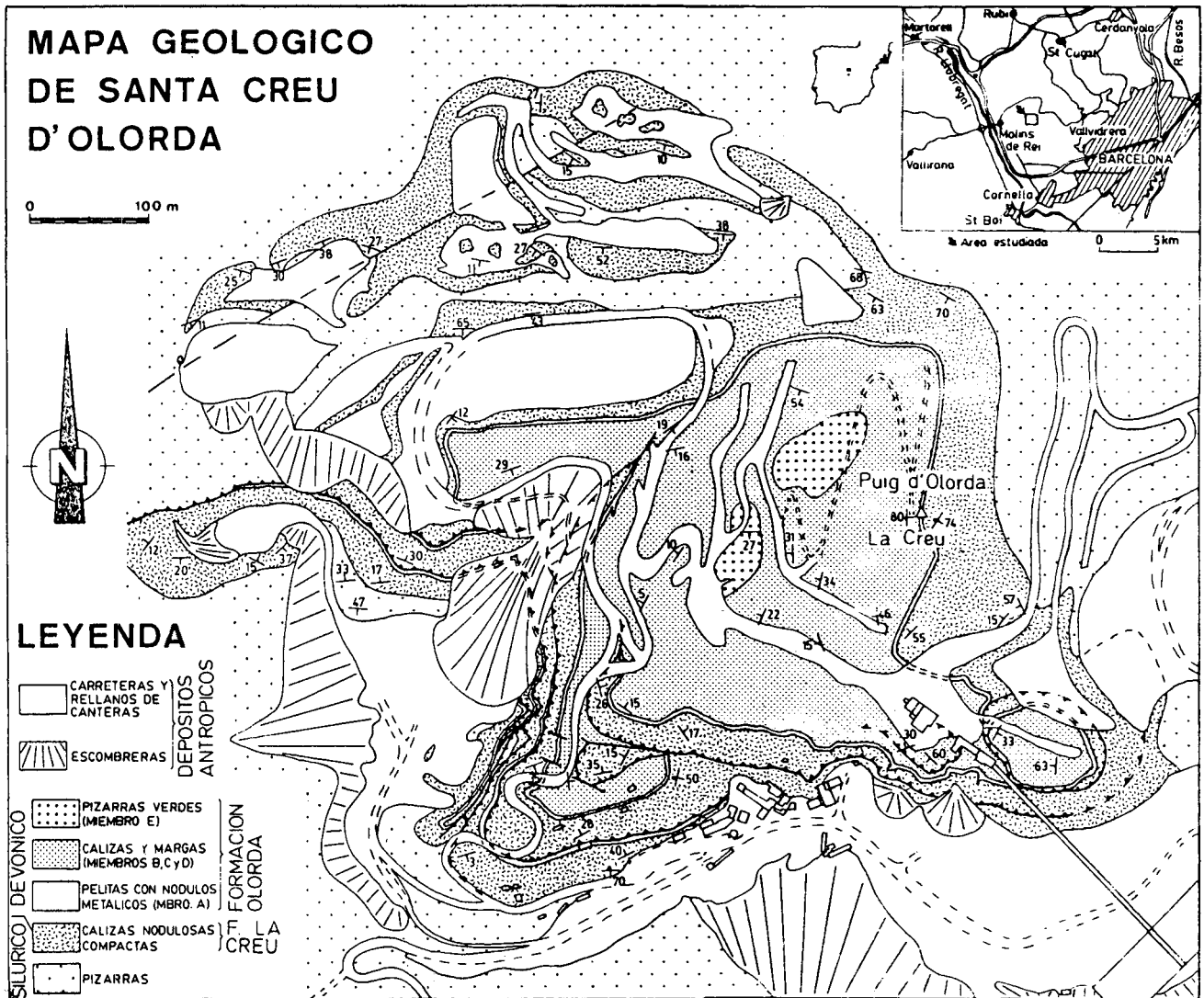
Desde el punto de vista paleontológico, el conocimiento del Devónico empezó con las citas de macrofauna («Orthoceras», trilobites, etc.) de Barrois (1893) y Almera (1898), aunque también de esta época son las primeras citas de «tentaculites». La macrofauna no ha vuelto a ser estudiada, aunque existe un nivel que proporciona braquiópodos con cierta abundancia. Las facies son las adecuadas para la presencia de organismos tales como conodontos y dacrioconáridos y los estudios posteriores se han centrado en estos grupos de organismos. De todos modos, una sucesión estratigráfica detallada y el estudio sistemático de la fauna no habían sido realizados todavía.

El progreso en el conocimiento de las faunas bohemias y el establecimiento en los últimos años de la nueva escala estratigráfica para el Devónico Inferior hacen que sea éste un momento oportuno para el análisis biostratigráfico detallado de esta región, a la luz de la actual concepción cronostratigráfica. En este sentido, el área estudiada presenta un enorme interés por su riqueza en faunas de carácter bohemio, aún cuando, exceptuando los conodontos, presenten una muy deficiente conservación.

## LA SUCESION ESTRATIGRAFICA

(M. Julivert, J. Soldevila e I. Zamarreño)

Ya Almera (1914) dividió la serie carbonatada Silúrico-Devónica de las Cadenas Costeras Catalanas en dos partes, una inferior de calizas compactas que consideró de edad Silúrico Inferior y una parte más margosa que atribuyó al Devónico. Esta división sigue siendo válida en la actualidad y es aplicable en todo el ámbito de las Cadenas Costeras Catalanas. La «Orthoceraten-Kalke» y las «Tentaculiten-Schiefer» de Puschmann (1968) y las formaciones La Creu y Olorda de Julivert *et al.* (1987) corresponden respectivamente al primero y segundo de los dos conjuntos distinguidos por Almera. No obstante, la complicación estructural de algunas áreas ha llevado a veces a confusiones. Tal ha sucedido en Santa Creu d'Olorda, donde existen una serie de escamas (Figs. 1, 2 y 3) que no habían sido tenidas en cuenta al levantar la sucesión estratigráfica. Las anomalías en la distribución de las faunas que se encuentran en el trabajo de Llopis *et al.* (1969) se deben a la existencia de estas escamas.



Figural.- Mapa geológico de Santa Creu d'Olorda. El mapa está basado en el estado de la cantera en 1988.

Figure 1.- Geological Map of Santa Creu d'Olorda.

## La Formación La Creu

Esta Formación constituye la parte inferior del conjunto carbonatado Silúrico/Devónico y consiste en calizas azuladas o gris-azuladas masivas, con abundantes estilolitos, que forman bancos compactos separados por capas centimétricas pelíticas.

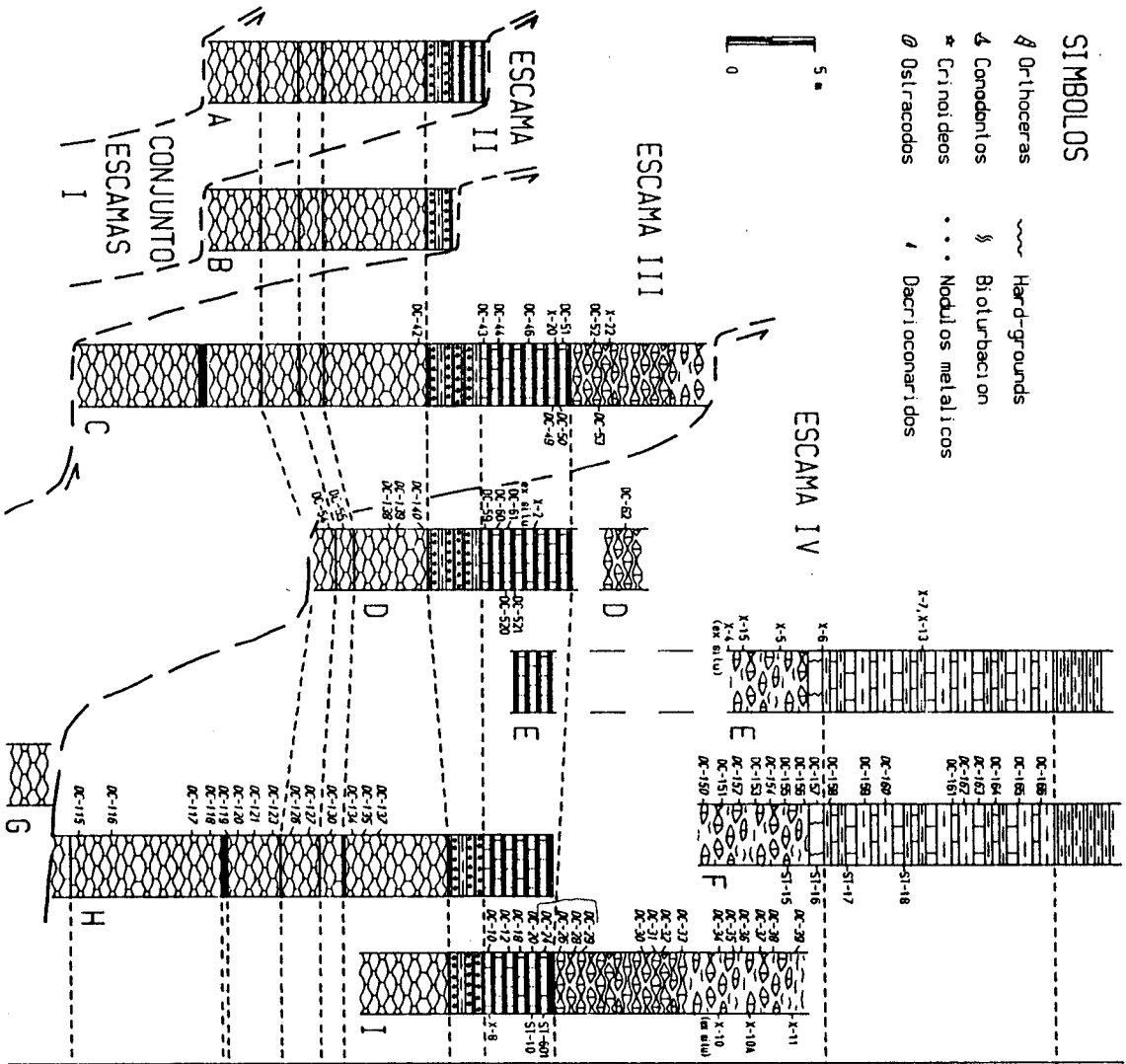
La parte más baja de la Formación no se observa bien, ya que el contraste de ductilidades con las pizarras negras silúricas subyacentes es la causa de que el contacto se encuentre siempre tectonizado en mayor o menor grado. La existencia de duplicaciones en la

serie, alguna de ellas muy claramente observable, hace también difícil el poder dar la sucesión estratigráfica banco por banco, a no ser en la parte más superior, sin la ayuda de un control paleontológico muy detallado. De todos modos, toda la Formación es en su conjunto muy homogéna.

La edad de la Formación La Creu corresponde esencialmente al Silúrico. A esta formación corresponden los hallazgos de *Cardiola interrupta* Sow., citados por Almera (1896). De acuerdo con los conodontos citados por Walliser (1964), la parte más baja de la

**SÍMBOLOS**

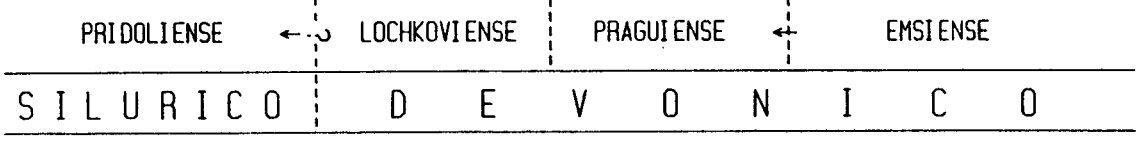
- ▧ Or-thoceras
- △ Conodontos
- ★ Crinoides
- ∅ Ostreacodas
- ~~~~~ Hard-grounds
- § Bioturbacion
- Nodos metalicos
- ∨ Dacriocorarios



MIEMBRO E	MIEMBRO D	MIEMBRO C	MIEMBRO B	MIEMBRO A
<p>Pizarras verdosas</p> <p>Alternancias regulares de calizas y margas</p> <p>13</p>	<p>Calizas nodulosas y margas</p> <p>Intercaladas azul-verdosas</p> <p>15</p>	<p>Calizas arenillizas en capas de 5-20 cm con intercalaciones de pizarras rojizas de 1-3 cm</p> <p>Pizarras y areniscas verticilares con nodulos de oxidos metalicos y de cuar</p> <p>2,30</p>	<p>Calizas azules nodulosas</p> <p>7</p>	<p>Calizas azules con nodulos metalicos 0,15</p> <p>Calizas gris-azules nodulosas 1,50</p> <p>Calizas rojas con nodulos metalicos 0,10</p> <p>Calizas azules nodulosas 2,60</p> <p>Calizas rojas con nodulos metalicos 0,10</p> <p>Calizas azules nodulosas 3,50</p> <p>Calizas rojas con capilares de cuar y una capa de caliza intercalada 0,35</p>

**FORMACION LA CREU**

**FORMACION OLORDA**



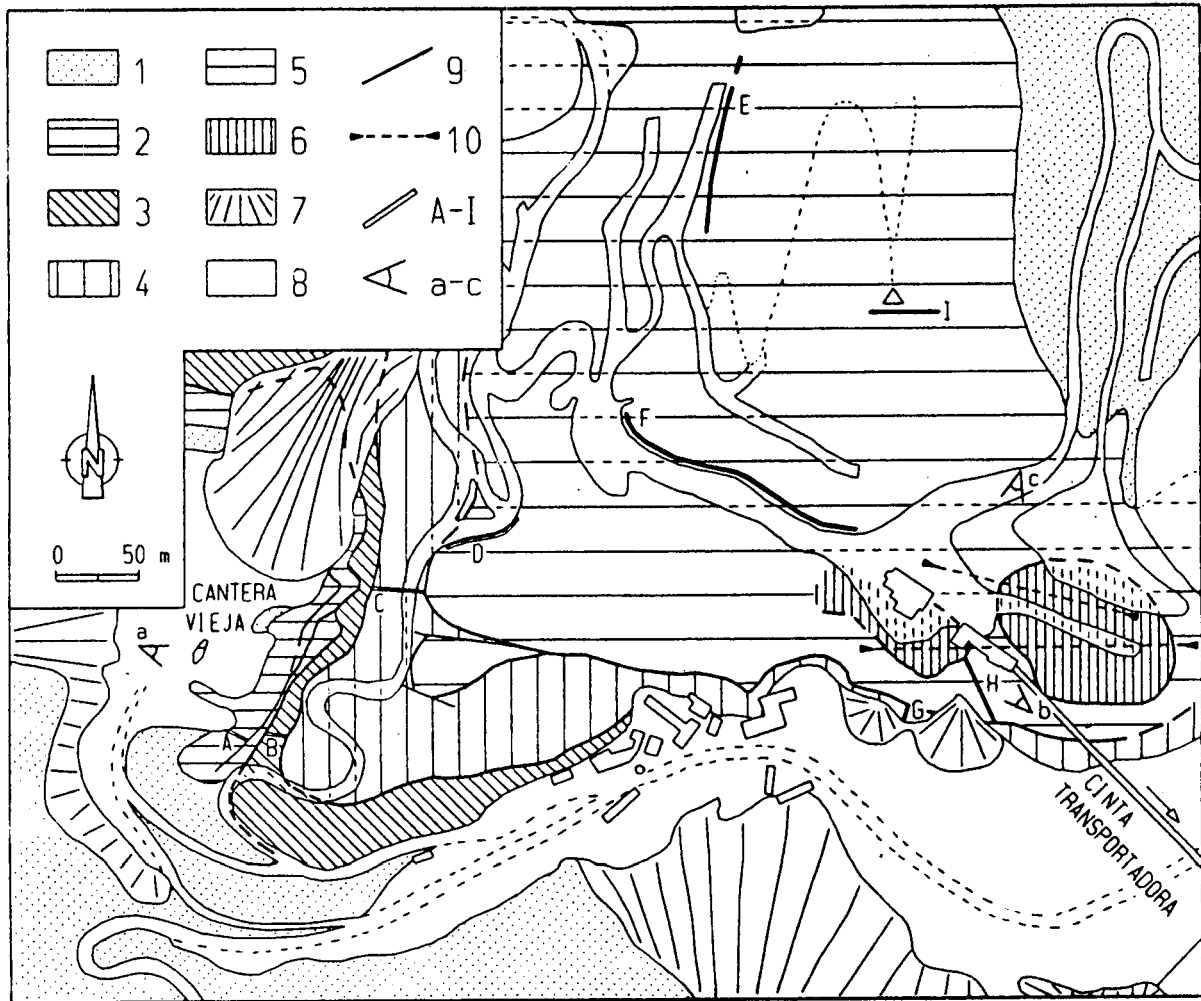


Figura 3.- Esquema estructural de Santa Creu d'Olorda, mostrando las diferentes escamas. 1: Pizarras negras silúricas. 2: Conjunto de escamas I. 3: Escama II. 4: Escama III. 5: Escama IV. 6: Escama V. 7: Escombreras. 8: Carreteras y rellanos de cantera. 9: Traza de las superficies de cabalgamiento. 10: Situación de los cortes geológicos de la figura 5. A-I: Situación de las columnas estratigráficas de la figura 2. a, b, c: Situación de las fotografías de las figuras 4, 6 y 7.

Figure 3.- Structural sketch of Santa Creu d'Olorda showing the different thrust-sheets. 1: Silurian black shales. 2: Group of slices I. 3: Slice II. 4: Slice III. 5: Slice IV. 6: Slice V. 7: Quarry rubbles. 8: Roads and quarry flats. 9: Thrust trace. 10: Situation of the cross-sections of figure 5. A to I: Situation of lithological sections of figure 2. a to c: Situation of photographs of Figures 4, 6 and 7.

←

Figura 2.- Columnas estratigráficas del Silúrico Superior-Devónico Inferior de Santa Creu d'Olorda. Las muestras X y algunas DC (ver Apéndice) corresponden a dacryoconarid samples and samples DC y ST a conodonts and microfacies. Las muestras en *italica* no han sido tratadas para la extracción de conodonts.

Figure 2.- Lithological sections of the Upper Silurian-Lower Devonian of Santa Creu d'Olorda. Numbers labeled X and some DC (see Appendix) correspond to dacryoconarid samples and samples labeled DC and ST to conodonts and microfacies. Samples in *italics* have not been used for conodont treatment.

Formación debe corresponder al Ludlow, la mayor parte de la misma al Pridoliense y la parte más alta al Devónico. El límite Ludlow/Pridoliense no va a tratarse en este trabajo, el límite Pridoliense/Lochkoviense se discutirá más adelante.

### La Formación Olorda

Esta formación se distingue claramente de la anterior por estar formada en buena parte por margas, lo

que se traduce incluso en diferencias en el relieve. El límite entre ambas formaciones es muy neto, ya que la parte más baja de la Formación Olorda la forma un nivel pelítico (Miembro A) que contrasta netamente con las calizas masivas de la Formación La Creu.

El espesor total de la Formación Olorda es de unos 35-40 m visibles. En el área de Santa Creu se pueden diferenciar cinco miembros que se han distinguido por letras. Estos miembros, de abajo a arriba, son los siguientes.

*Miembro A.*- Consiste en 2-3 m de pizarras y areniscas muy finas, de color negro en sección fresca, versicolores cuando están alteradas, con nódulos de óxidos metálicos y chert. Este nivel ha proporcionado *Monograptus hercynicus* Perner y *Linograptus posthumus* (Richter) (Greiling y Puschmann, 1965; Julivert *et al.* 1985). El Miembro A se puede observar muy claramente por toda el área de la cantera. Destaca particularmente en el antiguo frente de cantera sobre el cual pasa la cinta transportadora, coronando la Formación La Creu. El mejor afloramiento, tanto de este miembro como del Miembro B está en el corte que hay en la cara S de la cumbre de La Creu (columna I, escama IV, Fig. 2 y 3).

*Miembro B.*- Este miembro consiste en calizas amarillentas, en capas de 5-20 cm, con intercalaciones de pizarras rojizas, de 1-3 cm; su espesor es de unos 4-5 m. Este nivel contiene braquiópodos con cierta abundancia, aunque éstos no han sido objeto de estudio. Su contacto con el Miembro A es neto y puede situarse en la aparición de la primera capa de caliza.

*Miembro C.*- Consiste en unos 15 m de calizas azuladas nodulosas y margas azul-verdosas. Las intercalaciones de margas son mucho más abundantes en la parte alta del miembro. Este es el miembro que peor aflora en la zona de canteras. Su parte inferior puede verse en el mismo corte señalado para los dos miembros anteriores, así como en la carretera que asciende al nivel de la cinta transportadora (columna C, escama III, Fig. 2). Su parte superior y el contacto con el miembro D (banco de caliza de unos 80 cm) pueden verse particularmente bien en el nivel de la cinta (columna F, escama IV, Fig. 2). No obstante, no puede verse una sucesión continua de este miembro.

*Miembro D.*- Consta de calizas bien estratificadas, de unos 10 a 30 cm de espesor, que no tienen carácter noduloso, muy ricas en dacrioconáridos, alternando de forma regular con margas. Un buen corte de este miembro puede obtenerse al nivel de la cinta transportadora (columna F, escama IV, Fig. 2). Su espesor es de unos 13 m.

*Miembro E.*- Está formado por pizarras verdes. Su espesor visible es de unos 4 m y constituye el nivel más alto observable, ocupando tan sólo un área reducida de

la escama IV. Este nivel no ha proporcionado fauna alguna.

## LA ESTRUCTURA (M. Julivert y J. Soldevila)

La estructura del conjunto carbonatado Silúrico/Devónico de Santa Creu consiste en una serie de escamas (Figs. 1 y 3), separadas por superficies que muestran la típica geometría de rampas y rellanos propia de las escamas de despegue. En algunos casos se observan muy claramente, tanto las rampas superiores (hanging-wall ramps) como las inferiores (foot-wall ramps), acompañadas de las estructuras características.

Las escamas más bajas pueden verse en la cantera vieja (Fig. 4), en la parte SW del conjunto. Son escamas de pequeñas dimensiones que involucran tan sólo a la Formación La Creu, el Miembro A y excepcionalmente también al miembro B de la Formación Olorda. Estas escamas se han agrupado bajo la denominación de Conjunto de Escamas I. La Escama II tiene similares características; está representada en la parte SW del conjunto e involucra tan sólo a la Formación La Creu y el miembro A de la Formación Olorda. La Escama III se reconoce también en la parte SW e incluye hasta el Miembro C (en parte) de la Formación Olorda. Esta escama está cortada en bisel en su parte proximal por la siguiente superficie de cabalgamiento, que la separa de la Escama IV. Esta superficie separa dos rampas, una rampa al muro (foot-wall ramp) que corta oblicuamente a la escama inferior (Escama III) y una rampa que lo hace con la escama superior (hanging-wall ramp). Hacia el N, la rampa va cortando a la Formación La Creu y los miembros A y B de la escama IV, hasta que quedan en contacto los miembros C de ambas, a partir de cuyo momento las dos escamas dejan de poder diferenciarse. La Escama IV forma de todos modos el cuerpo principal del afloramiento. La escama V, que es la más alta, queda reducida al extremo SE del mismo, al E de la cinta transportadora.

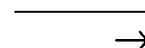
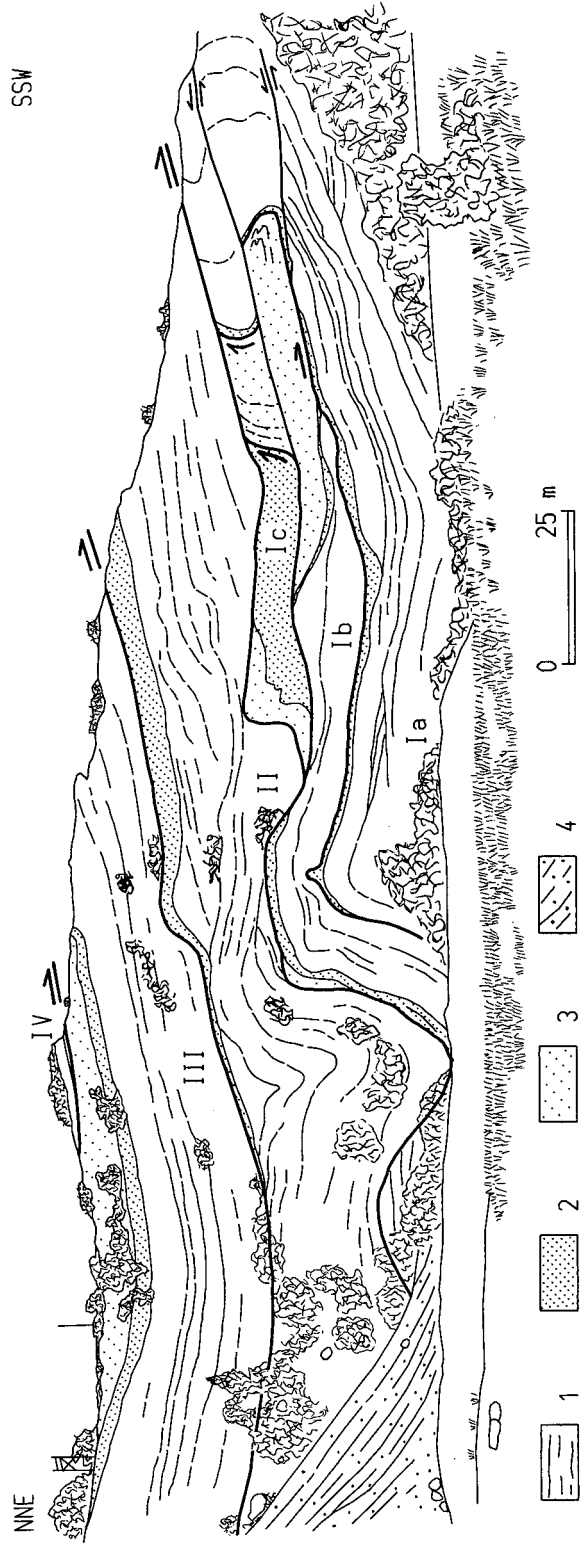


Figure 4.- Estructura en escamas en la Cantera Vieja.

Figure 4.- Thrust-sheets in the «Old Quarry».



En cuanto a la estructura de las superficies de cabalgamiento, la cartografía (Fig. 1) muestra suficientemente la distribución de los rellanos y rampas. Son de destacar tan sólo las estructuras de muro y techo de rampa que se observan entre las escamas IV y V. La estructura de techo puede verse al W del extremo superior de la cinta transportadora. Al E el rellano coincide, o casi, con el Miembro A, mientras que al W las capas de la Escama V dibujan un típico pliegue de rampa superior quedando cortadas por la superficie de cabalgamiento (Fig.5, corte inferior y Fig. 6). La rampa inferior (en la Escama IV) puede verse debajo de la cinta, donde las capas del miembro B dibujan un pliegue y son cortadas por la rampa (Fig. 5, corte inferior). Esta estructura de rampa inferior en la Escama IV puede verse, formando un pliegue de eje curvado bastante cerrado, en un frente actualmente en explotación, abierto por debajo del nivel de la plataforma en la que se encuentran los edificios de la parte superior de la cinta transportadora (Fig.5, corte superior y Fig. 7).

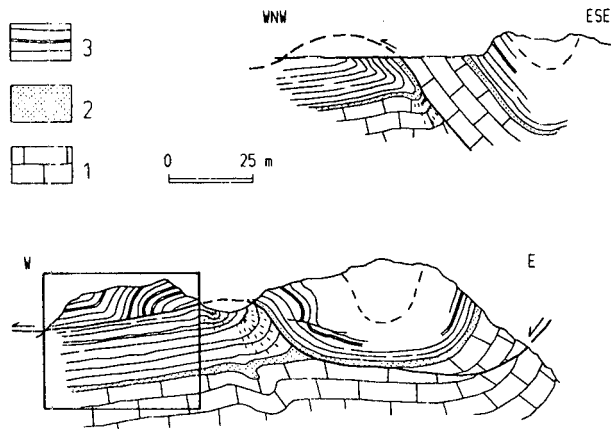


Figura 5.- Cortes geológicos del contacto entre las escamas IV y V mostrando las rampas de techo y muro (ver situación en la figura 3). 1: Formación La Creu. 2: Formación Olorda, Miembro A. 3: Formación Olorda, Miembros B y C. El recuadro del corte inferior corresponde a la fotografía de la figura 6.

Figure 5.- Cross-sections of the contact between slices IV and V, showing the hanging-wall and foot-wall ramps (see situation in figure 3). 1: La Creu Formation. 2: Olorda Formation, Member A. 3: Olorda Formation, members B and C. The square in the lower cross-section corresponds to the picture of figure 6.

## BIOSTRATIGRAFIA

(S. García-López y M. Truyols-Massoni)

Las faunas de conodontos y dacrioconáridos contenidas en los materiales carbonatados de las formaciones La Creu y Olorda, en la localidad de Santa Creu d'Olorda, han permitido asignar a estas unidades litostratigráficas una edad comprendida entre el Pridoliense y el Emsiense superior (Silúrico Superior/Devónico Inferior), identificándose los límites Pridoliense/Lochkoviense, Lochkoviense/Praguense y Praguense/Emsiense.

En los últimos años, la base del Sistema Devónico y los límites entre los pisos del Devónico Inferior (Lochkoviense, Praguense y Emsiense) han sido discutidos, inicialmente por el Comité para el límite Silúrico/Devónico y con posterioridad por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Devónico (SDS).

La base del Sistema Devónico fue definida en 1972 como coincidente con la base de la Biozona de graptolites de *Monograptus uniformis* s.l. En la localidad de Sta Creu d'Olorda no ha podido evidenciarse hasta el momento la presencia de este indicador biostratigráfico, aunque sí se ha hecho en áreas próximas (Julivert *et al.*, 1985). No obstante, el hallazgo de algunas formas de conodontos permite situar este límite en los tramos superiores de la Formación La Creu.

La base del Praguense (y consecuentemente el límite Lochkoviense/Praguense) fue establecida en 1988 coincidiendo con el límite inferior de la Biozona de conodontos *Eognathodus sulcatus*, definida por la primera aparición de *E. sulcatus sulcatus*. Aunque en la localidad estudiada tampoco ha podido encontrarse este indicador, la presencia conjunta de otras formas de conodontos, así como de dacrioconáridos, han permitido situar este límite con cierto grado de precisión hacia el techo del Miembro B de la Formación Olorda.

La base del Emsiense (y por tanto el límite Praguense/Emsiense) ha sido propuesta en 1989 como coincidente con la primera aparición de *Polygnathus dehiscens*, que define la base de la Biozona de conodontos

Figura 6.- Estructura de rampa superior en la escama V, representada en el corte de la figura 5 (parte inferior). 1: Formación La Creu. 2: Formación Olorda, Miembro A. 3: Formación Olorda, Miembro B. 4: Escombreras.

Figure 6.- Hanging-wall ramp in slice V, represented in figure 5, lower cross-section. 1: La Creu Formation. 2: Olorda Formation, Member A. 3: Olorda Formation, Member B. 4: Quarry rubbles.



*P. dehiscens*. Este límite ha sido identificado en la localidad de Santa Creu d'Olorda por la aparición de formas tempranas de *P. dehiscens* en las capas culminantes del Miembro C de la Formación Olorda.

### Límite Silúrico/Devónico

Los primeros datos significativos en relación con este límite fueron aportados por Walliser (1964). Este autor señaló la presencia, en la parte media de la denominada por Julivert *et al.* (1986) Formación La Creu, de *Spathognathodus steinhornensis eosteihornensis* (= *Ozarkodina remscheidensis eosteihornensis*) entre otras formas de conodontos, de edad Pridoliense, especie de interés auxiliar en la definición formal del límite Pridoliense/Lochkoviense. Klapper (1977) precisó que el estrecho solapamiento entre los intervalos de distribución de *O. remscheidensis eosteihornensis* y *O. remscheidensis remscheidensis* se sitúa justo

por debajo de la entrada de *C. woschmidti*, conodonto que se encuentra en diversas regiones en torno a unos dos metros por debajo de la primera aparición del indicador biostratigráfico *M. uniformis*.

Aunque en Santa Creu d'Olorda han sido encontrados algunos ejemplares de *O. remscheidensis remscheidensis*, se trata de formas ya muy modernas de la subespecie, lo que impide precisar la situación exacta del límite. No obstante, la presencia de formas de *O. excavata excavata* y *O. excavata wurmi* en las calizas estilolíticas de la Formación La Creu, a partir de los niveles DC-54 y DC-55 de la columna D (escama IV, Fig.2), acota un pequeño tramo en la parte superior de esta formación, en donde puede situarse este límite de una manera bastante aproximada (Figs. 2 y 8). Aunque el intervalo de distribución de *O. excavata excavata* y *O. e. wurmi* comienza en el Silúrico y se continúa en el Devónico, la morfología del elemento A3, con una gran inversión de la cavidad basal, en las muestras citadas anteriormente, es característica ya de las formas típicamente devónicas (Klapper y Murphy, 1974).



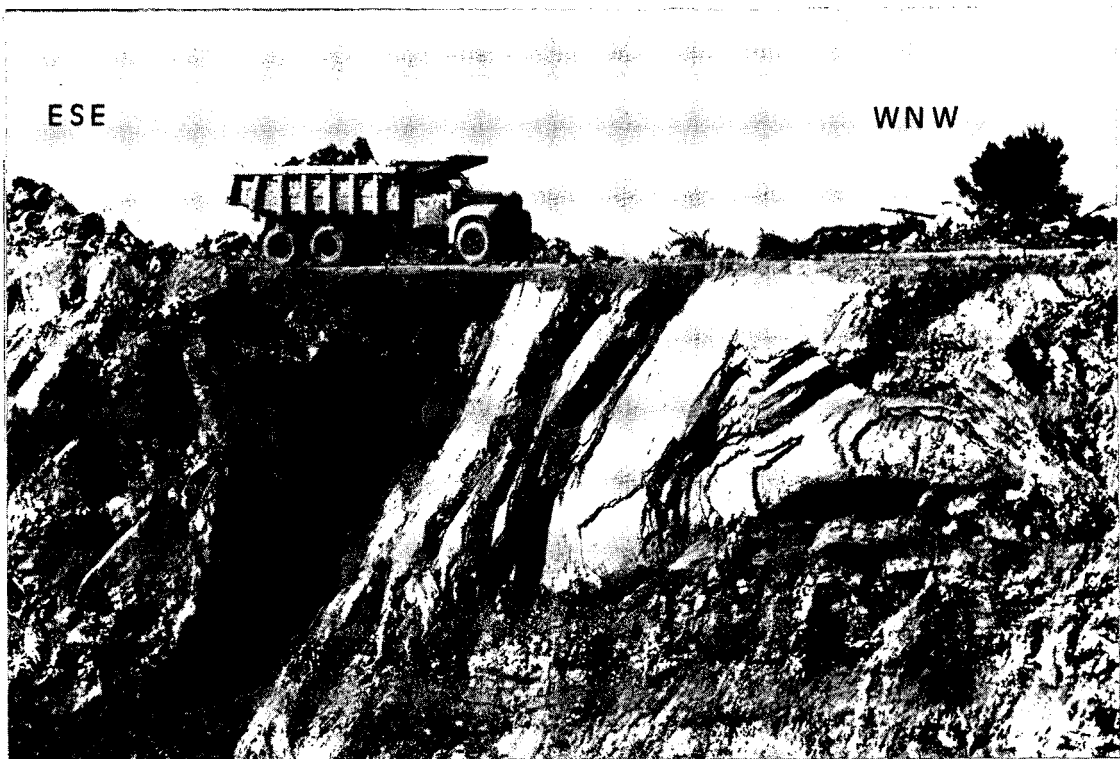


Figura7.- Pliegue con eje curvo en la rampa de muro de la escama IV, representada en la figura 5, corte superior.

Figure 7.- Fold with curved axis in the foot-wall ramp of slice IV, represented in figure 5, upper cross-section.

Estos datos coinciden esencialmente con los suministrados por Julivert *et al.* (1985, p. 205), que sitúan el tránsito Pridoliense/Devónico cerca del techo de las calizas de la Formación La Creu.

### Lochkoviense

Tal como se ha indicado anteriormente, el Lochkoviense comienza al menos en los niveles superiores de las calizas de la Formación La Creu.

A partir de la muestra DC-55 el único dato significativo de conodontos es la presencia en la muestra DC-42 (techo de la Formación La Creu) de la columna C (escama III, Fig. 2), de *Ozarkodina pandora* (morfotipos  $\alpha$  y  $\beta$ ) cuya distribución abarca un intervalo comprendido entre la base de la Biozona de conodontos de *O. delta* y la mitad inferior de *E. sulcatus* (Fig. 8). Dado que las faunas superiores a este nivel, tanto de conodontos como de dacriocónaridos corresponden a capas correlacionables con la Biozona de *O. delta*, como se discutirá más adelante, el nivel DC-42 debe contener las

formas más antiguas del taxón y por tanto pertenecer a esta biozona.

Por encima de este nivel, ya en el Miembro A de la Formación Olorda, debe mencionarse la presencia de *M. hercynicus* y *Linograptus posthumus* (Greiling y Puschmann, 1965; Julivert *et al.* 1985, 1987), formas que en esta región se sitúan en niveles correlacionables con la Biozona de conodontos de *O. delta*, de edad Lochkoviense.

En la base del Miembro B de la Formación Olorda, en la columna I (escama IV, Fig. 2) aparece la primera forma de dacriocónarido conocida en la región (Fig. 8). El nivel X-8 ha suministrado *Homoctenowakia bohémica*, la cual ya había sido mencionada por Alberti (1970) en la región de Santa Creu d'Olorda, pero sin mayor precisión. La presencia de *H. bohémica* indica que las capas que la contienen deben pertenecer probablemente a su biozona ya que, aunque se trata de zonas de intervalo, existe un escaso solapamiento, al menos en Bohemia (Checoslovaquia) con la distribución estratigráfica del taxón índice suprayacente (véase Lukeš, 1985).

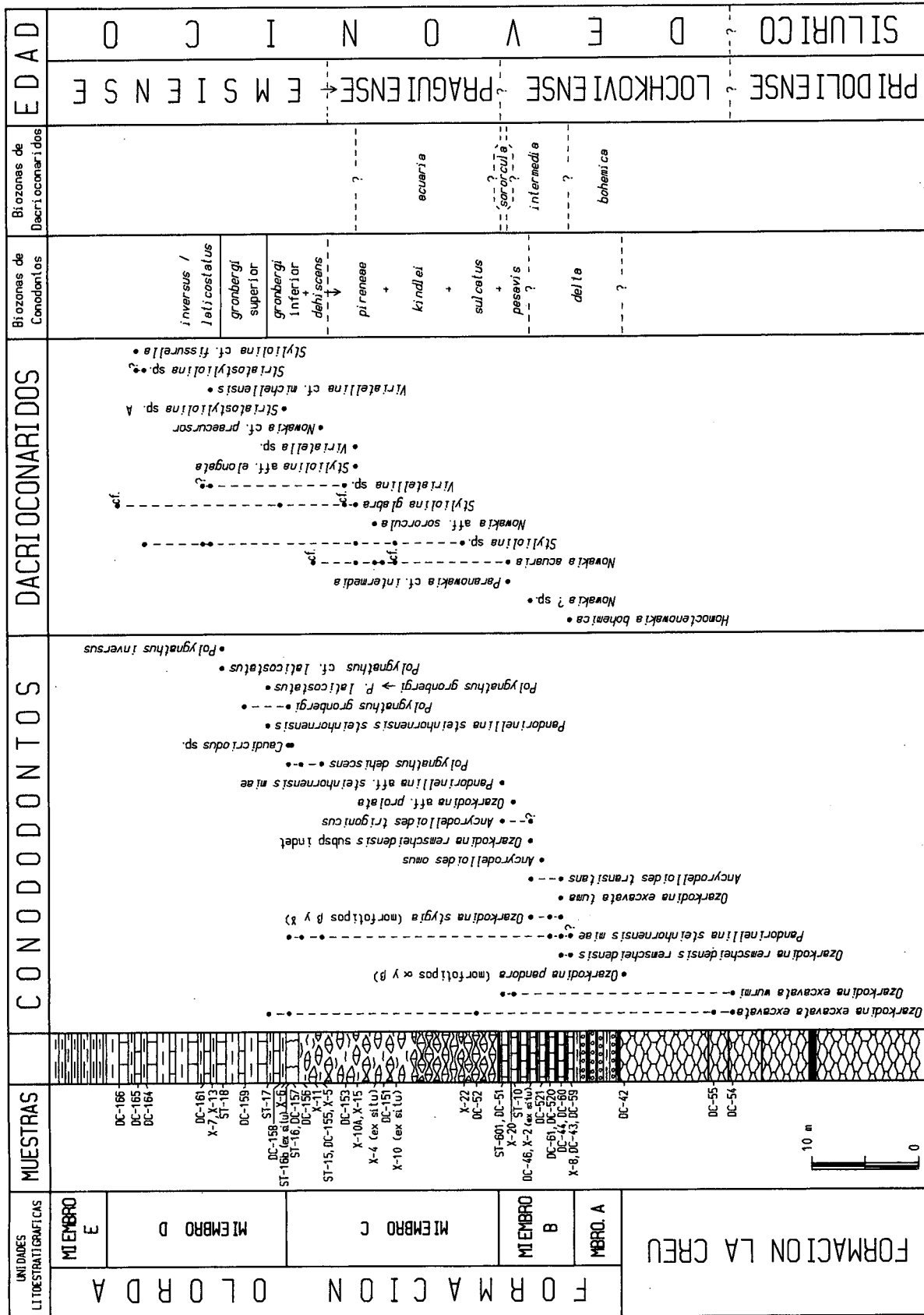


Figura 8.- Columna estratigráfica sintética de las formaciones La Creu y Olorda. Distribución de conodontos y dacrioconaridos. Biozonas y edad.  
 Figure 8.- Synthetic lithological sections of the La Creu and Olorda formations. Conodont and dacryoconarid distribution. Biozones and age.

Entre DC-43 y DC-46, en la columna C (escama III, Fig. 2) y DC-520 y DC-521 en la columna D (escama IV), se han encontrado, aún en el Miembro B, diversas formas de conodontos, de las cuales las más significativas son *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*, *O. stygia* (morfotipos  $\beta$  y  $\gamma$  de Lane y Ormiston, 1979), *O. excavata tuma*, *Ancyrodelloides omus*, *A. transitans* y *A. trigonicus*?, que en conjunto indican la pertenencia de estas capas a la Cronozona de *O. delta* (Fig. 8).

Ligeramente por encima, en las capas terminales del Miembro B, la muestra X-20 de la columna C (escama III, Fig. 2) ha suministrado *Paranowakia cf. intermedia*, junto con ejemplares típicos de *Nowakia acuaria* (Fig. 8). Ello permite suponer que estos niveles se correlacionan probablemente con la parte inferior de la Cronozona de *N. sororcula* (cf. Chlupač *et al.*, 1985; Lukeš, 1985), en capas que se sitúan en

torno al límite Lochkoviense/Praguense, de manera que *N. sororcula* es un importante auxiliar biostratigráfico para esta transición cronostratigráfica. La ausencia de este taxón en la región de Santa Creu d'Olorda podría deberse a un desarrollo facial desfavorable, ya que la especie parece estar condicionada a la existencia de unas facies peculiares (Chlupač *et al.*, 1985).

En la misma sucesión (columna C), dentro del nivel DC-51, situado por encima de la muestra anterior se ha encontrado *Ancyrodelloides trigonicus* (Fig. 8). Esta especie, según Murphy y Berry (1983), se extiende por las Biozonas de *O. delta* y *P. pesavis*. De acuerdo con los datos de dacrioconáridos de la muestra infrayacente, este hallazgo debe corresponder al techo de la última biozona, en una situación comparable a la existente en el Barrandium (Bohemia, Checoslovaquia) y en los Alpes Cárnicos (Austria), según los datos suministrados por Chlupač *et al.* (1985).

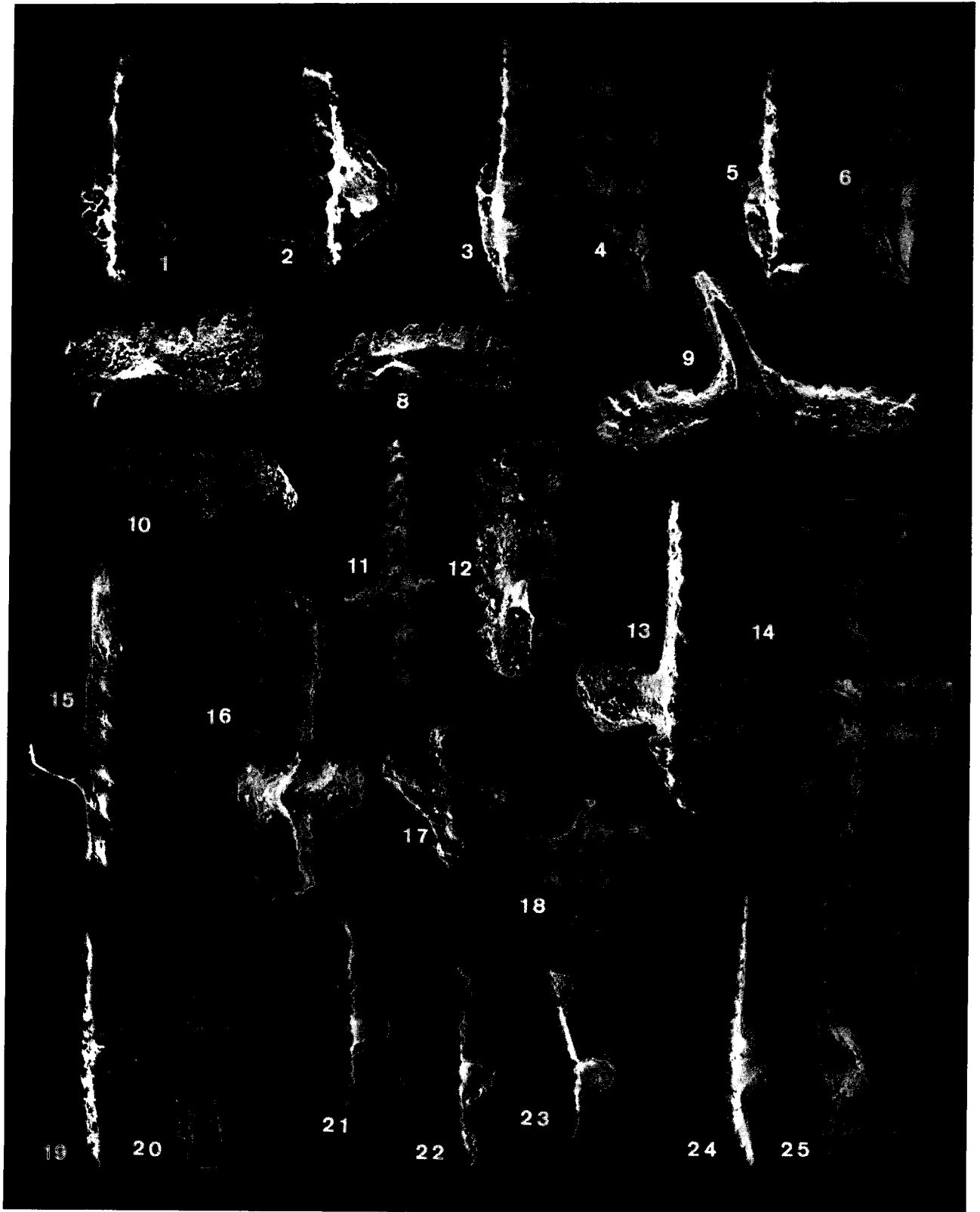


#### LAMINA I

- 1: *Ozarkodina pandora* Murphy, Matti y Walliser, 1981. Morfotipo  $\alpha$ . Elemento P (x80). Muestra DC-43. DPO 114151.
- 2: *Ozarkodina pandora* Murphy, Matti y Walliser, 1981. Morfotipo  $\beta$ . Elemento P (x80). Muestra DC-43. DPO 114152.
- 3 y 4: *Ozarkodina stygia* (Flajs, 1967). Morfotipo  $\beta$  de Lane y Ormiston, 1979. Elemento P (x84). Muestra DC-44. DPO 114153.
- 5 y 6: *Ozarkodina stygia* (Flajs, 1967). Morfotipo  $\gamma$  de Lane y Ormiston, 1979. Elemento P (x84). Muestra DC-44. DPO 114154.
- 7: *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegler, 1960). Elemento P (x42). Muestra DC-43. DPO 114155.
- 8 y 9: *Ozarkodina excavata excavata* (Branson y Mehl, 1933). 8, elemento P (x42). 9, elemento A3 (x80). Muestra DC-54. DPO 114156.
- 10: *Ozarkodina excavata wurmi* Bischoff y Sannemann, 1958. Elemento P (x20). Muestra ST-10. DPO 114157.
- 11-14: *Ancyrodelloides omus* Murphy y Matti, 1983. Morfotipo  $\alpha$ . Elemento P (x80). Muestra DC-521. DPO 114158.
- 15 y 16: *Ancyrodelloides transitans* (Bischoff y Sannemann, 1958). Elemento P (x80). Muestra DC-44. DPO 114159.
- 17 y 18: *Ancyrodelloides trigonicus* (Bischoff y Sannemann, 1958). Elemento P (x42). Muestra DC-51. DPO 114160.
- 19-20: *Ozarkodina aff. prolata* Mawson, 1987. Elemento P (x42). Muestra ST-10. DPO 114161.
- 21-23: *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bultynck, 1971). Elemento P (x42). Muestra ST-15 (21). DPO 114162. Muestra ST-11 (22-23). DPO 114163.
- 24-25: *Pandorinellina aff. steinhornensis miae* (Bultynck, 1971). Elemento P (x42). Muestra ST-601. DPO 114164.

#### PLATE I

- 1: *Ozarkodina pandora* Murphy, Matti and Walliser, 1981.  $\alpha$  morfotype. P element (x80). Sample DC-43. DPO 114151.
- 2: *Ozarkodina pandora* Murphy, Matti and Walliser, 1981.  $\beta$  morfotype. P element (x80). Sample DC-43. DPO 114152.
- 3 and 4: *Ozarkodina stygia* (Flajs, 1967).  $\beta$  morfotype of Lane and Ormiston, 1979. P element (x84). Sample DC-44. DPO 114153.
- 5 and 6: *Ozarkodina stygia* (Flajs, 1967).  $\gamma$  morfotype of Lane and Ormiston, 1979. P element (x84). Sample DC-44. DPO 114154.
- 7: *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegler, 1960). P element (x42). Sample DC-43. DPO 114155.
- 8 and 9: *Ozarkodina excavata excavata* (Branson and Mehl, 1933). 8, P element (x42). 9, A3 element (x80). Sample DC-54. DPO 114156.
- 10: *Ozarkodina excavata wurmi* Bischoff and Sannemann, 1958. P element (x20). Sample ST-10. DPO 114157.
- 11-14: *Ancyrodelloides omus* Murphy and Matti, 1983.  $\alpha$  morfotype. P element (x80). Sample DC-521. DPO 114158.
- 15 and 16: *Ancyrodelloides transitans* (Bischoff and Sannemann, 1958). P element (x80). Sample DC-44. DPO 114159.
- 17 and 18: *Ancyrodelloides trigonicus* (Bischoff and Sannemann, 1958). P element (x42). Sample DC-51. DPO 114160.
- 19-20: *Ozarkodina aff. prolata* Mawson, 1987. P element (x42). Sample ST-10. DPO 114161.
- 21-23: *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bultynck, 1971). P element (x42). Sample ST-15 (21). DPO 114162. Sample ST-11 (22-23). DPO 114163.
- 24-25: *Pandorinellina aff. steinhornensis miae* (Bultynck, 1971). P element (x42). Sample ST-601. DPO 114164.



La presencia de *Pandorinellina steinhornensis miae* en los niveles DC-60 y DC-61 de la columna D (escama IV, Fig. 2) representa posiblemente la aparición más baja de este taxón (Fig. 8). La aparición más antigua conocida de *P. s. miae* se encuentra en la sección de Zinzilban (Unión Soviética), en donde esta subespecie se sitúa un poco por debajo, casi conjuntamente con la primera aparición de *N. acuaria* (Kim *et al.*, 1978, Fig. 3a, sección II). En Santa Creu, la entrada de *N. acuaria* se produce en el nivel X-20, aproximadamente unos 2 m por encima del nivel DC-61, aunque estos dos niveles se sitúan en dos sucesiones diferentes (columnas C y D respectivamente).

Finalmente, puede indicarse que la muestra X-2 (ex situ), localizada en la parte media del Miembro B, en la columna D (escama IV), debe probablemente proceder de niveles algo más altos, ya hacia el techo de la unidad, debido a la presencia de *Nowakia?* sp.

## Praguense

Aunque la base del Praguense clásico coincide con la entrada de *N. acuaria*, la SDS ha escogido por unanimidad la primera aparición del conodonto *E. sulcatus sulcatus* como indicador de la misma. Ello no infravalora la utilización de otros grupos fósiles, en especial dacrioconáridos, para ser utilizados como organismos auxiliares para la identificación biostratigráfica de este límite. Por ello, dado que en Bohemia, región tipo del piso Praguense, el inicio de *E. sulcatus* se encuentra muy próximo a la primera aparición de *N. acuaria* (Chlupač *et al.* 1985; Ziegler 1987), la entrada de este taxón-índice es de gran interés en ausencia del conodonto *E. sulcatus*.

Esta situación se encuentra en la región de Santa Creu d'Olorda. Por encima de la muestra DC-51 (columna C, escama III, Fig. 2) y hasta la DC-155 (columna F, escama IV), ningún nivel ha suministrado conodontos significativos, ni para poder situar la base del Praguense, ni siquiera para poder caracterizar este piso en su conjunto. Son por tanto los dacrioconáridos los que permiten mayores precisiones en este sentido.

La base del Praguense puede situarse de modo aproximado hacia el techo del Miembro B de la Formación Olorda (Fig. 8), ligeramente por encima de la muestra DC-51 (columna C, escama III, Fig. 2). Este nivel ha suministrado una forma de conodonto que, por la presencia de *N. acuaria* inmediatamente por debajo (nivel X-20), debe corresponder a la Biozona de *P. pesavis* y por tanto pertenecer al Lochkoviense (véase antes).

Aunque el Miembro C ha suministrado muy poca fauna, el nivel X-4 (ex situ) y el X-15 de la columna E (escama IV, Fig. 2), el DC-151 de la F (escama IV) y

los niveles X-10 (ex situ), X-10A y X-11 de la columna I (escama IV), han proporcionado una fauna de dacrioconáridos en la que *N. acuaria* es la forma más representativa aun cuando su conservación es en todos los casos muy deficiente (Fig. 8).

*N. acuaria* es el dacrioconárido más representativo del Praguense, caracterizando una biozona de intervalo entre los niveles de primera aparición de *N. acuaria* y *G. strangulata* en los dos tercios inferiores del Praguense. Aunque los primeros representantes (o formas comparables) comienzan en el techo del Lochkoviense y los últimos alcanzan la base del Em-

→

## LAMINA II

- 1-14: *Polygnathus dehiscens* Philip y Jackson, 1967. Elemento P. Muestra DC-157 (1-2, x 42; 3, x160). Forma temprana. DPO 114165; Muestra DC-155 (4-7, x80; 8, x160). DPO 114166; Muestra DC-157 (9-10, x80; 11, x320). DPO 114167; Muestra ST-16 (12-13, x40; 14, x160). DPO 114168.  
 15: *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegler, 1956). Elemento P (x80). Muestra ST-17. DPO 114169.  
 16-21: *Polygnathus gronbergi* Klapper y Johnson, 1975. Elemento P. Muestra ST-16b (16-17, x80; 18, x160). DPO 114170; Muestra DC-159 (19-20, x80; 21, x160). DPO 114171.  
 22-23: *Polygnathus gronbergi* Klapper y Johnson, 1975 → *Polygnathus laticostatus* Klapper y Johnson, 1975. Elemento P (x40). Muestra ST-17. DPO 114172.  
 24-25: *Polygnathus inversus* Klapper y Johnson, 1975. Elemento P (x40). Muestra ST-18. DPO 114173.  
 26-27: *Polygnathus* cf. *laticostatus* Klapper y Johnson, 1975. Elemento P (x40). Muestra ST-18. DPO 114174.

## PLATE II

- 1-14: *Polygnathus dehiscens* Philip and Jackson, 1967. P element. Sample DC-157 (1-2, x 42; 3, x160). Early form. DPO 114165; Sample DC-155 (4-7, x80; 8, x160). DPO 114166; Sample DC-157 (9-10, x80; 11, x320). DPO 114167; Sample ST-16 (12-13, x40; 14, x160). DPO 114168.  
 15: *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegler, 1956). P element (x80). Sample ST-17. DPO 114169.  
 16-21: *Polygnathus gronbergi* Klapper and Johnson, 1975. P element. Sample ST-16b (16-17, x80; 18, x160). DPO 114170; Sample DC-159 (19-20, x80; 21, x160). DPO 114171.  
 22-23: *Polygnathus gronbergi* Klapper and Johnson, 1975 → *Polygnathus laticostatus* Klapper and Johnson, 1975. P element (x40). Sample ST-17. DPO 114172.  
 24-25: *Polygnathus inversus* Klapper and Johnson, 1975. P element (x40). Sample ST-18. DPO 114173.  
 26-27: *Polygnathus* cf. *laticostatus* Klapper and Johnson, 1975. P element (X40). Sample ST-18. DPO 114174.



siense, la gran abundancia de ejemplares en los niveles muestreados permite atribuir una Edad Praguense a las capas que los contienen. Dada la ausencia de *G. strangulata* en Sta. Creu, no es posible situar el límite superior de la Biozona de *N. acuaria*, el cual debe no obstante encontrarse algo por debajo de la muestra DC-151 (columna F, escama IV, Fig. 2), inmediatamente por encima de la cual han aparecido ya los primeros conodontos emsienses.

Aunque Julivert *et al.* (1986, 1987) situaron la transición entre las Biozonas de *P. intermedia* y *N. acuaria* hacia la parte alta del Miembro C, el muestreo más preciso, llevado a cabo con motivo de la realización de este trabajo, hace pensar que este tránsito debe situarse en realidad hacia la parte baja de este miembro (en torno al nivel X-20). Como consecuencia, la posición del límite Lochkoviense/Praguense debe también situarse en la parte inferior del Miembro C, dada la situación del auxiliar biostratigráfico de la base del Praguense.

### Emsiense

En las capas de la parte superior del Miembro C se han recolectado diversas muestras con faunas muy significativas de conodontos de Edad Emsiense y de dacriocónaridos que comparten esta consideración.

La aparición en el nivel DC-155 de la columna F (escama IV) de *P. dehiscens* (forma temprana de Yolkín *et al.*, 1989) indica la Biozona de *P. dehiscens* y por tanto la situación aproximada del límite Praguense/Emsiense (Figs. 2 y 8). La base de la Biozona de *P. dehiscens* se define por la primera aparición de este taxón, que se corresponde con el solapamiento de *P. pirenae* y *P. dehiscens*. La ausencia de *P. pirenae* impide establecer la base de la Biozona de *P. dehiscens* de una manera precisa y por tanto establecer la situación exacta del límite Praguense/Emsiense. Sin embargo, dado que algunos ejemplares de *P. dehiscens* presentes en el nivel DC-155 corresponden a formas primitivas del taxón, el límite debe de situarse muy próximo a este nivel.

En la columna E (escama IV), el nivel X-15 y sobre todo el X-5 han suministrado diversas formas de dacriocónaridos que globalmente deben corresponder a un Emsiense inferior y por tanto correlacionarse con las capas pertenecientes a la Biozona de *P. dehiscens* dentro de la columna F (escama IV). En efecto, en X-15 aparecen formas muy evolucionadas de *N. acuaria*, lo que indicaría un Praguense terminal o un Emsiense basal (véase más adelante). En el nivel X-15, además, *N. acuaria* está acompañada por *Styliolina cf. glabra*, de edad Praguense-Emsiense Superior (Lardeux, 1969;

1988) y de *Viriatella sp.*, género que no parece haberse reconocido en capas por debajo del Emsiense. Por último, el nivel X-5 ha suministrado *Nowakia cf. praecursor*, especie que caracteriza una subzona situada en la parte superior de la Biozona de dacriocónaridos de *N. zlichovens* (Alberti, 1987), correlacionable en parte con la de conodontos de *P. dehiscens*.

Las muestras recolectadas en la transición entre los miembros C y D se sitúan dentro de la Biozona de *P. dehiscens* y la Subzona Inferior de *P. gronbergi* (Fig. 8). En efecto, en la columna F (escama IV), entre los niveles DC-155 y hasta el nivel ST-17 se han encontrado diversas formas de conodontos, entre las que pueden destacarse *P. dehiscens*, *P. andorinellina steinhornensis miae* y en una posición estratigráfica indeterminada, probablemente correlacionable con los niveles más altos, se ha encontrado *Polygnathus gronbergi*.

En la base del Miembro D, la muestra DC-158 ha suministrado *Styliolina cf. glabra*. Esta especie ha sido reconocida en Marruecos y en el Macizo Armoricano (Francia) en capas comprendidas entre el Praguense terminal y el Emsiense superior (Lardeux, 1969, 1988). En la región de Santa Creu, este taxón se sitúa en capas pertenecientes a las Biozonas de conodontos de *P. dehiscens* e Inferior de *P. gronbergi*, lo que concuerda con los datos mencionados, procedentes de otras regiones.

La presencia en el nivel ST-17 de *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* indica la base de la Subzona Superior de *P. gronbergi* (Bultynck, 1989). En este nivel y en los niveles superiores se han encontrado además *Polygnathus gronbergi* y *P. gronbergi* → *P. laticostatus*, pertenecientes a esta Subzona.

Un poco por encima, pero aún dentro del miembro D, en el nivel ST-18, se sitúa la base de la Biozona *P. inversus/P. laticostatus*, caracterizada por la aparición conjunta de sus indicadores zonales *P. inversus* y *P. cf. laticostatus*. Esto permite reconocer la presencia del Emsiense superior en la región, en sus niveles basales.

Los niveles superiores a la muestra ST-18 contienen una fauna poco significativa de dacriocónaridos, la cual, no obstante, permite confirmar la Edad Emsiense, aunque sin mayores precisiones. *Striatostyliolina* es un género que, a pesar de ser conocido desde el Devónico Inferior, es abundante a partir del tránsito Devónico Inferior/Medio. Por su parte, *Viriatellina michellensis* ha sido reconocida en el Emsiense del territorio de Yukon (Ludvigsdén, 1972), aunque probablemente una forma comparable se encuentra también en Franconia, en capas más antiguas, de Edad Praguense (Alberti, 1970; Ludvigsdén, 1972).



Dentro del Miembro E no se han encontrado faunas, por lo que el Devónico en Santa Creu d'Olorda puede decirse que alcanza al menos el Emsiense superior.

### Consideraciones finales

Con base a las faunas recolectadas, el Devónico de Santa Creu d'Olorda abarca con seguridad tan solo hasta el Emsiense. Teniendo en cuenta que los materiales carboníferos que se conocen en los alrededores de Sta. Creu y en otros puntos de las Cadenas Costeras Catalanas tienen una disposición discordante (Anadón *et al.*, 1985), es de suponer que la sucesión devónica haya sido erosionada en parte ya durante el Paleozoico y sólo esté representado el Devónico Inferior, lo cual no significa que la sedimentación no haya podido continuar hasta más avanzado el Devónico. Es probable que la misma situación exista en otros afloramientos próximos, donde las dos formaciones La Creu y Olor-da también se reconocen (Julivert y Durán, 1990). El análisis de las faunas citadas en trabajos antiguos (Barrois, 1893) procedentes de El Papiol y Bruguers, cerca de Barcelona, que en opinión de Barrois representaban el Devónico Medio, parece indicar tan sólo el Devónico Inferior, y en el mismo sentido apuntan los datos aportados por algunas nuevas recolecciones (Area de Paleontología, Univ. de Oviedo). No obstante, en Can Puig (El Papiol), en las pizarras debajo de las liditas de la base del Carbonífero, se ha citado la presencia, entre otras formas, de *Palmatolepis perlobata schindewolfi* y *P. tenuipunctata* (Puschmann, 1968a), que indican probablemente la parte alta de la «Late crepida Zone», del Fameniense. No se puede por el momento dar una respuesta al problema que plantea esta fauna. Cabe tanto la posibilidad de que la sucesión devónica sea más completa en El Papiol, aunque su espesor no es mayor que en Santa Creu, como de que las capas que contienen las formas citadas estén ligadas a la sucesión carbonífera, de modo que, como sucede en otras regiones, la transgresión no habría tenido lugar al iniciarse el Carbonífero, sino durante el Fameniense.

Estos resultados podrían estar de acuerdo con la interpretación paleogeográfica propuesta para el Devónico de las Cordilleras Costeras Catalanas. La situación de esta región es todavía mal conocida, en parte por los escasos datos que existen en la actualidad sobre la misma, pero también a causa de la cobertera mesozoico-terciaria que dificulta el conocimiento de las relaciones que podían haber existido con otras áreas devónicas de la Península Ibérica.

Las litofacies y el contenido paleontológico de la sucesión devónica de Santa Creu d'Olorda y probablemente del resto de los afloramientos de las Cadenas

Costeras Catalanas corresponden al modelo magnafacial bohemoherciniano (auct.). Un desarrollo facial comparable y una situación similar en relación con la aparente ausencia del Devónico Medio se presenta en la región de Ossa-Morena (Paris y Robardet, 1977; Jaeger y Robardet, 1979), así como en el Norte de Africa y Cerdeña.

### SEDIMENTOLOGÍA Y FACIES

(I. Zamarreño)

En la actualidad son bien conocidos los procesos sedimentarios y diagenéticos en las plataformas carbonatadas (<200 m), rampas y atolones, lo que permite elaborar modelos deposicionales aplicables a las series antiguas; en cambio, el grado de conocimiento de estos mismos procesos en los sedimentos carbonatados profundos (>200 m) es más escaso. No obstante, están siendo objeto de estudio, tanto en el actual, especialmente en las Bahamas y Florida (véanse Austin *et al.* 1986, Mullins *et al.* 1986, referencias de Mullins *et al.* 1988 y Gardulski *et al.* 1990), como en el antiguo, especialmente en sucesiones paleozoicas (Markello y Read, 1981; Gawthorpe, 1986; Coniglio y James, 1990). Esto ha permitido elaborar modelos deposicionales coherentes para este tipo de depósitos, especialmente para sistemas deposicionales de tipo «apron» (Mullins y Cook, 1986).

### Litofacies carbonatadas

El objetivo, en el estudio de las facies carbonatadas de la sucesión silúrico-devónica de Santa Creu d'Olorda, es el de hacer una breve descripción de las litofacies e interpretación paleoambiental con el fin de contribuir a un mejor conocimiento de las secuencias carbonatadas de ambientes marinos profundos del Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas. Para establecer las litofacies se han muestreado varias sucesiones y estudiado al microscopio una serie de muestras, cuya posición está indicada en la figura 2, juntamente con la situación de la fauna.

En la sucesión predominantemente calcárea de Santa Creu d'Olorda (Silúrico Superior-Devónico Inferior) se pueden distinguir cuatro tipos de litofacies, de acuerdo con las características texturales y biofacies.

#### *Litofacies 1: Wackestones de cefalópodos y crinoideos*

Estas facies que caracterizan la Formación La Creu (Fig. 2), se presentan en el campo como calizas gris-

azuladas masivas, con delgadas intercalaciones de pizarras (de tonalidades amarillentas a rojizas) y con un cierto aspecto noduloso, debido a la existencia de numerosos estilolitos. Están constituidas predominantemente por micritas fosilíferas (Lam. III, A) y sólo ocasionalmente micritas (Lam III, B). Los componentes faunísticos consisten en cefalópodos, ostrácodos (de paredes delgadas), crinoideos y ocasionalmente fragmentos de braquiopodos y trilobites. Estos últimos no se han señalado en la columna pero se presentan en las muestras DC-110, DC-121 y DC-127.

En algunos niveles (DC-126, DC-131, DC-140) se observa una acumulación de fragmentos de gran tamaño de crinoideos y algún braquiópodo, en una matriz de micrita con abundantes fragmentos de tamaño muy pequeño lo que dificulta la identificación de los taxones. Estas acumulaciones posiblemente son debidas a depósitos de tormenta que transportan los fragmentos desde el interior de la plataforma hasta zonas más externas.

Otra característica de los wackestones de cefalópodos y crinoideos es la presencia de áreas circulares de unos pocos mm de diámetro, con rellenos geopetales que pueden ser atribuidos a estructuras de bioturbación.

En la parte media se han podido reconocer tres niveles de «hard-grounds» que forman el techo de tres bancos de 1 a 3,5 m de potencia (muestras DC-54 a DC-56 en la columna D y DC-123 a DC-132 de la columna H, en la escama IV, Fig. 2). Los «hard-grounds» presentan superficies planares, muy irregulares, con impregnaciones ferruginosas y en ocasiones micronódulos ferruginosos. Alcanzan una gran extensión, habiéndose reconocido en todas las sucesiones del sector (Fig.2). Los «hard-grounds» son indicativos de la existencia de períodos de cementación y disolución importantes, tal vez relacionados con bajas tasas de sedimentación, de un modo análogo a los que se han descrito en las zonas por debajo del nivel de las olas en las rampas del Golfo Pérsico (Shinn, 1969). De acuerdo con la biofacies predominante (cefalópodos, ostrácodos de paredes delgadas) y las características sedimentológicas (intercalaciones de tempestitas, «hard-grounds», tipo de bioturbación), estas litofacies se pueden atribuir a hemipelagitas/pelagitas, depositadas en la parte externa de una plataforma de tipo rampa, en tránsito a la parte alta del talud.

#### *Litofacies 2: Microesparitas bioturbadas (Wackestones de dacroconáridos)*

La mayor parte del Miembro B de la Formación Olorda (muestras DC-10 a DC-20) está constituida por microesparitas en las que abundan los restos de dacroconáridos. Esta litofacies está constituida por

calizas de tonalidades amarillentas que alternan con pizarras de color rosado-rojizo. Las calizas se presentan en capas de 5 a 20 cm de espesor y muestran una textura wackestone, con dacroconáridos como componentes faunísticos dominantes y escasos restos de crinoideos pelágicos, dispuestos en una matriz microesparítica (diagenética). El contenido en componentes terrígenos es más bien escaso.

Una característica de esta litofacies es la abundancia de texturas de bioturbación, que se presentan como áreas circulares a ovoides, de unos 10 a 30 mm de diámetro, desprovistas de estructuras internas, asociadas en ocasiones a estructuras de contorno irregular y de unos pocos milímetros de tamaño que presentan rellenos geopetales y/o de esparita. Texturas de bioturbación de morfologías similares se han descrito recientemente en numerosos sondeos del DSDP, tanto



#### LAMINA III

A: Micritas fosilíferas con ostrácodos de paredes delgadas y crinoideos. Obsérvese el gran desarrollo de estilolitos. Litofacies 1 (muestra DC-126, sección delgada).

B: Micritas con escasos restos fósiles. Litofacies 1 (muestra DC-119, sección delgada).

C y D: Calizas nodulosas de la Litofacies 3a (wackestones de dacroconáridos). Obsérvese el escaso porcentaje de arcilla entre los nódulos. Muestra DC-27; C, superficie pulida; D, sección delgada.

E y F: Calizas nodulosas de la Litofacies 3b. Los nódulos (wackestones de dacroconáridos) están englobados en una matriz con gran abundancia de restos de dacroconáridos (packstones de dacroconáridos) y ocasionalmente algún fragmento de crinoideo (flecha). Muestra DC-30; E, superficie pulida; F, sección delgada.

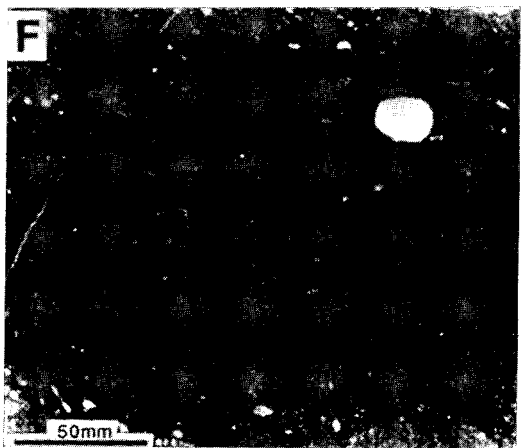
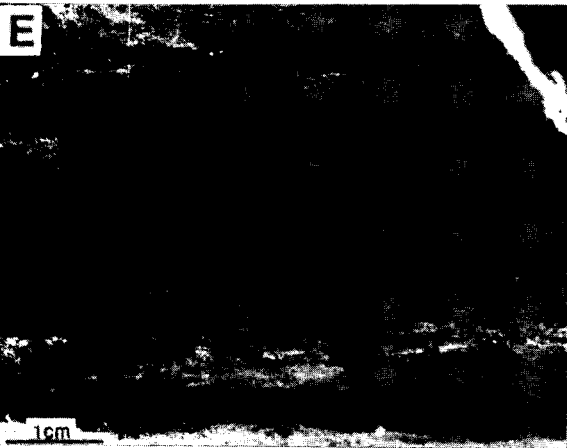
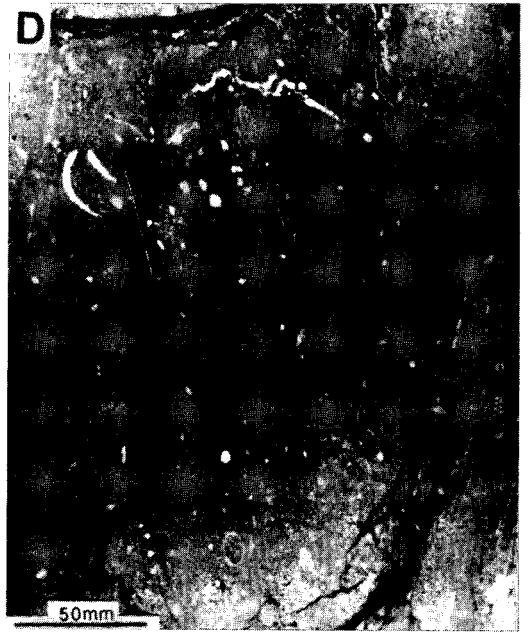
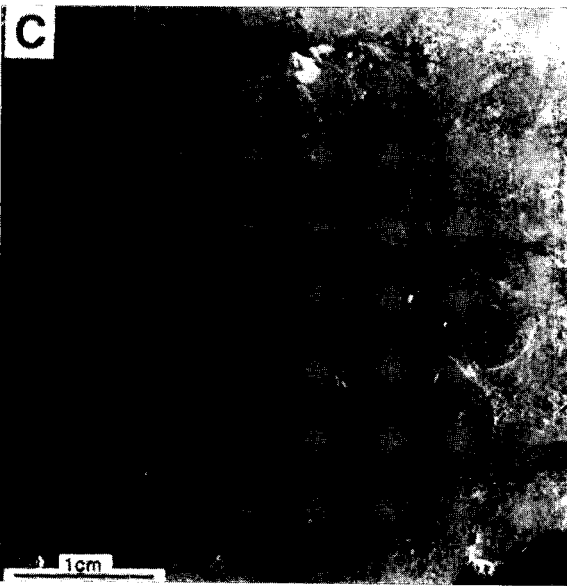
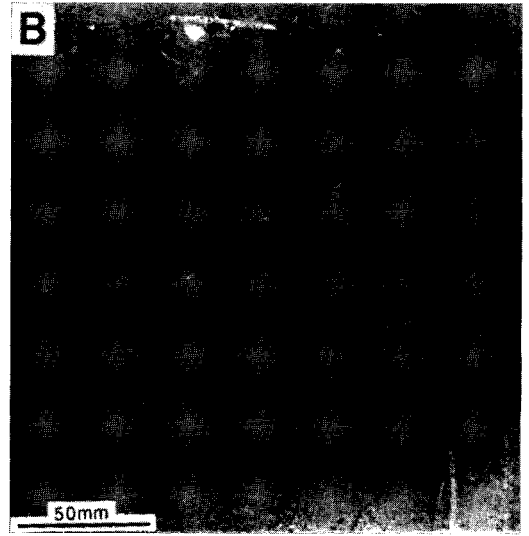
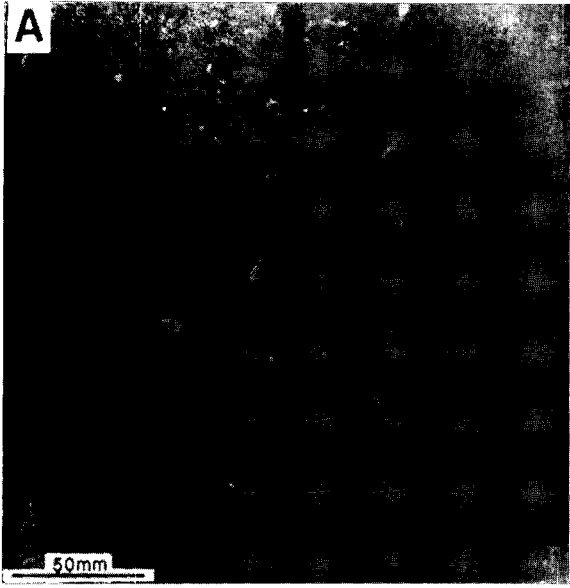
#### PLATE III

A: Thin-section micrograph of Lithofacies 1. Thin-shelled ostracodes and crinoidal wackestone. Note interweaving stylolites. Sample DC-126.

B: Thin-section micrograph of Lithofacies 1, with scattered shell fragments. Sample DC-119.

C and D: Nodular limestones of Lithofacies 3a (dacryoconarid wackestones) showing well developed flaser texture. Sample DC-27; C, polished slab; D, thin-section micrograph.

E and F: Nodular limestones of Lithofacies 3b. The nodules (dacryoconarid wackestones) are embedded in a matrix with abundant dacryoconarids (packstone) and occasionally crinoidal fragments (arrow). Note well developed solution seams around the nodules. Sample DC-30. E, polished slab; F, thin-section micrograph.



del Atlántico como del Pacífico y constituyen estructuras frecuentes en los sedimentos profundos (batiiales) de diversas edades, desde el Eoceno hasta el Cuaternario (Nelson, 1986; Werner y Wetzel, 1981).

La abundancia de bioturbación, indicativa de una intensa actividad de la epifauna y endofauna, probablemente favoreció la cementación temprana, ya que las estructuras de bioturbación no se presentan deformadas.

Con base a la biofacies (dacrioconáridos) y características sedimentológicas (intensa bioturbación), estas litofacies se pueden interpretar como hemipelagitas/pelagitas, acumuladas en la parte alta y media del talud.

### *Litofacies 3: Wackestones/packstones de dacrioconáridos*

La parte alta del Miembro B (a partir de la muestra DC-21, columna I, Fig. 2) y la totalidad del Miembro C de la Formación Santa Creu están constituidos por una gran variedad de facies, debido a la complejidad de texturas que presentan. A efectos de simplificación y debido que todas ellas muestran en el campo una textura nodulosa bien desarrollada, se las ha englobado en un mismo grupo. Existe, sin embargo, toda una gradación de texturas desde calizas nodulosas de tonalidad amarillenta, con escasas intercalaciones de pizarras (shales) a niveles de nódulos calcáreos con importantes intercalaciones de margas. En conjunto se observa un aumento progresivo en la abundancia de las intercalaciones terrígenas. Teniendo en cuenta las variaciones y proporción relativa de los componentes faunísticos, así como las variaciones texturales (wackestones/packstones) y el contenido arcilla/caliza se han diferenciado cuatro tipos de subfacies: a) wackestones de dacrioconáridos, b) wackestones/packstones de dacrioconáridos, c) wackestones/mudstones, y d) wackestones/packstones/grainstones de dacrioconáridos.

#### a) Wackestones de dacrioconáridos

La apariencia nodulosa de estas calizas grises, en el campo, es notoria. Se presentan en el nivel comprendido entre las muestras DC-21 del Miembro B y DC-28 del Miembro C de la Formación Olorda. A veces forman capas calcáreas continuas (de hasta un cm de espesor) o bien constituyen nódulos calcáreos bien individualizados, con escasas intercalaciones de pizarras de tonalidades azul-verdosas.

Los nódulos y capitas de caliza con nódulos coalescentes están constituidos por wackestones de dacrioconáridos y ocasionalmente algún fragmento de cefa-

lópodo (nautiloideos ortocónicos). Los cefalópodos constituyen frecuentemente nódulos aislados. Ninguno de los constituyentes faunísticos muestra señales de compactación. La matriz entre los nódulos está constituida por micrita arcillosa dispuesta a modo de finas laminaciones anastomosadas, predominantemente paralelas a la estratificación, de hasta 1 cm de espesor o bien formando complejas redes verticales rodeando los nódulos (Lam. III, C y D). Texturas de este tipo han sido descritas como «flaser» o «dissolution seams» en secuencias calcáreas muestreadas en el Atlántico Norte (Hill, 1987), así como en numerosas formaciones antiguas (Garrison y Kennedy, 1977; Wanless, 1979).

#### b) Wackestones/packstones de dacrioconáridos

El nivel comprendido entre las muestras DC-29 a DC-33 en el Miembro C de la Formación Olorda está

→

#### LAMINA IV

A y B: Calizas nodulosas de la Litofacies 3c. Los nódulos (wackestones de dacrioconáridos) están englobados en una matriz arcillosa que presenta numerosos microestilolitos de disolución. Los nódulos de sección circular corresponden a secciones de cefalópodos ortocónicos («Orthoceras»). Muestra DC-37. A, superficie pulida; B, sección delgada.

C y D: Calizas nodulosas de la Litofacies 3d. Los nódulos están constituidos por packstones de dacrioconáridos y cefalópodos. Obsérvese en la matriz que rodea los nódulos el gran desarrollo de suturas anastomosadas de disolución, especialmente en las áreas más arcillosas (flecha). Muestra DC-38. C, superficie pulida; D, sección delgada.

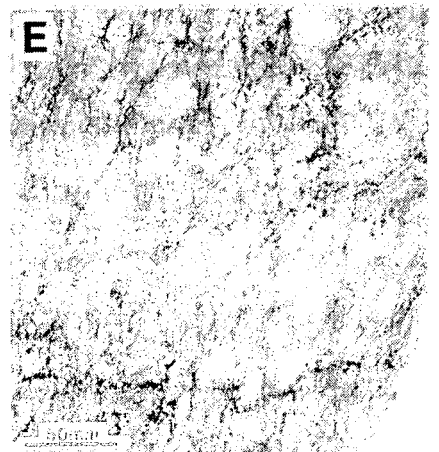
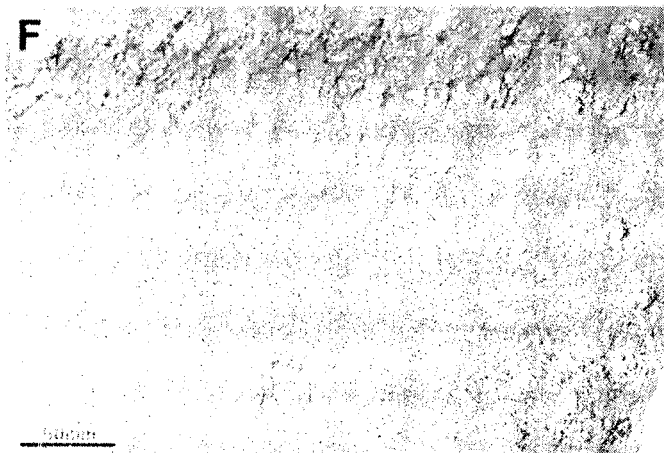
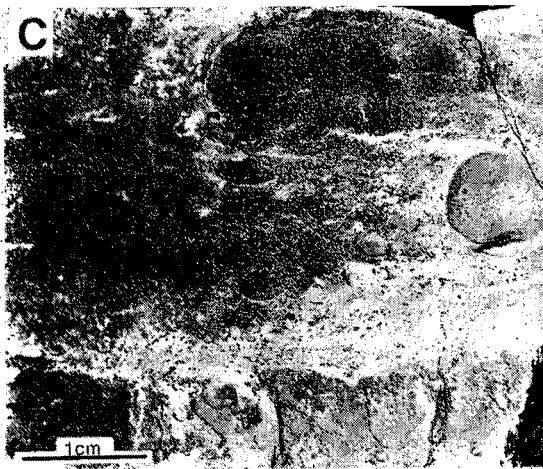
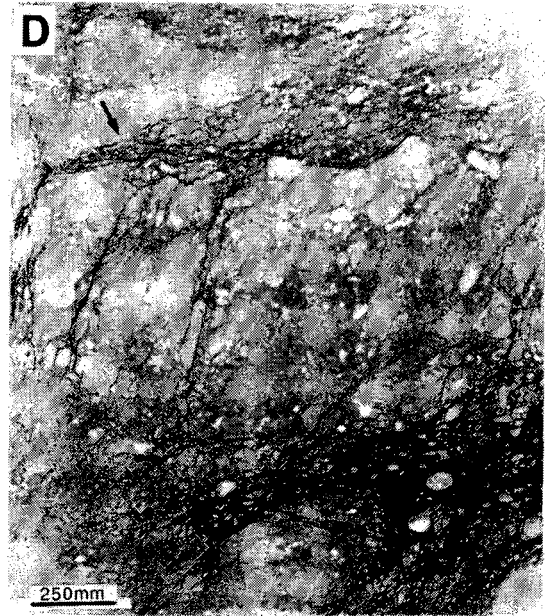
E y F: Packstones de dacrioconáridos de la Litofacies 4. Obsérvese la gran abundancia de dacrioconáridos (E, muestra DC-160) y el aumento de matriz hacia la parte alta de la sucesión (F, muestra DC-163). Secciones delgadas.

#### PLATE IV

A and B: Nodular limestones of Lithofacies 3c. The nodules (dacryoconarid wackestones) are embedded in an argillaceous matrix showing numerous solution seams. Sample DC-37. A, polished slab; B, thin-section micrograph.

C and D: Nodular limestone of Lithofacies 3d. The nodules are composed of dacryoconarid and cephalopod packstones. Note anastomosing solution seams around the nodules (arrow). Sample DC-38. C, polished slab; D, thin-section micrograph.

E and F: Dacryoconarid packstones characteristic of Lithofacies 4. Thin-section micrographs. E, sample DC-160; F, sample DC-163.



formado por calizas nodulosas, compactas, de tonalidades grises, constituidas por wackestones/packstones de dacriocónaridos.

Estas facies son semejantes a las anteriores en cuanto a la composición de los nódulos (wackestones de dacriocónaridos), pero se diferencian de ellas por presentar una mayor abundancia de matriz entre los nódulos, que está formada por packstones de dacriocónaridos, acompañados de algunos restos de equinodermos. Es frecuente observar microestilolitos en los componentes faunísticos, así como numerosas suturas anastomosadas de disolución en el seno de la matriz (Lam. III, E y F).

#### c) Wackestone/mudstone de dacriocónaridos

La importancia de las intercalaciones arcillosas entre los nódulos o capas de caliza con nódulos coalescentes es el rasgo más característico de esta facies, que caracteriza el intervalo por encima de la muestra DC-33 hasta la muestra DC-37 (Miembro C de la Formación Olorda). Los nódulos están constituidos por wackestones de dacriocónaridos que flotan en una matriz arcillosa. En ocasiones se observan en la matriz (mudstone) fragmentos de crinoideos y dacriocónaridos (Lam. IV, A y B). Tanto en la matriz como en los nódulos (wackestone) se presentan abundantes fragmentos de cuarzo de tamaño limo.

Al igual que en las facies a y b, los componentes faunísticos (skeletal) no se presentan deformados por compactación, mientras que en la matriz entre los nódulos (mudstone) existen numerosos microestilolitos anastomosados de disolución, que se observan asimismo en los escasos restos de dacriocónaridos contenidos en la matriz.

#### d) Packstones/grainstones/wackestones de dacriocónaridos

Esta facies es la que muestra una mayor complejidad de texturas. Se presenta en la parte alta del Miembro C de la Formación Olorda (a partir de la muestra DC-38), e igual que sucede con las facies a, b y c, la textura nodulosa es muy aparente en el campo. Una característica de esta facies es la gran riqueza en restos de dacriocónaridos, constituyendo texturas packstone a grainstone. Los nódulos, aislados o coalescentes formando capas (de 0.5 a 1 m de espesor), presentan una textura packstone, formada predominantemente por dacriocónaridos y ocasionalmente algún resto de cefalópodo y/o crinoideo pelágico (Lam. IV, C y D). La matriz entre los nódulos está formada por microesparita y arcilla. La arcilla no se distribuye uniformemente, sino que aparece concentrada en ciertas áreas,

y es en estas áreas donde abundan las suturas anastomosadas de disolución (Lam. IV, D), dando lugar a una textura que se asemeja a la descrita por varios autores como «solution seams» (Wanless, 1979; Buxton y Sibley, 1981). Ninguno de los componentes de los nódulos grainstone presenta indicios de haber sufrido compactación o procesos de disolución. Estos son, en cambio, frecuentes en los bioclastos de la matriz.

La variedad de texturas descritas en la litofacies 3 es indicativa de la complejidad de fábricas que presentan las calizas nodulosas del Miembro C de la Formación Olorda, como es común en todas las calizas nodulosas de las series antiguas.

Existe una gran controversia en cuanto al origen de la textura nodulosa, tan frecuente en series paleozoicas y mesozoicas y se han invocado diversos mecanismos como responsables de su formación, desde tectónicos (Mimran, 1977) a procesos de cementación diagenética temprana (Muller y Fabricius 1974; Mullins *et al.* 1980), bioturbación (Bromley y Ekdale, 1987; Möller y Kvingan, 1988), compactación (McCressan, 1958), presión-disolución (Wanless, 1979) o mecanismos múltiples de cementación temprana-compactación-presión disolución (Garrison y Kennedy, 1977). La mayoría de estos mecanismos propuestos, se han basado en los estudios llevados a cabo en sucesiones antiguas, ya que son muy escasas las referencias relativas a ejemplos de formación de nódulos en ambientes actuales (Müller y Fabricius, 1974, Mullins *et al.* 1980). Sin embargo, recientemente se ha observado que en numerosas sucesiones calcáreas muestreadas durante el DSDP en el Pacífico, Índico y Atlántico (Hill, 1987) son frecuentes los niveles con texturas de disolución, dando lugar a fábricas nodulosas y «flaser» muy similares a las descritas en este trabajo y por otros autores en series antiguas. Las texturas de disolución son atribuidas por Hill (1987) a deformación mecánica de los sedimentos debido a la compactación diferencial. La variedad de fábricas que presentan estaría relacionada con el comportamiento mecánico del sedimento que depende de numerosos factores, entre ellos el contenido en arcilla, el empaquetamiento de los granos, la presión del fluido intersticial y el grado de cementación.

Como resultado de este estudio se puede deducir que existe una estrecha relación entre el contenido en arcilla, existencia o no de áreas con cementación temprana, tipo de empaquetamiento de los granos (wackestone, packstone), y el desarrollo de los procesos de presión-disolución (microestilolitos, suturas anastomosadas, etc.), lo que explica la gran variedad de fábricas nodulosas. Esta relación entre el contenido en arcilla y el tipo de textura nodulosa que origina, ha sido también señalada por Garrison y Kennedy (1977),

Wanless (1979) y Möller y Kvingan (1988). En base a las características texturales que presentan las calizas nodulosas del Miembro C de la Formación Olorda la explicación más plausible de las fábricas nodulosas, parece ser el origen debido a un mecanismo múltiple, tal como postulan Garrison y Kennedy (1977). La compactación (Hill, 1987) sería uno de los mecanismos desencadenantes del proceso y como consecuencia del distinto comportamiento de las litofacies primarias (sedimentos calcáreos, sedimentos arcillosos, texturas packstone, wackestone) tendría lugar su diferenciación entre capas competentes e incompetentes. Esta diferenciación acentuaría los atributos deposicionales primarios y ejercería un control sobre el tipo

de presión-disolución generada en el seno de la capa competente y por tanto controlaría el tipo de fábrica nodulosa que se desarrolla.

Dadas las características estructurales del área (véase el capítulo sobre la estructura, por Julivert y Soldevilla), no hay que descartar que los procesos de presión disolución durante la deformación tectónica hayan jugado también un papel importante y hayan contribuido notablemente a acentuar las fábricas nodulosas.

En cuanto al ambiente deposicional en que se han formado las calizas nodulosas, teniendo en cuenta el

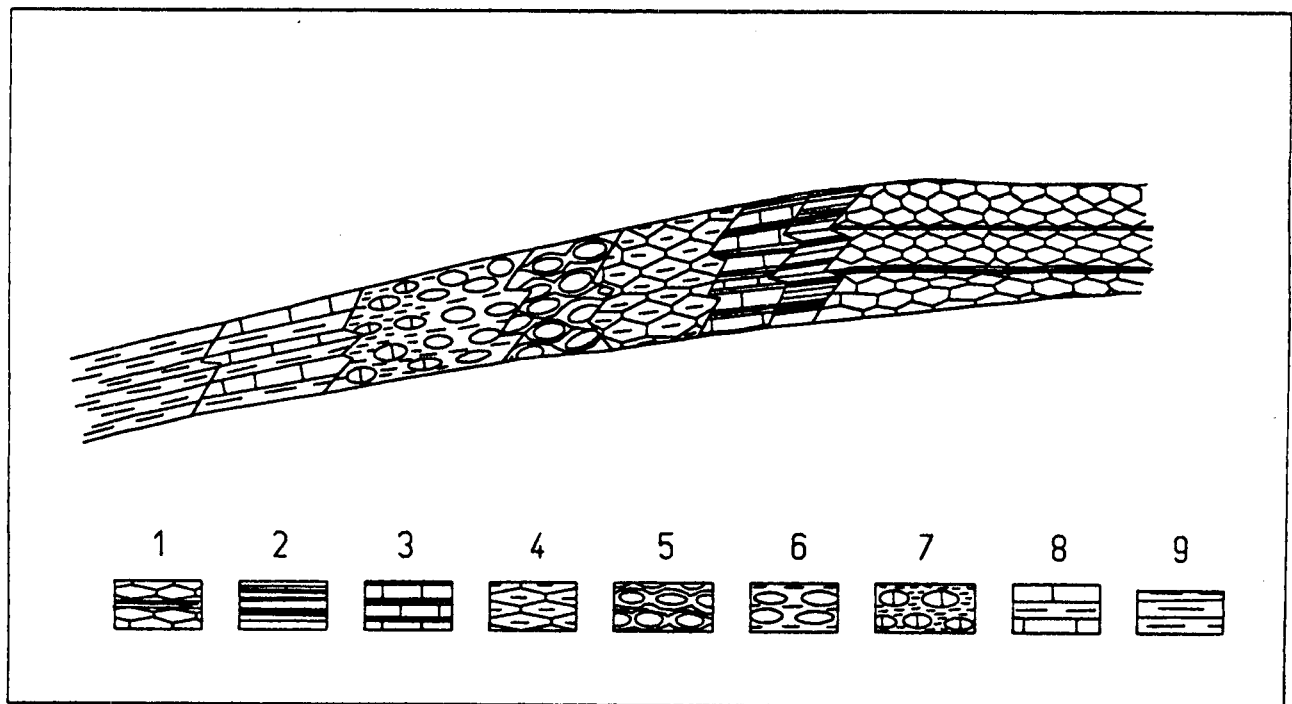


Figura 9.- Modelo esquemático de las facies carbonatadas de talud (rampa) del Silúrico Superior-Devónico Inferior de Santa Creu d'Olorda. 1, Wackestones de cefalópodos y crinoideos (Litofacies 1). 2, Pizarras y areniscas finas de color negruzco con graptolites (acontecimiento anóxico). 3, Microesparitas bioturbadas con dactyloconaridos (Litofacies 2). 4 a 7, Litofacies 3; 4, wackestones de dactyloconaridos; 5, wackestones/packstones de dactyloconaridos; 6, wackestones/mudstones de dactyloconaridos; 7, packstones/grainstones/wackestones de dactyloconaridos. 8, Packstones de dactyloconaridos (Litofacies 4). 9, Pizarras verdes.

Figure 9.- Schematic carbonate ramp-to-slope facies model showing the relationships between the various lithofacies and downslope increasing in terrigenous input. This facies model summarizes the main features of the Upper Silurian-Lower Devonian succession from Santa Creu d'Olorda. 1, Cephalopod and crinoidal wackestones (Lithofacies 1). 2, Black shales and fine-grained sandstones with graptolites (anoxic event). 3, Bioturbated microsparites with dactyloconarids (Lithofacies 2). 4 to 7, Lithofacies 3; 4, Dactyloconarid wackestones; 5, Dactyloconarid wackestones/packstones; 6, Dactyloconarid wackestones/mudstones; 7, Dactyloconarid packstones/grainstones/wackestones. 8, Dactyloconarid packstones (Lithofacies 4). 9, Green shales.

predominio y abundancia de organismos pelágicos (dacriocónaridos, cefalópodos) y a la luz de los hallazgos recientes (Mullins *et al.*, 1988) se pueden interpretar como facies de zona media del talud.

#### *Litofacies 4: Packstones de dacriocónaridos*

Los packstones de dacriocónaridos constituyen las microfacies dominantes en los niveles de calizas del miembro D de la Formación Olorda. Este miembro está formado por una alternancia rítmica de calizas (en capas de 10-30 cm de espesor), de tonalidades grises a amarillentas que alternan con niveles de margas.

El estudio petrográfico de los niveles de calizas muestra que están formadas por packstones de dacriocónaridos exclusivamente, englobados en una matriz microesparítica (Lam. IV, E y F) que presenta áreas en las que abundan las zonas (solution seams) de disolución y en las que se observa una gran riqueza de minerales arcillosos, orientados paralelamente a la estratificación. En las áreas microesparíticas, los dacriocónaridos presentan una preservación muy variable, en ocasiones con microestilolitos de disolución, o bien con crecimientos sintaxiales. Por el contrario, los dacriocónaridos se presentan la mayoría muy disueltos en las áreas con «seams» de disolución. El conjunto de la textura presenta una fábrica bandeada a glandular, y únicamente en la parte basal del miembro existen unas capas con textura algo nodulosa. Estas capas son las que contienen mayor abundancia de material arcilloso.

La composición de la biofacies (dacriocónaridos), la textura que presentan los niveles de calizas, así como la alternancia rítmica de calizas/margas, sugieren un ambiente de la parte baja o distal del talud, con un influjo cíclico de aportes terrígenos. Estudios recientes han demostrado el control cíclico en la formación de secuencias de alternancias rítmicas de calizas/margas (Einsele y Seilacher, 1982; De Visser *et al.*, 1989).

#### **Modelo deposicional**

La limitación de afloramientos, su carácter disperso y el conocimiento insuficiente de muchos de ellos, dificultan el poder utilizar la distribución geográfica de las facies, para establecer el modelo. No obstante, teniendo en cuenta la composición de las biofacies y características de las litofacies carbonatadas es posible sugerir un modelo de facies muy generalizado, pero que sin duda contribuirá a un mejor conocimiento de las condiciones paleogeográficas existentes en el sector durante el Silúrico Superior-Devónico Inferior (Fig. 9).

El predominio de los organismos pelágicos, (cefalópodos, dacriocónaridos, ostrácodos de concha delgada) y conodontos y la ausencia, en cambio, de biofacies y componentes «no skeletal» característicos de plataforma somera (briozoos, corales tabulados, algas calcáreas, peloides, intraclastos, oolitos, etc.) indican que las calizas de las formaciones Santa Creu y Olorda constituyen hemipelagitas y pelagitas depositadas en ambientes «profundos». Por otra parte, el tránsito gradual de unas litofacies a otras, así como la ausencia de depósitos turbidíticos, «debris flow» o depósitos que denoten deslizamientos importantes («slumps», «slides») sugieren que la sedimentación tuvo lugar en un talud de suave inclinación, es decir, de rampa carbonatada.

El modelo de facies de un talud de rampa puede además explicar la controversia que ha existido siempre en cuanto a la interpretación, a veces profunda y otras veces somera de las calizas nodulosas de cefalópodos y dacriocónaridos, tan abundantes en el Paleozoico europeo y del NW de Africa. La mayoría de estas facies se desarrollan en el Devónico Superior y/o Carbonífero Inferior en el Sur de Polonia (Holy Cross Mountains) y Checoslovaquia (Moravia), Alpes Cárnicos, Montañas del Harz, Rhenische Schiefergebirge, Montagne Noire, Pirineos, Asturias, y el Sur de Marruecos (AntiAtlas). En efecto, los taludes de rampa no tienen porque alcanzar batimetrías tan profundas como las que se dan en la actualidad en los márgenes abruptos.

La secuencia de facies pone de manifiesto que durante el Silúrico Superior y parte del Lochkoviense existieron unas condiciones relativamente uniformes y tranquilas, de acuerdo con la homogeneidad de facies, con esporádicos aportes de bioclastos, probablemente atribuibles a depósitos de tormentas (Formación La Creu).

En el Lochkoviense tuvo lugar un acontecimiento anóxico en la cuenca. Durante el mismo, se depositaron sedimentos siliciclásticos de grano fino (areniscas finas y arcillas) con abundante materia orgánica. Las acumulaciones metálicas (Fe, Mn) en forma de micronódulos y los depósitos de chert son también frecuentes. Este episodio puede ser debido a la expansión de la zona de contenido mínimo de oxígeno, ligada posiblemente a variaciones climáticas en el continente. Durante este episodio, de corta duración, hay un empobrecimiento marcado de la fauna e icnofauna indicativa de condiciones marinas normales, con ausencia de cefalópodos, ostrácodos y estructuras de bioturbación (Miembro A de la Formación Olorda).

Las condiciones netamente aeróbicas se restablecen en el mismo Lochkoviense, como lo atestigua la instalación de una fauna relativamente abundante de organismos pelágicos, (especialmente de dacriocónaridos) y la riqueza de icnofauna (estructuras de bioturbación) en el Miembro B de la Formación Olorda. A



partir de este momento y hasta el Emsiense, se inicia una sedimentación mixta carbonatada-siliciclástica que refleja un influjo periódico de aportes terrígenos (miembros B, C y D de la Formación Olorda) y finalmente se instaura en la cuenca una sedimentación arcillosa (Miembro E de la Formación Olorda).

La neta alternancia de litologías carbonatos/pizarras favorecerá, mediante mecanismos de cementación temprana/compactación/presión-disolución, el desarrollo de estructuras nodulosas bien diferenciadas, excepto en los niveles con mayor contenido en carbonatos (calizas y margas del Miembro D).

El cese de la sedimentación carbonatada y la acumulación de sedimentos exclusivamente arcillosos fue tal vez debido a inundación («drowning») y/o emersión por progradación clástica sobre los ambientes carbonatados. Estos procesos pueden reflejar cambios eustáticos del nivel del mar, cambios en la actividad tectónica, o bien ambos tipos de procesos a la vez. Es aventurado, por el momento inclinarse por alguna de estas interpretaciones ya que se requiere estudiar otras sucesiones (variaciones laterales de potencia, cambios laterales de facies, etc.) para postular con rigor la causa que motivó el cambio en las condiciones de sedimentación.

En conclusión, la evolución de la secuencia de facies en la sucesión de Santa Creu d'Olorda refleja la superposición de los ambientes de la parte alta, media y baja de un talud con escasa inclinación de tipo rampa.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Empresa La Auxiliar de la Construcción S.A. las facilidades dadas para el estudio de la cantera de Santa Creu d'Olorda. S. García-López agradece las sugerencias recibidas de P. Bultynck, del Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por la CIRIT a través de una ayuda concedida a I. Zamarreño.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI, G. K. B., 1970: Unterdevonische Tentaculiten aus Oberfranken. *Paläont. Z.*, 44 (3-4):161-170.
- ALBERTI, G. K. B., 1987: Zur paläobiogeographischen verbreitung Unter- und Mitteldevonischer Dacryoconarida (Tentaculiten). *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 92: 173-203.
- ALMERA, J., 1891: Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región Primera o de contornos de la capital. E. 1:40000, Dip. Prov. Barcelona.
- ALMERA, J., 1898: Compte-rendu de l'excursion du mercredi 5 Octobre, à Gava, Begas et Vallirana. *Bull. Soc. Géol. France*, 26: 789-800.
- ALMERA, J., 1914: Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región Quinta o del Montseny. E. 1:40000, Dip. Prov. Barcelona.
- ANADON, P., JULIVERT, M. y SAEZ, A., 1985: Aportación al conocimiento del Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas. *C.R. Xème Congr. Internat. Strat. Géol. Carbon.* (Madrid 1983), 1: 99-106.
- AUSTIN, J. A., SCHLAGER, W., PALMER, A. A. et al., 1986: *Proceedings Initial Reports (Part A), Leg 101. Ocean Drilling Program*, College Station, Texas, Texas A & M Univ., 569 pp.
- BARROIS, C., 1893: Observaciones sobre el terreno Silúrico de los alrededores de Barcelona. *Bol. Com. Map. Geol. España*, 19: 245-260.
- BROMLEY, R. G. y EKDALE, A. A., 1987: Mass transport in European Cretaceous chalk: fabric criteria for its recognition. *Sedimentology*, 34: 1079-1092.
- BULTYNCK, P., 1989: Conodonts from the La Grange Limestone (Emsian), Armorican Massif, North-western France. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 117: 173-203.
- BUXTON, T. M. y SIBLEY, D. F., 1981: Pressure solution features in shallow buried limestones. *Jour. Sedim. Petrol.*, 51: 19-26.
- CONIGLIO, M. y JAMES, N. P., 1990: Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in an Early Palaeozoic slope sequence, Cow Head Group, Western Newfoundland. *Sedimentology*, 37: 215-230.
- CHLUPAČ, I., LUKEŠ, P., PARIS, F. y SCHONLAUB, H. P., 1985: The Lochkovian-Praguian boundary in the Lower Devonian of the Barrandian area (Czechoslovakia). *Jb. Geol. B.-A.*, 128: 9-41.
- DE VISSER, J. P., EBBING, J. H. J., GUDJONSSON, L., HILGEN, F. J., JORISSEN, F. J., VERHALLEN, P. J. M. y ZEVENBOOM, D., 1989: The origin of rhythmic bedding in the Pliocene Trubi Formation of Sicily, Southern Italy. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 69: 45-66.
- DURAN, H., 1990: El Paleozoico de Les Guilleries. *Acta Geol. Hispanica*, 25: 83-103.
- EINSELE, G. y SEILACHER, A. (Eds.), 1982: *Cyclic and event stratification*. Spinger Verlag, New York, 536 pp.
- GARDULSKI, A. F., MULLINS, H. T. y WEITERMAN, S., 1990: Carbonate mineral cycles generated by foraminiferal and pteropod response to Pleistocene climate: west Florida ramp slope. *Sedimentology*, 37: 727-743.
- GARRISON, R. E. y KENNEDY, W. J., 1977: Origin of solution seams and flaser structures in Upper Cretaceous of Southern England. *Sedim. Geol.*, 19: 107-137.
- GAWTHORPE, R. L., 1986: Sedimentation during carbonate ramp-to-slope evolution in a tectonically active area: Bowland Basin (Dinantian), Northern England. *Sedimentology*, 33: 185-206.
- GREILING, L. y PUSCHMANN, H., 1965: Die Wende Silurian/Devon am St. Creu d'Olorde bei Barcelona (Katalonien). *Senckenberg. lethaea*, 45 (4-6): 453-457.
- HILL, P. R., 1987: Chalk solution structures in cores from Deep Sea Drilling Project Leg 94. In *Init. Repts DSDP 94*: 1129-1143.
- JAEGER, H. y ROBARDET, M., 1979: Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la province de Sevilla (Espagne). *Geobios*, 12 (5): 687-714.
- JULIVERT, M. y DURAN, H., 1990: Paleozoic stratigraphy of the central and northern part of the Catalanian Coastal Ranges. *Acta Geol. Hispanica*, 25: 3-12.

- JULIVERT, M., DURAN, H., RICKARDS, R. B. y CHAPMAN, A. J., 1985: Siluro-Devonian graptolite stratigraphy of the Catalonian Coastal Ranges. *Acta Geol. Hispanica*, 20: 199-207.
- JULIVERT, M., DURAN, H., GARCIA-LOPEZ, S., TRUYOLS-MASSONI, M. y VILLAS, E., 1986: The Paleozoic pre-Carboniferous sequence in the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain) and its faunas. IGCP Project nº 5, Final Field Meeting (Sardinia), Abstracts: 31-37.
- JULIVERT, M., DURAN, H., GARCIA-LOPEZ, S., GIL IBARGUCHI, I., TRUYOLS-MASSONI, M. y VILLAS, E., 1987: Pre-Carboniferous rocks in the Catalonian Coastal Ranges: volcanism, stratigraphic sequence and fossil content. In: H. W. Flügel, F. P. Sassi y P. Grecula Eds., Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts, *Mineralia Slovaca* (Monography): 313-322.
- KIM, A. I., YOLKIN, E. A., ERINA, M. V. y GRATSIAKOVA, R. T., 1978: Field session of the International Subcommittee on Devonian stratigraphy, Samarkand, USSR, Type sections of the Lower and Middle Devonian boundary beds in middle Asia. 1-54.
- KLAPPER, G., 1977: Conodonts. In: A. Martinsson Edit., The Silurian-Devonian boundary, *IUGS Series A*, 5:318-319.
- KLAPPER, G., y MURPHY, M. A., 1974: Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of central Nevada. *Univ. California Publ. in Geol. Sc.*, 111: 39-70.
- LANE, R. H. y ORMISTON, A. R., 1979: Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, East-Central Alaska. *Geol. et Palaeont.*, 13:39-70.
- LARDEUX, H., 1969: Les Tentaculites d'Europe Occidentale et d'Afrique du Nord. Edit. CNRS, *Cahiers de Paléontologie*: 1-238.
- LARDEUX, H., 1988: *Tentaculites (Dacryoconarids) of the Lower Devonian of the Central Brittany domain*. Informe Interno SDS 1988: 1-6.
- LUDVIGSEN, R., 1972: Late Early Devonian Dacryoconarid Tentaculites, Northern Yukon Territory. *Canad. Jr. Earth Sc.*, 9 (3): 297-318.
- LUKEŠ, P., 1985: Dacryoconarid Tentaculites of the Lochkovian stage (Lower Devonian) of the Barrandian. *Cas. Min. Geol.*, 30 (2): 173-183.
- LLOPIS, N., VIA, L. y VILLALTA, J. F. DE, 1969: Sobre el límite Silúrico-Devónico en Santa Creu d'Olorde (Barcelona). *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 1:3-20.
- MARKELLO, J. R. y READ, J. F., 1981: Carbonate ramp-to-slope shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachians. *Sedimentology*, 28: 573-597.
- MCCROSSAN, R. G., 1958: Sedimentary «boudinage» structures in the Upper Devonian Ireton Formation of Alberta. *Jour. Sedim. Petrol.*, 28: 316-320.
- MIMRAN, Y., 1977: Chalk deformations and large scale migration of calcium carbonate. *Sedimentology*, 24: 333-360.
- MÖLLER, N. K. y KVINIGAN, K., 1988: The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo region (Norway). *Sedimentology*, 35: 405-420.
- MÜLLER, J. y FABRICIUS, F., 1974: Magnesian-calcite nodules in the Ionian deep sea: an actualistic model for the formation of some nodular limestones. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 1: 235-247.
- MULLINS, H. T., 1983: Modern carbonate slopes and basins of the Bahamas. *SEPM Short Course Notes*, 12: 4-1 a 4-138.
- MULLINS, H. T., 1986: Periplatform carbonates. *Colorado School of Mines Quarterly*, 81 (2): 63 pp.
- MULLINS, H. T., GARDULSKI, A. F. y HINCHEY, E. J., 1988: The modern carbonate ramp slope of Central West Florida. *Jour. Sedim. Petrol.*, 58: 273-290.
- MULLINS, H. T., NEUMANN, A. C., WILBER, R. J. y BOARDMAN, M. R., 1980: Nodular carbonate sediments on Bahamian slopes, possible precursors to nodular limestones. *Jour. Sedim. Petrol.*, 50: 117-131.
- MURPHY, M. A. y BERRY, W. B. N., 1983: Early Devonian conodont-graptolite collation and correlations with brachiopod and coral zones, central Nevada. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 67 (3): 371-379.
- NELSON, C. S., 1986: Bioturbation in middle bathyal, Cenozoic nannofossil oozes and chalks, southwest Pacific. In: *Initial Rep. DSDP*, 90, part 2: 1189-1199.
- PARIS, F., y ROBARDET, M., 1977: Paléogéographie et relations ibéroarmoricaines au Paléozoïque antécarbonifère. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19 (5): 1121-1126.
- PUSCHMANN, H. 1968a: Stratigraphische Untersuchungen in Paläozoikum der Montseny (Katalonien/Spanien). *Geol. Rundschau*, 57 (3): 1006-1088.
- PUSCHMANN, H. 1968b: Lasérie paléozoïque du massif du Montseny (Catalogne, Espagne du Nord-Est). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 266: 657-659.
- SHINN, E. A., 1969: Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 109-144.
- WALLISER, O., 1964: Conodonten des Silurs. *Abh. Hess. Landesamt Bodenforsch.*, 41:1-106.
- WANLESS, H. R., 1979: Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *Jour. Sedim. Petrol.*, 49: 437-462.
- WENDT, J. y AIGNER, T., 1985: Facies patterns and depositional environments of Palaeozoic Cephalopod limestones. *Sedim. Geol.*, 44: 263-300.
- WERNER F. y WETZEL, A., 1981: Interpretation of biogenic structures in oceanic sediments. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 31: 275-288.
- YOLKIN, E. A., APEKINA, L. S., ERINA, M. V., IZOKH, N. G., KIM, A. I., TALENT, J. A., WALLISER, O. H., WEDDIGE, K., WERNER, R. y ZIEGLER, W., 1989: *Polygnathid lineages across the Pragian-Emsian boundary, Zinzilban Gorge, Zerafshan, USSR*. Informe Interno SDS 1989: 1-10.
- ZIEGLER, W., 1987: In: Minutes of the SDS Business Meeting (Calgary), p. 8.

## APENDICE

### Conodontos (S. García-López)

#### Columna C (escama III)

- DC-42
- Ozarkodina pandora* (morfotipos  $\alpha$  y  $\beta$ )
- DC-43
- Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*
- DC-44
- Ozarkodina stygia* (morfotipos  $\beta$  y  $\gamma$  de Lane y Ormiston, 1979)
- O. remscheidensis remscheidensis*
- O. excavata tuma*
- Ancyrodelloides transitans*
- DC-46
- Ancyrodelloides transitans*
- A. trigonicus* ?
- Ozarkodina stygia*
- O. remscheidensis* subsp. indet.
- DC-51
- Ancyrodelloides trigonicus*
- DC-52
- Ozarkodina excavata excavata*

#### Columna D (escama IV)

- DC-54
- Ozarkodina excavata excavata*
- O. excavata wurmi*
- DC-55
- Ozarkodina excavata excavata*
- DC-59
- Pandorinellina steinhornensis miae*?
- DC-60
- Pandorinellina steinhornensis miae*
- DC-61
- Pandorinellina steinhornensis miae*
- DC-520
- Ozarkodina stygia*
- DC-521
- Ancyrodelloides omus*

#### Columna F (escama IV)

- DC-155
- Pandorinellina steinhornensis miae*
- Polygnathus dehiscens*
- ST-15
- Pandorinellina steinhornensis miae*
- DC-156
- Pandorinellina steinhornensis miae*
- Polygnathus dehiscens*
- DC-157
- Caudicriodus* sp.
- Pandorinellina steinhornensis miae*
- Polygnathus dehiscens*

#### ST-16

- Caudicriodus* sp.
- Pandorinellina steinhornensis miae*
- Polygnathus dehiscens*
- ST-16b (ex situ)
- Caudicriodus* sp.
- Ozarkodina excavata excavata*
- Pandorinellina steinhornensis miae*
- Polygnathus dehiscens*
- P. gronbergi*
- ST-17
- Ozarkodina excavata excavata*
- Pandorinellina steinhornensis steinhornensis*
- Polygnathus gronbergi*  $\rightarrow$  *P. laticostatus*
- DC-159
- Polygnathus gronbergi*
- ST-18
- Polygnathus inversus*
- P. cf. laticostatus*

#### Columna I (escama IV)

- ST-10
- Ozarkodina* aff. *prolata*
- Ozarkodina excavata wurmi*
- ST-601
- Pandorellina* aff. *steinhornensis miae*
- Ozarkodina excavata wurmi*

### Dacriocónaridos (M. Truyols-Massoni)

#### Columna C (escama III)

- X-20
- Paranowakia* cf. *intermedia*
- Nowakia acuaria*
- X-22
- Styliolina* sp.
- Columna D (escama IV)
- X-2 (ex situ)
- Nowakia*? sp.
- Columna E (escama IV)
- X-4 (ex situ)
- Nowakia acuaria*
- Nowakia* aff. *sororcula*
- X-15
- Nowakia acuaria*
- Styliolina* cf. *glabra*
- Styliolina* aff. *elongata*
- Viriatella* sp.
- X-5
- Nowakia* cf. *praecursor*
- X-6
- Striatostyliolina* sp. A
- X-7
- Styliolina* sp.
- Viriatellina* cf. *michellensis*
- Viriatellina* ? sp.

Columna F (escama IV)

DC-151  
*Nowakia acuaria*  
DC-153  
*Viriatellina* sp.  
DC-158  
*Styliolina glabra*  
DC-161  
*Styliolina* sp.  
*Viriatellina?* sp.  
DC-164  
*Styliolina* sp.  
*Striatostyliolina* sp.  
DC-165  
*Styliolina* cf. *fissurella*  
*Striatostyliolina?* sp.  
DC-166  
*Styliolina* cf. *glabra*

Columna I (escama IV)

X-8  
*Homoctenowakia bohémica*  
X-10 (ex situ)  
*Nowakia* cf. *acuaria*  
*Styliolina* sp.  
X-10A  
*Nowakia acuaria*  
*Styliolina* cf. *glabra*  
X-11  
*Nowakia* cf. *acuaria*