

# BIOESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN PIZARRAS DEL SUEVE (ORDOVÍCICO MEDIO) EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA ESCAMA DE LAVIANA-SUEVE (ZONA CANTÁBRICA, NORTE DE ESPAÑA)

Juan Carlos GUTIÉRREZ-MARCO<sup>1</sup>, Roberto ALBANI<sup>2</sup>, Carlos ARAMBURU<sup>3</sup>, Miguel ARBIZU<sup>4</sup>, Claude BABIN<sup>5</sup>, José Carlos GARCÍA-RAMOS<sup>3</sup>, Isabel MÉNDEZ-BEDIA<sup>4</sup>, Isabel RÁBANO<sup>6</sup>, Jaime TRUYOLS<sup>4</sup>, Jean VANNIER<sup>5</sup> y Enrique VILLAS<sup>7</sup>

<sup>1</sup> UEI Paleontología, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

<sup>2</sup> Dip. di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa, Via S. Maria 53, 56126 Pisa (Italia).

<sup>3</sup> Area de Estratigrafía, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

<sup>4</sup> Area de Paleontología, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

<sup>5</sup> Centre des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard, Lyon I et URA 11 du CNRS, 27-43 Bd. du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne cédex (Francia).

<sup>6</sup> Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

<sup>7</sup> Area de Paleontología, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

Gutiérrez-Marco, J.C., Albani, R., Aramburu, C., Arbizu, M., Babin, C., García-Ramos, J.C., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J., Vannier, J. y Villas, E. 1996. Bioestratigrafía de la Formación Pizarras del Sueve (Ordovícico Medio) en el sector septentrional de la escama de Laviana-Sueve (Zona Cantábrica, Norte de España). [Biostratigraphy of the Sueve Shale Formation (Middle Ordovician) in the northern part of the Laviana-Sueve thrust-sheet (Cantabrian Zone, N Spain)]. *Revista Española de Paleontología*, **11** (1), 48-74. ISSN 0213-6937.

## ABSTRACT

Nine fossiliferous sections, located in the northern part of the Laviana-Sueve thrust-sheet (North of the Ventaniella Fault) have been studied, thus enabling the lithological and biostratigraphic characteristics of the Sueve Shale Formation to be established. This 50-100 m thick formation has been formally defined as a unit consisting of two black shale members (i.e., the lower Cerracín and the upper Cofiño Members) and a middle member of sandstones and shales (Bayo Member). Resting unconformably on the Barrios Formation (Armorican Quartzite facies), the formation begins with a laterally discontinuous oolitic ironstone layer. The base of the Cofiño Member also displays an ironstone band. The unit is overlain disconformably by Upper Devonian sandstones (Ermita Formation). The fossil record of the Sueve Formation includes nearly fifty marine invertebrate species (belonging to graptolites, trilobites, ostracods, brachiopods, molluscs, echinoderms), some ichnofossils, and more than seventy organic-walled microfossil taxa (chitinozoans and acritarchs). These are all particularly abundant in the Cerracín Member. Graptolites and microfossils have supplied very precise biostratigraphic data for dating and correlation. They prove that the Cerracín Member is of late Oretanian age (upper Abereiddian in the British sense), thus suggesting a stratigraphic gap above the Arenigian quartzite unit. The Oretanian/Dobrotivian boundary is located in the Bayo Member, whereas the Cofiño Member reaches late Dobrotivian age near its top (approximately equivalent to Llandeilian to early Aurelucian in the new British chronostratigraphy). Several biozones relating to different groups, have been recognized. It is noteworthy that this formation yields the oldest records of some species of trilobites, ostracods and brachiopods, of widespread distribution in SW Europe. These include *Phacopidina micheli*, *Placoparia (Coplacoparia) cf. tournemini*, *Ogmoopsis arcadelti*, *Quadrilia tromelini*, *Brandysia cf. benigna* and *Heterorthis morgatensis*, which were thought to be Dobrotivian, but which are associated in the Sueve Formation with upper Oretanian graptolites of the Murchisoni Zone. With regard to the microfossils, the *Laufeldochitina clavata* and *Linochitina pissotensis* Biozones, previously considered either entirely or partly Dobrotivian (Llandeilian p.p.), here show a range concurrent with the Murchisoni graptolite Zone, of late Oretanian (Abereiddian) age.

**Keywords:** Ordovician, Cantabrian Zone, Spain, biostratigraphy, stratigraphic description, ironstones, graptolites, trilobites, brachiopods, molluscs, ostracods, chitinozoans, acritarchs.

## RESUMEN

Se presenta el estudio lito y bioestratigráfico de la Formación Pizarras del Suevo en su área tipo de la Zona Cantábrica oriental, a partir del análisis de nueve perfiles estratigráficos fosilíferos, enclavados en sus afloramientos más septentrionales. Éstos han posibilitado definir formalmente la unidad, constituida esencialmente por pizarras negras (Miembros Cerracín y Cofiño), en cuya base pueden aparecer horizontes de hierro oolítico, separados por un tramo medio de areniscas y pizarras (Miembro Bayo), que alcanzan en conjunto 50-100 m de potencia. El contenido paleontológico es muy notable, identificándose medio centenar de especies de invertebrados marinos (graptolitos, trilobites, ostrácodos, braquiópodos, moluscos, equinodermos) e icnofósiles, a los que se suman de modo preliminar otras setenta especies de microfósiles de pared orgánica (quitinozoos y acritarcos). Estos últimos, junto con los graptolitos, aportan informaciones bioestratigráficas muy precisas para la datación y correlación de la formación, cuyo depósito se inicia en el Oretaniense superior tardío (= Abereiddiense superior según la nueva escala británica), e implica una laguna estratigráfica basal respecto a las cuarcitas del Arenig. Los horizontes más modernos preservados bajo la disconformidad del Devónico Superior alcanzan como mucho una edad Dobrotiviense superior (aproximadamente Llandeliense a Aureluciense temprano en términos británicos). Un hecho destacable es que en la formación se sitúa el primer registro conocido de diversas especies de trilobites, ostrácodos, braquiópodos y quitinozoos considerados hasta ahora como de edad Dobrotiviense, y que aquí están acompañados por graptolitos de edad Oretaniense superior. Este es el caso de dos quitinozoos índices de zona en la escala del N de Gondwana, cuyo registro en la Fm. Suevo se realiza totalmente dentro del Oretaniense, como es el caso de la Biozona de *Laufeldochitina clavata*, o bien se inicia en el Oretaniense superior y prosigue en el Dobrotiviense (Biozona de *Linochitina pissotensis*).

**Palabras clave:** Ordovícico, Zona Cantábrica, España, bioestratigrafía, descripción estratigráfica, hierro oolítico, graptolitos, trilobites, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, quitinozoos, acritarcos.

## INTRODUCCIÓN

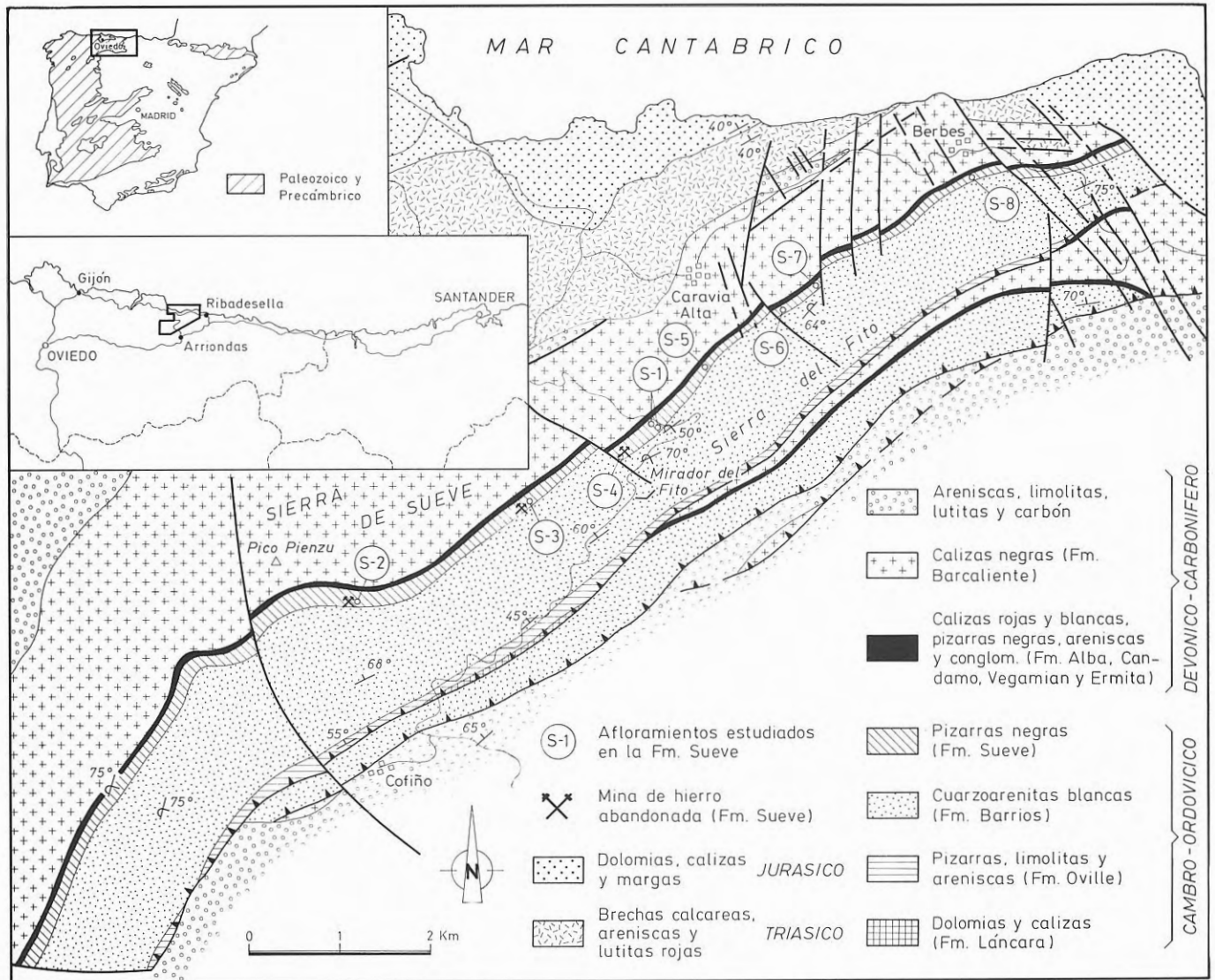
En la Zona Cantábrica el Ordovícico se halla desigualmente representado: mientras que los materiales del Ordovícico Inferior afloran extensamente en el conjunto de dicha Zona, no ocurre lo mismo con los pertenecientes al Ordovícico Medio y Superior que, debido a una laguna estratigráfica, faltan en gran parte de esta área. Esta laguna aparece sellada por unidades silúricas o devónicas tardías, dependiendo de la región considerada. Las únicas excepciones, donde se ha logrado documentar paleontológicamente la existencia de sedimentos posteriores al Arenig son, por el momento, unas pocas localidades adyacentes al antiformal del Narcea (Cabos Peñas y Vidrias, Portilla de Luna) y a lo largo de la escama de Laviana-Suevo, que forma el borde oriental cabalgante de la Cuenca Carbonífera Central asturiana (Julivert y Truyols, 1983; Aramburu *et al.*, 1992). El conocimiento paleontológico y bioestratigráfico de estos escasos afloramientos es aún muy precario, permaneciendo la mayor parte de los fósiles citados sin describir o figurar adecuadamente. Los únicos estudios de índole paleontológica publicados hasta la fecha sobre fósiles del Ordovícico de la Zona Cantábrica se refieren a ciertos moluscos (Barrois, 1882), equinodermos (Chauvel, 1973; Chauvel y Truyols, 1977), braquiópodos (Villas *et al.*, 1989), quitinozoos (Cramer-Díez *et al.*, 1972) e icnofósiles (Radig, 1964; Mayoral, 1991), encontrados principalmente en la región del Cabo Peñas. En el aspecto bioestratigráfico, además de las

indicaciones que aparecen en estos trabajos que acabamos de señalar, tienen interés otras aportaciones suministradas, principalmente, por graptolitos y trilobites (Pello, 1967; Pello y Philippot, 1967; Julivert *et al.*, 1968; Julivert y Truyols, 1972, 1983; Gervilla *et al.*, 1973; Montesinos, 1981a, 1981b; Hammann, 1983; Aramburu, 1989; Babin y Gutiérrez Marco, 1991a, b; Aramburu *et al.*, 1992, 1994), relativas a las formaciones pizarrosas del Ordovícico Medio.

El propósito de este artículo es presentar los primeros resultados paleontológicos de detalle obtenidos en la Formación Pizarras del Suevo del sector septentrional de la escama de Laviana-Suevo. Los datos previos contemplaban solo tres localidades aisladas (Tabla 1) cuya revisión bioestratigráfica se complementa aquí con el análisis de seis nuevas secciones fosilíferas. Paralelamente a estos estudios, abordaremos también la definición formal de la unidad litoestratigráfica mencionada y su correlación a escala regional.

## SITUACIÓN Y ANTECEDENTES

Los materiales pizarrosos del Ordovícico Medio del oriente asturiano (Formación Suevo) se han reconocido únicamente en afloramientos situados a lo largo de una estrecha franja de unos 45 km de longitud en la escama cabalgante de Laviana (Julivert *et al.*, 1968), situada en el sector más occidental de la Región de Mantos de Julivert (1967), dentro de la Zona Cantábrica.



**Figura 1.** Situación geográfica y geológica de la zona estudiada, en la que se señala la posición de las secciones fosilíferas S-1 a S-8 de la Formación Suevo.

La parte más septentrional de esta franja, que constituye el objeto de este trabajo, se localiza en las Sierras del Suevo y Fito, pequeño núcleo montañoso situado entre los Picos de Europa y la costa cantábrica, unos 50 km al NE de Oviedo (Fig. 1). Este macizo está constituido por terrenos paleozoicos, en los que se diferencia una sucesión cambro-ordovícica y otra del Devónico Superior y Carbonífero, separadas por una importante discontinuidad estratigráfica. En este contexto, la Fm. Suevo se intercala entre dos unidades eminentemente siliciclásticas: la Fm. Barrios, constituida por cuarcitas del Cámbrico y Ordovícico Inferior, y los conglomerados y areniscas de la Fm. Ermita del Devónico Superior.

Las referencias históricas más antiguas sobre la Formación Suevo fueron propiciadas por el interés minero de los horizontes de hierro oolítico presentes en la unidad, explotados al menos hasta principios de este siglo. Paillette y Bézard (1849) fueron los primeros en mencionar este mineral a partir de unas muestras

recogidas en "Puerto Suevo", atribuyéndolas al Carbonífero. Adaro y Junquera (1916) presentan un reconocimiento detallado (estratigráfico y cartográfico) del criadero, además de los primeros hallazgos paleontológicos (trilobites y braquiópodos de las minas de Caravia), que les llevaron a concluir una edad ordovícica para la mitad inferior de la formación ferrífera, y silúrica para el resto de la misma. Los datos paleontológicos de estos autores fueron revisados e incrementados posteriormente por Hernández Sampelayo (1942), quien descartó la presencia del "Gotlandiense" y atribuyó el conjunto de la unidad al Llandeilo.

A pesar de estos datos, la Fm. Suevo fue considerada aún como de edad carbonífera por Mengaud (1920), opinión criticada por Delepine (1943). Martínez Alvarez (1965) cartografió por vez primera la unidad en la Sierra del Suevo, pero reincide en su asignación errónea al Carbonífero.

El descubrimiento de graptolitos en la parte inferior de la Fm. Suevo en la sierra homónima (Pello y Philippot,

Adaro y Junquera 1916	Hernández Sampelayo 1942	Pello y Philippot 1967	Pello 1967	Gervilla <i>et al.</i> 1973	Hammann 1983	Babin y Gutiérrez Marco 1991b		
●	●						<i>Asaphus nobilis</i> <i>Iliaenus hispanicus</i> <i>Calymene pulchra</i> <i>Calymene tristani</i> <i>Neseuretus tristani</i> <i>Neseuretus (N.) avus</i> <i>Ogygites? glabrata</i> <i>Dalmanitina</i> sp. Homalonotidae <i>Asaphina</i> indet.	TRILOBITES
●	●						<i>Orthis</i> sp. <i>Orthis redux</i> <i>Orthis testudinaria</i> <i>Orthis calligramma</i> <i>Orthis plicata</i> <i>Strophomena</i> sp. <i>Lingulella</i> sp. Braquiópodos	BRAQUIOPODOS
		●	●	●			<i>Didymograptus bifidus</i>	GR.
						●	<i>Praenucula costae</i> <i>Cardiolaria beirensis</i> <i>Redonia deshayesi</i>	BIVALVOS
"Minas de Caravia"								
Carretera de El Fito (punto S-1)								
Aº del Bayo (S-4)								
<b>LOCALIDADES DE HALLAZGO</b>								

**Tabla 1.** Antecedentes paleontológicos de la Formación Pizarras del Suevo en la zona estudiada.

1967) dio lugar a un renovado interés por esta formación. En un segundo artículo publicado ese mismo año (Pello, 1967), se presentan nuevos hallazgos de trilobites procedentes de la misma sección (carretera entre Arriendas y Colunga), así como una cartografía más completa de la unidad, conocida entonces entre las Sierras del Fito, al este, y de Ques, al sur. Posteriormente, la sección fosilífera fue reinvestigada por Gervilla *et al.* (1973) y Hammann (1983), quienes aportaron nuevos datos paleontológicos (Tabla 1).

Julivert *et al.* (1968) son los primeros en mostrar los límites reales de la formación, con el descubrimiento y cartografía de los afloramientos del Valle del Nalón. En este sector localizaron, además, tres nuevos puntos fosilíferos con trilobites, graptolitos y moluscos. Los taxones identificados permitieron atribuir los dos primeros yacimientos al Llanvirn y el tercero al Llandeilo, correspondiendo este último a niveles próximos al techo de la formación; tal datación fue luego confirmada con el hallazgo de abundantes quitinozoos del Llandeilo en la misma localidad (Cramer-Díez *et al.*, 1972).

Recientemente, Aramburu (1989) proporciona nuevos datos litoestratigráficos obtenidos a partir de perfiles levantados en la Sierra del Suevo y Valle del Nalón, proponiendo la revisión formal de la formación, a la que subdivide en dos miembros, Mayor y Cofiño, que correlaciona con otros de litología comparable presentes en la Fm. Luarca del occidente de Asturias. El modelo general de sedimentación para el Ordovícico Medio cantábrico, extensible a la Fm. Suevo, fue propuesto por Aramburu *et al.* (1992) y Aramburu y García Ramos (1993). Una cartografía completa a escala 1:50.000 de la unidad está recogida en las Hojas nº 30 (Villaviciosa, 1973), 31 (Ribadesella, 1986) y 54 (Rioseco, 1989) del Mapa Geológico de España en su segunda serie.

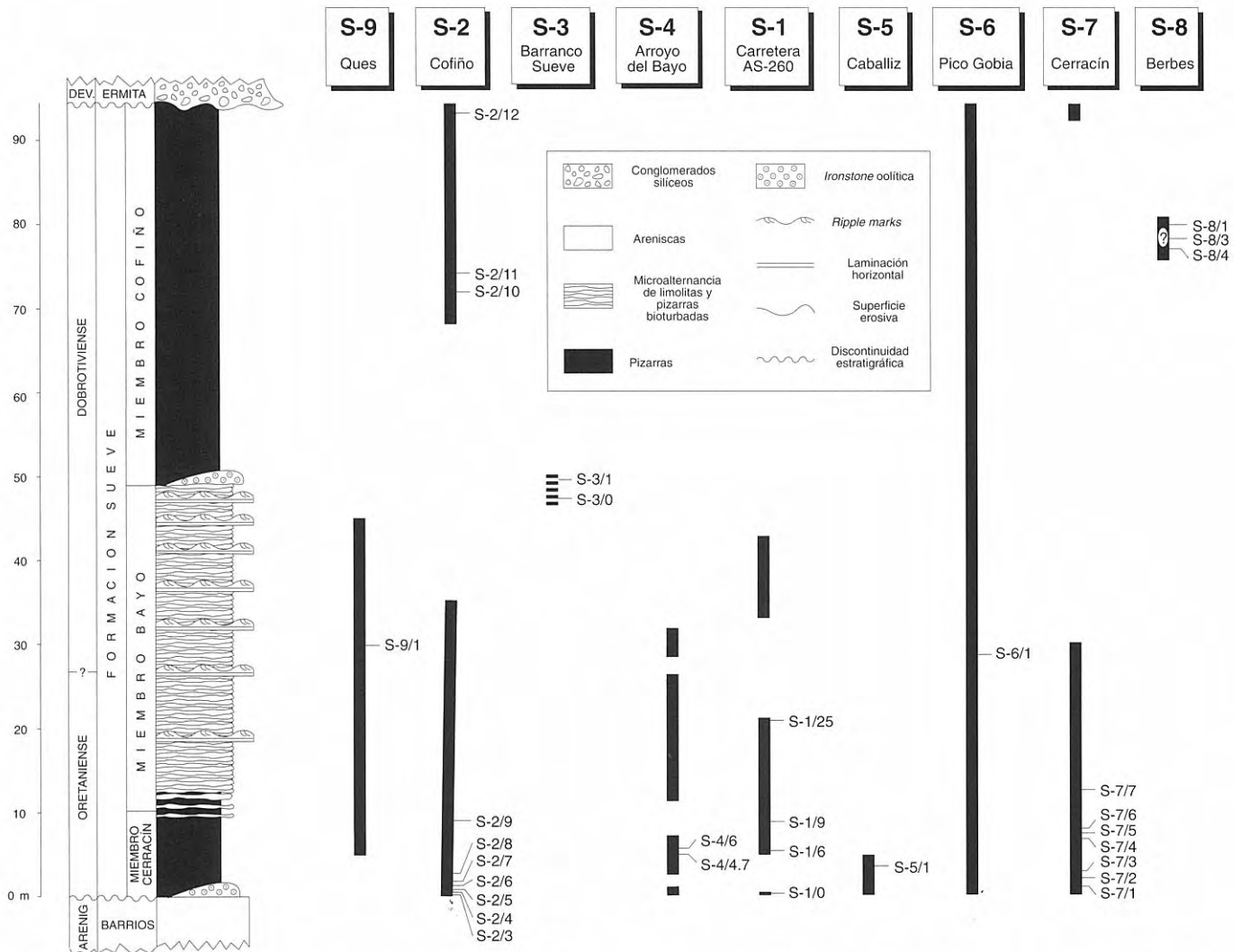
Los últimos datos paleontológicos provienen de Babin y Gutiérrez Marco (1991a, b), quienes determinaron tres especies de bivalvos con material encontrado durante la fase de investigación preliminar para el presente trabajo. Algunos de los resultados que se exponen más adelante fueron avanzados previamente por Aramburu *et al.* (1992) y Albani (1992).

## LITOESTRATIGRAFÍA

El conocimiento estratigráfico de la Fm. Suevo presenta escasos progresos desde el trabajo pionero de Adaro y Junquera (1916), dado que la mayor parte de los estudios posteriores son de índole cartográfica o bien aportan referencias paleontológicas aisladas.

En el presente trabajo se han levantado ocho perfiles estratigráficos en las Sierras del Suevo y del Fito (localidades S-1 a S-8 en las Figs. 1 y 2), otro más al N de la Sierra de Ques (S-9), y se han realizado observaciones complementarias en el Valle del Nalón, dentro de la escama de Laviana propiamente dicha (S de la falla de Ventaniella). Los resultados obtenidos, que se exponen a continuación, aumentan considerablemente el conocimiento estratigráfico





**Figura 2.** Columna estratigráfica generalizada de la Fm. Suevo en el macizo del Suevo-Fito, en la que se indica la extensión estratigráfica relativa de las distintas secciones estudiadas (S-1 a S-9), con la situación de las muestras paleontológicas.

de la Fm. Suevo y permiten abordar por vez primera la definición formal de la misma siguiendo las recomendaciones de la Guía Estratigráfica Internacional (Salvador, 1994).

#### FORMACIÓN PIZARRAS DEL SUEVE

**Nombre.-** Deriva de los afloramientos conocidos desde antiguo en la Sierra del Suevo, adoptándose, en aras de la estabilidad nomenclatorial, la denominación tradicional de la unidad, establecida a partir de Pello y Philippot (1967: "schistes du Suevo"), y utilizada en la mayor parte de los trabajos posteriores. El término excluye la extensión del nombre "Pizarras de Luarca" al área estudiada, utilizado por algunos autores (Hammann, 1976; Hammann *et al.*, 1982; García Alcalde, 1995), al apreciarse sus características de litosoma independiente de aquella unidad del centro-occidente de Asturias (Julivert y Truyols, 1983; Gutiérrez Marco *et al.*, 1984b).

**Estratotipo.-** Situado 1 km al SE del Pico Pienzu (1.159 m), en la Sierra del Suevo: Mapa Militar de España a escala

1:50.000, Hoja 30 (Villaviciosa), Serie L, lat. 43°25'45,4", long. 5°13'48,6". Corresponde a la localidad S-2 del mapa de la Fig. 1. Se accede con mayor facilidad a la sección por el sendero que, desde el Mirador del Fito, lleva hasta el Pico Pienzu.

La serie comienza en el cauce del Arroyo de Corteguera, próximo a su nacimiento, junto a una galería de mina abandonada. En este punto, el techo de la Fm. Barrios consiste en cuarzoarenitas grises de grano fino en el que se apoya un nivel discontinuo de arenisca ferruginosa con algunos cantos de siderita y fosfatos. Sobre este nivel ferruginoso, o directamente sobre la cuarcita, se disponen con contacto neto 7 m de pizarras negras graptolíticas con escasos nódulos de siderita. Por encima, en tránsito gradual, se encuentran 5 m de microalternancias muy bioturbadas de limolitas grises y pizarras negras, con abundantes y variados trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, etc. Gradualmente, se pasa a una alternancia de 23 m de espesor de areniscas, limolitas grises y pizarras negras, aumentando hacia arriba la proporción de material grueso. Las capas de arenisca presentan con frecuencia laminación horizontal y

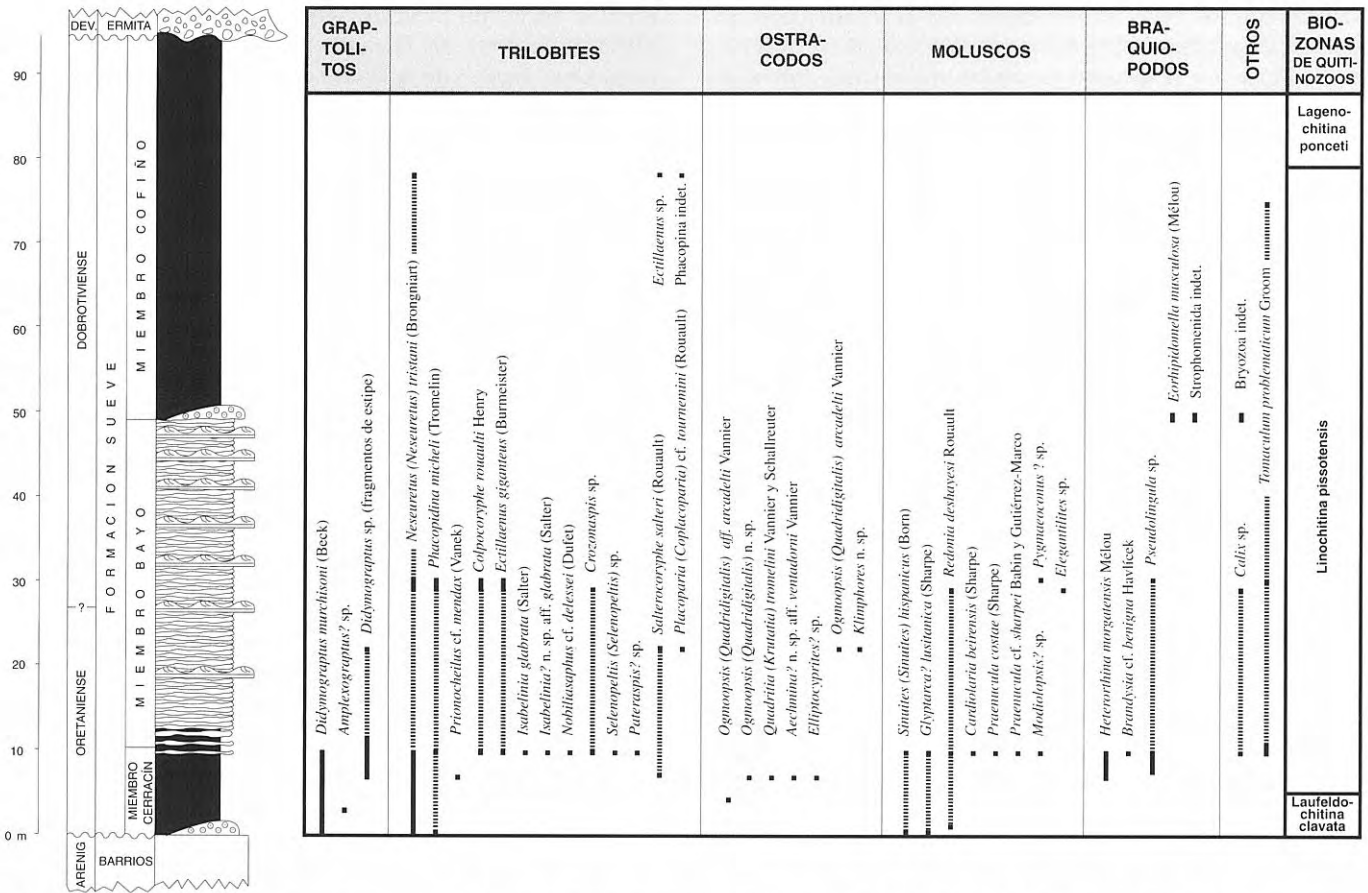


Figura 3. Distribución estratigráfica de algunos fósiles seleccionados de la Fm. Sueve. Las barras verticales continuas indican la presencia del taxón; las barras discontinuas señalan la extensión deducida del taxón.

cruzada de bajo ángulo, y ripples en el techo; su espesor individual llega a alcanzar los 22 cm, siendo más comunes los valores inferiores a 2 cm. Es frecuente la bioturbación en todo el tramo. Los 33 m siguientes de la sucesión se encuentran recubiertos por la vegetación. La parte superior se observa por el camino de Cofiño al Pico Pienzu (collado de Mergullines); consiste en 25 m de pizarras negras, con solo raras intercalaciones milimétricas de limolitas grises. Los conglomerados de la base de la Fm. Ermita (Devónico Superior) truncan el techo de la formación.

Otras secciones.- En el Macizo del Sueve-Fito, la formación no presenta por lo general buenos cortes, ya que se encuentra casi siempre recubierta por derrubios y suelos vegetales. No obstante, en dos secciones situadas al norte de Pico Gobia, S-6 y S-7 (Figs. 1 y 2), la unidad está relativamente completa, aunque las condiciones de afloramiento en la sección S-6 son malas. El corte S-1, entre los km 12,1 y 12,3 de la carretera AS-260 (entre Arriondas y Colunga) es el más accesible, aunque solo permita reconocer, y en malas condiciones, la mitad inferior de la formación. Una fractura da lugar a una repetición de los niveles basales, que aparecen intercalados entre las cuarzoarenitas del techo de la Fm. Barrios. La mitad inferior de la Fm. Sueve se observa bien en el corte S-3 del Arroyo de la Cueva del Bayo, en donde existen buenos afloramientos en el exterior de dos antiguas bocaminas próximas entre sí.

En la Fig. 1 no se ha representado el corte S-9, que se localiza 2 km al NO de Infiesto, en el talud meridional de la antigua carretera N 634, al sur del km 365,2 de su trazado actual. Este afloramiento está cubierto en gran parte por la vegetación, pero permite reconocer un amplio intervalo de la mitad inferior de la unidad.

Entre los valles de los ríos Nalón y Piloña, la serie más completa se sitúa en la ladera NE de Peña Mayor (5 km al S de Nava). También se encuentran cortes parciales dentro del valle del río Nalón en la ladera E de la Sierra del Crespón, junto a Villamorey (SO de Rioseco), que no se describen en este trabajo.

Espesor y extensión.- La formación tiene un espesor de 92 m en el estratotipo de la Sierra del Sueve, 105 m en Peña Mayor al S de Nava, y 44 m en Villamorey. Las potencias en el Sueve y Peña Mayor pueden considerarse equivalentes, teniendo en cuenta que ligeros replegamientos de la serie originan frecuentes cambios de espesor aparente. Julivert *et al.* (1968) señalan un espesor de 50 m al NO de Rioseco, en una posición intermedia entre Peña Mayor y Villamorey.

La Formación Sueve aflora a lo largo de la escama de Laviana desde la costa, en los alrededores de Berbes, municipio de Ribadesella; recorre la Sierra del Sueve, y se extiende hasta Peña Mea, en el municipio de Aller. La diferenciación de distintos miembros dentro de la unidad se reconoce al menos desde la Sierra del Fito hasta Peña Mayor, donde persiste un miembro arenoso intermedio. De

acuerdo con los datos bioestratigráficos, la disminución de espesor de la formación en el área de Rioseco parece deberse esencialmente a la erosión parcial de la misma, previa al depósito de los materiales del Devónico Superior.

**Litología y subdivisiones.**- Aunque el componente predominante son las pizarras negras, la abundancia de intercalaciones limolítico-areniscosas en la parte media de la unidad permite su subdivisión en tres miembros que, de muro a techo, son los siguientes:

- **Miembro Cerracín.** Con una potencia que oscila entre 8 y 10 m, está formado por pizarras negras fosilíferas, que incluyen esporádicamente algunos nódulos silíceos a sideríticos. En la base se sitúa un nivel lenticular de hierro oolítico de hasta 2 m de espesor formado por una alta concentración de ooides de hematites con cemento clorítico. El estratotipo del miembro se encuentra en la sección S-7, situada 750 m al S de la aldea de Cerracín, en la ladera N de la Sierra del Fito (Hoja nº 31 "Ribadesella" del Mapa Militar de España a escala 1:50.000; lat. 43° 27' 37,2", long. 5° 10' 2,2"). Se accede a esta sección, como a las S-5 y S-6, por una pista forestal que arranca del km 12,1 de la carretera entre Arriendas y Colunga. En el estratotipo, el espesor de la capa de hierro basal es de tan solo 27 cm, 16 cm en la sección S-6, más de 1,3 m en la S-3, y está ausente en la S-2.

- **Miembro Bayo.** Comprende unos 40 m de microalterancias limolítico-pizarrosas de color gris oscuro, con capas intercaladas de areniscas de grano fino y muy fino de hasta 22 cm de espesor. Estas últimas son por lo general micáceas y presentan con frecuencia laminación horizontal y cruzada de *ripples*. Es común la bioturbación, de ligera a intensa, desarrollada principalmente en el plano horizontal. El contacto con el Mb. Cerracín es gradual, formando el conjunto de ambos miembros una secuencia granocreciente, equiparable al Mb. Mayor de Aramburu (1989). El estratotipo del Mb.

Bayo se encuentra en la sección S-4, unos 500 m al NO del Mirador del Fito, en el cauce seco de un pequeño regato próximo al Arroyo de la Cueva del Bayo (lat. 43° 26' 37,2", long. 5° 11' 37,8"). Se accede a la sección por una pista forestal abandonada que parte del km 12,3 de la carretera de Arriendas a Colunga. Únicamente son visibles aquí 21 m de la parte baja de este miembro, comprendidos entre dos antiguas bocaminas, no observándose el techo del mismo.

- **Miembro Cofiño.** Consiste en 40 a 50 m de pizarras negras, con algunas laminaciones muy finas y escasas de limolitas. En su base presenta un nivel lenticular de mineral de hierro oolítico de hasta 1,4 m de espesor, cuya composición petrológica difiere de la capa antes descrita en el Miembro Cerracín, al estar formada aquí por ooides de clorita englobados en una matriz micrítica reemplazada ahora por siderita. Su holoeatotipo se encuentra en la Sierra del Suevo, al N del pueblo de Cofiño, en la misma sección tipo de la Fm. Suevo (S-2) donde, sin embargo, no aflora la parte baja del miembro. El contacto neto con el miembro medio sólo ha podido observarse con claridad en la sección de Peña Mayor. Por ello, proponemos como paraestratotipo para los Mbs. Bayo y Cofiño esta sección, ubicada en una pista forestal en la falda NE de Peña Mayor, junto a la cota 921 (Hoja nº 54 "Rioseco" del Mapa Militar de España a escala 1:50.000, lat. 43° 18' 58,2", long. 5° 30' 11,1").

El pequeño afloramiento de pizarras documentado en la sección de Berbes (S-8) corresponde también al Mb. Cofiño, según demuestran los datos paleontológicos. Su singularidad radica en la presencia de una decena de horizontes pardo-amarillentos muy alterados (2 a 4 cm) intercalados en las pizarras negras, que originalmente pudieron haber sido de naturaleza carbonatada.

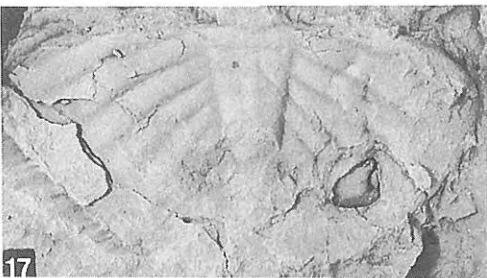
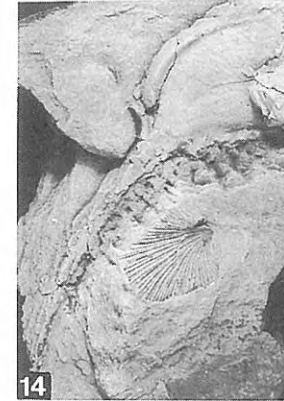
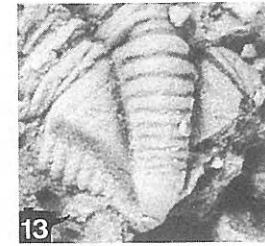
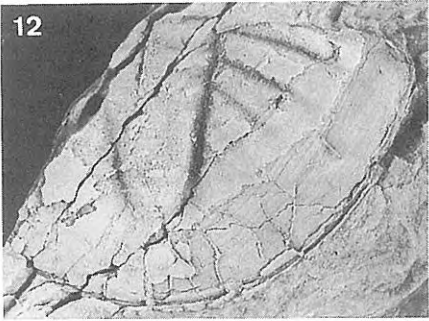
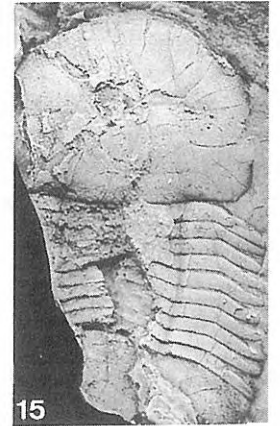
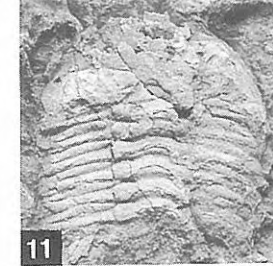
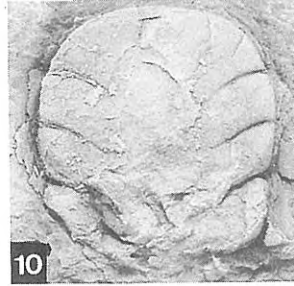
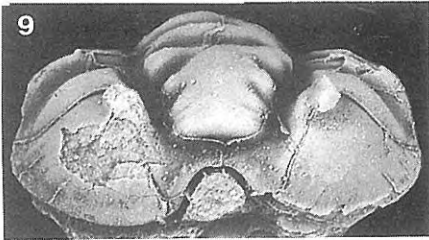
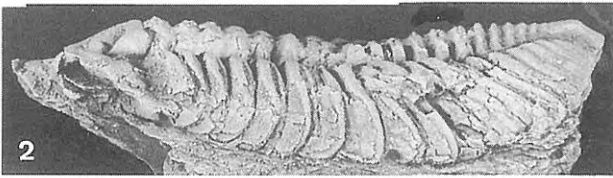
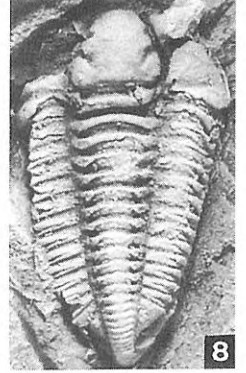
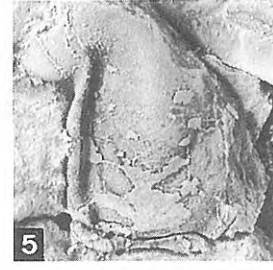
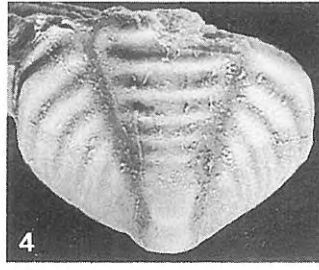
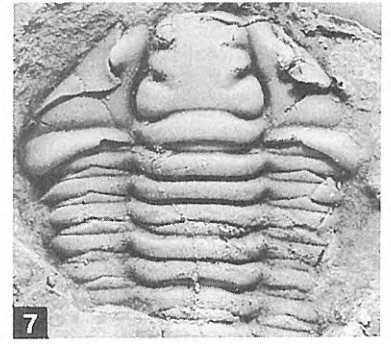
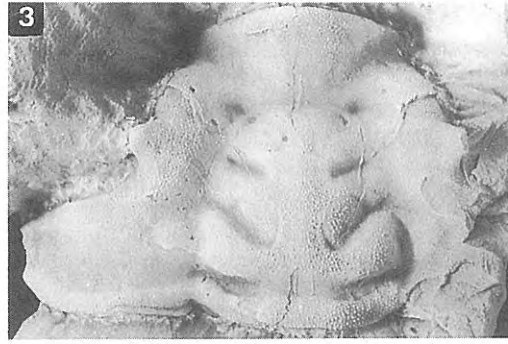
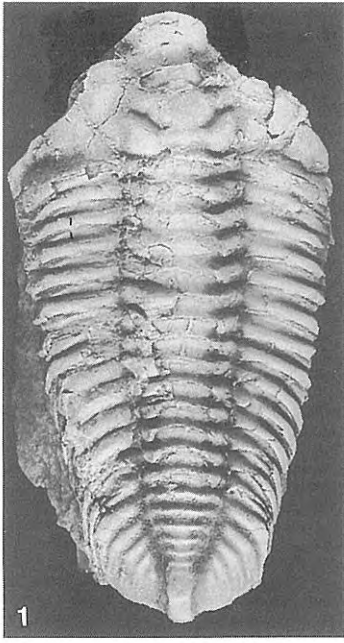
**Límites de la formación.**- El contacto basal de la Fm. Suevo con las cuarzoarenitas de la Fm. Barrios es neto. El contacto

## Lámina I

Trilobites de la Fm. Suevo. Todos del Miembro Cerracín, excepto las figs. 11 (Mb. Cofiño) y 18-19 (Mb. Bayo).

- |   |  |
|---|--|
| <p>1-6 <i>Neseuretus (Neseuretus) tristani</i> (Brongniart in Desmarest, 1817). 1-2, caparazón casi completo (exuvio) en vista dorsal y lateral: S-2/9, MGM-9770 (x 1); 3, molde externo de un cranidio algo comprimido, mostrando la ornamentación externa: S-1/0, MGM-9780 (x 1,7); 4, molde interno de un pigidio: S-2/9, MGM-9790 (x 4); 5, hipostoma: S-2/9, MGM-9800 (x 2,8); 6, réplica en látex de un cranidio en vista lateral: S-2/9, MGM-9810 (x 2,7).</p> <p>7-9 <i>Colpocoryphe rouaulti</i> Henry, 1970. 7, réplica en látex de un cefalón+tórax; S-2/9, MGM-9820 (x 2,4); 8, molde interno de un caparazón juvenil; S-4/6, MGM-9830 (x 4,8); 9, molde interno de un cefalón en vista anterior; S-2/9, MGM-9840 (x 3).</p> <p>10 <i>Pateraspis?</i> sp. Glabella en vista dorsal (molde interno). S-2/9, MGM-9850; x 3.</p> <p>11 Phacopina indet. Molde interno de un cefalón+tórax.</p> | <p>S-8/4, MGM-9860; x 2,8.</p> <p>12 <i>Isabelinia glabrata</i> (Salter, 1853). Pigidio mostrando la doblez ventral. S-2/9, MGM-9870; x 1.</p> <p>13 <i>Salterocoryphe salteri</i> (Rouault, 1851). Pigidio de un ejemplar juvenil. S-1/25, MGM-9880; x 9.</p> <p>14 <i>Selenopeltis</i> sp. Molde interno de librigena. S-2/9, MGM-9890; x 1,1.</p> <p>15-16 <i>Ectillaenus giganteus</i> (Burmeister, 1853). 15, réplica en látex de un exuvio articulado; S-2/9, MGM-9900 (x 1); 16, molde interno de un exuvio distorsionado; S-2/9, MGM-9910 (x 1,6).</p> <p>17 <i>Isabelinia?</i> n.sp.aff. <i>glabrata</i> (Salter, 1853). Pigidio. S-2/9, MGM-9920; x 1,2.</p> <p>18-19 <i>Placoparia (Coplacoparia)</i> cf. <i>ournemini</i> (Rouault, 1847). Cranidio en vista dorsal, molde interno (18) y réplica en látex de la superficie externa (19); S-1/25, MGM-9930; x 5,3.</p> |
|---|--|







superior con los conglomerados y areniscas de la Fm. Ermita del Devónico Superior (Fameniense) es erosivo.

Edad.- Los abundantes restos fósiles obtenidos dentro del sector estudiado en este trabajo, así como en el Valle del Nalón, indican una edad Oretaniense superior tardía para el Miembro Cerracín (aprox. Abereiddiense superior en términos británicos), en tanto que el Mb. Cofiño puede ser asignado al Dobrotiviense inferior y superior (Llandeiliense a Aureluciense? según la nueva escala británica; Fortey *et al.*, 1995). Esta última edad ha sido determinada con microfósiles en los niveles más próximos al techo de la formación. El límite Oretaniense/Dobrotiviense está comprendido con seguridad en el Mb. Bayo, aunque su posición es difícil de precisar a partir de los datos disponibles (Fig. 2).

Los datos biocronológicos indican la existencia de una laguna estratigráfica importante previa al depósito de la formación, cuya extensión implicaría por lo menos una edad Oretaniense inferior a superior temprana (Zona Artus y parte baja de la Zona Murchisoni). Asimismo, se da la circunstancia de que los materiales de edad equivalente a la del depósito de la Fm. Sueve están prácticamente ausentes en la "sección de referencia" de las Pizarras de Luarca en el Cabo Peñas, donde existe una laguna estratigráfica en el límite entre los Miembros Peñas y Vidrias de la citada unidad, que como mínimo pone en contacto materiales de edad Oretaniense inferior y Dobrotiviense inferior terminal (Gutiérrez Marco, 1986; Aramburu, 1989). Esto corrobora desde el punto de vista biocronológico la formalización de las Pizarras del Sueve como unidad independiente de las Pizarras de Luarca, expresada con argumentos litológicos y paleogeográficos.

Ambiente sedimentario y paleogeografía.- El depósito de los materiales del Ordovícico Medio en el NO del Macizo Hespérico tuvo lugar en una única cuenca sedimentaria marina, de tipo mar epicontinental (Aramburu *et al.*, 1992). En su seno se reconocen, sin embargo, sectores de subsidencia diferencial, algunos de los cuales llegaron a constituir umbrales topográficos submarinos, que pudieron incluso emerger parcialmente. Tal es el caso del denominado "Umbral Centro de Asturias-N de León" (Aramburu, 1989; Aramburu y García-Ramos, 1993), que dentro de la Zona Cantábrica separaba dos subcuencas en las que se depositaron facies pizarrosas en distintos momentos del Ordovícico Medio: al O la Fm. Luarca y al E la Fm. Sueve.

Las facies de pizarras negras de los Mbs. Cerracín y Cofiño de la Fm. Sueve corresponden en su mayor parte a un ambiente tranquilo y relativamente profundo, por debajo del nivel de base de las olas de tempestad. Las alternancias limolítico-pizarrosas y arenosas del Mb. Bayo se originaron en un ambiente similar, pero algo más somero y de mayor energía, probablemente influenciado por tempestades. Por su posición estratigráfica y litología, resulta sugestivo comparar el miembro medio con depósitos de tempestitas arenosas del Dobrotiviense inferior, como los que han sido descritos en sucesiones del Ordovícico Medio de otros puntos de la Península Ibérica y Bretaña (Durand y Guillocheau, 1984; Brenchley *et al.*, 1986; Aramburu y García Ramos, 1993),

aunque de momento no existan datos suficientes para fundamentar tal correlación. No obstante, la secuencia granocreciente de los Mbs. Cerracín y Bayo representa en conjunto un proceso de somerización a comienzos del Dobrotiviense, tal vez reflejo de la "regresión global del Llandeilo" (Fortey, 1984).

Los niveles lenticulares de mineral de hierro oolítico fueron depositados por encima del nivel de base de las olas de tiempo tranquilo, en el comienzo de etapas transgresivas, marcando interrupciones sedimentarias. Capas de mineral de hierro oolítico con una posición estratigráfica similar al nivel basal de la Fm. Sueve han sido reconocidas en muchas otras regiones de Europa y N de África, habiendo sido atribuidas a los efectos de una transgresión eustática (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984b; Young, 1989). Sin embargo, los datos biocronológicos concernientes a la base de la formación indican que el depósito del primer nivel de hierro no está relacionado en este caso con el inicio de la "transgresión global del Llanvirn" (Fortey, 1984), cuyo máximo se documenta en la Zona Artus ("Llanvirn inferior"), sino con una reactivación eustática posterior combinada con factores tectónicos locales. Este acontecimiento de edad Oretaniense superior tardía se detecta también en Normandía, Arabia Saudita y en la Zona Centroibérica.

Observaciones.- Adaro y Junquera (1916) señalan la existencia de cuatro capas de mineral de hierro en la Fm. Sueve. De todas ellas, sólo se ha podido reconocer *in situ* la más baja, en contacto con la Fm. Barrios. Atribuimos a la segunda capa de dichos autores, situada en la parte media de la formación, los abundantes fragmentos observados en la escombrera de una mina abandonada en el Barranco Sueve (punto S-3); esta asignación se basa en la riqueza en hierro del mineral, en los numerosos fragmentos de braquiópodos que contiene (los "abundantísimos *orthis*" de aquellos autores), y en su edad. Sin embargo, las capas tercera y cuarta no han podido reconocerse con seguridad, debiendo situarse, respectivamente, en la parte media y en el techo del Mb. Cofiño, a pesar de existir buenos afloramientos de estos niveles. Posiblemente, su carácter lenticular y menor riqueza en hierro expliquen la dificultad de su hallazgo. La capa cuarta, en contacto con el Devónico Superior, y descrita originalmente como un "banco de areniscas con algunas metalizaciones dispersas y sueltas" (Adaro y Junquera, *op. cit.*, p. 243), representa probablemente una mineralización secundaria asociada a la base de la sucesión devónica conservada. A estas características responde un bloque deslizado de areniscas ferruginosas con pequeños cantos de cuarzo hallado en la sección S-8 al S de Berbes, entre las Fms. Sueve y Ermita.

Pello y Philippot (1967) muestran dos capas de mineral de hierro en la sucesión ordovícica del corte de la carretera entre Arriendas y Colunga (perfil S-1). Ambas capas parecen representar depósitos secundarios de hematites. La más elevada de las dos, en el contacto entre las Fms. Barrios y Sueve, consiste en areniscas ferruginosas. La capa inferior, que parece intercalarse en la Fm. Barrios (citada también por Adaro y Junquera, 1916), corresponde en realidad al mismo nivel, repetido tectónicamente por una falla, encontrándose la hematites como cemento de una brecha asociada a la

misma. En esta sección, así como en el estratotipo de la Fm. Sueve, no se han reconocido oolitas ferruginosas.

La presencia de capas de mineral de hierro oolítico ha sido constatada a lo largo de todo el macizo del Sueve-Fito y en el borde N de la Sierra de Ques, junto a la nueva carretera de Santander a Oviedo. Sin embargo, estos niveles desaparecen aparentemente hacia el sur, no existiendo ninguno de ellos en Peña Mayor, ni en los restantes afloramientos del Valle del Nalón.

## RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS

La Formación Sueve se ha revelado a grandes rasgos como una unidad muy fosilífera en casi todas las secciones investigadas (Fig. 1). La posición estratigráfica de las muestras paleontológicas encontradas en los distintos cortes se indica en la Fig. 2, y la distribución estratigráfica de los principales taxones identificados en la Fig. 3.

La mayoría de los hallazgos paleontológicos se concentran en el Mb. Cerracín y en la mitad inferior del Mb. Bayo, donde se constata una gran diversidad y abundancia de invertebrados marinos, como trilobites, graptolitos, moluscos, braquiópodos, ostrácodos y equinodermos. El Mb. Cofiño es poco fosilífero, excepto en el Valle del Nalón-Piloña (Peña Mayor y puntos Rioseco 2 y 3 de Julivert *et al.*, 1968): dentro de la zona de estudio únicamente se han encontrado fósiles en el nivel de hierro oolítico basal (yacimiento S-3), que contiene abundantes braquiópodos, además de los escasos restos determinados al S de Berbes (punto S-8), en unos niveles de posición estratigráfica imprecisa. En el conjunto de la formación, es habitual la presencia de bioturbación e icnofósiles, que abundan especialmente en el Mb. Bayo. Desde el punto de vista micropaleontológico, tanto el Mb. Cerracín como el Mb. Cofiño han suministrado numerosos microfósiles de pared orgánica en casi todas las muestras procesadas. Las pruebas para la obtención de conodontos en nódulos y niveles carbonatados de la formación han dado hasta ahora resultados negativos (G. Sarmiento, com. oral, 1994).

A continuación se exponen algunos comentarios sobre los distintos grupos taxonómicos, en función del interés de sus hallazgos. El material paleontológico estudiado está depositado en el Museo Geominero de Madrid, excepto los microfósiles de pared orgánica, que se encuentran en las colecciones palinológicas de la Universidad de Pisa.

### GRAPTOLITOS

Abundan notablemente en las pizarras negras del Mb. Cerracín, en especial en las secciones S-2 y S-7. El taxón más frecuente es *Didymograptus (Didymograptus) munchisoni* (Beck in Murchison, 1839): Lám. III, figs. 12-20, identificado en las muestras S-1/0, S-1/6, S-2/9, S-4/6, S-7/1 y S-7/2. Otros rabdosomas incompletos de *D. (D.) cf. munchisoni* están presentes en los niveles S-2/3+4 y S-7/2,4,5,6. Fragmentos de estipes de *Didymograptus* sp. se han reconocido también en la parte inferior del Mb.

Bayo (muestras S-1/25, S-7/7). Por su posición estratigráfica y la presencia de *D. (D.) munchisoni* desde la base de la formación, todos estos niveles pueden ser adscritos a la Zona Murchisoni, equivalente a una edad Oretaniense (= "Llanvirn") superior. Desde el punto de vista paleontológico, las asociaciones sucesivas de didymograptidos pendientes parecen ser siempre mono-específicas, registrándose diversos estadios astogenéticos de *D. (D.) munchisoni*, entre los que destacan rabdosomas adultos a gerónticos muy característicos (Lám. III, figs. 12-13), con recrecimientos corticales que recubren la parte proximal de la colonia de modo similar a lo observado también en *D. (D.?) pakrianus* Jaanusson, 1960, *D. (Jenkinsograptus) pluto* Jenkins, 1983 *s.l.*, o en otras formas pendientes (Lám. IV, figs. 3-4), e incluso con ablación apertural de la primera decena de tecas de cada serie (Lám. III, fig. 19: cf. Riva, 1994 para *Yutagraptus mantuanus* Riva in Rickards, 1994). Junto a estas formas, se encuentran otros rabdosomas juveniles (frecuentes en las localidades S-1/0 y S-7/1) de estipes delgadas y solapamiento tecal reducido, cuya anchura es casi uniforme o evidencia un incremento muy gradual en sentido distal (Lám. III, fig. 16). El aspecto general de las mismas es el de *D. (D.) stabilis* Elles y Wood, 1901 o *D. pandus* Bulman, 1931. Sin embargo, en el presente trabajo las hemos considerado como estados juveniles de *D. (D.) munchisoni*, cuyas tecas proximales continúan su crecimiento durante la astogenia (Jenkins, 1979, 1987; Gutiérrez Marco, 1986). Esto se conoce también en *D. (Jenkinsograptus)* y en otros géneros homeomórficos de *Didymograptus* (Jenkins, 1983; Williams y Stevens, 1988; Riva, 1994). Además, la revisión de la serie tipo y de abundante material topotípico de *D. (D.) stabilis* ha confirmado que por las razones indicadas, dicho taxón constituye un sinónimo posterior de *D. (D.) artus* Elles y Wood, 1901 (Jenkins, 1979). Lo mismo ocurre con *D. pandus*, confundido normalmente con colonias juveniles de *D. (D.) artus* o *D. (D.) munchisoni* (Jenkins, 1979, 1987).

En trabajos previos relativos a la Fm. Sueve, se había citado la presencia de "*Didymograptus bifidus* (Hall)" (Pello y Philippot, 1967; Gervilla *et al.*, 1973), que coexistía incluso con *D. munchisoni* en la parte inferior de la unidad (Julivert *et al.*, 1968). El auténtico *Didymograptellus bifidus* (J. Hall, 1858) es una especie del Whitlandiense (Arenig), que abunda en la provincia pacífica y nunca ha sido registrado en Europa (Cooper y Fortey, 1982). Sus supuestos hallazgos británicos, que erigieron a este taxón como forma nominal de una biozona equivalente al "Llanvirn inferior" de la escala cronoestratigráfica estándar, fueron confundidos en realidad con colonias no deformadas de otras especies, entre ellas *D. (D.) artus* Elles y Wood, 1901 (Jenkins, 1987; Fortey y Owens, 1987), o bien con morfotipos intermedios de *D. (D.) munchisoni* que registran incrementos continuados en la anchura de la estipe, observados también en la Fm. Sueve de forma esporádica (Lám. III, fig. 18). Todas estas especies son considerablemente más modernas que el auténtico



*Didymograptellus bifidus*, perteneciente a un género distinto, reconocible por diferencias en su estructura proximal (Cooper y Fortey, 1982; Maletz, 1994).

Además de estos dichograptoides pendientes, en la muestra S-7/2 se han estudiado dos radosomas de diplograptáceos (un fragmento proximal y otro distal) con tecas amplexograptidas y astogenia primordial aparentemente del modelo G (terminología de Mitchell, 1987). En tanto que este último carácter no pueda ser confirmado con nuevo material, referiremos las colonias estudiadas como *Pseudamplexograptus?* sp.

Juivert *et al.* (1968) fueron los primeros en señalar "*Glyptograptus?* *teretiusculus* en un yacimiento del Valle del Nalón próximo al techo de la formación. La revisión de material proveniente de esta localidad y el hallazgo en otro punto de ortograptidos semejantes (material de L. Rodríguez, Toulouse) permite confirmar la presencia de *Hustedograptus?* *teretiusculus* (Hisinger, 1840) en dicha posición estratigráfica.

### TRILOBITES

Constituyen los invertebrados fósiles más abundantes en la Fm. Sueve, representados en todas las secciones estudiadas por piezas esqueléticas aisladas, pero también por exuvios parcialmente articulados o casi completos, estos últimos más frecuentes en algunos niveles de los cortes S-2, S-4 y S-7 (Lám. I, figs. 1, 8, 16). Hasta ahora no hemos encontrado caparazones enteros o enrollados que evidencien, en este último caso, incrementos bruscos en la tasa de sedimentación.

Los trilobites más frecuentes son los calymenáceos. *Neseuretus* (*N.*) *tristani* (Brongniart in Desmarest, 1817) ha sido identificado a través de numerosos restos de

cranidios, pigidios y librígenas, así como escasos hipostomas o exuvios articulados (Lám. I, figs. 1-6), que proceden de los niveles S-1/0 y 6, S-2/9, S-6/1, S-7/1 y 2, S-8/4(cf.) y S-9/1. *Colpocoryphe rouaulti* Henry, 1970 es otra forma frecuente en las muestras S-2/9, S-6/1 y S-9/1 (Lám. I, figs. 7-9). *Salterocoryphe salteri* (Rouault, 1851) es raro en los horizontes S-1/25, S-4/6 y con dudas podría estar también en S-7/6 (Lám. I, fig. 13). De *Prionocheilus* cf. *mendax* (Vaněk, 1965) hemos estudiado un único ejemplar parcialmente enrollado de la localidad S-4/6 (Lám. II, fig. 6). Estas cuatro especies de calymenáceos están muy difundidas en el SO de Europa, en materiales correlacionables con los muestreados en la Fm. Sueve (edades Oretaniense superior a Dobrotiviense inferior: Henry, 1980; Hammann, 1983; Rábano, 1989c). Únicamente *P. mendax* (citado previamente como *Calymene pulchra* por Hernández Sampelayo, 1942) parece iniciar antes su representación aquí, ya que está asociado a *D. (D.) murchisoni*. No obstante, en el NO de España se conoce otro registro temprano del género acompañado por este mismo graptolito (Gutiérrez Marco y Rábano, 1984). En el presente trabajo no hemos podido reconocer otros calymenáceos adicionales en la Fm. Sueve. Hammann (1983) había citado *Neseuretus* (*N.*) *avus* Hammann, 1977 en pizarras del Mb. Cerracín en el corte S-1, tratándose de una especie más antigua que la edad determinada aquí para la base de la unidad (Rábano, 1989c). Con gran probabilidad el material de este autor debe corresponder a ejemplares de *N. (N.) tristani* deformados por compactación diagenética, como ocurre con un ejemplar encontrado por nosotros en la localidad S-9/1, que recuerda en su caso a *N. (N.) henkei* Hammann, 1977.

### Lámina II

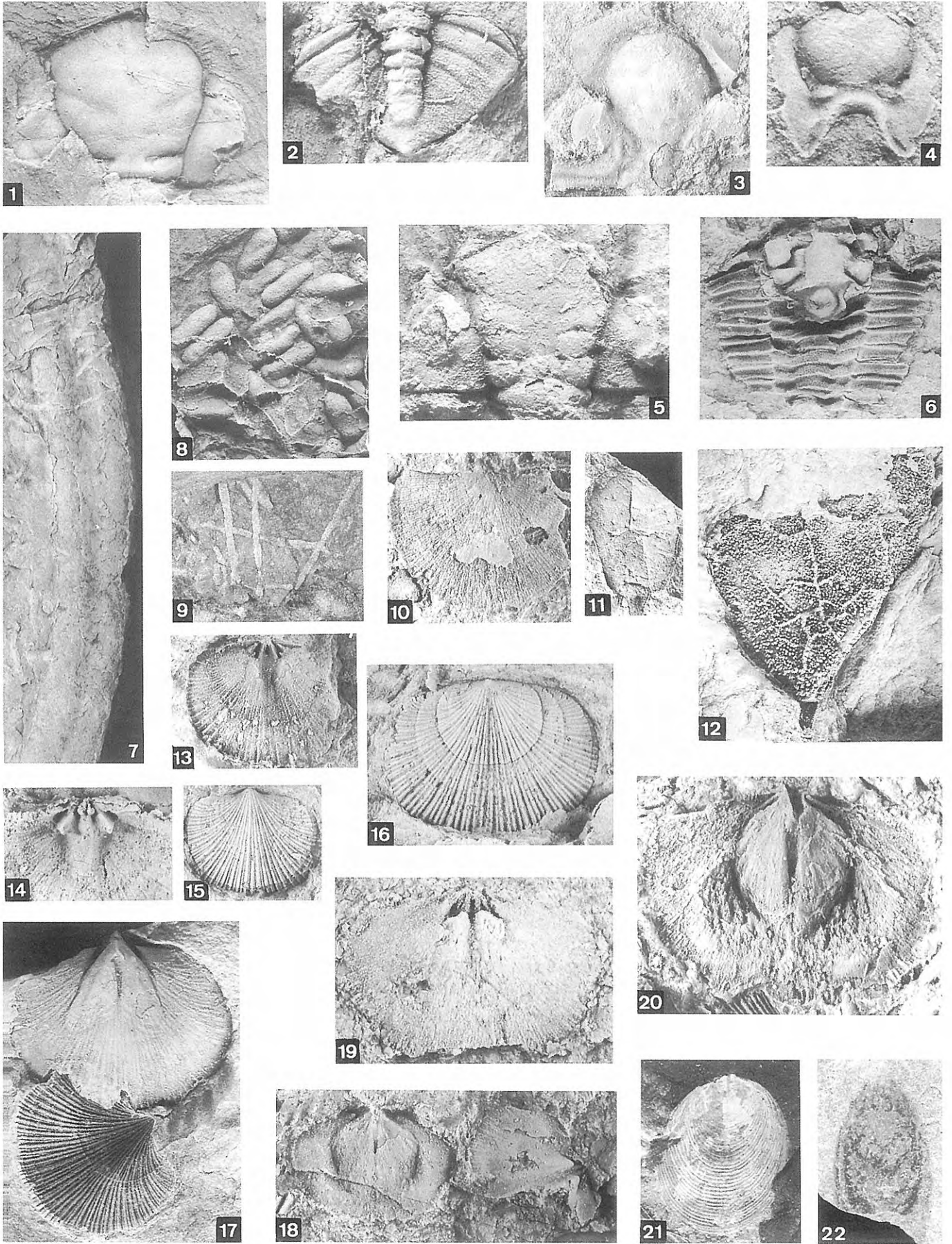
Trilobites (figs. 1-6), icnofósiles (figs. 7-9), braquiópodos (figs. 10, 13-22) y equinodermos (figs. 11-12) de la Fm. Sueve, Mbs. Cerracín (figs. 1-6, 11-17, 21), Bayo (figs. 7, 9) y Cofiño (figs. 8, 10, 18-20, 22).

- 1-2 *Phacopidina micheli* (Tromelin, 1877). 1, réplica en látex de un craniidio; S-1/0, MGM-9940; x 4,4; 2, pigidio con punta prominente; S-2/9, MGM-9950; x 5,8.
- 3 *Nobiliasaphus* cf. *delessei* (Dufet, 1875). Cranidio en vista dorsal. S-2/9, MGM-9960; x 2,7.
- 4 *Asaphinae* indet. Hipostoma bifurcado. S-1/0, MGM-9970; x 6,8.
- 5 *Crozonaspis?* sp. Molde interno de un craniidio mal conservado. S-2/9, MGM-9980; x 4,3.
- 6 *Prionocheilus* cf. *mendax* (Vaněk, 1965). Glabela e hipostoma doblados sobre el tórax. S-4/6, MGM-9990; x 2,5.
- 7 Pista bilobulada. S-3/0, MGM-10000; x 0,7.
- 8 *Tomaculum problematicum* Groom, 1902. Pellets resedimentados. S-2/11, MGM-10010; x 2,8.
- 9 *Planolites* isp. S-4, MGM-10020; x 1,2.
- 10 Strophomenida indet. Molde externo de una valva braquial. S-3/1, MGM-10030; x 2,8.
- 11 *Calix?* sp. Pirámide anal. S-2/9, MGM-10040; x 3,1.
- 12 *Calix* sp. Molde interno de un fragmento aboral. S-2/9,

MGM-10050; x 1,5.

- 13-17 *Heterorthina morgatensis* Mélou, 1975. 13, molde interno de una valva braquial; S-2/9, MGM-10060 (x2,8); 14, réplica en látex de la articulación dorsal; S-2/9, MGM-10070 (x 3,8); 15, réplica en látex de una valva peduncular joven; S-4/6, MGM-10080 (x 2,9); 16, réplica en látex del exterior de una valva braquial; S-2/9, MGM-10090 (x 3,7); 17, moldes interno (arriba) y externo (abajo) de dos valvas pedunculares; S-2/9, MGM-10100 y MGM-10110 (x 2,8).
- 18-20 *Eorhipidomella musculosa* (Mélou, 1976), del horizonte S-3/1. 18, moldes internos de dos valvas, peduncular (izqda.) y braquial (dcha.), MGM-10120 y MGM-10130 (x 2,8); 19, molde interno de una valva braquial, MGM-10140 (x 3,6); 20, idem. peduncular, MGM-10150 (x 4).
- 21 *Pseudolingula?* sp. Valva dorsal. S-1/6, MGM-10160; x 4.
- 22 Lingulacea indet. Valva ventral. S-8/3, MGM-10170; x 4,2.

Lámina II





El registro de otros grupos de trilobites en la unidad es más esporádico, con la excepción relativa de *Ectillaenus giganteus* (Burmeister, 1843), identificado en las muestras S-2/9, S-6/1 y S-9/1, y citado previamente en la zona como su sinónimo posterior "*Illiaenus hispanicus*" (Tabla 1). En *Ectillaenus* sp., del punto S-8/4, no se conservan los detalles ornamentales ni aquellos relativos a la posición de los ojos, que han servido de guía para reconocer la especie anterior (Lám. I, figs. 15-16). Los trilobites Phacopina están representados en nuestra colección por una quincena de cranidios y pigidios incompletos. *Phacopidina micheli* (Tromelin, 1877) aparece en los horizontes S-1/0, S-2/9, S-6/1 y S-9/1, acompañado en los dos primeros por *Didymograptus*, lo que convierte ambos registros en los más antiguos de la especie en el SO de Europa (cf. Hammann, 1974; Henry, 1980; Rábano, 1989c). Todos los pigidios examinados poseen una pequeña punta pigidial bien desarrollada, característica del morfotipo armoricano *P. m. "couyerensis"* Henry, 1980 (Lám. II, fig. 2). Otro dalmanítico raro es *Crozonaspis* sp., del que estudiamos dos ejemplares mal conservados (un cefalón y un cranidio; Lám. II, fig. 5) de los niveles S-6/1 y S-2/9, cuyos ojos tienen un tamaño aparentemente distinto del de los únicos representantes del género conocidos antes del Dobrotiviense (*C. morenensis* Hammann, 1972; *C. kerfornei* Clarkson y Henry, 1969). La presencia de *Phacopidina* y *Crozonaspis* en los niveles inferiores de la Fm. Sueve, acompañados por *D. (D.) purchisoni*, parece ocurrir también en el Valle del Nalón, donde Julivert *et al.* (1968: loc. R-1) citan *Crozonaspis?* sp. y *Kloucekia?* sp. en un contexto similar (la especie *P. micheli* fue considerada hasta 1974 dentro del género *Kloucekia*). La identificación de *Dalmanitina* sp. en la sección S-1 (Gervilla *et al.*, 1973) debe corresponder a restos pigidiales de *Crozonaspis*, pues el primer género comienza su representación a partir del Ordovícico Superior (Hammann, 1974; Henry, 1980). Por último, en las muestras S-4/4.7 y S-8/4 se han reconocido otros restos indeterminables de trilobites Phacopina (Lám. I, fig. 11).

Los trilobites asáphidos aparecen de modo puntual en algunos horizontes de la mitad inferior de la formación. *Nobiliasaphus delessei* (Dufet, 1875), una forma confinada hasta ahora en depósitos de edad Oretaniense inferior (Rábano, 1989b), parece registrarse aquí en niveles más modernos (muestra S-2/9). Se trata de un cranidio cuya área preglabellar es mucho más estrecha (sag.) que la de *N. nobilis* (Barrande, 1846), observándose caracteres glabellares típicos del género, como el lóbulo frontal expandido y el lóbulo medio linguoide (Lám. II, fig. 3). Otros restos imputables a *Nobiliasaphus* sp., con la segmentación característica del raquis pigidial, se obtuvieron en los horizontes S-2/9 y S-7/7. A este respecto hay que destacar que el descubrimiento de "*Asaphus nobilis*" en las minas de Caravia (Adaro y Junquera, 1916: p. 241) constituyó el primer argumento histórico para considerar a la Fm. Sueve como ordovícica (Tabla 1). Los representantes más antiguos de *Isabelinia glabrata* (Salter, 1853), una especie común en el

Dobrotiviense del SO de Europa (Rábano, 1989b), se registran aquí por vez primera en horizontes de edad Oretaniense superior (muestras S-2/9 y S-7/7: Lám. I, fig. 12). Por el contrario, *I. n.sp.aff. glabrata* (Salter, 1853), que a diferencia de la anterior presenta una mayor segmentación pigidial y un raquis más estrecho (Lám. I, fig. 17), aparece aquí en niveles más modernos que los de edad Oretaniense superior temprana del ámbito centroibérico (muestras S-2/9 y S-6/1: cf. Rábano, 1989b). El hipostoma del Asaphinae indet. ilustrado en la Lám. II, fig. 4 (loc. S-1/0) presenta un borde posterior indentado similar al descrito en *Nobiliasaphus* o *Isabelinia*, por lo que no podemos aportar una identificación más precisa.

Los últimos tres géneros de trilobites determinados en nuestro material están representados cada uno por un solo ejemplar (dos de Cheirurina y un odontopléurido), lo que parece indicar que la diversidad taxonómica original de los trilobites del Sueve podría ser bastante más elevada que la indicada por el registro fósil, tal vez comparable a la de las "Capas con Tristani" centroibéricas. El hallazgo más importante es el de *Placoparia (Coplacoparia)* cf. *ournemini* (Rouault, 1847) en la muestra S-1/25 (Lám. I, figs. 18-19), tal vez el representante más antiguo de este taxón, cuya Biozona de apogeo equivale al Dobrotiviense inferior (Rábano, 1989a). La presencia de un cranidio en la Zona Murchisoni del Sueve constituye además el primer registro incuestionable del género en materiales de edad Oretaniense superior, ya que los hallazgos portugueses de niveles supuestamente correlacionables (Romano, 1976) eran en realidad más antiguos (Rábano, 1984). Los trilobites restantes proceden de la localidad S-2/9 y consisten en una glabela de cheirúrido atribuible a *Pateraspis?* sp. por la longitud y el recorrido de los surcos glabellares S2 y S3 (Lám. I, fig. 10), y una librígena de *Selenopeltis* sp. (Lám. I, fig. 14). Este último taxón tiene un gran interés paleogeográfico pero es raro en el SO de Europa, donde sus hallazgos de edad Oretaniense superior se refieren exclusivamente a *S. macrophthalma* (Klouček, 1916): cf. Hammann y Rábano (1987). De todos modos, el ejemplar de la Fm. Sueve representa el primer hallazgo del género en el N de España, aunque poseemos restos de un segundo caparazón procedentes de un nivel fosilífero localizado cerca del techo de la misma unidad (2 m bajo la Fm. Ermita), 1 km al SE de Peña Mayor, donde este odontopléurido está acompañado por *N. (N.) tristani*, *Crozonaspis* sp. y *Ectillaenus?* sp., probablemente de edad Dobrotiviense inferior de acuerdo con su posición estratigráfica.

#### OSTRÁCODOS

La Fm. Sueve ha proporcionado los primeros ostrácodos ordovícicos determinables de la Zona Cantábrica, que proceden del Mb. Cerracín y de la parte inferior del Mb. Bayo en las secciones S-1, S-4 y S-6. Los ejemplares más abundantes pertenecen al suborden Palaeocopa, representado al menos por cuatro formas distintas. El tetradellino *Ogmoopsis (Quadridigitalis) arcadelti* Vannier, 1986 se ha identificado en la muestra

S-1/25 y está representado por cinco valvas aisladas, conservadas como moldes internos y externos en diversos estados de crecimiento (Lám. IV, fig. 5). Los ejemplares muestran una morfología externa, dimorfismo y dimensiones idénticas a las de esta especie, conocida previamente en las pizarras y limolitas del Dobrotiviense armoricano y centroibérico (Vannier, 1986b). Otra forma próxima, determinada aquí como *Q. (Q.)* aff. *arcadelti*, aparece en niveles algo más antiguos del Mb. Cerracín (muestra S-4/4.7: aprox. 20 valvas aisladas). Su morfología general y caracteres dimórficos son muy similares a los de *Ogmoopsis*? n.sp. 1 aff. *arcadelti* del Dobrotiviense inferior armoricano (Vannier, 1986b), con lóbulos costulados muy finos, gránulos diminutos en el área interlobular y tamaño menor de las valvas heteromórficas. Una tercera especie es *Ogmoopsis (Quadridigitalis)* n.sp., que difiere de las restantes formas del subgénero por poseer un lóbulo conectivo espeso (Lám. IV, fig. 1) y por otros detalles que en todo caso recuerdan los de algunas especies del piso Kunda baltoescandinavo (aprox. Llanvirn temprano). Sin embargo, los ejemplares estudiados consisten en una decena de valvas juveniles (tecnomórficas), presentes en la muestra S-4/6, que de momento son insuficientes para caracterizar la nueva especie. Otro Palaeocopa interesante, asociado al anterior en esta última muestra (S-4/6), es una valva derecha aislada del tallinnellino *Quadritia (Krutatia) tromelini* Vannier y Schallreuter, 1983, en la que se aprecian los lóbulos terminados en nodos espinosos, de tamaño equivalente, característicos de dicha especie (Lám. IV, figs. 8-12). El único rasgo a destacar es la presencia de una hilera marginal de espinas en el sector postero-ventral de la valva (Lám. IV, fig. 10), mucho más desarrolladas que en ejemplares del Dobrotiviense armoricano y centroibérico (Vannier, 1986b). Este carácter podría representar un caso excepcional de conservación, o bien la expresión de una tendencia a la atenuación progresiva de la espinosidad velar, dado que el ejemplar asturiano constituye el registro más antiguo de la especie (Zona Murchisoni). Además de los Palaeocopa anteriores, la muestra S-6/1 ha suministrado una quinta forma actualmente en estudio, perteneciente a un tetradéllido que recuerda por su morfología al género *Reuentalina*, característico del Dobrotiviense ibero-armoricano (Vannier, 1986b).

Los ostrácodos Binodicopa están mal representados en la Fm. Sueve: únicamente hemos obtenido tres valvas aisladas, la primera de las cuales corresponde a un aechmínido presente en la muestra S-4/6. El ejemplar posee una proyección dorsal robusta, ornada por espinas secundarias (Lám. IV, figs. 14-15) que concuerda bien por sus caracteres y dimensiones con *Aechmina*? n.sp.aff. *ventadorni* Vannier, 1986, descrita en dos localidades del Dobrotiviense armoricano (Vannier, 1986a). La presencia de esta forma en Asturias constituye probablemente el registro más antiguo del género (asociado a *D. murchisoni*) y el primero conocido en la Península Ibérica. Las otras dos valvas encontradas en el horizonte S-1/25 corresponden con seguridad a una nueva especie del drepanelláceo *Klimphores*, cuya descripción se

pospone hasta el hallazgo de más material. Ésta posee una morfología de lóbulos y nodos muy particular, claramente distinta a las demás especies del "Llanvirn" ibero-armoricano (cf. Vannier 1986a).

En las muestras S-4/4.7, S-4/6 y S-7/1 se encuentran también diversas valvas alargadas cuya morfología no muestra ningún carácter relevante, y que pueden ser adscritas al suborden Metacopa. La morfología de una de ellas (valva alargada y lisa, con margen dorsal convexo y ventral alargado a muy ligeramente cóncavo) recuerda a algunas formas del krauséllido *Elliptocyprites* (Lám. IV, fig. 13).

Por último, en el mineral de hierro oolítico de la base del Mb. Cofiño se reconocen algunas secciones de ostrácodos indeterminables, visibles en láminas delgadas de la muestra S-3/1.

## MOLUSCOS

La clase Bivalvia es la mejor representada en la Fm. Sueve, con un total de seis formas distintas, entre las que predominan los actinodontoides suspensívoros semi-infaunales (subclase Heteroconchia). *Redonia deshayesi* Rouault, 1851 es la especie más abundante, y procede de los niveles S-2/9, S-6/1 y S-7/1+7 (Lám. II, figs. 1-3). *Glyptarca? lusitanica* (Sharpe, 1853) se reconoce en las muestras S-1/0 y S-2/9 (Lám. II, figs. 7-8). Los bivalvos paleotaxodontos constituyen formas sedimentívoras infaunales, como *Cardiolaria beirensis* (Sharpe, 1853), *Praenucula costae* (Sharpe, 1853) y *P. cf. sharpei* Babin y Gutiérrez-Marco, 1991, este último diferenciable de la especie anterior por su morfología menos inequilátera y la dentición reducida. Tales nuculáceos solo han aparecido en la localidad S-2/9 (Lám. II, figs. 4-5). Por último, el isofilibranquio *Modiolopsis* sp., un supuesto filtrador endobisado de concha tenue, ha sido determinado en las muestras S-2/9 y con reservas en la S-1/0 (Lám. II, fig. 6). Todos estos bivalvos fueron descritos recientemente por Babin y Gutiérrez Marco (1991a) a partir de un material abundante procedente de numerosas localidades ibéricas, entre ellas el punto S-2/9, por lo que no creemos necesario aportar nuevas precisiones. Los taxones mencionados hasta aquí están representados a lo largo del Oretaniense y Dobrotiviense y carecen de interés bioestratigráfico. Sin embargo, a estos hallazgos cabe sumar varios ejemplares de *Coxiconcha britannica* (Rouault, 1851) provenientes del yacimiento del SE de Peña Mayor (2 m bajo la base de la Formación Ermita), acompañando a los trilobites que se citan en un epígrafe anterior. De acuerdo con Babin y Gutiérrez Marco (*op. cit.*), este actinodontoide desaparece prácticamente en el Dobrotiviense inferior de las facies pizarrosas, por lo que su presencia proporciona algunas pistas para la datación de los horizontes más modernos de la Fm. Sueve en este sector, siendo probable que el techo de la unidad en dicha sección sea algo más antiguo que en la Sierra del Sueve.

La clase Gastropoda se menciona por vez primera en las Pizarras del Sueve, a partir de un pleurotomariáceo y un bellerophontoideo descubiertos en el punto S-2/9. El primero es indeterminable en función del material



disponible (Lám. III, fig. 9), y en tanto no se concluya la revisión taxonómica del grupo actualmente en curso (J. Fryda, com. escr., 1993); su referente más próximo podría situarse entre las formas identificadas como "*Clathrospira*"? *bussacensis* (Sharpe, 1853) en el Ordovícico Medio centroibérico (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984a). Por su parte, los ejemplares del bellerophon-toideo presentan el seno apertural en forma de V típico de *Sinuities*, y su ornamentación externa consiste en líneas de crecimiento comarginal intersectadas lateralmente por algunas líneas espirales (Lám. III, figs. 10-11). Este último carácter lo relaciona con *S. (S.) hispanicus* (Born, 1918), una especie bien documentada en el Ordovícico Medio español. Otros restos indeterminables de sinuítidos han aparecido en el horizonte S-1/0.

Una novedad importante de nuestro estudio es el descubrimiento en la localidad S-9/1 de una concha cónica elevada, con apertura oval y ápice proyectado en sentido anterior (Lám. IV, figs. 6-7). Este tipo de fósiles son siempre muy raros a escala mundial, y se ordenan en algunos géneros (*Gasconadeoconus*, *Hypseloconus*, *Patelliconus*, *Pygmaeoconus*, *Yochelsonella*) considerados bien como monoplacóforos o como patelláceos (arqueogasterópodos) por distintos autores. Los únicos hallazgos españoles hasta este ejemplar fueron descritos por Gutiérrez Marco y Martín Sánchez (1983), en pizarras del Dobrotiviense inferior de la Zona Centroibérica. La forma asturiana puede ser adscrita provisionalmente a *Pygmaeoconus*? sp., y se trata de un posible monoplacóforo por su banda muscular anular y la presencia de vestigios de estriaciones longitudinales en el ápice, comparables con las de otras formas asignadas a esta clase de moluscos primitivos. *Pygmaeoconus gnomicus* Gutiérrez Marco y Martín Sánchez, 1983

carece de un ápice tan prominente y su concha es más estrecha (tr.) que la del ejemplar estudiado.

La clase Hyolitha está representada en la Fm. Suevo por tres ejemplares recogidos en las localidades S-2/9 y S-6/1. Éstos consisten en conchas conservadas por su cara ventral externa, cuyo contorno y convexidad moderada, así como la ausencia de ornamentación e imbricaciones de crecimiento irregulares, nos lleva a identificarlos como *Elegantilites* sp. (cf. Marek y Gutiérrez Marco, en prensa).

Por último, de la clase Cephalopoda solo se han constatado restos mal conservados de nautiloideos ortoconos en el horizonte S-2/9.

### BRAQUIÓPODOS

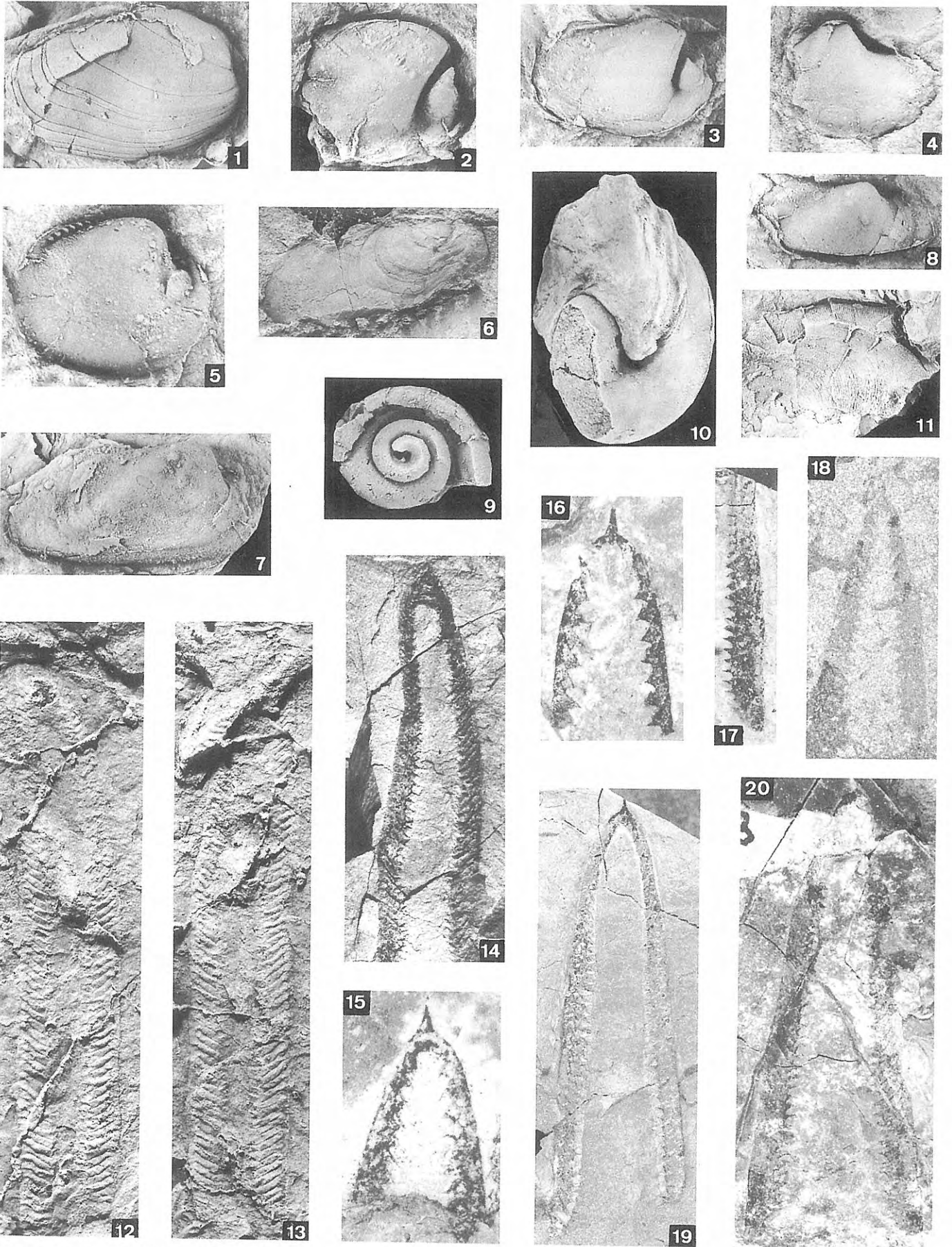
En casi todas las secciones investigadas de la formación se han encontrado restos de braquiópodos inarticulados, principalmente en las pizarras negras de los Mbs. Cerracín y Cofiño. Como *Pseudolingula*? sp. identificamos algunas valvas subcuadradas, ornamentadas externamente por fuertes *fila* (Lám. II, fig. 21) y con un septo medio bien desarrollado que se extiende en sentido anterior hasta superar la mitad de la longitud de la valva braquial (localidades S-1/6, S-2/9, S-9/1). Otros linguláceos indeterminables, entre ellos valvas pedunculares y braquiales de contorno oval alargado (Lám. II, fig. 22) han sido encontrados en los puntos S-1/0, S-1/25, S-5/1, S-7/6 y S-8/3. De la localidad S-5/1 tenemos un fragmento de discináceo con una ornamentación característica a base de *capillae* radiales muy finas con ramificación dicotómica irregular, intersectada esporádicamente por líneas de crecimiento, cuyo trazado y morfología general recuerda a restos de valvas braquiales del género *Schizocrania*.

### Lámina III

Moluscos (figs. 1-11) y graptolitos (figs. 12-20) del Mb. Cerracín de la Fm. Suevo.

- |   |  |
|---|--|
| <p>1-3 <i>Redonia deshayesi</i> Rouault, 1851. Valvas derechas de la localidad S-2/9. 1, réplica en látex del molde externo con líneas y surcos de crecimiento, MGM-10180 (x 2,7); 2, molde interno con marcas musculares accesorias periumbonales, MGM-10190 (x 2,1); 3, molde interno de una valva completa, MGM-1020 (x 3).</p> <p>4 <i>Praenucula costae</i> (Sharpe, 1853). Molde interno de una valva derecha. S-2/9, MGM-10210; x 2,8.</p> <p>5 <i>Cardiolaria beirensis</i> (Sharpe, 1853). Molde interno de una valva derecha, en el que se distingue la serie dentaria posterior. S-2/9, MGM-10220; x 3,5.</p> <p>6 <i>Modiolopsis</i> sp. Molde interno de una valva derecha con ondulaciones concéntricas. S-2/9, MGM-10230; x 2,8.</p> <p>7-8 <i>Glyptarca? lusitanica</i> (Sharpe, 1853). Moldes internos de dos valvas derechas; localidad S-2/9. 7, se aprecia la fuerte carena umbono-paleal, MGM-10240 (x 2,1); 8, detalle del aductor anterior y marcas accesorias periumbonales, MGM-10250 (x 2,8).</p> | <p>9 Pleurotomariina indet. Molde interno aplastado según el eje de enrollamiento. S-2/9, MGM-10260; x 2,8.</p> <p>10-11 <i>Sinuities (Sinuities) hispanicus</i> (Born, 1918), localidad S-2/9. 10, concha en vista lateral oblicua, MGM-10270 (x 1,6); 11, detalle de la ornamentación, con peristoma a la derecha; (x 1,4).</p> <p>12-20 <i>Didymograptus (Didymograptus) murchisoni</i> (Beck in Murchison, 1839). 12-13, réplica en látex de un radosoma adulto en relieve parcial, caras anversa y reversa; S-4/6 (x 2,3); 14, S-7/1, MGM-10280 (x 2,2); 15, parte proximal de una colonia adulta, S-4/6, MGM-10290 (x 5,5); 16, radosoma juvenil, S-4/6, MGM-10300 (x 6); 17, fragmento distal de estipe; S-4/6, MGM-10310 (x 2,8); 18, morfotipo con incremento progresivo de anchura de las estipes, S-2/9, MGM-10320 (x 2,8); 19, radosoma adulto con ablación de los denticulos en las tecas proximales y recrecimientos peridérmicos en la región sicular, S-1/0, MGM-10330 (x 2,6); 20, colonia adulta de estipes divergentes, S-4/6, MGM-10340 (x 2,6).</p> |
|---|--|

Lámina III





Los braquiópodos articulados aparecen de forma esporádica en las pizarras negras del Mb. Cofiño y la mitad inferior del Mb. Bayo (horizontes S-1/25, S-2/9, S-4/6, S-6/1, S-7/7 y S-9/1). Se trata normalmente de restos mal conservados de heterórtidos, con ornamentación *ramicostellata*, que en las localidades S-2/9 y S-4/6 han permitido identificar la presencia de *Heterorthis morgatensis* Mélou, 1975. Esta especie se caracteriza por su concha planoconvexa de ángulos cardinales redondeados, grandes diductores ventrales y un proceso cardinal dorsal asociado a unos braquióforos de disposición y forma muy típicas (Lám. II, figs. 13-17). *H. morgatensis* abunda en los materiales del Dobrotiviense inferior del SO de Europa, nominando una biozona de apogeo correlacionable aproximadamente con dicha edad (Mélou, 1975; Villas, 1985; San José *et al.*, 1992). Sin embargo, sus hallazgos en la Fm. Sueve son algo más antiguos, ya que la especie se encuentra asociada a *Didymograptus (D.) murchisoni* en las dos localidades mencionadas, y ha sido identificada también en otro yacimiento más meridional (NE de Peña Mayor), en una posición estratigráfica similar. Aunque tal circunstancia es bastante inusual para el conjunto del SO de Europa, la especie aparece por vez primera en la Zona Centroeuropea en niveles de edad Oretaniense superior (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984a), comparables a los de la Fm. Sueve por su asociación con el graptolito antes mencionado y el contexto litoestratigráfico general (tercio superior de la Fm. Pizarras de Navatrasierra *s.str.*-O<sub>3,1</sub>).

Una novedad importante de los yacimientos estudiados es el hallazgo del órthido *Brandysia cf. benigna* Havlíček, 1975 en el horizonte S-2/9. Se trata de moldes internos de dos valvas braquiales y de una peduncular, indiferenciables morfológicamente de las formas de *Brandysia benigna* consideradas juveniles por Havlíček (1977), si bien con talla próxima a la de los ejemplares adultos identificados por este mismo autor. También se aprecian ligeras variaciones en la relación longitud/anchura de la valva dorsal, que está comprendida entre 0,62 y 0,68 en la muestra del Sueve, mientras que en las formas checas este valor varía entre 0,72 y 0,79. Esta diferencia podría ser consecuencia simplemente de la deformación tectónica o diagenética, pero con muestras tan reducidas como la estudiada no es posible llegar a conclusiones definitivas. Por eso parece recomendable adscribir sólo de manera provisional el material asturiano a la especie bohémica. Es la primera vez que el género *Brandysia* es reconocido fuera de Bohemia y, si se confirmase la coespecificidad de las muestras, se trataría del primer caso conocido de especies de braquiópodos articulados comunes al SO de Europa y a Bohemia durante el Llanvirn-Llandeilo. Havlíček (1982) describe a *B. benigna* como propia de la comunidad de *Paterula circina*, presente en las facies finas de la Formación Dobrotivá, en la que se registran muy pocos elementos bentónicos. De acuerdo con Havlíček *et al.* (1993), *Brandysia* sería un braquiópodo epiplanctónico, que viviría fijo a algas flotantes de tipo *Krejiella*.

El horizonte más rico en braquiópodos articulados de la Fm. Sueve se localiza en la capa de hierro oolítico que

marca la base del Mb. Cofiño en la localidad S-3/1, y que fue mencionado por vez primera por Adaro y Junquera (1916) al señalar en él la presencia de "abundantísimos *orthis*". El hallazgo de braquiópodos en niveles de hierro sedimentario ordovícico ocurre en diversos puntos de la región mediterránea, pero el hecho es raro en la Península Ibérica para sucesiones anteriores al Ordovícico Superior. Además de la Fm. Sueve, los únicos horizontes comparables son las denominadas "capas de strophomenas" de Hernández Sampelayo (1915, 1931), que están asociadas al hierro oolítico de las Pizarras de Luarca en el sinclinal de Recende (Manto de Mondoñedo, Zona Asturoccidental-leonesa). Los ejemplares estudiados en el presente trabajo proceden de una mina abandonada y semioculta entre la vegetación, en la que se recogen muestras sueltas de mineral cuajadas de fragmentos de braquiópodos articulados, raros inarticulados y los únicos restos de briozoos observados hasta ahora en la Fm. Sueve. La mayoría de los braquiópodos son indeterminables debido a su elevada fragmentación, reconociéndose diversos estrofoménidos (Lám. II, fig. 10), órthidos de gruesas costillas (los "*O. calligramma*" de Hernández Sampelayo, 1942), y una forma de enteletáceo del que poseemos algunas valvas completas y en mejor estado de conservación. Los ejemplares de este último muestran un campo muscular ventral muy notable, de contorno romboidal-festoneado y fuertemente impreso en la valva, en el que los aductores están rodeados por los diductores, cuya longitud supera la mitad de la valva peduncular (Lám. II, figs. 18 y 20); en tanto que en la valva braquial los aductores posteriores aparecen bien impresos (Lám. II, figs. 18 y 19). Tales caracteres permiten atribuir el material a la especie *Eorhipidomella muscosa* (Mélou, 1976), un heterórtido abundante en el Dobrotiviense ibero-armoricano (Mélou, 1976; Villas, 1985), y cuya presencia en la Fm. Sueve permite considerar una edad semejante para el nivel ferrífero basal del Mb. Cofiño. Dentro de la Zona Cantábrica, la especie se conoce también en materiales del Dobrotiviense superior de los Cabos Peñas y Vidrias (Mb. Vidrias de la Fm. Luarca), donde había sido identificada como *Crozonorthis* sp. por Montesinos (1981a, 1981b: "lumaquela superior").

#### EQUINODERMOS

De la clase Diploporita son comunes los restos de placas aisladas o en grupos desarticulados en las localidades S-2/9 y S-6/1. Del primer punto procede también la parte aboral de una teca (Lám. II, fig. 12), poco recurvada según el eje longitudinal, que aumenta rápidamente en anchura a partir de una extremidad basal estrecha y cilíndrica. Esta morfología es muy singular y se conoce únicamente en ciertos morfotipos de *Calix rouaulti* Chauvel, 1936 (cf. Chauvel, 1980), pero por la ausencia de otros caracteres optamos por identificar el ejemplar como *Calix* sp. Este género había sido descrito previamente en otra localidad cantábrica (Chauvel, 1973). Aparte del ejemplar estudiado, y procedente también del yacimiento S-2/9, destaca el hallazgo de una pirámide anal de contorno pentagonal, en la que se distinguen

bordes de las placas que protegían el periprocto (Lám. II, fig. 11).

Los fragmentos restantes de equinodermos consisten en placas columnales de pelmatozoos indeterminados (¿crinoideos?) presentes también en los puntos S-2/9 y S-6/1. Normalmente se trata de pluricolumnales homeomórficas de hasta 2 cm de longitud, con lumen y facetas articulares de contorno circular.

#### ICNOFÓSILES

En los niveles de areniscas micáceas del Mb. Bayo es muy ostensible la presencia de icnofósiles en disposición principalmente horizontal. Las trazas más frecuentes son de *Planolites* isp., excavaciones cortas (rectas a algo arqueadas) rellenas por un material diferente al de la matriz (Lám. II, fig. 9). En menor medida aparecen *Chondrites?* isp. (túneles ramificados) y pistas bilobuladas de anchura apreciable (Lám. II, fig. 7).

En las pizarras negras de los Mbs. Cerracín y Cofiño, el icnofósil más notable es *Tomaculum problematicum* Groom, 1902, interpretado como coprolitos de artrópodos, posiblemente trilobites, descritos también en las Pizarras de Luarca del Cabo Peñas (Radig, 1964). Las estructuras observadas son siempre aglomeraciones de pellas fecales elipsoidales, presumiblemente resedimentadas (Lám. II, fig. 8), reconocidas en los niveles fosilíferos S-1/9, S-2/11, S-7/6 y S-9/1.

#### MICROFÓSILES DE PARED ORGÁNICA

En este trabajo se presenta el análisis micropaleontológico preliminar de cuatro de los nueve perfiles fosilíferos descritos en la zona de estudio (S-1, S-2, S-4 y S-8), con un total de 12 muestras de pizarras negras tratadas para quitinozoos y 5 para acritarcos, estos últimos analizados solo en la sección S-2. La fracción orgánica ha sido aislada y concentrada siguiendo las técnicas palinológicas estándar descritas por Paris (1981), Albani (1989) y Tongiorgi (*in* Bagnoli *et al.*, 1988), obteniéndose resultados positivos en todas las muestras. El estado de conservación de los microfósiles de pared orgánica varía considerablemente en los distintos horizontes estudiados, siendo por lo general bastante bueno en las muestras del Mb. Cerracín y deficiente, aunque con microfósiles determinables, en el Mb. Cofiño.

Los resultados preliminares permiten reconocer aproximadamente 33 especies de quitinozoos, asignadas a 14 géneros, y otras 37 especies de acritarcos repartidas en 14 géneros diferentes, de las que solo mencionaremos aquellas formas que tienen algún tipo de interés bioestratigráfico.

El estudio de los **quitinozoos** ha aportado indicaciones bioestratigráficas muy precisas, permitiendo reconocer en el conjunto de la Fm. Sueve tres biozonas sucesivas de la escala propuesta por Paris (1990) para el Dominio del N de Gondwana, y contrastar su correspondencia en términos cronoestratigráficos. A continuación se exponen los resultados derivados del estudio de los quitinozoos en función de dichas unidades bioestratigráficas.

- **Biozona de *Laufeldochitina clavata***. Ha sido reconocida en la parte inferior y media del Mb. Cerracín, incluyendo la base de la formación, a partir del estudio de las muestras S-1/0, S-2/3 y S-4/4.7. Esta biozona se define por la extensión parcial de la especie nominal *L. clavata* (Jenkins, 1967), desde su primera aparición hasta el primer registro de *Linochitina pissotensis* Paris, 1981, que es la especie índice de la siguiente biozona (Paris, 1990). La primera especie aparece en las muestras mencionadas, aunque en proporción reducida (Lám. V, fig. 13), mientras que el primer registro de la segunda ocurre en horizontes estratigráficos un poco más elevados, que definen la base de la biozona siguiente (muestra S-1/6). Otras especies frecuentes en el mismo intervalo son *Belonechitina micracantha typica* (Eisenack, 1965), abundantes formas de *B. micracantha* subspp. indet. (Lám. V, fig. 1), *Jenkinochitina vulgaris* (Jenkins, 1967) (Lám. V, fig. 11), *Rhabdochitina gracilis* Eisenack, 1962 (Lám. V, fig. 6), *Conochitina* spp. y raros ejemplares de *Cyathochitina campanulaeformis* (Eisenack, 1931) y *Desmochitina (Pseudodesmochitina)* ex. gr. *minor* Eisenack, 1931.

- **Biozona de *Linochitina pissotensis***. Ha sido identificada en muestras correspondientes a la parte superior del Mb. Cerracín, el Mb. Bayo y a la mitad inferior del Mb. Cofiño (muestras S-1/6, S-1/9, S-1/25, S-2/9, S-2/10, S-2/11 y S-4/6). Su presencia coincide con la extensión vertical de la especie índice *L. pissotensis* Paris, 1981, presente en todo el intervalo considerado (Lám. V, fig. 2), donde está acompañada por una asociación muy rica de quitinozoos. La abundancia de la forma nominal aumenta progresivamente hasta el horizonte S-1/25 y luego decrece para desaparecer del registro a partir de la muestra S-2/11, que contiene sus últimos representantes. Otras especies significativas de la biozona son *Belonechitina micracantha typica*, abundantes ejemplares de *B. micracantha* subspp., *B. turris* (Taugourdeau, 1961) y otras formas del género (Lám. V, fig. 4), así como *Conochitina chydæa* Jenkins, 1967 (Lám. V, fig. 3) y *Cyathochitina campanulaeformis* (Lám. V, fig. 5). En la parte alta de la unidad se registra un incremento en la abundancia de formas referibles al grupo de *Desmochitina (P.) minor*, junto a la aparición de *Kalochitina inflata* (Taugourdeau, 1961) y raros ejemplares de *Hercochitina* sp. (Lám. V, fig. 10). Este último taxón se creía restringido hasta hace pocos años al Ordovícico Superior de Laurentia, pero Paris (1990) sitúa sus primeros hallazgos gondwánicos en la parte superior de la Biozona de *L. pissotensis* del centro de Portugal, subsuelo de Aquitania y O de Libia, a los que ahora se suman los de la Fm. Sueve, en un contexto bioestratigráfico similar. Los representantes más antiguos del género proceden, sin embargo, del subsuelo del NE del Sahara argelino, donde han sido encontrados recientemente en materiales del Arenig superior (Oulebsir, 1992).

- **Biozona de *Lagenochitina ponceti***. Se identifica tentativamente en la parte superior del Mb. Cofiño (muestras S-2/12 y S-8/1), pese a que la especie nominal no ha podido ser reconocida con certeza, y cuya



extensión parcial definiría la unidad hasta la aparición de *L. deunffi*, forma nominal de la biozona siguiente (Paris, 1990). El intervalo estudiado se caracteriza por la presencia de *L. cf. ponceti* Rauscher, 1974, *C. campanulaeformis*, *K. inflata* (Lám. V, fig. 8), *Laufeldochitina* spp., y sobre todo por la abundancia creciente de ejemplares referibles al grupo de *Desmochitina (P.) minor*, entre ellos la "forma" *typica* Eisenack, 1958 y la "forma" *cocca* Eisenack, 1962. La atribución de este intervalo a la Biozona de *L. ponceti* está justificada por la desaparición de *L. pissotensis* y por el aumento ulterior tanto de *D. (P.) minor*, como de las especies/subespecies relacionadas con la misma (cf. Paris, 1990, p. 197).

Por lo que concierne a la edad indicada por las biozonas de quitinozoos reconocidas en la Fm. Sueve, la concurrencia de las dos primeras con graptolitos de la Zona Murchisoni, así como el resto de las informaciones aportadas por Paris (1990), permite considerar para las mismas una edad Oretaniense superior (Biozona de *L. clavata*), Oretaniense terminal a Dobrotiviense superior temprano (Biozona de *L. pissotensis*) y Dobrotiviense superior (Biozona de *L. ponceti*). Aparte de las nuevas consideraciones biocronológicas, es la primera vez que estas tres biozonas son identificadas en "sucesión normal" dentro del Macizo Hespérico (cf. Paris, 1981, 1990). Los datos previos sobre quitinozoos del "Llandeilo" en la Fm. Sueve (Cramer-Díez *et al.*, 1972) son bastante inciertos por el registro de taxones cuyo rango excede comúnmente más de una biozona. Sin embargo, sus hallazgos en asociación con *Hustedograptus? teretiusculus*, unidos a la presencia de *Hercochitina* y *Jenkinochitina* ex. gr. *lepta* (Jenkins, 1970), sugieren una correlación con niveles equivalentes del Mb. Cofiño, pese a que la presencia de ciertas formas oretanienses como *Cyathochitina calix* (Eisenack, 1931) deberá ser revisada en futuras investigaciones.

El estudio de los **acritarcos** de la Fm. Sueve se encuentra en una fase muy preliminar, ya que los datos disponibles se limitan por el momento a la sección de Cofiño (muestras S-2/3, S-2/9, S-2/10, S-2/11 y S-2/12), con asociaciones características del Ordovícico Medio. Los géneros de acritarcos representados en todos los horizontes de la sucesión son, en orden de abundancia decreciente, *Veryhachium*, *Stelliferidium*, *Baltisphaeridium*, *Peteinosphaeridium* y *Polygonium*. Entre las especies comunes al conjunto de muestras, merecen destacarse *Veryhachium reductum* (Deunff) Downie y Sargeant, 1965 (Lám. V, fig. 21), *V. valiente* Cramer, 1964, *V. trisulcum* (Deunff) Deunff, 1959 (Lám. V, fig. 22), numerosos *Stelliferidium* sp. de pequeñas dimensiones, *Baltisphaeridium hirsutoides* (Eisenack) Eisenack, 1959 y distintas especies de *Polygonium*.

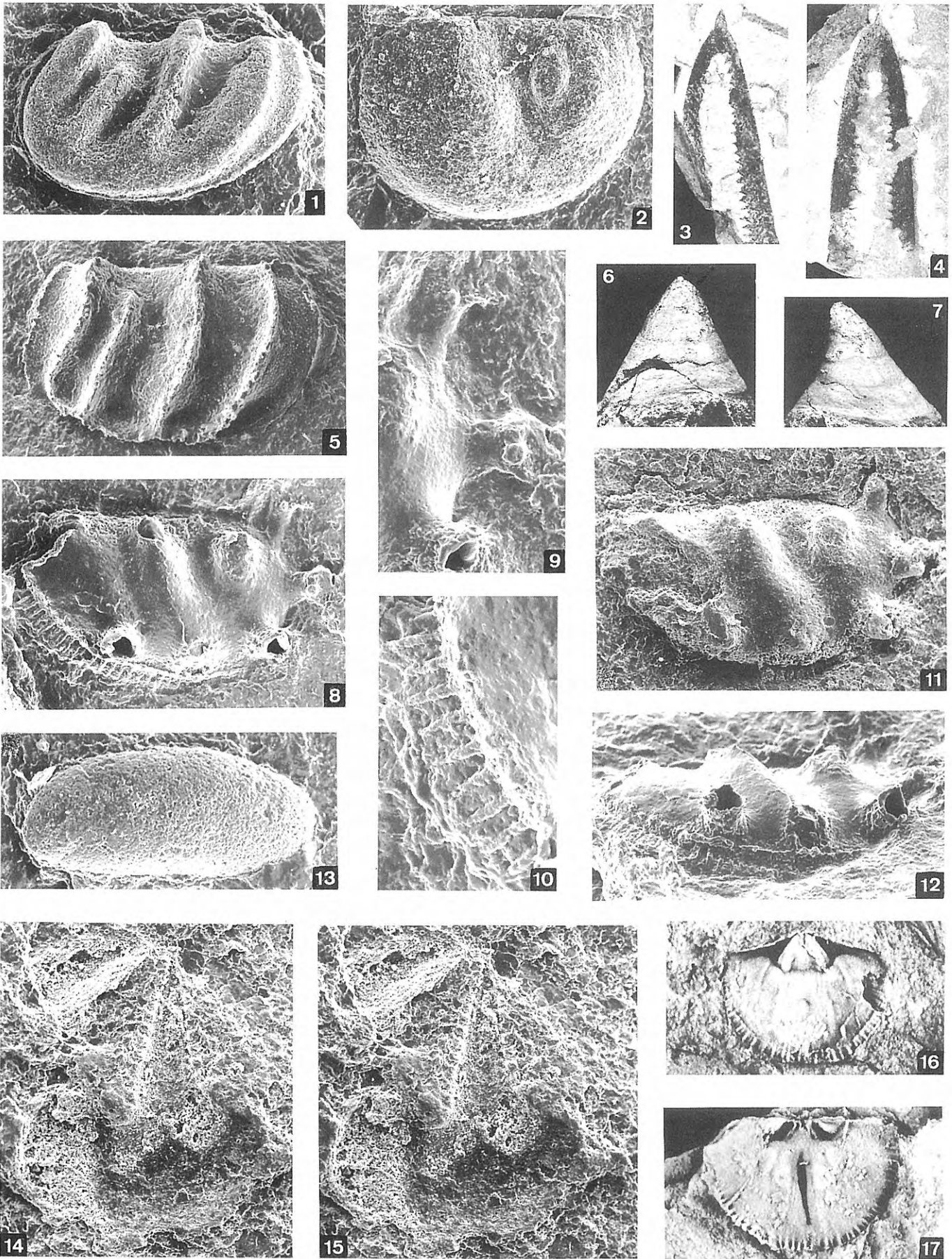
Las dos primeras muestras del Mb. Cerracín (S-2/3 y S-2/9) suministraron *Baltisphaeridium klabavense* (Vavrdová) Kjellström, 1971 y *Orthosphaeridium ternatum* (Burmman) Eisenack *et al.*, 1976, restringidas a las muestras respectivas, así como ejemplares del género *Frankea*. Entre ellos, *F. sartbernardensis* (Martin) Colbath, 1986 está limitada a este intervalo (S-2/3 a S-2/9: Lám. V, fig. 19), donde siempre constituye una forma muy rara. Por su parte, *F. longiuscula* Burmann, 1970 (Lám. V, fig. 25) aparece en horizontes ligeramente más modernos, con apogeo en la muestra S-2/9 próxima al techo del Mb. Cerracín, y presencia esporádica en la parte inferior del Mb. Bayo (muestra S-1/25), donde fue encontrada durante la preparación de los quitinozoos. Los raros hallazgos de la primera especie de este género denotan una presencia residual, en el seno de materiales de edad Oretaniense superior, de formas cuyo apogeo tuvo lugar en el Arenig superior-Llanvirn temprano, a no ser que se trate de elementos reelaborados. Los representantes más modernos de *F. sartbernardensis*, cuya distribución general todavía no se conoce con seguridad, parecen no superar en ningún caso el inicio del

#### Lámina IV

Ostrácodos (figs. 1-2, 5, 8-15: fotografías con MEB), graptolitos (figs. 3-4), moluscos (figs. 6-7) y braquiópodos (figs. 16-17) de la Fm. Sueve, Mbs. Cerracín (1, 3-4, 8-17) y Bayo (2, 5-7).

- 1 *Ogmoopsis (Quadridigitalis)* n.sp. Réplica en látex de una valva izquierda. S-4/6; x 48.
- 2 *Klimphores* n.sp. Réplica en látex de una valva derecha. S-1/25; x 72.
- 3-4 *Didymograptus (Didymograptus) murchisoni* (Beck in Murchison, 1839). 3, rhabdosoma con recubrimientos corticales espesos en la proyección dorsal de la sícula, S-7/1, MGM-10350 (x 2,7); 4, idem. entre las primeras 4-5 tecas de cada estipe, S-7/2, MGM-10360 (x 2).
- 5 *Ogmoopsis (Quadridigitalis) arcadelti* Vannier, 1986. Réplica en látex de una valva izquierda. S-1/25; x 36.
- 6-7 *Pygmaeoconus?* sp. Concha en vista anterior (6) y lateral izquierda (7), molde interno, S-9/1, MGM-10370 (x 2,2).
- 8-12 *Quadritia (Krutatia) tromelini* Vannier y Schallreuter, 1983. Valva derecha en vista lateral (11, molde interno, x 66; 8, molde externo, x 64) y ventral oblicua (idem. 12); 9, detalle de los nodos espinosos de los lóbulos anteriores (x 100); 10, detalle de la hilera marginal de espinas en el borde posteroventral del mismo ejemplar (x 80). Loc S-4/6.
- 13 *Elliptocyprites?* sp. Réplica en látex. S-4/6; x 78.
- 14-15 *Aechmina?* n.sp.aff. *ventadorni* Vannier, 1986. Molde externo de una valva mal conservada, con proceso espinoso dorsal (par estereoscópico). S-4/6; x 86.
- 16-17 *Brandysia* cf. *benigna* Havlíček, 1975. 16, molde interno de una valva peduncular, MGM-10380 (x 7); 17, idem. braquial, MGM-10390 (x 6). Loc. S-2/9.

Lámina IV





Abereiddiense superior (*vide* Servais, 1993, p. 91). Por otra parte, la distribución estratigráfica local de *F. longiuscula* resulta más acorde con los datos previos conocidos a nivel mundial, que situaban su desaparición antes del Llandeiliense (Servais, 1993). La única excepción a esto la constituye una cita aislada del taxón en niveles de presunta edad Llandeiliense del N de Gales (Molyneux *in* Trythall *et al.*, 1987), posibilidad que se descarta para la Fm. Sueve por la coexistencia de *F. longiuscula* y *Didymograptus (D.) murchisoni* en los mismos niveles.

Otro taxón considerado de interés bioestratigráfico es el género *Striatotheca*, apreciándose en nuestro caso la coexistencia de dos especies en la misma muestra [S-2/9 con *S. principalis* Burmann, 1970 y *S. quieta* (Martin) Rauscher, 1974], y escasos ejemplares de formas pertenecientes a este género en un horizonte muy elevado (S-2/11 con *Striatotheca* sp.).

El hallazgo de escasísimos representantes de *Acanthodiacrodium* cf. *angustum* (Downie) Combaz, 1967 y *Cymatiogalea* cf. *multarea* (Deunff) Deunff, Górká y Rauscher, 1974 en el horizonte S-2/12 (Lám. V, figs. 20 y 23) constituye un hecho igualmente llamativo.

La presencia de estas dos formas del Tremadoc en materiales del Dobrotiviense tal vez denote fenómenos de reelaboración tafonómica, que involucraron partículas sedimentarias originarias de unidades de dicha época.

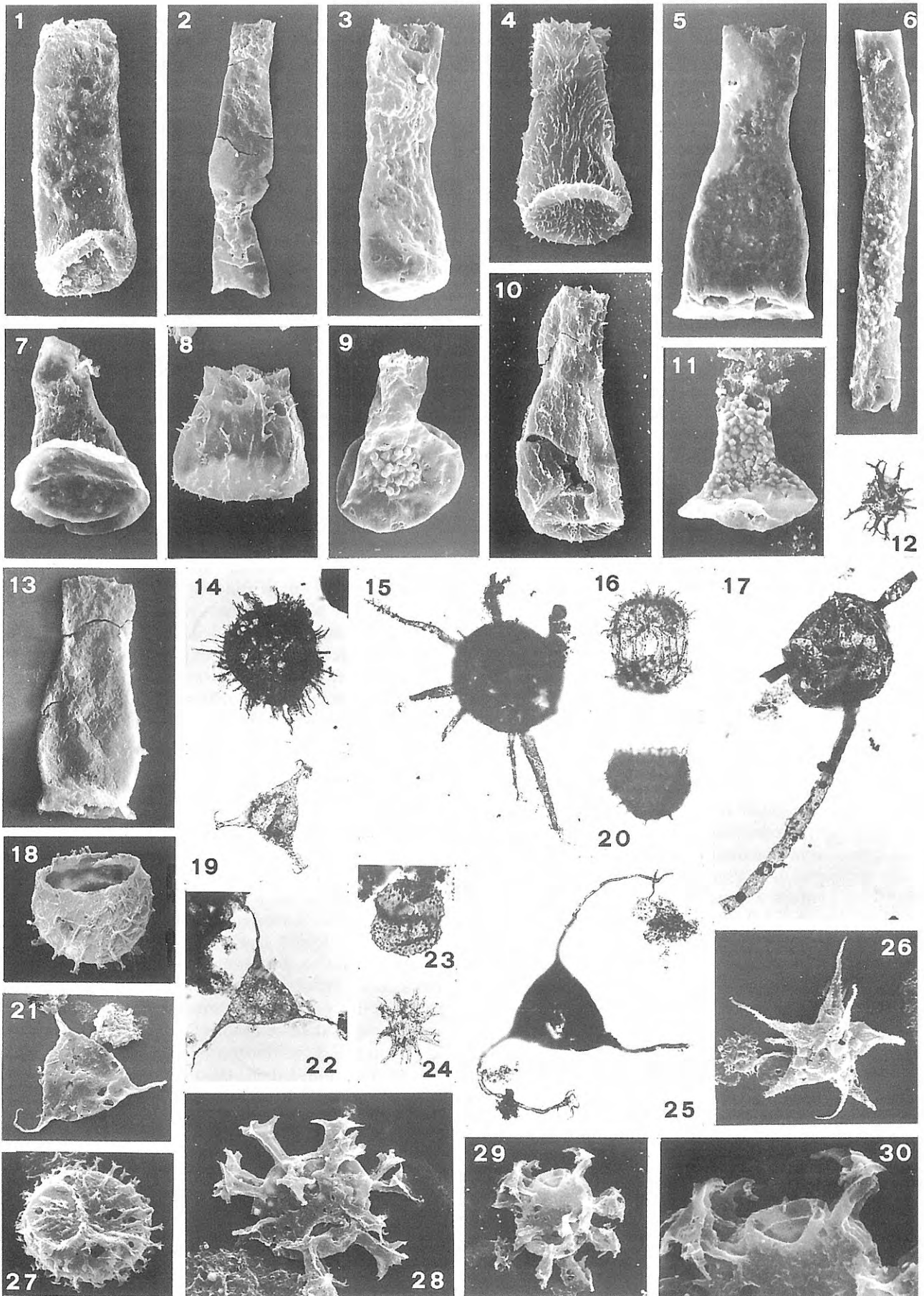
## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio lito y bioestratigráfico de la Fm. Sueve muestra la gran singularidad de esta unidad en el contexto del SO de Europa. En primer lugar, la discontinuidad basal de la formación, por la que las pizarras negras de edad Oretaniense superior reposan directamente sobre los materiales cuarcíticos del Arenig (Fm. Barrios), solo puede compararse con la que se encuentra en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, entre la Cuarcita Armoricana y la Fm. Castillejo, donde parece existir una laguna estratigráfica de extensión equivalente, acompañada también por el desarrollo de horizontes de hierro oolítico (Villas, 1983; Gutiérrez Marco, 1986). Esta circunstancia parece concordar con la continuidad paleogeográfica postulada para la Zona Cantábrica en sectores de la Cordillera Ibérica situados al E de la falla

### Lámina V

Algunos microfósiles de pared orgánica (quitinozoos y acritarcos) de la Formación Sueve. Microfotografías con MEB (figs. 1-11, 13, 18, 21, 26-30); resto con microscopía óptica.

- 1 *Belonechitina micracantha* subsp. indet. Nivel S-2/3; CPT 105103-03; x 300.
- 2 *Linochitina pissotensis* Paris, 1981. Fragmento de cadena. Nivel S-1/6; CPT 105122-01; x 170.
- 3 *Conochitina chydaea* Jenkins, 1967. Nivel S-2/9; CPT 105109-07; x 300.
- 4 *Belonechitina* sp. Nivel S-2/9; CPT 105109-08; x 300.
- 5 *Cyathochitina campanulaeformis* (Eisenack, 1931). Nivel S-2/9; CPT 105109-07; x 200.
- 6 *Rhabdochitina gracilis* Eisenack, 1962. Nivel S-2/3; CPT 105103-03; x 200.
- 7 *Cyathochitina latipatagium* Jenkins, 1969. Nivel S-2/9; CPT 105109-04; x 200.
- 8 *Kalochitina inflata* (Taugordeau, 1961). Nivel S-2/12; CPT 105120-03; x 350.
- 9 *Jenkinochitina* sp. aff. *J. lepta* (Jenkins, 1970). Nivel S-2/12; CPT 105120-04; x 320.
- 10 *Hercochitina* sp. Nivel S-2/12; CPT 105120-04; x 230.
- 11 *Jenkinochitina vulgaris* (Jenkins, 1967). Nivel S-2/9; CPT 105109-03; x 300.
- 12 *Micrhystridium lobeznum* (Cramer) Deflandre y Deflandre-Rigaud, 1965. Nivel S-2/3; CPT 105103-01; x 500.
- 13 *Laufeldochitina clavata* (Jenkins, 1967). Nivel S-1/9; CPT 105124-01; x 250.
- 14 *Baltisphaeridium annelieae* Kjellström, 1976. Nivel S-2/9; CPT 105109-01; x 500.
- 15 *Baltisphaeridium calicispinae* Górká, 1969. Nivel S-2/3; CPT 105103-02; x 400.
- 16 *Acanthodiacrodium costatum* Burmann, 1968. Nivel S-2/3; CPT 105103-01; x 500.
- 17 *Orthosphaeridium ternatum* (Burmann) Eisenack *et al.*, 1967. Nivel S-2/3; CPT 105103-02; x 400.
- 18 *Stelliferidium cortinulum* (Deunff) *emend.* Deunff, Górká y Rauscher, 1974. Nivel S-2/3; CPT 105103-05; x 600.
- 19 *Frankea sartbernardensis* (Martin) Colbath, 1986. Nivel S-2/3; CPT 105103-01; x 500.
- 20 *Cymatiogalea* sp. cf. *C. multarea* (Deunff) Deunff, Górká y Rauscher, 1974. Ejemplar probablemente reelaborado. Nivel S-2/12; CPT 105120-01; x 500.
- 21 *Veryhachium reductum* (Deunff) Downie y Sarjeant, 1965. Nivel S-2/3; CPT 105105-05; x 600.
- 22 *Veryhachium trisulcum* (Deunff) Deunff, 1959. Nivel S-2/9; CPT 105109-01; x 500.
- 23 *Acanthodiacrodium* sp. cf. *A. angustum* (Downie) Combaz, 1967. Ejemplar probablemente reelaborado. Nivel S-2/12; CPT 105120-01; x 500.
- 24 *Micrhystridium* sp. Nivel S-2/11; CPT 105116-01; x 500.
- 25 *Frankea longiuscula* Burmann, 1970. Nivel S-2/9; CPT 105109-01; x 400.
- 26 *Stellechinatum celestum* (Martin) Turner, 1984. Nivel S-2/9; CPT 105109-12; x 400.
- 27 *Stelliferidium* sp. aff. *S. striatulum* (Vavrdová) Deunff, Górká y Rauscher, 1974. Nivel S-2/9; CPT 105109-06; x 600.
- 28 *Peteinosphaeridium trifurcatum* (Eisenack) Eisenack, 1969. Nivel S-2/3; CPT 105103-04; x 400.
- 29-30 *Peteinosphaeridium* sp. Nivel S-2/9; CPT 105109-05. 29, Vista de conjunto; x 300. 30, Detalle de la apertura y algunos procesos; x 700.





de Jarque, considerada prolongación del cabalgamiento del Narcea (Gozalo y Liñán, 1988), si bien el resto de las aportaciones en favor de tal configuración estructural resultan aún algo inconsistentes y su discusión está fuera del presente trabajo. Por otra parte, los graptolitos y quitinozoos muestran que la “transgresión del Llanvirn” alcanza la Zona Cantábrica oriental en una etapa más tardía que en aquellas áreas restantes del N de Gondwana, donde materiales pizarrosos de edad Oretaniense se apoyan también discordantes sobre su sustrato: la Fm. Urville de la región de Caen (Francia), en sus afloramientos del flanco sur del sinclinal de May-sur-Orne y la localidad de Saint-Rémy en el sinclinorio de la Zona Bocaine; la Fm. Kasbah Leguine de Libia occidental, y la Fm. Hanadir de Arabia Saudita (cf. Paris, 1990, fig. 3). Por ello, creemos posible que el inicio de la sedimentación pelítica en el Ordovícico Medio del E de Asturias esté relacionado con un nuevo ascenso eustático que parece producirse en la segunda mitad de la Zona Murchisoni en otras áreas del Macizo Hespérico (cf. Gutiérrez Marco *et al.*, 1984a), tal vez combinado con factores tectónicos ligados a la dinámica del Umbral del Centro de Asturias-N de León (Aramburu y García-Ramos, 1993), o incluso dentro de un contexto más amplio (Umbral Cántabro-Ibérico).

En segundo lugar, la Fm. Sueve constituye una buena sección de referencia, bioestratigráfica y biocronológica, para un intervalo del Ordovícico Medio muy mal caracterizado con los datos previamente disponibles. Se trata del límite entre los pisos Oretaniense (aprox. Abereiddiense *auct.*) y Dobrotiviense (aprox. Llandeiliense a Aureluciense temprano *auct.*), términos cronoestratigráficos de la escala estándar mediterránea (Havlíček y Marek, 1973; San José *et al.*, 1992; Gutiérrez Marco *et al.*, 1995). La adopción de esta escala permite realizar subdivisiones y correlaciones precisas en el intervalo de tiempo equivalente a la Epoca Llanvirn, en cuya redefinición se aglutina también la antigua época/serie Llandeilo, y tal vez a gran parte del Caradoc temprano (Aureluciense según Fortey *et al.*, 1995). Otra ventaja añadida al empleo de la escala regional es la estabilidad nomenclatural que proporciona frente a otras escalas locales como la británica, cuya pretensión de universalidad se traduce en una historia compleja de variaciones en el significado de muchas de las unidades cronoestratigráficas integrantes (ver Gutiérrez Marco *et al.*, 1995). En este sentido, aunque el piso Abereiddiense británico se correlaciona actualmente con bastante claridad con el Oretaniense, el límite inferior de la Serie Llanvirn en la que se integra puede experimentar variaciones futuras en función de la conveniencia de su adopción como Piso de una escala cronoestratigráfica global (Webby, 1995). Además de esto, el reconocimiento de un Piso o Serie Llanvirn en la región perigondwánica tropieza con la imposibilidad de fijar su límite superior, ya que la Zona Gracilis (base del Caradoc británico) nunca ha logrado ser caracterizada en este ámbito paleogeográfico por el carácter típicamente somero de sus sucesiones dobrotivienses a berounienses.

Los trabajos previos de detalle desarrollados en la Zona Centroeibérica (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984a), mostraron que los materiales de la Zona Murchisoni (= edad Oretaniense superior) comprendían un tramo superior de pizarras graptolíticas que suponían una profundización del medio subsiguiente a tramos muy bioturbados y con abundantes fósiles bentónicos (Biozona de *Cacemia ribeiroi*), y previa a la base del Dobrotiviense (extinción de *Didymograptus* s.str., aparición de *Hustedograptus*?). En este tramo de edad Oretaniense tardía hacían su aparición taxones de aspecto “Llandeiliense” si no fuera por su asociación con *D. (D.) murchisoni*: por ejemplo, *Crozonaspis morenensis* Hammann, *Zeliszella* s.str., *Eccoptochile almadenensis* Romano, *Plaesiacomia oehlerti* (Kerforne), *Heterorthisina morgatensis* Mélou (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984a; Rábano, 1989a). En este mismo contexto es en el que la Fm. Sueve se revela clave para situar el primer registro de taxones que, en ausencia de graptolitos, hubiesen llevado a considerar a la parte inferior de la unidad erróneamente como de edad Dobrotiviense: *Phacopidina micheli* (Tromelin), *Prionocheilus* cf. *mendax* (Vaněk), *Isabelinia glabrata* (Salter), *Placoparia (Coplacoparia)* cf. *tournemini* (Rouault), *Ogmoopsis (Quadridigitalis) arcadelti* Vannier, *Quadritia (Krutatia) tromelini* Vannier y Schallreuter, *Aechmina?* sp. aff. *ventadorni* Vannier, *Brandysia* cf. *benigna* Havlíček o *Heterorthisina morgatensis* Mélou. El conjunto de esta asociación, “inequívocamente del Llandeilo”, está acompañada en el Mb. Cerracín y parte baja del Mb. Bayo por *Didymograptus (D.) murchisoni* (Fig. 2), lo que demuestra una presencia más antigua que la considerada hasta el momento, con las consecuencias consiguientes de cara a su aplicación bioestratigráfica, biocronológica, paleobiogeográfica y evolutiva. El mismo intervalo presenta además otras “anomalías” como son el último registro de taxones que se creían restringidos a la edad Oretaniense inferior [*Nobiliasaphus* cf. *delessei* (Dufet), posiblemente una especie oportunista en ambientes de rápida transgresión], o bien Oretaniense superior temprana [*Isabelinia* n.sp.aff. *glabrata* (Salter), presente en medios más someros de tránsito al Mb. Bayo], que denotan un “efecto Lázaro”.

Por su parte, los microfósiles de pared orgánica evidencian distorsiones bioestratigráficas comparables, en relación con los esquemas preestablecidos. Esto sucede especialmente con las Biozonas de *L. clavata* y de *L. pissotensis* de quitinozoos, a las que por vez primera se asigna con seguridad una edad totalmente Oretaniense, en el caso de *L. clavata*, o bien Oretaniense terminal-Dobrotiviense inferior en el caso de *L. pissotensis*.

La Biozona de *L. clavata* había sido reconocida previamente en el miembro basal de la Formación de May (Normandía), Shropshire, Sahara argelino, O de Libia y con dudas en el centro de Portugal (Paris, 1990). La aparición de la especie nominal ocurre en Gran Bretaña en el Abereiddiense superior tardío, y Paris (1990) consideraba que su biozona correspondiente “probably overlies the Llanvirn-Llandeilo boundary”, para más tarde hacerla equivaler al “Llanvirn” terminal,



si bien conteniendo en su seno el límite entre las Zonas Murchisoni y Teretiusculus de graptolitos (cf. Paris, 1992: fig. 2). Dentro de la Fm. Sueve, la Biozona de *L. clavata* se correlaciona íntegramente con parte de la Zona Murchisoni de graptolitos, la cual se extiende también en la siguiente biozona de *L. pissotensis*. Ello implica una edad Oretaniense superior tardía para la Biozona de *L. clavata*, y que el límite inferior del Dobrotiviense no se situaría en el techo o dentro de la misma, sino en la biozona que le sigue. Estas mismas deducciones pueden aplicarse a la correlación del antiguo límite "Llanvirn/Llandeilo" (= Abereiddiense/Llandeiliense) para el N de Gondwana en términos de biozonas de quitinozoos (fide Paris, 1990, 1992).

La Biozona de *L. pissotensis* ha sido identificada por Paris (1990) en un gran número de localidades del Macizo Armoricano francés, subsuelo de Aquitania, Península Ibérica (Portugal y sector español de Ossa Morena), Bohemia, N de Africa (Argelia, Libia) y Arabia Saudita. En algunas de estas secciones, principalmente en Portugal y Bohemia, la especie nominal coexiste con graptolitos de la Zona Teretiusculus, y por ello Paris (1990) atribuía una edad enteramente "Llandeilo inferior" a la Biozona de *L. pissotensis*. Sin embargo, el rango estratigráfico del quitinozoo índice de zona en Ibero-Armórica puede ser precisado mejor en función de los restantes fósiles asociados en los mismos horizontes (trilobites, braquiópodos y graptolitos) para comprender esencialmente una edad Dobrotiviense inferior completa y Dobrotiviense superior temprana (Biozonas de *D. murchisoni*, *H. teretiusculus* y *H. raineri* de graptolitos; Biozonas de *P. tournemini* y *P. borni* pro parte de trilobites; Biozonas de *H. morgatensis* y *H. kerfornei* pro parte de braquiópodos). Estas dataciones fueron propuestas por Gutiérrez Marco *et al.* (1984a, fig. 2) y San José *et al.* (1992, fig. 5) al correlacionar los datos de macrofauna con las antiguas Biozonas 9 a 11 de quitinozoos (Paris, 1981: extensión vertical de *L. sp. aff. pissotensis*, apogeo de *C. chydaea* y extensión vertical de *L. pissotensis*, respectivamente), ahora incluidas en la nueva Biozona de *L. pissotensis* redefinida por Paris (1990). Ello implica un lapso de tiempo considerable, donde los macrofósiles se revelan más precisos que los quitinozoos, opinión que se ve confirmada con los nuevos hallazgos de la Fm. Sueve en los que, por vez primera, la parte inferior de la Biozona de *L. pissotensis* coexiste con los últimos *Didymograptus* s.str. del Abereiddiense. Este hecho hace verosímil la presencia de *L. pissotensis* en "posición normal" dentro de la Formación Hanadir de Arabia Saudita, que en su práctica totalidad contiene graptolitos de la Zona Murchisoni (McLure, 1988 fide Paris, 1990), y permite asignar a la biozona correspondiente una edad Oretaniense superior terminal a Dobrotiviense superior temprana en términos medite-rráneos ("Llanvirn terminal-Llandeilo inferior" s.l., o próxima al límite Abereiddiense/Llandeiliense, *auct.*).

Desde el punto de vista de la correlación geológica de la Fm. Sueve, los datos bioestratigráficos indican su gran

originalidad con respecto al corte de referencia para el Ordovícico del NO de España, emplazado en el Cabo Peñas (Julivert y Truyols, 1972; Montesinos, 1981a, 1981b), debido a que el depósito de pizarras en el oriente de Asturias coincide en gran parte (Mb. Cerracín) con una laguna estratigráfica interna reconocible en las Pizarras de Luarca del Cabo Peñas (Gutiérrez Marco, 1986; Aramburu, 1989). Esta primera datación completa de la Fm. Sueve (base y techo con micro y macrofósiles) presenta otros aspectos singulares, como la detección de una importante laguna basal marcada por un horizonte de hierro oolítico, mientras que el depósito del siguiente nivel de este mineral (base del Mb. Cerracín) no parece asociado con ninguna interrupción estratigráfica, de magnitud apreciable desde el punto de vista bioestratigráfico, dentro de la Biozona de *L. pissotensis*. La presencia de braquiópodos en este último nivel propicia su hipotética correlación con las "capas de strophomenas", que se encuentran asociadas al hierro oolítico de las Pizarras de Luarca en el sinclinal de Rececende (Zona Asturoccidental-leonesa). Fuera del ámbito de la costa cantábrica, la Fm. Sueve es correlacionable con las "Capas con Tristani" centroibéricas, que denotan un evento de profundización de edad Oretaniense tardía, comparable con el del inicio de la sedimentación de capas de hierro y pizarras negras en el oriente de Asturias y las Cadenas Ibéricas orientales (Mb. Marité de la Fm. Castillejo).

Desde el punto de vista paleontológico, el carácter único o esporádico de muchos hallazgos de los presentados en este trabajo, parece indicar que la diversidad taxonómica original sería probablemente bastante superior a la indicada por el registro actual, por lo que en próximas investigaciones podrían sumarse nuevos e importantes resultados. Con todo, son muchos los taxones que se citan por vez primera en el N de España y los datos bioestratigráficos derivados de su presencia vienen a rellenar un hueco en el conocimiento en torno al límite Oretaniense/Dobrotiviense, de aplicación posible a todo el Dominio del N de Gondwana.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los Proyectos PB91-0671 ("Bioestratigrafía del Ordovícico de la Zona Cantábrica y margen de la Asturoccidental-leonesa") de la DGICYT (1992-1995) y AMB92-1037-CO2-01 ("Correlación de eventos asociados al depósito de pizarras negras en el Ordovícico y Silúrico de España") del Plan Nacional de I+D (CICYT, 1992-1995). La participación francesa e italiana ha sido canalizada a través de sendos convenios de cooperación (Comisión Mixta España-Italia, 1991-1992; CSIC-CNRS, 1992-1993) gestionados a través del CSIC.

Los autores agradecen a Uly Martín las fotografías de macrofósiles y a los habitantes de Pivierda, La Llera y Colunga por las atenciones recibidas durante el trabajo de campo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Adaro, L. de y Junquera, G. 1916. Criaderos de Hierro de España. Tomo II. Criaderos de Asturias. *Memorias del Instituto Geológico de España*, **27**, 1-610.
- Albani, R. 1989. Ordovician (Arenigian) Acrirarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy. *Bolletino della Società paleontologica italiana*, **28** (1), 3-37.
- Albani, R. 1992. Middle Ordovician Chitinozoa from the Sueve Formation (Eastern Asturias-Spain). *Abstracts 8th International Palynological Congress*, Aix-en-Provence, 3.
- Aramburu, C. 1989. *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO. de España)*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 530 pp. (inéd.).
- Aramburu, C. y García-Ramos, J.C. 1993. La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **19**, 45-73.
- Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C. y Valenzuela, M. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. (Eds. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano). Universidad de Extremadura, 397-421.
- Aramburu, C., Arbizu, M., Gutiérrez Marco, J.C., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J. y Villas, E. 1994. Algunos fósiles singulares del Ordovícico de Asturias. *Comunicaciones X Jornadas de Paleontología*, Madrid, 21-23.
- Babin, C. and Gutiérrez Marco, J.C. 1991a. Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance. *Palaeontology*, **34**, 109-147.
- Babin, C. and Gutiérrez Marco, J.C. 1991b. *Idem. Appendix: fossil localities*. Supplementary publication. British Library, Boston Spa, Yorkshire SUP 14041, 1-6.
- Bagnoli, G., Stouge, S. and Tongiorgi, M. 1988. Acrirarchs and conodonts from the Cambro-Ordovician Furuohäll (Köpingsklint) section (Öland, Sweden). *Rivista italiana de Paleontologia e Stratigrafia*, **94** (2), 163-248.
- Barrois, C. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, **2**, 1-630.
- Brenchley, P.J., Romano, M. and Gutiérrez Marco, J.C. 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In: *Shelf Sands and Sandstones*. (Eds. R.J. Knight and J.R. McLean). Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir **11**, 241-255.
- Chauvel, J. 1973. Les échinodermes cystoïdes de l'Ordovicien de Cabo de Peñas (Asturies). *Breviora Geologica Asturica*, **17** (2), 30-32.
- Chauvel, J. 1980. Données nouvelles sur quelques Cystoïdes Diploporites (Echinodermes) du Paléozoïque armoricain. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, **12** (1), 1-28.
- Chauvel, J. et Truyols, J. 1977. Sur la présence du genre *Destombesia* Chauvel (Echinoderme Cystoïde) dans l'Ordovicien des Asturias (Espagne). *Breviora Geologica Asturica*, **21** (3), 37-40.
- Cooper, R.A. and Fortey, R.A. 1982. The Ordovician graptolites of Spitsbergen. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology series*, **36** (3), 157-302.
- Cramer-Díez, F.H., Julivert, M. and Díez, M.C. 1972. Llandeilian chitinozoans from Rioseco, Asturias, Spain. Preliminary note. *Breviora Geologica Asturica*, **16**, 23-25.
- Delépine, G. 1943. Les faunes marines du Carbonifère des Asturias (Espagne). (Apéndice sobre los fusulínidos por J. Gubler). *Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France*, 2ème serie, **66**, 1-122.
- Durand, J. et Guillocheau, F. 1984. *La sédimentation de tempêtes dans le Paléozoïque Ouest-Armoricain. Excursion*, septiembre 1984. Guía de campo, 85 pp.
- Fortey, R.A. 1984. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. In: *Aspects of the Ordovician System* (Ed. D.L. Bruton). *Palaeontological Contributions from the University of Oslo*, **295**, 37-50.
- Fortey, R.A. and Owens, R.M. 1987. The Arenig Series in South Wales. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology series*, **41** (3), 69-307.
- Fortey, R.A., Harper, D.A.T., Ingham, J.K., Owen, A.W. and Rushton, A.W.A. 1995. A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. *Geological Magazine*, **132** (1), 15-30.
- García-Alcalde, J.L. 1995. L'évolution paléogeographique pré-varisque de la Zone Cantabrique (Espagne). *Revista Española de Paleontología*, **10** (1), 9-29.
- Gervilla, M., Beroiz, C., Pignatelli, R., Baron, A., Coma, J.E., Felgueroso, C., Ramírez del Pozo, J. y Giannini, G. 1973. *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 30 (Villaviciosa) del Mapa Geológico Nacional esc. 1:50.000 (2ª Serie)*. IGME, 54 pp.
- Gozaol, R. y Liñán, E. 1988. Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios Geológicos*, **44**, 399-404.
- Gutiérrez Marco, J.C. 1986. *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 701 pp. (inéd.).
- Gutiérrez Marco, J.C. y Martín Sánchez, J. 1983. Estudio de los monoplacóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España central). *Estudios Geológicos*, **39**, 379-385.
- Gutiérrez Marco, J.C. y Rábano, I. 1984. Fósiles ordovícicos del sinclinal de Villaodrid (zona Asturoccidental-leonesa, NO de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **7**, 213-216.
- Gutiérrez Marco, J.C., Rábano, I., Prieto, M. y Martín, J. 1984a. Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **9**, 287-319.
- Gutiérrez Marco, J.C., Lunar, R. y Amorós, J.L. 1984b. Los depósitos del hierro oolítico en el Ordovícico de España. Significado paleogeográfico. *Actas del I Congreso Español de Geología*, Segovia, **2**, 501-525.



- Gutiérrez Marco, J.C., Rábano, I., San José, M.A., Herranz, P. and Sarmiento, G.N. 1995. Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" Series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. In: *Ordovician Odyssey: short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*. (Eds. J.D. Cooper, M.L. Droser and S.C. Finney). The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Fullerton, California, 55-59.
- Hammann, W. 1974. Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, **55** (1/5), 1-151.
- Hammann, W. 1976. The Ordovician of the Iberian Peninsula. A review. In: *The Ordovician System*. (Ed. M.G. Bassett). University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, 387-409.
- Hammann, W. 1983. Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abhandlungen der senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft*, **542**, 1-177.
- Hammann, W. und Rábano, I. 1987. Morphologie und Lebensweise der Gattung *Selenopeltis* (Hawle & Corda, 1847) und ihre Vorkommen im Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, **68** (1/4), 91-137.
- Hammann, W., Robardet, M. and Romano, M. (Eds.) 1982. The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *International Union of Geological Sciences*, Publication **11**, 47 pp.
- Havlíček, V. 1977. Brachiopods of the Order Orthida in Czechoslovakia. *Rozpravy Ustredního Ustavu geologického*, **44**, 1-327.
- Havlíček, V. 1982. Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. *Sborník geologických ved, Geologie*, **37**, 103-106.
- Havlíček, V. and Marek, L. 1973. Bohemian Ordovician and its international correlation. *Casopis pro mineralogii a geologii*, **18** (3), 225-232.
- Havlíček, V., Vaněk, J. and Fatka, O. 1993. Floating algae of the genus *Krejiella* as probable hosts of epiplanktic organisms (Dobrotivá Series, Ordovician; Prague basin). *Journal of the Czech Geological Society*, **38** (1-2), 79-88.
- Henry, J.L. 1980. Trilobites ordoviciens du Massif Armoricaín. *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, **22**, 250 pp.
- Hernández Sampelayo, P. 1915. Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Boletín del Instituto Geológico de España*, **36**, 277-303.
- Hernández Sampelayo, P. 1931. Criaderos de Hierro de España. Tomo IV: Hierros de Galicia (volumen 2). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **37**, 1-561.
- Hernández Sampelayo, P. 1942. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España. Tomo II. El Sistema Siluriano. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **45** (1), 848 pp.
- Jenkins, C.J. 1979. *Stratigraphy and graptolite biostratigraphy of the Llanvirn Series' type area, St. David's, Dyfed, Wales*. Ph. D. Thesis, University of Cambridge.
- Jenkins, C.J. 1983. Ordovician graptolites from the Great Paxton Borehole, Cambridgeshire. *Palaeontology*, **26** (3), 641-653.
- Jenkins, C.J. 1987. The Ordovician graptoloid *Didymograptus purchisoni* in South Wales and its use in three-dimensional absolute strain analysis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **78**, 105-114.
- Julivert, M. 1967. La ventana tectónica del río Color y la prolongación del Manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **1**, 1-26.
- Julivert, M. et Truyols, J. 1972. La coupe du Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. *Compte Rendu Sommaire de la Société géologique de France*, **6**, 241-243.
- Julivert, M. y Truyols, J. 1983. El Ordovícico en el Macizo Ibérico. In: *Geología de España*, tomo 1, Libro Jubilar J.M. Ríos (Coord. J.A. Comba). IGME, Madrid, 192-246.
- Julivert, M., Marcos, A., Philippot, A. y Henry, J.L. 1968. Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E. de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Breviora Geologica Asturica*, **12** (4), 1-4.
- Maletz, J. 1994. Pendent didymograptids (Graptoloidea, Dichograptacea). In: *Graptolite Research Today*. (Eds. Chen Xu, B.D. Erdtmann y Ni Yu-nan). Nanjing University Press, 27-43.
- Marek, L. and Gutiérrez Marco, J.C. (en prensa). Middle Ordovician Hyoliths from Spain. *Journal of Paleontology*.
- Martínez Alvarez, J.A. 1965. *Rasgos geológicos de la Zona Oriental de Asturias*. Publicaciones de la Diputación Provincial de Oviedo (Instituto de Estudios Asturianos), Oviedo, 132 pp.
- Mayoral, E. 1991. Actividad bioerosiva de briozoos ctenostomados en el Ordovícico Superior de la Zona Cantábrica del Macizo Hespérico (Cabo Vidrias, Oviedo). *Revista Española de Paleontología*, **6**, 27-36.
- Mélou, M. 1975. Le genre *Heterorthina* (Brachiopoda, Orthida) dans la Formation des Schistes de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Geobios*, **8** (3), 191-208.
- Mélou, M. 1976. Orthida (Brachiopoda) de la Formation des Schistes de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Geobios*, **9** (6), 693-717.
- Mengaud, L. 1920. *Recherches géologiques dans la région Cantabrique*. Imprimerie Veuve de Bonnet, Toulouse, 370 pp.
- Mitchell, C.E. 1987. Evolution and phylogenetic classification of the Diplograptacea. *Palaeontology*, **30** (2), 353-405.
- Montesinos López, J.R. 1981a. El Ordovícico Medio en el área de Cabo Peñas. Correlación con Cabo Vidrias. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **2**, 175-185.
- Montesinos López, J.R. 1981b. Las Pizarras de Lueca (Ordovícico Medio) en el área de Cabo Vidrias (Asturias, N España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **2**, 187-193.
- Oulebsir, L. 1992. *Chitinozoaires et palynomorphes dans l'Ordovicien du Sahara Algérien: biostratigraphie et*



- approche des paléoenvironnements*. Thèse Université de Rennes-I, 212 pp. (inéd.).
- Paillette, A. et Bézard, E. 1849. Coup d'oeil sur le gisement et la composition chimique de quelques minerais de fer de la province des Asturies (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**, 575-599.
- Paris, F. 1981. Les chitinozoaires dans le Paléozoïque du sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique-Etude systématique-Biostratigraphie). *Mémoires de la société géologique et minéralogique de Bretagne*, **26**, 412 pp.
- Paris, F. 1990. The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **66**, 181-209.
- Paris, F. 1992. Application of chitinozoans in long-distance Ordovician correlations. In: *Global Perspectives on Ordovician Geology*. (Eds. B.D. Webby and J.R. Laurie), Balkema, 23-33.
- Pello, J. 1967. Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la cuenca minera central de Asturias. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **1**, 27-38.
- Pello, J. et Philippot, A. 1967. Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Asturies, NO de l'Espagne). *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **4**, 156-157.
- Rábano, I. 1984. Nuevas observaciones sobre *Placoparia (Placoparia) cambriensis* Hicks, 1875 (Trilobita, Cheirurina) en el Llanvirn centroibérico. *COLPA*, **39**, 7-16.
- Rábano, I. 1989a. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I. Yacimientos, biostratigrafía y aspectos paleobiogeográficos. *Boletín Geológico y Minero*, **100** (3), 307-338.
- Rábano, I. 1989b. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte II. Agnostina y Asaphina. *Boletín Geológico y Minero*, **100** (4), 541-609.
- Rábano, I. 1989c. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte III. Calymenina y Cheirurina. *Boletín Geológico y Minero*, **100** (5), 767-841.
- Radig, F. 1964. Die Lebensspur *Tomaculum problematicum* Groom 1902, in Llandeilo der Iberischen Halbinsel. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **119**, 12-18. (Traducido al español en *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **80**, 101-108, 1965).
- Riva, J.F. 1994. *Yutagraptus mantuanus* Riva in Rickards, 1994, a pendent xiphograptid from the Lower Ordovician of Utah, U.S.A. In: *Graptolite Research Today*. (Eds. Chen Xu, B.D. Erdtmann and Ni Yu-nan). Nanjing University Press, 1-13.
- Romano, M. 1976. The trilobite genus *Placoparia* from the Ordovician of the Valongo area, north Portugal. *Geological Magazine*, **113** (1), 11-28.
- Salvador, A. (Ed.) 1994. *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Second Edition. IUGS and the Geological Society of America, Boulder, Colorado, 214 pp.
- San José, M.A., Rábano, I., Herranz, P. y Gutiérrez-Marco, J.C. 1992. El Paleozoico inferior de la Zona Centroibérica meridional. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. (Eds. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano). Universidad de Extremadura, 505-521.
- Servais, T. 1993. The Ordovician acritarch *Frankea*. In: *Contributions to acritarch and chitinozoan research*. (Eds. S.G. Molyneux and K.J. Dorning). *Special Papers in Palaeontology*, **48**, 79-95.
- Trythall, R.J.B., Eccles, C., Molyneux, S.G. and Taylor, W.E.G. 1987. Age and controls of ironstone deposition (Ordovician), North Wales. *Geological Journal*, Thematic Issue, **22**, 31-43.
- Vannier, J. 1986a. Ostracodes Binodicopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Palaeontographica A*, **193**, 77-143.
- Vannier, J. 1986b. Ostracodes Palaeocopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Palaeontographica A*, **193**, 145-218.
- Villas Pedruelo, E. 1983. Las formaciones del Ordovícico Medio y Superior de las Cadenas Ibéricas y su fauna de braquiópodos. *Estudios Geológicos*, **39**, 359-377.
- Villas Pedruelo, E. 1985. Braquiópodos del Ordovícico Medio y Superior de las Cadenas Ibéricas Orientales. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **1** (1-2), 226 pp.
- Villas, E., Gisbert, J. and Montesinos, R. 1989. Brachiopods from volcanoclastic Middle and Upper Ordovician of Asturias (Northern Spain). *Journal of Paleontology*, **63**, 554-565.
- Webby, B.D. 1995. Towards an Ordovician time scale. In: *Ordovician Odyssey: short papers for the Seventh International Symposium in the Ordovician System*. (Eds. J.D. Cooper, M.L. Droser and S.C. Finney). The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Fullerton, California, 5-9.
- Williams, S.H. and Stevens, R.K. 1988. Early Ordovician (Arenig) graptolites of the Cow Head Group, western Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, **5**, 167 pp.
- Young, T.P. 1989. Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of Western Europe. In: *Phanerozoic Ironstones*. (Eds. T.P. Young and W.E.G. Taylor). *Geological Society Special Publication*, **46**, 51-63.