

ESTUDIO BIOESTRATIGRAFICO
DEL LLANVIRN Y LLANDEILO
(DOBROTIVIENSE) EN LA PARTE
MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBERICA
(ESPAÑA)

por

J. C. GUTIÉRREZ-MARCO * ** , I. RÁBANO * ** , M. PRIETO *
y J. MARTÍN *

RESUMEN

Se analiza la distribución vertical de más de doscientas especies fósiles reconocidas en las «capas con Tristani» de España central, cuya estratigrafía también es objeto de una primera revisión. La fauna está compuesta principalmente por trilobites, moluscos, braquiópodos, equinodermos, crustáceos y graptolitos, entre los cuales algunos géneros y especies se citan por vez primera en España. La extensión vertical restringida de ciertos trilobites, braquiópodos y graptolitos permite la caracterización de algunas Biozonas que tienen grandes posibilidades de ser correlacionadas con otras áreas peninsulares y el Macizo Armórico francés. En el trabajo empleamos la Serie Dobrotiviense de Bohemia como sustituto (aprox.) del Llandeilo de la escala patrón británica, ya que este último es muy difícil de caracterizar en el sector estudiado por corresponder a un contexto biogeográfico y paleogeográfico muy diferente del de las áreas-tipo del Ordovícico.

PALABRAS CLAVE: Ordovícico, Llanvirn, Llandeilo, Dobrotiviense, correlación, bioestratigrafía, biozonación, «capas con Tristani», revisión estratigráfica, lista de fauna, estructuras hercínicas, Zona Centroibérica, Macizo Hespérico, España.

ABSTRACT

The vertical distribution of more than two-hundred fossil species determined in the «Tristani beds» of Central Spain is analyzed. At the

* Departamento de Paleontología, Facultad de C. Geológicas, Universidad Complutense. 28040 - Madrid.

** Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). 28040 - Madrid.

same time, their stratigraphy is reviewed. Its fauna is composed mainly by trilobites, molluscs, brachiopods, echinoderms, crustaceans and graptolites, some of whose species are listed for the first time in Spain. The restricted vertical distribution of certain trilobites, brachiopods and graptolites allows the characterization of several biozones with a high possibility of correlation with other peninsular areas and with the French Armorican Massif. In this study we make use of the Dobrotivian Series of Bohemia as a substitute of the Llandeilo of the British standard scale, as the latter proves to be exceedingly difficult to characterize in the studied region, because of its belonging to a biogeographic and palaeogeographic background very different from that of the Ordovician type-areas.

KEY WORDS: Ordovician, Llanvirn, Llandeilo, Dobrotivian, correlation, biostratigraphy, index fauna, «Tristani beds», stratigraphical review, faunal list, hercynian structures, Central-iberian Zone, Hesperian Massif, Spain.

1. INTRODUCCION

La existencia de materiales ordovícicos en el sector español de la Zona Centroibérica se conoce desde 1850, fecha en que E. DE VERNEUIL (ANONIMO, 1850) refiere el hallazgo de algunos fósiles propios de la «fauna segunda» en la región de Almadén (Ciudad Real). Años más tarde, PRADO (1856) amplía considerablemente el número de localidades fosilíferas conocidas a todo el ámbito de los Montes de Toledo y Sierra Morena, a la vez que establece una primera división estratigráfica de los materiales ordovícicos presentes en el área. Su ingente trabajo se completa con el estudio paleontológico de los fósiles encontrados, debido a VERNEUIL y BARRANDE (1856), quienes describen detalladamente casi medio centenar de especies de trilobites, moluscos, braquiópodos y equinodermos procedentes en su mayoría de las colecciones reunidas por PRADO.

Con posterioridad a estos extraordinarios trabajos y hasta 1960, se publican otros muchos de índole básicamente geológica, en los que se plantean las primeras divisiones estratigráficas locales a la vez que se multiplican los descubrimientos paleontológicos. De esta etapa destaca el trabajo de BORN (1918), primer estudio monográfico de la fauna, bioestratigrafía y correlación de las «capas con Tristani», y auténtico precedente de este estudio. Finalmente, desde 1960 hasta nuestros días se ha progresado mucho en el conocimiento estratigráfico y paleogeográfico del Ordovícico en la zona estudiada, cuyos resultados globales aparecen sintetizados por HAMMANN (1976), HAMMANN *et al.*

(1982) y JULIVERT y TRUYOLS (1983), en trabajos que incluyen además una bibliografía regional básica. Asimismo, los avances paleontológicos más notables se han producido en el estudio de trilobites (GIL CID, 1970, 1971, 1972 a, 1972 b, 1972 c, 1975, 1976; GIL CID y RABANO, 1982; CARRE *et al.*, 1971; HAMMAN, 1971 a, 1971 b, 1971 c, 1972, 1974, 1977, 1983; HAMMANN y HENRY, 1978; HAMMANN y RABANO, en prensa; RABANO, 1981, 1982, 1983, 1984; RABANO y GUTIERREZ MARCO, en prensa), equinodermos (CHAUVEL y MELENDEZ, 1978; CHAUVEL, 1980; GUTIERREZ MARCO *et al.*) y moluscos (GIL CID, 1979; GUTIERREZ MARCO y MARTIN, 1983), principalmente.

En la actualidad, los autores realizan el estudio sistemático de numerosos grupos fósiles hasta ahora no descritos, como determinados subórdenes de trilobites (I. Rábano), graptolitos (J. C. Gutiérrez), braquiópodos (M. Prieto), rostroconchos (J. C. Gutiérrez y J. Martín), bivalvos, gasterópodos y cefalópodos (J. Martín) y escifozoos (B. Meléndez y J. C. Gutiérrez), cuyos primeros resultados, en los que se incluye la verificación y extensión de los datos ya existentes, han servido de base para la realización del presente estudio bioestratigráfico. En las determinaciones de otros grupos fósiles hemos contado con la colaboración de los doctores J. Vannier (ostrácodos), L. Marek (Hyalitha), A. B. Smith (Ophiuroidea), B. Meléndez y J. Chauvel (Diploporita) e I. Pek (Agnostida).

2. AMBITO DEL TRABAJO

Los materiales ordovícicos constituyen extensas áreas de afloramientos en la Zona Centro-ibérica, que corresponden a estructuras sinclinales o sinclinoriales de notable regularidad, atribuidas a la primera fase de deformación hercínica. Estos sinclinales, cuya denominación y localización se indican en la figura 1, aparecen delimitados por los materiales arenosos y cuarcíticos del Ordovícico inferior (a su vez discordantes sobre un substrato de edad Cámbrico inferior y/o Precámbrico) entre los que destaca la formación «Cuarcita Armoricana», que es el principal elemento constructor del relieve que configura los Montes de Toledo y Sierra Morena. Gran parte de estas estructuras sinclinales poseen un acusado carácter cilíndrico, que les confiere gran continuidad lateral (de unas decenas de kilómetros a más de un centenar). Por lo general, los pliegues son más suaves hacia el NE., de modo que hacia el SO. incluyen progresivamente términos más altos y buenas sucesiones desde el Ordovícico hasta el Devónico.

Desde el punto de vista geográfico, el área estudiada en el presente trabajo (fig. 1) comprende las regiones de los Montes de Toledo (al

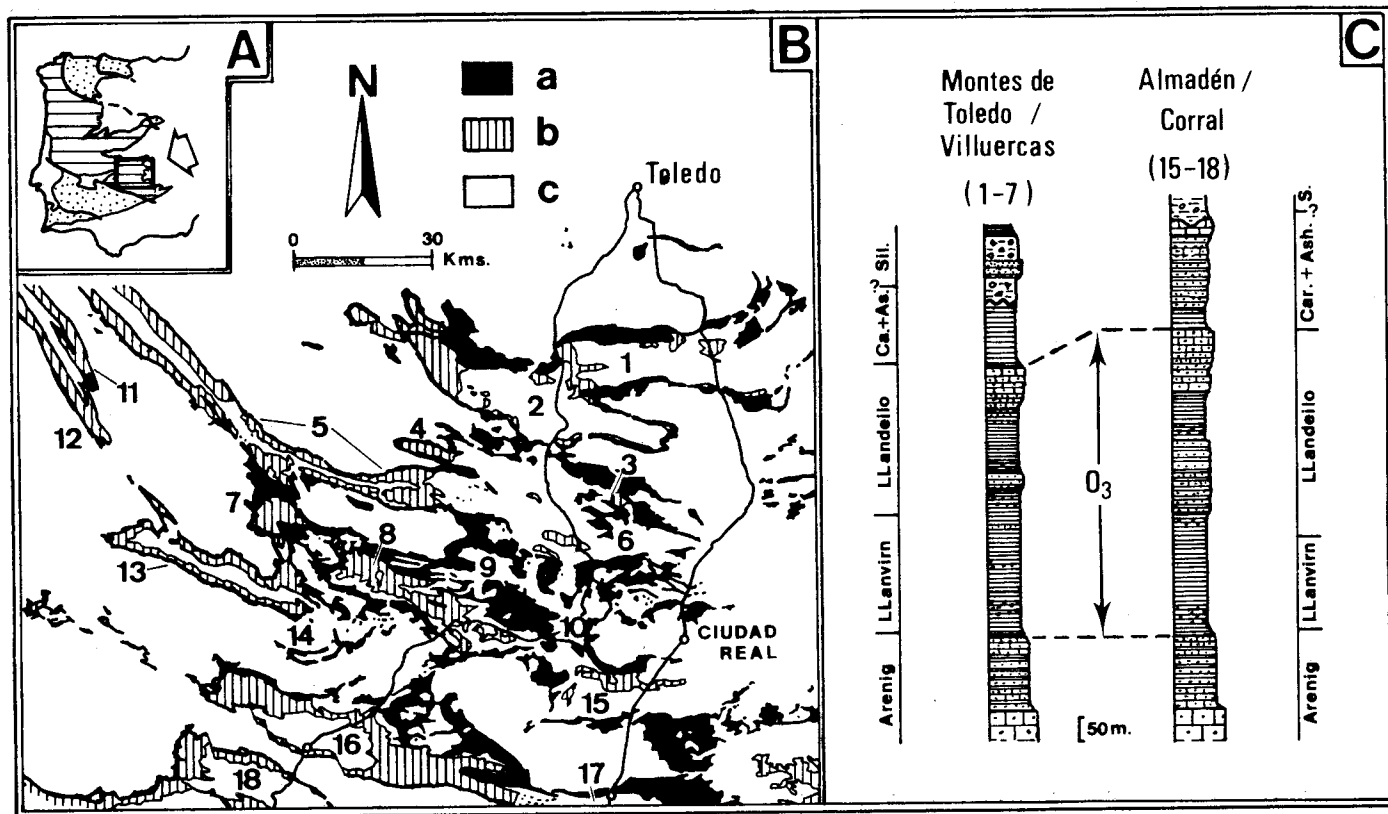


FIGURA 1.—A, posición del área estudiada en el conjunto del Macizo Hespérico (rayado horizontal: Zona Centro-ibérica). B, principales afloramientos del Sistema Ordovícico en la región (a, Ordovícico inferior; b, ídem medio y superior; c, materiales no ordovícicos): 1, sinclinal de Algodor-Milagro; 2, sinclinal de Navas de Estena; 3, sincl. de Piedralá; 4, sincl. de La Chorrera; 5, sincl. de Guadarranque; 6, sincl. de Porzuna; 7, sincl. de Benazaire; 8, sinclinorio de Puebla de Don Rodrigo; 9, sinclinal de Casarejo; 10, sincl. de Piedrabuena; 11, sincl. de Río Viejas; 12, sincl. de Santa Lucía; 13, sincl. de Herrera del Duque; 14, sincl. de Riofrío; 15, sincl. de Corral de Calatrava; 16, sinclinorio de Almadén; 17, sinclinal de Brazatortas-Puertollano; 18, sinclinorio de Guadalmez. C, sucesiones tipo en las principales áreas estudiadas.

N. y NE.), Villuercas (al NO.), Campo de Calatrava (al SE.), Almadén (Centro-SO.) y un sector del Valle de Alcudia (al SO.).

Debido a la limitada extensión de este artículo, nos vemos obligados a omitir una relación completa y detallada del gran número de yacimientos paleontológicos y localidades estudiadas. Sin embargo, queremos dejar constancia de los principales lugares investigados como referencia necesaria para establecer el dominio de aplicación de los perfiles lito- y bioestratigráficos. Dichas investigaciones han tenido lugar en los siguientes puntos: en el sinclinal Algodor-Milagro, cortes del Arroyo del Acebrón y curso alto del río Milagro hasta la ermita del mismo nombre, ambos al SE. de Ventas con Peña Aguilera (Toledo); en el sinclinal de Navas de Estena, afloramientos al ENE. y SE. de esta localidad (Ciudad Real), sur de San Pablo de los Montes (Toledo) y al O. y SSE. de Retuerta de Bullaque (Ciudad Real); en el sinclinal de Guadarranque, cortes de carretera Guadalupe-Navatrasierra, Puerto de San Vicente-Alía y Puerto de San Vicente-Puerto Rey (Cáceres), así como afloramientos al NO. de Helechosa (Badajoz), ESE. de Horcajo de los Montes (corte de Los Rasos), NO. de Navalpino y N. de El Robledo (Ciudad Real); en el sinclinal de Porzuna, inmediatamente al norte de esta localidad; en el sinclinal de Benazaire, corte del arroyo del mismo nombre, al NE. de Herrera del Duque (Badajoz); en el sinclinal de Piedrabuena, justo al este de dicha localidad; en el sinclinal de Corral, cortes al NE. (Puente de las Ovejas) y NNO. de Pozuelos de Calatrava (Ciudad Real); en el sinclinorio de Almadén, cortes al NNO. de Chillón (Huerta del Llano-Alisedas), sur de Almadén (El Chorrillo-Sierra de la Cárcel), sur de Almadenejos, este de Gargantiel (Valdemosillo) y SO. y SE. de Fontanosas; en el sinclinorio de Guadalmez, al SSE. del Puente de Asnarón y norte de Santa Eufemia (Córdoba). Adicionalmente, y para obtener una idea más completa de la estratigrafía y paleontología de las «capas con Tristani» en la parte meridional de la Zona Centro-ibérica, se estudiaron fuera del área de trabajo otros cortes en el sinclinal de La Solana, al NE. de Ceclavín (Cáceres); en el sinclinal de Mirabel-Montfragüe, al SE. de Mirabel (Cáceres); en el sinclinal de Cáceres, al SE. de la ciudad; en la Sierra de San Pedro, al SSO. de Aliseda (sinclinal de la Sierra Traviesa), en el mismo Puerto del Clavín (sinclinal Pedramadroñera-Valle de la Higuera) y al NE. de Puebla de Obando (flanco norte del sinclinal Cañadilla-Peraozma); en la región de Valencia de Alcántara, al sur y SO. de la Sierra del Truchón; en el sur del Valle de Alcudia, cortes clásicos al SE. de San Benito y NE. de Fuencaliente (Ciudad Real); en el Campo de Calatrava, sondeos efectuados por Texasgulf España, S. A. en diversos puntos al este de la N-420, y cortes al SE. de Calzada de Calatrava, SO. del Viso del Marqués y SE. de Santa Cruz de Mudela (Ciudad Real). Finalmente, se estudiaron algunos afloramientos puntuales en Sierra Morena oriental, ob-

jeto de estudio por nuestros colegas franceses (Univ. de Rennes, Brest y Orsay), especialmente referidos a los cortes de la N-IV al norte, este y sur de Despeñaperros.

No queremos terminar este apartado sin mencionar también el examen y revisión de una gran cantidad de material paleontológico depositado en las colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Museo del Instituto Geológico y Minero y Departamento de Paleontología de la Universidad de Madrid. En general, el mayor porcentaje de este material corresponde a trabajos geológicos sobre el área publicados entre finales del siglo XIX y primera mitad del XX. La revisión detallada de estas colecciones será dada a conocer paralelamente al estudio sistemático de la fauna (que seguirá a este trabajo), así como la localización precisa de los yacimientos correspondientes a los puntos o cortes mencionados con anterioridad en el texto.

3. ESTRATIGRAFIA

Bajo la denominación tradicional de «capas con *Calymene tristani*» (netamente informal desde el punto de vista estratigráfico) se conoce en el área estudiada a un conjunto de unidades cuyos componentes litológicos fundamentales son pizarras y limolitas oscuras, ricas en fósiles, entre las que se intercalan horizontes arenosos y cuarcíticos que llegan a predominar hacia su parte superior. Sus términos basales suceden a través de un tránsito gradual a otra importante unidad, la «cuarcita armoricana», junto a la cual integran el conjunto estratigráfico más característico del Ordovícico centro-ibérico. Sin embargo, su desarrollo paleogeográfico es complejo y hasta ahora no ha sido clarificado en detalle. Esto se traduce en una considerable variación regional de espesores y litologías, a veces complicada con episodios volcánicos e indicios de actividad tectónica localizada en algunas áreas.

Las «capas con Tristani» (nombre de claras connotaciones bioestratigráficas que discutiremos más adelante) no han sido hasta el momento definidas formalmente, aun cuando en las regiones más estudiadas aparezcan subdivididas en varias unidades de pequeño rango (con distintos nombres locales pero también informales), atendiendo fundamentalmente a planteamientos cartográficos. Desde nuestro punto de vista, y a efectos de ilustrar de la manera más clara posible la distribución vertical de la fauna, hemos considerado a la totalidad de las «capas con Tristani» como un Grupo (Grupo «0₃»), integrado por dos Formaciones sucesivas cuyo desarrollo cronológico varía en los diferentes sectores de la Zona Centro-ibérica (HAMMANN y HENRY, 1978), aunque resulta globalmente uniforme en el área de trabajo (ver fig. 1).

Estas dos Formaciones, a definir formalmente en un próximo trabajo, se ordenan de mayor a menor antigüedad en:

1. Formación O_3_1 (informalmente: «Pizarras con *Neseuretus*»).

Está constituida por 300-400 m. de limolitas y pizarras arcillosas oscuras muy fosilíferas, con nódulos silíceos, carbonatados y ferruginosos irregularmente distribuidos, aunque abundan en ciertos niveles y suelen incluir también fósiles. El límite inferior de la Formación es gradual con las capas que sirven de tránsito a la «cuarcita armoricana» («capas de Marjaliza», «Estratos Pochico» — $O_2 \beta$), mientras que el superior es bastante neto con la siguiente unidad O_3_2 . En conjunto, la Formación mantiene un aspecto muy homogéneo en el área estudiada, aunque existe una cierta evolución de la litología que tiende a ser más arenosa hacia techo. En los Montes de Toledo, la unidad comienza con limolitas y pizarras arcillosas nodulíferas enriquecidas en minerales de hierro, pudiendo intercalar hacia el norte algún nivel esporádico de areniscas finas o pizarras silíceas duras («areniscas del cerro de la ermita»). El tercio superior de la unidad suele contener abundantes nódulos (como también sucede en las Villuercas), pero en ocasiones (Navas de Estena, Piedrabuena) se resuelve en una alternancia de pizarras arcillosas masivas (en niveles decimétricos a métricos, con equinodermos fósiles «*in situ*») y limolitas finas con gran cantidad de nódulos (en su mayoría fosilíferos). En idéntica posición stratigráfica, pero en las regiones de Almadén (Huerta del Llano) y El Centenillo, aparecen también intercalaciones vulcanodetríticas y rocas volcánicas básicas (con diversas facies).

El desarrollo cronológico de la Formación O_3_1 se conoce con cierto detalle gracias a los abundantes fósiles estudiados. Estos indican una edad Llanvirniense inferior para (al menos) la mitad inferior de la unidad, mientras que el Llanvirniense superior y el Llandeiliense inferior basal han podido ser caracterizados en su porción superior. Aunque carecemos de datos paleontológicos relativos a la base de la Formación, es posible que ésta tenga una edad Arenig, como mucho restringido a sus primeros 10-15 m. En los escasos afloramientos donde estos niveles son accesibles (normalmente están cubiertos por derrubios o el contacto suele presentarse tectonizado), no hemos encontrado macrofósiles determinativos, pero los primeros conocidos (graptolitos a 10-15 m. de la base) indican una edad Llanvirniense inferior muy bajo, lo que hace prever la existencia del Arenig. Por otra parte, los quitinozoos y graptolitos (raros) encontrados en esta misma posición en la Zona Centro-ibérica portuguesa (Buçaco) o en niveles directamente correlacionables en el Macizo Armoricano francés (PARIS, 1981) así lo señalan, si bien es cierto que en ambas regiones no existen unas potentes

series de transición con la «cuarcita armoricana» (que también han dado graptolitos del Arenig medio en la Zona Asturoccidental-leonesa). Respecto a la edad del techo de la Formación, parece clara su atribución al Llandeilo inferior en el área de trabajo, aunque en otros lugares de la Zona Centro-ibérica el desarrollo de la unidad puede corresponder sólo al Llanvirn (sur y oeste de Sierra Morena, sur de Cáceres), y localmente (extremidad oriental de Sierra Morena, cerca de Alcaraz) estar limitado al Llanvirn inferior. En ambos casos, la unidad es menos potente y tanto el Llanvirn superior como el Llandeilo inferior basal están representados por sedimentos arenosos, que se incluyen en la siguiente unidad ($O_3 2$).

Los principales sinónimos de la Formación $O_3 1$ en el área estudiada son «pizarras con *Neseuretus*», «pizarras con *Calymene*», «tramo del *Calymene*», «pizarras del Llandeilo» (extensión regional), «pizarras de Santa Eufemia», «p. de Las Correderas», «p. del Río» (Sierra Morena), «p. de *Synhomalonotus*», «p. de Navas de Estena», «capas del Acebrón» (Montes de Toledo) y «pizarras inferiores de Navatrasierra» (Villuercas). Es de destacar que en la práctica muchos de estos sinónimos tienen sólo una identidad parcial, pues con frecuencia (Montes de Toledo-Villuercas y Almadén) las denominaciones anteriores reúnen a otra unidad pizarrosa superior ($O_3 2 \beta$) con la que fueron confundidas o agrupadas como diferentes «miembros».

En orden a una redefinición formal de la Formación, y para evitar la introducción de nuevos nombres en aquellos sectores donde la nomenclatura local tenga cierto arraigo, es posible que convenga aplicar una terminología regional (restringida a un determinado conjunto de estructuras sinclinales). El dominio de aplicación de cada uno de sus estratotipos puede ser dirimido en última instancia (casos de incertidumbre o extensión desmesurada de una denominación) por su contenido paleontológico, que como veremos mantiene algunas peculiaridades de una región a otra. En este sentido, los nombres «Pizarras de Navatrasierra» s. str. (Montes de Toledo, Villuercas), «Pizarras del Río Grande» (Sierra Morena oriental) y «Pizarras de las Alisedas» (Almadén-Corral), podrían ser nombres válidos para la Formación $O_3 1$ por basarse en estratotipos conocidos y gozar de cierta popularidad en su uso, o bien constituir hipoestratotipos locales si se demostrase aconsejable el empleo de una única denominación regional.

2. Formación $O_3 2$ (informalmente: «Areniscas y Pizarras con *Neseuretus*»).

Este término informal engloba a todos los paquetes arenosos y cuarcíticos que configuran la parte superior de las «capas con Tristani», y que a veces han sido consideradas como formaciones independientes.

La unidad es muy característica de la parte meridional de la Zona Centro-ibérica, donde presenta un espesor y un desarrollo litológico variable. Sin embargo, en el área de trabajo la Formación es relativamente uniforme (algo menos arenosa hacia el norte), siendo posible dividirla en las siguientes subunidades:

— Miembro $O_{3,2} \alpha$: Está constituido por una secuencia alternante en la que predominan areniscas cuarcíticas y areniscas en bancos finos, junto con pizarras silíceas micáceas y bandeadas, con frecuentes estructuras sedimentarias y niveles intensamente bioturbados. En algunos puntos existen también intercalaciones volcánicas o vulcanosedimentarias. El límite inferior de la unidad con las «Pizarras con *Neseuretus*» es gradual aunque rápido, mientras que su límite superior suele ser bastante neto con el siguiente miembro pizarroso. Al sur de los Montes de Toledo y en las Villuercas, la unidad es poco potente, y contiene solamente icnofósiles («Areniscas de los Rasos»: 15-40 m.). Por otra parte, en Sierra Morena central y oriental su espesor aumenta considerablemente, incluyendo algunos niveles con fauna determinable del Llandeilo. Las denominaciones más extendidas son: «Alternancias inferiores del Chorrillo» (Almadén: aprox. 150 m.) y «Alternancias de El Caño de las Flores» s. str. (Sierra Morena oriental: 220 m.). Estas últimas son equivalentes a las conocidas «cuarcitas inferiores», «alternancias superiores + capas Sarguilla» y parte basal de las «capas del Centenillo». También corresponden parcialmente a la «serie alternante», «nivel inferior de pizarras y cuarcitas» (Montes de Toledo-Villuercas), y términos basales de las «areniscas con *Calymene tristani*» y «areniscas del Llandeilo» (Sierra Morena y Cáceres).

— Miembro $O_{3,2} \beta$: Consiste en un grueso paquete de pizarras arcillosas o silíceas compactas, ricas en nódulos en su parte inferior, y que hacia techo intercalan progresivamente niveles finos de areniscas para terminar dando una serie de transición compleja con la siguiente unidad. En los Montes de Toledo y Villuercas, estas pizarras alcanzan un notable desarrollo (80-100 m.), y su aspecto resulta tan similar al de la Formación $O_{3,1}$, que normalmente han sido confundidas con ella o interpretadas como su supuesto miembro superior (en este caso el miembro medio sería $O_{3,2} \alpha$). Por esta razón, todavía carecen de una definición local, que solventaremos proponiendo pasen a denominarse «Pizarras de Navalaceite», cuyo corte tipo está situado en el arroyo de igual nombre, al sur del caserío de Los Rasos (10 km. al ESE. de Horcajo de los Montes, ver RABANO (1981, fig. 1). Esta localidad es una de las más fosilíferas de todo el área, y su estudio permite atribuir a la secuencia una edad Llandeilo (Dobrotiviense). En Sierra Morena oriental la unidad es algo menos potente (70 m.), aunque conserva las mismas características litológicas, siendo especialmente fosilífera en su tercio infe-

rior (que se ordena en niveles algo más altos dentro del Llandeilo). La denominación local corresponde a «Pizarras de El Guindo» (pozo minero del mismo nombre en Los Guindos, Jaén), nombre sustituto de las conocidas «pizarras Botella» (ver discusión en HAMMANN *et al.*, 1982, p. 24). De manera provisional, esta misma terminología se hace extensiva a la región de Almadén-Corral de Calatrava, al menos hasta completar el estudio bioestratigráfico de las secciones de Valdemosillo (al este de Gargantiel) y Pozuelos de Calatrava (Ciudad Real).

— Miembro $O_3 2 \gamma$: Está constituido por cuarcitas claras bien estratificadas que en su parte basal alternan con niveles finos de areniscas y pizarras arcillosas micáceas. El techo de la unidad consiste en bancos gruesos de cuarcita (0,5-0,8 m.) que generan destacados resaltes morfológicos, por lo que hasta ahora ha sido considerada una formación independiente. Sin embargo, el tránsito de las pizarras infrayacentes a esta unidad se verifica de una manera tan lenta y progresiva que en la mayor parte de los afloramientos no es posible distinguir cuál es su límite inferior (salvo en zonas concretas de Sierra Morena oriental, en que coincide con un lithohorizonte de bancos gruesos de cuarcita blanca con icnofósiles). Adicionalmente, el límite superior es bastante neto o presenta unos niveles de transición poco importantes. Dado que estos últimos también contienen en las Villuercas *Neseuretus tristani* (HAMMANN *et al.*, 1982, p. 33), incluimos a la unidad γ como un Miembro dentro de la Formación $O_3 2$. Dicho nivel es uno de los menos fosilíferos de todos los que integran el Grupo O_3 , pese a lo cual se conocen diferentes puntos (preferentemente en su mitad inferior) que han suministrado icnofósiles, braquiópodos y trilobites de edad Llandeilo. El límite Llandeilo-Caradoc debe situarse en los primeros metros de la unidad suprayacente (que contiene fósiles del Berouniense inferior) o, en cualquier caso, en niveles inmediatos al techo de la Formación.

Respecto a su desarrollo y denominación local, el Miembro $O_3 2 \gamma$ es relativamente poco potente en los Montes de Toledo y Villuercas (25-50 m. de transición + 30-40 m. horizonte superior cuarcítico), donde seleccionamos el nombre «Cuarcitas de la Peña de la Cierva» (situada al sur de Navatrasierra) en sustitución de la «cuarcita del Caradoc», «serie psamítica intermedia», «areniscas de Retuerta» y «cuarcita inferior de Navatrasierra». En Sierra Morena central y oriental, su espesor es algo mayor (125-130 m.), y el límite inferior aparece mejor delimitado con un mayor predominio cuarcítico. Las principales denominaciones aplicables son: «Cuarcita Canteras de la Sierra de la Cárcel» (Almadén) y «Cuarcitas Botella» (pozo minero Botella en El Centenillo, Jaén), que en Sierra Morena oriental sustituye a los términos «cuarcitas Guindo» y «capas Guadálmena + cuarcita Arca».

4. ESTUDIO BIOESTRATIGRAFICO

Tras el descubrimiento de la «fauna segunda» a mediados del siglo XIX en la región de Almadén, muchas unidades fosilíferas del Ordovícico pasaron gradualmente a ser asimiladas a las «Pizarras con *Calymene tristani*» establecidas a principios de siglo por KERFORNE en el Macizo Armoricano francés, y más tarde correlacionadas con el centro de España, Portugal y la Cordillera Cantábrica. Este nombre, que aún pervive en algunas áreas de la región estudiada, tiene en esencia un claro significado bioestratigráfico, que conceptualizado de forma diferente por los distintos autores, fue asimilado a una biozona de extensión o bien a una biozona culminante (de apogeo) del trilobites *Nesouretus (N.) tristani* (BRONGNIART in DESMAREST). Sin embargo, tal denominación hoy en día ha quedado obsoleta, tanto desde el punto de vista estratigráfico (donde nunca alcanzó una significación formal), sino también a la luz de las modernas investigaciones paleontológicas. Estas muestran que la distribución vertical de *N. tristani* es más limitada de lo que se pensaba en un principio (HAMMANN, 1983), y además que dicha especie no es la única del género registrada en la secuencia estratigráfica que pretendía caracterizar. Por otra parte, las primeras divisiones bioestratigráficas de las «capas con Tristani» (LOTZE, 1929) propuestas por BORN en 1918 («zonas del *Orthis calligramma*, *O. ribeiroi* y *Placoparia tournemini*»), discutidas por HERNANDEZ SAMPELAYO (1942) y ampliadas («zona del *Didymograptus*») por MARQUEZ TRIGUERO (1963), fueron luego revisadas por HAMMANN (1974), quien al establecer su correcta ubicación cronoestratigráfica, demuestra su banalidad por fundamentarse en una mezcla de horizontes fosilíferos (con inclusión de especies homonímicas), erróneamente correlacionadas con otras áreas peninsulares y europeas. Asimismo, este autor es el primero que revisa de forma detallada, y en trabajos sucesivos, la fauna de trilobites ordovícicos centroibéricos, refiriendo con gran acierto su distribución vertical con respecto a las zonas patrón de graptolitos; y en este empeño establece, por tanto, unos rasgos bioestratigráficos básicos que en el presente trabajo suscribimos plenamente.

Por nuestra parte, y con motivo de las investigaciones de campo orientadas a la realización de diversas tesis doctorales, hemos logrado obtener una visión amplia y detallada acerca de la distribución vertical de más de doscientas especies fósiles reconocidas hasta ahora en los sedimentos del Llanvirn y Llandeilo de la zona de estudio. Estos primeros resultados se presentan de manera simplificada (Tabla I) con referencia a las unidades bioestratigráficas descritas en el apartado segundo del trabajo, y a la escala cronoestratigráfica deducida fundamentalmente de las informaciones proporcionadas por los graptolitos.

TABLA I

TABLA No 1	O ₂	"CAPAS CON TRISTANI" (O ₃)				O ₄
	AR.	O _{3.1}		O _{3.2}		BER
		LLANVIRN		DOBROTVIENSE		
		INFERIOR	SUP.	INFERIOR	SUP.	
GRAPTOLITHINA						
<i>Pseudoclimacograptus (Ps.) angulatus</i> (Bulman) s.l.	—					
<i>Glyptograptus (Gl.)</i> sp. cf. <i>Gl. (Gl.) dentatus</i> (Brongniart)	—					
<i>Amplexograptus</i> sp. cf. <i>A. confertus</i> (Lapworth)	—					
<i>Acrograptus ? euodus</i> (Lapworth)	—					
<i>Acrograptus</i> sp. aff. <i>A. acutidens</i> (Elles & Wood)	—					
<i>Didymograptus (D.) artus</i> Elles & Wood	—					
<i>Nicholsonograptus</i> cf. <i>fasciculatus</i> (Nicholson)	—					
<i>Acrograptus affinis</i> (Nicholson)	—					
<i>Didymograptus (D.)</i> sp. 1	—					
<i>Expansograptus ? robustus</i> (Ekström)	—					
<i>Aulograptus cucullus</i> (Bulman)	—					
Dendrograptidae gen. et sp. indet.	—					
<i>Didymograptus (D.)</i> sp. 2	—					
<i>Acrograptus gracilis</i> (Törnquist)	—					
<i>Didymograptus (D.) murchisoni</i> (Beck)	—					
<i>Gymnograptus linnaresoni</i> (Moberg)	—					
<i>Glyptograptus (Gl.) teretiusculus</i> (Hisinger)	—					
TRILOBITA						
<i>Colpocoryphe thoralis conjugens</i> Hammann	—					
<i>Salterocoryphe campeloyi</i> Hammann	—					
<i>Bathycheilus castilianus</i> Hammann	—					
<i>Neseuretus (N.) avus</i> Hammann	—					
<i>Salterocoryphe salteri</i> (Rouault)	—					
<i>Pradoella pradoi</i> Hammann	—					
<i>Neseuretus (N.) tristani tristani</i> (Brongniart in Desmarest)	—					
<i>Colpocoryphe rouaulti</i> Henry	—					
<i>Plaesiocomia oehlerti</i> (Kerforne)	—					
<i>Kerfornella barandei</i> Hammann	—					
<i>Prionocheilus mendax</i> (Vaněk)	—					
<i>Neseuretus (N.) henkei</i> Hammann	—					
<i>Eohomalonotus sdauyi</i> Hammann & Henry	—					
<i>Neseuretus (N.) tristani tardus</i> Hammann	—					
<i>Eohomalonotus brongniarti</i> (Deslongchamps)	—					
<i>Eohomalonotus vicaryi</i> (Salter)	—					
<i>Iberocoryphe</i> n. sp. aff. <i>verneuli</i> Hammann	—					
<i>Iberocoryphe</i> n. sp. aff. <i>fugitiva</i> (Tromelin)	—					
<i>Iberocoryphe</i> cf. <i>bonissenti</i> (Morière)	—					
<i>Kerfornella brevicaudata</i> (Deslongchamps)	—					

TABLA I (Continuación)

TRILOBITA (cont.)					
<i>Neseuretus</i> (N.) <i>tristani</i> ssp. inc.					
<i>Retamaspis melandesi</i> Hamann					
<i>Kloučekia drevermanni drevermanni</i> Hamann					
<i>Pterygomotopus</i> (Pt.) <i>guadalupensis</i> Hamann					
Zeliskellinae ? n. gen., n. sp. Rábano					
<i>Eodalmanitina henryi granulata</i> Rábano					
<i>Eodalmanitina</i> sp. 1					
<i>Eodalmanitina destombesi nava</i> (Hamann)					
<i>Crozonaspis morenensis morenensis</i> Hamann					
<i>Eodalmanitina chillonensis</i> (Hamann)					
<i>Eodalmanitina destombesi aff. nava</i> (Hamann)					
<i>Kloučekia cf. drevermanni drevermanni</i> Hamann					
<i>Eodalmanitina macrophtalma</i> (Brongniart)					
<i>Zeliskella</i> (Z.) <i>toledana</i> (Hamann)					
<i>Phacopidina micheli</i> (Tromelin) s.l.					
<i>Kloučekia drevermanni glabra</i> Hamann					
<i>Crozonaspis incerta</i> (Deslongchamps)					
<i>Crozonaspis armata</i> Hamann					
<i>Morgatia primitiva</i> Hamann					
<i>Eodalmanitina destombesi destombesi</i> Henry					
<i>Morgatia hupei</i> (Nion & Henry)					
<i>Zeliskella</i> (Z.) <i>torrubiae</i> (Verneuil & Barrande)					
<i>Crozonaspis struvei</i> Henry					
<i>Phacopidina</i> sp.					
<i>Placoparia</i> (Pl.) <i>camabriensis</i> (Hicks)					
<i>Pseudosphaerexochus</i> (Pat.) <i>mediterraneus</i> Hamann					
<i>Placoparia</i> (Copl.) <i>ournemini</i> (Rouault)					
<i>Pseudosphaerexochus</i> (Pateraspis) ? sp.					
<i>Eoceptochile almadenensis</i> Romano					
<i>Placoparia</i> (Copl.) <i>borni</i> Hamann					
<i>Eoceptochile mariana</i> (Verneuil & Barrande)					
<i>Selenopeltis macrophtalmus</i> (Klouček)					
<i>Selenopeltis gallicus</i> Bruton s.l.					
<i>Ectillaenus giganteus</i> (Burmeister)					
<i>Pandertia beaumonti</i> (Rouault)					
<i>Ogy-gioearis</i> ? <i>toledana</i> Gil Cid					
<i>Ogyginus</i> sp.					
<i>Hungicoides bohemicus</i> (Ferner)					
<i>Asaphellus</i> ? <i>cianus</i> (Verneuil & Barrande)					
<i>Nobiliasaphus caudiculatus</i> (Born)					
<i>Ogygites</i> ? <i>glabrata</i> (Salter)					
<i>Ogyginus armoricanus</i> (Tromelin & Lebesconte)					
<i>Nobiliasaphus nobilis</i> (Barrande)					
<i>Nobiliasaphus</i> n. sp. Rábano					
<i>Parabarrandia</i> n. sp. Rábano					
<i>Leiagnostus</i> sp.					
<i>Geragnostella</i> sp.					
<i>Uralichas heberti</i> (Rouault)					

TABLE I (Continuación)

BRACHIOPODA	
<i>Orthambonites</i> sp.	—
" <i>Orthis</i> " <i>miniensis</i> Sharpe	—
<i>Macrocoelia</i> n. sp. 1 Prieto	—
Orthacea indet.	—
<i>Monorthis noctilio</i> (Sharpe)	—
<i>Hesperorthis</i> ? sp.	—
<i>Salopia</i> ? sp.	—
<i>Caecmia ribeiroi</i> (Sharpe)	—
<i>Macrocoelia</i> n. sp. 2 Prieto	—
Heterorthidae indet.	—
<i>Heterorthina morgatensis</i> Mélou	—
<i>Paurorthis</i> ? n. sp. Prieto	—
<i>Dalmanella</i> cf. <i>parva</i> Williams	—
Dalmanellidae indet.	—
<i>Howellites hammani</i> ? Villas	—
<i>Aegiromena mariana</i> Drot	—
<i>Eorhipidomella musculosa</i> (Mélou)	—
<i>Heterorthina kerfornei</i> Mélou	—
<i>Apollonorthis bussacensis</i> (Sharpe)	—
<i>Horderlayella</i> n. sp. Prieto	—
<i>Celidorthis cennensis</i> Lockley & Williams	—
<i>Drabovia praedux</i> Havlíček	—
<i>Schizocrania</i> sp.	—
<i>Monobalina bowlesi</i> (Verneuil & Barrande)	—
<i>Palaeoglossa</i> ? sp.	—
<i>Lingulella</i> sp.	—
<i>Pseudolingula</i> ? sp.	—
MOLLUSCA	
Cycloconchidae ? gen. et sp. indet.	—
<i>Babinka prima</i> Barrande	—
<i>Redonia deshayesi</i> Rouault forma α	—
<i>Glyptarca naranjoana</i> (Verneuil & Barrande)	—
<i>Cozioconcha britannica</i> (Rouault)	—
<i>Fraenucula</i> cf. <i>cias</i> (Sharpe)	—
<i>Similodonta</i> ? sp.	—
<i>Deceptrix</i> n. sp. Martín	—
<i>Fraenucula costae</i> (Sharpe)	—
<i>Tancrediopsis esquerres</i> (Sharpe)	—
<i>Deceptrix</i> ? <i>britannica</i> Babin	—
<i>Cardiolaria beirrensis</i> (Sharpe)	—
<i>Myoplusia escosuras</i> (Sharpe)	—
<i>Redonia deshayesi</i> Rouault forma β	—
" <i>Modiolopsis</i> " <i>elegantulus</i> Sharpe	—
<i>Glyptarca</i> sp.	—
" <i>Modiolopsis</i> " <i>heraulti</i> Tromelin	—
<i>Cardiolaria</i> ? sp.	—
<i>Sinuites</i> (S.) <i>hispanicus</i> (Born)	—

TABLA I (Continuación)

MOLLUSCA (cont.)	
<i>Cymbularia</i> sp.	
<i>Clathrospira</i> ? <i>bussacensis</i> (Sharpe)	
<i>Tropidodiscus</i> (<i>Peruniscus</i>) n. sp. Gutiérrez & Martín	
<i>Lophospira</i> n. sp. Gutiérrez & Martín	
Pleurotomariinae indet.	
Orthoceratinae indet.	
<i>Camerocheras alticaera</i> (Hernández Sampelayo)	
<i>Bathnoceras</i> cf. <i>praeposternum</i> Barrande	
<i>Trilacinocheras</i> ? sp.	
<i>Curtoceras</i> ? <i>intermedius</i> (Verneuil & Barrande)	
Tarphycerida indet.	
Archinacellidae ? gen. et sp. indet.	
<i>Pygmaeoconus gnomicus</i> Gutiérrez & Martín	
Hypseloconidae ? gen. et sp. indet.	
<i>Archinacella ovata</i> Perner	
<i>Tolmachovia</i> n. sp. 1	
<i>Tolmachovia</i> n. sp. 2	
<i>Ribetria pholadiformis</i> Sharpe	
<i>Technophorus sharpei</i> (Barrande)	
<i>Ribetria</i> sp. aff. <i>R. pholadiformis</i> Sharpe	
<i>Hyalitha</i> (<i>Gompholites</i> y <i>Elegantillites</i> en estudio)	
CRUSTACEA	
<i>Graoquina hispanica</i> (Born)	
<i>Klimphores vogelweidei</i> Vannier	
<i>Rivillina</i> sp.	
<i>Raimbautina hammani</i> Vannier	
<i>Quadritia</i> (<i>Krutatia</i>) <i>tromelini</i> Vannier & Schallreuter	
<i>Quadrifugator marcoi</i> Vannier	
<i>Reuentalina ribeiriana</i> (Jones)	
<i>Opmoopsis</i> ? <i>arcadelti</i> Vannier	
<i>Lardeuxella bussacensis</i> (Jones)	
ECHINODERMATA	
<i>Calix</i> cf. <i>cornuta</i> Chauvel	
<i>Calix inornatus</i> Meléndez	
<i>Calix rotundipora</i> Chauvel	
<i>Calix rouaulti</i> Chauvel s.l.	
<i>Calix rouaulti</i> Chauvel, forma c [? = <i>Calix purkynšii</i> (Klouček)]	
<i>Calix rouaulti</i> Chauvel formas f y g	
<i>Calix sedgwicki</i> Rouault	
<i>Calix segaudi</i> (G. & H. Termier)	
<i>Calix toledensis</i> (Chauvel & Meléndez)	
<i>Calix</i> sp. A	
<i>Calix</i> ? sp. B	
<i>Calix</i> ? sp. C	
<i>Calix</i> ? sp. D	
<i>Calix</i> ? sp. E	

TABLA I (Continuación)

ECHINODERMATA (cont.)			
<i>Codiacystis moneta occidentalis</i> Chauvel & Meléndez			
<i>Codiacystis</i> aff. <i>bohemica</i> (Barrande)			
<i>Codiacystis</i> sp.			
<i>Phytocystis</i> cf. <i>gigas</i> (G. & H. Termier)			
<i>Bataliera batallieri</i> (Meléndez)			
<i>Aristocystites</i> ? sp.			
Género T1 (<i>Aristocystitido</i> indet.) Ch. & Mel., 1978	-		
Género T2 (<i>Diploporito</i> indet.) Ch. & Mel., 1978	-		
Género T3 (<i>Equinodermo</i> indet.) Ch. & Mel., 1978			
Género T4 (<i>Diploporito</i> indet.) Chauvel & Meléndez			
<i>Diploporito</i> indet. Chauvel & Meléndez, 1978	-		
<i>Mitrocystites</i> ? sp.			
<i>Mitrocystella incipiens miloni</i> Chauvel			
<i>Maesura neglecta hispanica</i> Smith			
Encrinasteridae gen. et sp. indet.			
Protasteridae gen. et sp. indet.			
<i>Rameyocrinus</i> sp.			
<i>Cyclocyclopa</i> sp. 1			
<i>Cyclopentastellatopa</i> sp. 1			
<i>Pentagonocyclopa</i> sp. 1			
<i>Pentagonopentastellatopa</i> sp. 1			
<i>Pentagonopentagonopa</i> sp. 1			
<i>Pentagonopentagonopa</i> sp. 2			
<i>Pentagonopentagonopa</i> sp. 3			
<i>Pentastellapentagonopa</i> sp. 1			
Crinoida indet.			
Edriasteroidea ? indet.			
OTROS (SCYPHOZOA, BRYOZOA, ICHNOFOSILES)			
<i>Metaconularia</i> n. sp. Gutiérrez & Meléndez			
<i>Pseudoconularia</i> n. sp. Gutiérrez & Meléndez			
<i>Exococonularia</i> ? sp.			
Vinellidae ? indet. (en conchas de Bivalvos y Gasterópodos)			
<i>Condranema</i> sp. (en conchas de Braquiópodos)			
<i>Paleschara</i> sp. (en conchas de Cefalópodos)			
Bryozoa indet. (diversos)			
<i>Tomaculum problematicum</i> Groom			
<i>Cilindrotomaculum meléndesi</i> Gutiérrez			
<i>Planolites</i> sp.			
<i>Palaeophysus</i> sp.			
<i>Didymaulichnus</i> sp.			
<i>Cruziana almadenensis</i> Sellacher			
<i>Skolithos</i> ? sp.			

Una dificultad adicional consiste en los problemas de correlación que plantean las secuencias ordovícicas del suroeste y centro de Europa, comunes en general a todas las regiones circummediterráneas, con los estratotipos británicos del Ordovícico. Este tema ha sido abordado por numerosos autores contemporáneos, ya que las faunas bentónicas de nuestras latitudes poseen un carácter esencialmente distinto del de las áreas tipo, y entre sí mantienen acusadas diferencias condicionadas

por factores paleogeográficos y sedimentológicos. En particular, los factores «directos» de correlación como los graptolitos son bastante escasos en el dominio ibero-armórico, lo que merma notablemente las posibilidades de comparación con las zonas patrón de graptolitos británicos. Estas últimas poseen además una problemática propia en cuanto a su significado, nomenclatura, estabilidad y dominio de aplicación en el reconocimiento de las unidades cronoestratigráficas tipo del Sistema Ordovícico, justificando en cierto modo la creación y uso práctico en nuestro caso de otras Series-tipo establecidas para el área mediterránea (HAVLÍČEK y MAREK, 1973) de modo paralelo a la escala británica.

Dicha idea ya aparece recogida en algunas publicaciones recientes sobre el Ordovícico español (HAMMANN *et al.*, 1982; HAMMANN, 1983) cuando se trata de correlacionar faunas post-Llanvirnienses, y en cualquier caso, plantea la necesidad de establecer un sistema local de biozonas, con posibilidad de alcanzar incluso un rango ibero-armórico. La distribución en estas regiones de algunas faunas bentónicas (principalmente trilobites y braquiópodos) muestra la utilidad de las biozonas propuestas por HENRY (1980), que pueden obtener un buen control cronoestratigráfico al compararlas con las más difundidas de quitinozoarios (PARIS, 1981) y graptolitos. Esta tarea exige, pues, un esfuerzo común de todos los investigadores implicados, y en este sentido deseáramos contribuir con este primer trabajo, en el que seguidamente expondremos los grandes rasgos bioestratigráficos obtenidos en la región estudiada.

a) *Llanvirn inferior*

Su caracterización ha sido posible gracias a la presencia de graptolitos de la Zona «*bifidus*», entre los que se cuentan abundantes pero poco diversificados *Didymograptina*, acompañados por raros *Diplograptina* tan sólo en la región de los Montes de Toledo-Villuercas. Ello impide aplicar por el momento el nuevo sentido de la biozonación británica propuesto por JENKINS (*in* HUGHES *et al.*, 1982) en su revisión del área tipo del Llanvirn.

Tal como se encuentra datado por los graptolitos, el Llanvirn inferior alcanza un notable desarrollo estratigráfico en las «Pizarras con *Neseuretus*», implicando los mayores espesores conocidos con sedimentos de esta edad en todo el área ibero-armórica. En líneas generales, los niveles basales del Llanvirn consisten en limolitas oscuras que contienen muchos graptolitos (pendientes y declinados) y escasas faunas bentónicas (principalmente braquiópodos inarticulados y algunos *Asaphina*). La aparición súbita de estas últimas siempre está relacionada con el tránsito a pizarras arcillosas de aspecto masivo que

constituyen la tónica general de los sedimentos del Llanvirn en la zona estudiada.

En la base de las pizarras O_{31} (afectadas regionalmente por varias esquistosidades) se encuentran en los Montes de Toledo los únicos Diplograptina conocidos, junto a raros braquiópodos (*Macrocoelia* n. sp. 1, «*Orthis*» *miniensis*) de corta representación temporal. Inmediatamente por encima se suceden las lutitas fosilíferas que incluyen hacia la base numerosos nódulos y esporádicos niveles ferruginosos de continuidad centimétrica (debido a concentraciones diagenéticas). Bioestratigráficamente este tramo inferior se caracteriza por la presencia de ostrácodos (*Gracquina*, *Rivillina*, *Klimphores*), moluscos (*Tolmachovia* sp. 1, Cycloconchidae) y trilobites (*Colpocoryphe thorali conjugens*, *Salterocoryphe sampelayoi*, *Pterygometopus guadalupensis*, epíbola de *Retamaspis melendezi*, *Pateraspis mediterraneus*, *Ogyginus* sp., Agnostida, etcétera) que no vuelven a ser registrados en la parte alta del Llanvirn inferior, aunque no podemos descartar tampoco la posibilidad de que alguno de ellos hubiera estado presente desde el Arenig en otras localidades (su aparición puede ser ligeramente anterior a los primeros graptolitos del Llanvirn).

En el sinclinal Algodor-Milagro (fig. 1), por encima de los niveles que acabamos de mencionar, existe una alternancia métrica de limolitas negras micáceas con graptolitos (formas pendientes, extensiformes y declinadas, raros dendroides) y pizarras arcillosas masivas, las cuales contienen graptolitos pendientes y abundantes faunas bentónicas con algunos elementos desconocidos por el momento fuera de los Montes de Toledo (*Zeliszskellinae*? n.gen. n.sp., *Salopia*, *Similodonta*, *Calix toledensis*, *Ramseyocrinus*, *Palaeura*, etc.).

Si exceptuamos estas restricciones locales, la fauna bentónica del Llanvirn inferior mantiene una notable uniformidad, que podremos expresar en términos bioestratigráficos gracias a las dataciones proporcionadas por los graptolitos. Así, los sedimentos de esta edad pueden reconocerse en el conjunto del área aún en ausencia de aquéllos por la presencia de trilobites característicos (*Placoparia cambriensis*, *Bathycheilus castilianus*, *Pterygometopus guadalupensis*, *Kloucekie drevermanni drevermanni*, *Retamaspis melendezi*, *Neseuretus avus*, *Colpocoryphe thorali conjugens*, *Salterocoryphe sampelayoi*, *Pseudosphaerexochus mediterraneus*, *Nobiliasaphus caudiculatus*, *Hungioides bohemicus*, *Asaphellus?* *cianus*, *Ogygiocaris?* *toledana*), braquiópodos (*Monorthis noctilio*, *Hesperorthis?*, *Macrocoelia* sp. 1, *Orthambonites* spp.), ostrácodos (*Gracquina*, *Klimphores*, *Rivillina*) y, en la zona de los Montes de Toledo, también por ciertos equinodermos (*Pentagonopentagonopa* sp. 1) y moluscos (*Tolmachovia* spp., *Babinka prima*).

Sin embargo, de cara al establecimiento de unidades bioestratigráficas, tan sólo *Pl. (Pl.) cambriensis*, *B. castilianus* (trilobites) y *M. noc-*

tilio (braquiópodo) demuestran tener la distribución amplia y la abundancia requerida para constituir buenas Biozonas locales de extensión (fig. 2). El primero de estos trilobites ya fue propuesto como índice de biozona por HENRY (1980, fig. 93), aunque conviene recordar que como la especie alcanza una distribución Arenig-Llandeilo inferior en Gran Bretaña, el empleo de ésta para la caracterización del Llanvirn inferior sólo tiene un sentido local ibero-armoricano. En cualquier caso, el conjunto de estas faunas permite comparar los materiales de esta edad con los de otras áreas peninsulares y armoricanas, como por ejemplo el sinclinal de Valongo-Tamames (Portugal-Salamanca), sinclinorio de Laval y Martigné-Ferchaud (Bretaña), y el sinclinal de Mortain-Domfront (Normandía). La sucesión de faunas reconocible en la base de la Formación de Pissot (corte de Domfront) puede posibilitar incluso la equivalencia de las Biozonas 4b a 7 de quitinozoarios establecidos por PARIS (1981) con la parte basal del Llanvirn en nuestra Formación O₃,¹, que posee muchos elementos comparables entre los graptolitos y macrofósiles bentónicos. Sin embargo, la existencia en la Zona Centroibérica de un importante espesor de sedimentos del Llanvirn inferior por encima de estos niveles correlacionables, plantea la interrogante de que la zona «bifidus» diste mucho de encontrarse completamente caracterizada por sus correspondientes Biozonas de quitinozoarios, cuyo estudio podría completarse de manera idónea en nuestra área de trabajo.

Otra cuestión interesante radica en el hallazgo (por su carácter no reflejado en la Tabla I) de un ejemplar suelto de *Crozonaspis kerfornei* CLARKSON y HENRY en las proximidades de un afloramiento con fósiles del Llanvirn inferior al SO. del Viso del Marqués (Ciudad Real). Dado que en dicha sección el Llanvirn superior no contiene faunas bentónicas, pueden compararse estos niveles con sus homólogos en la Formación de Andouillé del Macizo Armoricano, evidenciados recientemente también por los ostrácodos (VANNIER, 1984).

Finalmente, los horizontes que libran los graptolitos más jóvenes de la Zona «bifidus» (representados sólo por el género *Didymograptus*), contienen un reducido número de elementos bentónicos (raros bivalvos, algunos asáfidos y braquiópodos inarticulados) que acotan el límite superior de las Biozonas precedentes de trilobites y braquiópodos, funcionando en la práctica como una interzona estéril.

No queremos concluir este apartado sin aludir a la dificultad que supone el reconocimiento del Llanvirn inferior por medio de graptolitos, y que en algunas publicaciones ha motivado serias vacilaciones e incluso errores en la datación de numerosos taxones de otros grupos fósiles. La distinción de especies dentro del género *Didymograptus* es siempre una labor ardua y no exenta de ciertos riesgos, más cuando

la mayor parte del material consiste en rhabdosomas aplastados que frecuentemente muestran algún grado de distorsión tectónica.

La totalidad de las especies del género se encuentran en la actualidad sujetas a revisión, y se dan casos tan significativos como que la forma índice de zona del Llanvirn inferior en la escala británica, *Didymograptus (Didymograptellus) bifidus* (HALL), no existe en ninguna localidad del Llanvirn europeo. La mayor parte de las citas de esta especie corresponden en realidad a *Didymograptus (Didymograptus) artus* ELLES y WOOD, como ocurre en el área tipo del Llanvirn y en otros lugares donde se ha llevado a cabo dicha revisión. Por otra parte, el predominio de *Didymograptus* sobre otros géneros de graptolitos en muchos horizontes del tercio inferior de las «capas con Tristani» (hecho relacionado con la baja temperatura del agua en latitudes próximas al margen septentrional del continente de Gondwana), ha provocado la asignación de los mismos a otras especies conocidas en la Zona *murchisoni*. Por esta razón, algunas localidades peninsulares con trilobites ordovícicos han sido datadas como Llanvirn superior cuando en realidad son anteriores a esta edad (cf. SKEVINGTON, 1974; JULIVERT y TRUYOLS, 1974; ROMANO y DIGGENS, 1976; discusión en RABANO, 1984).

b) *Llanvirn superior*

Se caracteriza en el sector estudiado por la presencia y extensión vertical de la especie índice de Zona, *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK). Como exponíamos en el apartado anterior, la ausencia de Diplograptina impide una correlación más precisa con la Zona *murchisoni* en el área tipo del Llanvirn, recientemente revisada por JENKINS (1979; in HUGHES *et al.*, 1982).

En la región estudiada, el límite inferior de la Biozona coincide con el desarrollo de un tramo arcilloso masivo (5-10 m.) donde abunda de forma característica el braquiópodo *Cacemia ribeiroi*, cuyas valvas se cuentan por centenares en cualquiera de las localidades investigadas. También es frecuente encontrar una nutrida representación individual de trilobites, bivalvos y gasterópodos, ninguno de los cuales merece ser calificado como característico desde el punto de vista bioestratigráfico, salvo *Eodalmanitina henryi* y *Eodalmanitina* sp. 1, que constituyen una porción minoritaria del total de la fauna. Por encima de esta Biozona de extensión de *Cacemia ribeiroi* (fig. 2), reconocida también en Buçaco y Postolonnec, siempre en la mitad inferior del Llanvirn superior, aparecen de nuevo pizarras oscuras y limolitas con faunas particulares de braquiópodos (por el momento no determinados) y algunos trilobites de aspecto «Llandelliense», como *Crozonaspis morenensis* o *Plaesiacomia oehlerti*, acompañados igualmente por *Didymograptus*.

Los graptolitos son raros en los horizontes con *Cacemia*, abundan en los niveles limolíticos situados a su techo, y progresivamente van siendo más escasos hasta su desaparición unos metros por debajo de las pizarras que contienen los primeros fósiles del Dobrotiviense (Llandeilo). Aparte de los organismos ya mencionados, un fósil característico del conjunto de esta edad puede ser el trilobites *Eodalmanitina destombesi nava* que, coincidiendo con HAMMANN (1983), alcanza una extensión casi paralela a la del graptolito índice de zona en muchos cortes de la región estudiada, si bien numéricamente es más abundante en los tramos altos del Llanvirn superior (fig. 2). También entre los equinodermos, *Calix sedgwicki* parece estar por el momento restringido a esta edad (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1984).

Un último rasgo bioestratigráfico significativo, y de hecho ya destacado por otros autores, es la ausencia generalizada de *Placoparia* en los sedimentos del Llanvirn superior del área ibero-armoricana. Obviamente, esto no constituye en sí mismo ningún criterio utilizable en la discriminación de edad, aunque plantea un interesante problema biogeográfico que todavía no hemos logrado interpretar. Tampoco se puede esclarecer por el momento la equivalencia y posición relativa de la Biozona 8 de quitinozoarios establecida por PARIS (1981) en el Llanvirn superior del Macizo Armoricano, principalmente porque la sección tipo de esta última no posee macrofósiles comparables, y los graptolitos existentes (*Pterograptus*) indican unas condiciones de depósito distintas a las observadas en nuestra zona de estudio. En este caso, las mayores posibilidades de correlación se obtendrán con la parte alta del Llanvirn en la Zona Asturoccidental-leonesa, Sistema Ibérico y Zona Centroibérica septentrional, aunque de hecho no puede descartarse la probable presencia de los quitinozoos índices de zona en el tramo de pizarras correspondiente a la parte superior de la Zona *murchisoni* aquí reconocida (cuyas condiciones batimétricas difieren de las que componen la Biozona de *Cacemia*).

c) *Llandeilo (Dobrotiviense)*

Su desarrollo sedimentario y paleogeográfico ha sido revisado recientemente para la Zona Centroibérica por HAMMANN y HENRY (1978) y HAMMAN (1983), quienes establecen los grandes rasgos bioestratigráficos y la correlación de los principales fósiles presentes en las litofacies arenosas. En la región estudiada, el límite inferior del Llandeilo lo hemos situado próximo a la primera aparición de graptolitos de la Zona *teretiusculus* (cf. WHITTINGTON *et al.*, 1984, p. 24), que ocurre por lo general en el tercio superior de la Formación O₃₁ (entre 20-50 m. por debajo del techo de esta unidad). La especie índice de Zona (*sensu* JENKINS, 1979: = *Glyptograptus inclitus*) está también

presente en la parte media del miembro $O_3 \ 2 \ \beta$ (Pizarras de Navalaceite, Pizarras Guindo), constituyendo éste el último registro de graptolitos determinables en las «capas con Tristani».

A pesar de las dificultades que de por sí entraña la ausencia o extrema escasez de estos fósiles para delimitar la extensión del Llandeilo en las Formaciones estudiadas, existen además otros muchos problemas derivados de las diferentes concepciones que sobre la definición de esta popular Serie británica y su reconocimiento a través de las Zonas de graptolitos han ido sucediéndose a lo largo de esta última década (WILLIAMS *et al.*, 1972; SKEVINGTON, 1976; WILLIAMS, 1976; HENRY, 1980). Ello limita en gran medida el intento de correlación entre el Llandeilo centro-ibérico y el de las áreas-tipo, aun en el caso más favorable en que ambos estuvieran representados por facies graptolíticas. Estas últimas diferencias, condicionadas por factores paleogeográficos, son precisamente las que nos han llevado a seleccionar como elemento de comparación cronoestratigráfica otra Serie más apropiada como es el Dobrotiviense de Bohemia (HAVLÍČEK y MAREK, 1973), bien caracterizado por un conjunto de faunas bentónicas cuyas relaciones provinciales son más estrechas respecto a sus homólogas centroibéricas. Tal como se encuentra definido en sus áreas tipo, los sedimentos asignados al Dobrotiviense aparecen limitados en la base por faunas del Llanvirn superior (graptolíticas —atlánticas— y conchíferas), y en su parte superior por asociaciones típicas del Berouniense inferior, que en nuestra región son comparables a las de la Formación Liben (a la que diversos autores asignan una probable edad Costonienense de acuerdo con la escala británica). Desde el punto de vista de las faunas graptolíticas, el Dobrotiviense comprende dos Biozonas, de las cuales la inferior (con *Glyptograptus teretiusculus*) puede ser reconocida sin dificultad en todo el dominio ibero-armoricano, y en su más amplio sentido es también equiparable a la Zona *teretiusculus* de otras regiones atlánticas.

La Biozona superior, con *Cryptograptus tricornis* en Bohemia, por el momento no ha sido caracterizada en España debido a la ausencia de graptolitos en estos niveles. Sin embargo, la distribución vertical de los ejemplares bohémicos es casi paralela a la del trilobites *Placoparia* (*Coplacoparia*) *borni*, conocido en ambas regiones en una posición estratigráfica equivalente (HÖRBINGER y VANEK, 1980; HAMMANN, 1983). El problema de la ausencia de graptolitos puede ser explicado en función de las diferentes facies presentes en el área estudiada, que en general corresponden a medios más agitados y en consecuencia menos favorables para la vida y/o conservación de estos organismos de esqueleto orgánico. Dicha interpretación plantea esencialmente la mínima posibilidad de encontrar en los tramos altos del Dobrotiviense representantes del género *Nemagraptus*, una de cuyas espe-

cies (*N. gracilis*) sirve como discutido índice de Zona en la escala británica, y que según el tipo de facies donde aparece, estaría confinado a regiones más profundas y/o alejadas de la costa. Otra explicación a la ausencia generalizada de graptolitos en estos niveles, y en todo caso compatible con la anterior, son las diferentes relaciones paleolatitudinales que muestra el conjunto suroccidental europeo durante el Ordovícico, combinadas con la variación en la temperatura superficial del agua como preludeo y consecuencia del episodio glaciario fini-Ordovícico. Según el modelo de SKEVINGTON (1974b), la uniformización progresiva de la temperatura del agua que comienza a percibirse a comienzos del Llandeilo, provoca por un lado la desaparición del hasta entonces acusado provincialismo de los graptolitos planctónicos, y por otro la retirada paulatina de estas faunas de las regiones paleoantárticas (donde se sitúa la península en las modernas reconstrucciones paleogeográficas) hacia latitudes más próximas al ecuador de este Período. Un caso similar ocurre con otros elementos pelágicos como los conuláridos (Scyphozoa) o con ciertos crustáceos phyllocáridos de vida epiplancónica (*Caryocaris*), frecuentes todavía entre las faunas bohémicas del Dobrotiviense.

Al margen de estas consideraciones, los sedimentos asignados al Dobrotiviense en el área de trabajo presentan una problemática propia de cara al establecimiento de unidades bioestratigráficas, ya que tramos considerables de la Formación O₃ están ocupados por paquetes arenosos cuyas asociaciones fósiles son claramente distintas de las que se encuentran en los sedimentos arcillosos. En otras localidades centroibéricas, como por ejemplo al oeste de Cáceres y en los confines orientales y meridionales de Sierra Morena, estas «areniscas con Tristani» ocupan prácticamente toda la sucesión del Grupo O₃, comenzando su depósito incluso durante el Llanvirn (HAMMANN *et al.*, 1982). La existencia de faunas particulares ligadas a las litofacies arenosas impide en muchos casos precisar su cronoestratigrafía, aunque como indica HAMMANN (1983), es posible que ciertos trilobites puedan ser utilizados como «guías» del Dobrotiviense. Entre ellos cabe citar a *Crozonaspis incerta*, *C. armata*, *Eohomalonotus* spp., *Iberocoryphe* spp. y *Kerfornella brevicaudata*; a los que añadimos *Neseuretus* (*N.*) *henkei* como trilobites típico de la litofacies arenosas.

Con el fin de obtener un mejor control bioestratigráfico de los sedimentos asignados al Dobrotiviense, hemos emplazado nuestras investigaciones en un área donde éstos estuvieran representados por distintos tipos litológicos. Los primeros resultados (Tabla I) permiten la diferenciación del Dobrotiviense inferior y superior en las facies arcillosas gracias al empleo de trilobites y braquiópodos; mientras que en las litologías arenosas este cometido puede verse favorecido tras un estudio más profundo de las faunas de braquiópodos articulados.

c.1. *Dobrotiviense inferior*

Se caracteriza por la extensión vertical del trilobites *Placoparia (Copl.) tournemini*, que coincide con la del graptolito *Gl. (Gl.) tereiusculus*, índice de Zona en la escala bohémica (BOUCEK, 1973).

La Biozona de *Pl. (Copl.) tournemini* fue propuesta por HENRY, (1980, p. 230) en el Llandeilo del Macizo Armoricano, y también ha sido reconocida en términos similares en Portugal y en España (HAMMANN, 1983). En la región de los Montes de Toledo-Villuercas, los primeros representantes de la especie se encuentran asociados a *Gl. (Gl.) tereiusculus* en el tercio superior de la Formación $O_3 1$, entre 20-50 m. por debajo de las Areniscas de Los Rasos. Estos niveles basales del Dobrotiviense tienen un gran interés desde el punto de vista bioestratigráfico, pues coinciden con la aparición de diversos géneros de trilobites como *Prionocheilus*, *Eccoptochile*, *Zeliszella*, *Phacopidina*, etc., presentes luego en la Formación $O_3 2$; con la epíbole del braquiópodo *Heterorthina morgatensis*, y con los últimos representantes de algunos trilobites (*Selenopeltis macrophthalmus*), bivalvos (*Coxiconcha britannica*) y cnidarios (*Pseudoconularia*). En dicho tramo aparecen además otros elementos característicos como *Calix rouaulti* forma *c* (= *C. purkynei*), *Paurorthis?* n. sp., *Deceptrix britannica* y *Eodalmanitina chillonensis*, mientras que comienza a ser frecuente el trilobites *Colpocoryphe rouaulti* y los bivalvos *Cardiolaria beirensis* y *Myoplusia escosurae*. En el sinclinal Algodor-Milagro, un tipo particular de facies (GUTIERREZ MARCO *et al.*, en prensa) contiene numerosos cistideos, entre ellos *Calix* spp., *Codiacystis*, *Phlyctocystis* y determinados moluscos (Monoplacóforos, *Lophospira*, Tarpfycerida) que aquí son abundantes, aunque están representados en «facies normales» también en el sinclinal de Puebla de Don Rodrigo y Almadén.

Dentro de la Formación $O_3 2$, los primeros metros de pizarras situadas por encima de las Areniscas de Los Rasos participan igualmente de algunos elementos comunes conocidos en el techo de la Formación precedente, como *Eodalmanitina macrophthalma* y *Zeliszella (Z.) toledana* (cf. RABANO, 1981). Quizá la extensión concurrente de ambos trilobites sirva para caracterizar una nueva Biozona cuanto menos equivalente a la parte inferior de la Biozona de *Pl. (Copl.) tournemini*. Por otro lado, el braquiópodo *Heterorthina morgatensis* continúa su representación en el Miembro $O_3 2 \alpha$ de Sierra Morena oriental (MELOU, 1975), y el último ejemplar conocido de la especie (una sola valva) ha sido encontrado en el Miembro $O_3 2 \beta$, 10 m. por encima de las Areniscas de Los Rasos en los Montes de Toledo.

Todo lo expuesto anteriormente ilustra muy bien, en términos bioestratigráficos, la diacronía con que se inicia el depósito de la Formación $O_3 2$, y especialmente la edad de su miembro inferior. Mientras que

en la parte septentrional de la región estudiada (Montes de Toledo-Villuercas) las Areniscas de Los Rasos están acantonadas entre faunas indicativas de la porción inferior de la Biozona de *Pl. (Copl.) tournemini* (extensión concurrente de *E. macrophthalmia* y *Z. toledana*), en el área de Almadén-Corral las Alternancias del Chorrillo culminan su depósito con posterioridad a estos niveles. Finalmente, en las regiones más meridionales de Sierra Morena centroibérica la base de la Formación O_3_2 puede tener en algunos puntos una edad Llanvirn, aunque de forma global las Alternancias del Caño en los sectores aludidos parecen equivaler plenamente a dicha porción inferior de la Biozona de *Pl. (Copl.) tournemini* y, en consecuencia, ser asignadas al Dobrotviense inferior en su más amplio sentido.

La diacronía existente en el depósito del miembro arenoso inferior de la Formación O_3_2 puede ser explicado atendiendo a diversos factores paleogeográficos y sedimentológicos, entre los que se cuenta la interpretación de las Areniscas de Los Rasos como depósitos de tempestad (BRENCHLEY, ROMANO y GUTIERREZ MARCO, trabajos en curso). En este contexto, resulta difícil referir la distribución general de la fauna de las «capas con Tristani» a una región u otra del sector estudiado (fig. 1). Por ello, la tabla I recoge de forma sintética la extensión vertical de los distintos grupos fósiles con arreglo a una «sucesión-tipo» en los Montes de Toledo-Villuercas, posiblemente la más significativa dentro del área de trabajo a efectos bioestratigráficos.

El depósito del miembro arcilloso de la Formación O_3_2 conlleva paralelamente un cambio apreciable en la composición de muchas asociaciones fósiles dentro de la Biozona de *Pl. (Copl.) tournemini*. En líneas generales, el relevo es importante entre las faunas de braquiópodos, con la aparición de formas como *Aegiromena mariana*, abundantemente representada en toda la unidad, y *Eorhipidomella muscosa*. Al mismo tiempo, decrece la diversidad de las faunas de equinodermos y braquiópodos inarticulados, que salvo en puntos muy concretos, pasan a tener una mínima representación numérica como ocurre con los graptolitos.

La parte superior de la Biozona de *Pl. (Copl.) tournemini* constituye otro horizonte bioestratigráfico significativo que ya ha sido puesto de manifiesto por diversos autores. Junto a los últimos graptolitos de la Zona *teretiusculus*, *Pl. (Copl.) tournemini* mantiene todavía una representación nutrida, pero estos niveles contienen también raros ejemplares de su descendiente directo, *Pl. (Copl.) borni*. Como ha destacado HENRY (1980, p. 230), la coexistencia de estas dos especies pertenecientes a una misma línea filogenética (HENRY y CLARKSON, 1975) representa un lapso de tiempo preciso, y, en consecuencia, creemos que puede constituir una cronozona muy útil para la correlación. El mis-

mo fenómeno ha sido registrado en diversas secciones de las Formaciones de Andouillé, Traveusot y Postolonnec (Macizo Armoricano francés), Valongo (N. de Portugal), a las que añadimos ahora las del Miembro $O_3 2 \beta$ en el sinclínorio de Almadén y Sierra Morena oriental.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, los niveles donde coexisten las dos especies del subgénero *Coplacoparia* se caracterizan también por la extensión vertical del trilobites *Morgatia hupei* (erigido como índice de Zona por HENRY, 1980, p. 232), y por la aparición de otros muchos taxones que van a continuar representados en el Dobrotiviense superior. Entre ellos cabe citar a *Eodalmanitina destombesi destombesi*, *Zeliszkeella (Z.) torrubiae*, *Crozonaspis struvei*, *Selenopeltis gallicus*, *Panderia beaumonti*, *Heterorthis kerfornei*, *Calix rouaulti* formas *f* y *g*, etc. Los niveles con *Morgatia hupei* contienen además otros elementos particulares entre las faunas de trilobites (*Nobilia-saphus* n. sp., *Parabarrandia* n. sp.), braquiópodos (*Orderleyella* n. sp., epíbole de *Apollonorthis bussacensis*) y equinodermos (en el sinclínorio de Almadén *Batalleria batalleri* y *Myrocystella incipiens miloni*).

Para finalizar este apartado, cabe consignar la correlación tentativa del Dobrotiviense inferior con sus correspondientes Biozonas de quitinozoarios. Las Biozonas 9 a 11 de estos organismos definidas por PARIS (1981) están enmarcados por la distribución vertical de *Glyptograptus (Gl.) teretiusculus* en diversas secciones del Macizo Armoricano y Portugal. Sin embargo, las unidades que las contienen (parte superior de las Formaciones de Cacemes, Andouillé y Postolonnec) pueden ser únicamente correlacionadas empleando criterios paleontológicos y estratigráficos con el miembro medio de nuestra Formación $O_3 2$. De ello se deduce que, por el momento, no existen datos sobre quitinozoarios relativos a un importante espesor de sedimentos correspondiente a la parte inferior de la Biozona con *Pl. (Copl.) tournemini* (extensión concurrente de *E. macrophtalma* y *Z. toledana*). Dichos niveles podrían caracterizarse de manera idónea al norte de nuestra área de trabajo, aunque posiblemente se reconozcan también en la Formación de Traveusot (yacimiento de Le Chatelier) y cerca del techo del miembro inferior de la Formación de Postolonnec, según podemos interpretar de los datos aportados por HENRY (1980, fig. 94). En este sentido, entendemos que una correlación directa de las «capas con Tristani» respecto a esta última Formación podría dar lugar a reconsiderar la ubicación estratigráfica del yacimiento dobrotiviense del puerto deportivo de Morgat (península de Crozon), ya que sus características bioestratigráficas (principalmente la distribución de moluscos y braquiópodos) nos parecen idénticas a las que se encuentran en niveles situados justo por debajo de las Areniscas de Los Rasos (\approx Areniscas de Kerarvail ?).

		ZONAS PATRON	GRAPTOLITOS	TRILOBITES	BRAQUIOPODOS	QUITIN.
LLANDEILO	DOBROTIWIENSE	<i>gracilis</i> ? - - - ?		Placoparia borni	Heterorthisna kerfornei	12
		<i>teretiusculus</i>				M. hupei Placoparia tournemini Z. toledana E. macrophthalma
LLANVIRN	SUPERIOR	<i>murchisoni</i>	D. murchisoni	Eodalmanitina destombesi nava (Placoparia ausente)		10
						Cacemia ribeiroi
	INFERIOR	<i>"bifidus"</i>	D. artus G. dentatus ?	Placoparia cambriensis	Monorthis noctilio	8 ?
						4b - 7

FIG 2. FIGURA 2.—Biozonas de graptolitos, trilobites y braquiopodos reconocidas en el Llanvirn y Dobrotiviense del sector estudiado. Los números de las columnas de la derecha corresponden a las Biozonas de quitinozoarios establecidas por PARIS (1981), cuya probable equivalencia se indica en el texto.

c.2. *Dobrotiviense superior*

Su límite inferior coincide con la desaparición de *Pl. (Copl.) tournemini* y de otros trilobites (*Morgatia hupei*) característicos de la parte superior de la Biozona respectiva, así como por la abundancia de *Pl. (Copl.) borni*, que va a constituir una buena Biozona de extensión reconocible en la mitad superior del Miembro $O_3_2\beta$ (exceptuando los niveles donde coexiste con *Pl. tournemini*). Un caso similar ocurre con el braquiópodo *Heterorthina kerfornei*, detectado también en las facies arenosas con las que culmina la Formación O_3_2 (MELOU, 1975). Por lo demás, la composición de las faunas de trilobites no difiere sustancialmente de las que se encontraban en la parte alta del Dobrotiviense inferior. Junto a *Pl. (Copl.) borni* se encuentran también *Eodalmanitina destombesi destombesi*, *Phacopidina micheli*, *Crozonaspis struvei*, *Selenopeltis gallicus*, *Eccoptochile*, *Pandertia beaumonti*, *Prionocheilus mendax*, etc. (Tabla I). Por último, cabe resaltar la presencia de *Neseuretus (N.) tristani tardus* y puntualmente *Gelidorthis cennenensis*, que parecen estar restringidos al Dobrotiviense superior.

El límite superior del Dobrotiviense es difícil de situar con precisión en nuestra zona de estudio. El tercio superior de la Formación O_3_2 está representado siempre por paquetes arenosos y cuarcíticos que rara vez contienen fósiles, aunque se conocen algunos yacimientos en su mitad inferior con faunas particulares de trilobites de esta edad. En el sinclinal de Guadarranque, HAMMANN (1983) refiere el hallazgo de *Neseuretus (N.) tristani ssp. inc.* en los niveles de transición situados a techo de las Cuarcitas La Cierva, con lo que el depósito de la unidad habría culminado dentro del Dobrotiviense (la siguiente unidad contiene fósiles más modernos). Sin embargo, el límite Dobrotiviense/Berouniense (Llandeilo/Caradoc?) es más difícil o incluso imposible de establecer en otras secciones, pudiendo situarse dentro de las Cuarcitas Botella (mitad superior) o sus equivalentes en Sierra Morena y la región de Almadén. En el Macizo Armoricano francés existen diversas localidades donde el Dobrotiviense superior está representado íntegramente por litofacies arcillosas, y en su parte más alta (Zona con *Marrolithus bureaui* según HENRY, 1980, p. 232) se encuentran todavía *Neseuretus (N.) tristani tardus*, *Eodalmanitina destombesi destombesi*, *Phacopidina micheli*, *Prionocheilus mendax*, *Colpocoryphe rouaulti*, *Pandertia beaumonti*, *Selenopeltis gallicus*, *Plaesiacomia oehlerti*, *Eccoptochile mariana* y *Placoparia (Copl.) borni*, lo que confirma la validez de la Biozona propuesta para este último trilobites y su correspondencia con el Dobrotiviense superior. Por encima de estos niveles aparecen las primeras asociaciones del Berouniense, caracterizadas por contener, junto a *Colpocoryphe grandis*, especies como *Crozonaspis chauvelii* en Bretaña (HENRY, 1980) y *Onnia cf. seunesi* en España (HAMMANN,

1983). Ambos trilobites están presentes en muchos cortes de la región estudiada dentro de unidades pelíticas que se apoyan directamente sobre las «capas con *Tristani*» (HAMMANN, 1983); por lo que la culminación del depósito de estas últimas tuvo lugar entre finales del Dobrotiviense (sector septentrional?) y comienzos del Berouniense (sector meridional?).

Desde el punto de vista de los problemas de correlación que plantean las Biozonas de quitinozoarios propuestas por PARIS (1981), cabe la posibilidad de que la Biozona 11, cuyo límite superior admite siempre algún intervalo de incertidumbre, pueda llegar a englobar los niveles basales del Dobrotiviense superior. La Biozona 12 corresponde prácticamente a la parte más alta del Dobrotiviense, ya que existe en Bretaña en la Zona de *Marrolithus bureaui* (parte superior de la Formación de Andouillé; PARIS, 1981, p. 19 y fig. 132).

5. CONCLUSIONES

En el presente trabajo hemos esbozado a grandes rasgos la distribución de la fauna fósil presente en las «capas con *Tristani*», y su ubicación *cronoestratigráfica* en un amplio sector de la Zona Centroibérica.

El estudio ha tenido como resultado inmediato la caracterización de diversas Biozonas (fig. 2) que son susceptibles de correlación con otras secciones ordovícicas del dominio ibero-armoricano. Asimismo, la comparación de éstas con los estratotipos del Ordovícico británico plantea grandes dificultades a partir del Llanvirn, por lo que hemos tomado como elementos de correlación *cronoestratigráfica* las Series del Ordovícico de Bohemia propuestas por HAVLÍČEK y MAREK (1973). Los argumentos más importantes para esta asimilación están relacionados con la pertenencia de gran parte de la región «mediterránea» a un mismo dominio paleobiogeográfico durante el Ordovícico. Ello condiciona la similitud de muchas asociaciones fósiles, que aparecen reguladas por factores comunes (RABANO, 1983; RABANO y GUTIERREZ MARCO, en prensa; GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1984). Sin embargo, la existencia de algunos endemismos y de variaciones apreciables en la composición de ciertas asociaciones a partir del Llanvirn, puede plantear el reconocimiento de áreas particulares e incluso subprovincias faunísticas dentro de la Zona Centroibérica (ROMANO, 1982).

AGRADECIMIENTOS

A lo largo de estos años de investigaciones han sido muchas las personas que con su interés y espíritu de colaboración han impulsado la

culminación de este trabajo. Aunque sería prolijo enumerarlos a todos, queremos manifestar nuestra gratitud de modo especial a los doctores D. Gil Cid (Madrid), W. Hammann (Würzburg), J.-L. Henry (Rennes), M. A. de San José (Madrid) y J. García-Alcalde (Oviedo), así como a los especialistas que participaron en la determinación de algunos grupos fósiles: J. Vannier y J. Chauvel (Rennes), B. Meléndez (Madrid), L. Marek (Praga), A. B. Smith (Londres) e I. Pek (Olomouc). Gracias a los doctores I. Quintero y B. Sanchiz pudimos acceder a las colecciones depositadas, respectivamente, en el Museo del Instituto Geológico y Minero de España y en el Museo Nacional de Ciencias Naturales. Los señores A. Triviño Sanz y J. Martín Roldán suministraron una ayuda importante en los trabajos de campo más recientes desarrollados en los Montes de Toledo. A todos ellos nuestro sincero agradecimiento.

BIBLIOGRAFIA

- ANÓNIMO (1850): Apuntes sobre algunos fósiles hallados por el señor de Verneuil en España. *Rev. Min.*, 1, p. 95. Madrid.
- BORN, A. (1918): Die *Calymene Tristani*-Stufe (mittleres Untersilur) bei Almadén, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung. *Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges.*, 36, pp. 309-358. Frankfurt a. M.
- BOUCEK, B. (1973): Lower Ordovician Graptolites of Bohemia. *Academia*, 288 pp. Praga.
- CARRE, D.; HENRY, J.-L.; POUPON, G., y TAMAIN, G. (1971): Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena. *Bull. Soc. géol. France* (7), 21, pp. 774-785. París.
- CHAUVEL, J. (1980): Données nouvelles sur quelques Cystoides Diploporites (Echinodermes), du Paléozoïque Armoricaín. *Bull. Soc. Géol. & Min. Bretagne* (C), 12, pp. 1-28. Rennes.
- CHAUVEL, J., y MELÉNDEZ, B. (1978): Les Echinodermes (Cystoides, Astérozoaires, Homalozoaires) de l'Ordovicien moyen des Monts de Tolède (Espagne). *Estudios geol.*, 34, pp. 75-87. Madrid.
- GIL CID, M. D. (1970): Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de Montes de Toledo (Trilobites). *Estudios geol.*, 26, pp. 285-295. Madrid.
- GIL CID, M. D. (1971): Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios geol.*, 27, pp. 311-316. Madrid.
- GIL CID, M. D. (1972a): Sobre algunos Asaphidae (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios geol.*, 28, pp. 89-101. Madrid.
- GIL CID, M. D. (1972b): Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios geol.*, 28, pp. 143-153. Madrid.
- GIL CID, M. D. (1972c): Nota sobre la fauna de trilobites del Ordovícico de los Montes de Toledo (España). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 70, pp. 55-76. Madrid.
- GIL CID, M. D. (1975): Interés bioestratigráfico de los Placopariinae en el Ordovícico. *Bol. Geol. y Min.*, 86, pp. 359-364. Madrid.
- GIL CID, M. D. (1976): Los trilobites Asaphidae del Arenig de San Pablo de los Montes (Toledo, España). *Tecniterrae*, 12, pp. 1-8. Madrid.

- GIL CID, M. D. (1979): Los Hyolitha del Cámbrico y Ordovícico de Sierra Morena y Montes de Toledo y su interpretación paleozoológica. *Bol. Geol. y Min.*, 90, 6, pp. 556-564. Madrid.
- GIL CID, M. D., y RÁBANO, I. (1982): Introducción al estudio de la familia Illaenidae (Trilobita, Illaenina) en el Ordovícico español. *Bol. Geol. y Min.*, 93, 6, pp. 461-464. Madrid.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C., y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983): Estudio de los Monoplacóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España central). *Estudios geol.*, 39, pp. 379-385. Madrid.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B., y SMITH, A. B. (1984): Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España). *Estudios geol.*, 40, pp. 421-453. Madrid.
- HAMMANN, W. (1971a): Die Placopariinae (Trilobita, Cheirurina; Ordovizium). *Senckenbergiana lethaea*, 52, 2, pp. 53-75. Frankfurt a. M.
- HAMMANN, W. (1971b): Stratigraphische Einteilung des spanischen Ordoviziums nach Dalmanitacea und Cheirurina (Trilobita). *Mém. Bur. Rech. géol. miniér.*, 73, pp. 265-272. Paris.
- HAMMANN, W. (1971c): Zur Synonymie von *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tourneminei* (ROUAULT, 1847). *Senckenbergiana lethaea*, 52, 5/6, pp. 589-590. Frankfurt a. M.
- HAMMANN, W. (1972): Neue propere Trilobiten aus dem Ordovizium Spaniens. *Senckenbergiana lethaea*, 53, 5, pp. 371-381. Frankfurt a. M.
- HAMMANN, W. (1974): Phacopina und Cheirurina aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 55, 1/5, pp. 1-151. Frankfurt a. M.
- HAMMANN, W. (1976): The Ordovician of the Iberian Peninsula — A review. Páginas 387-409, in BASSETT, M. G. (ed.): *The Ordovician System: Proceedings of a Palaeontological Association Symposium, Birmingham, September 1974*. University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, 696 pp.
- HAMMANN, W. (1977): Neue Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 58, 1/3, pp. 91-97. Frankfurt a. M.
- HAMMANN, W. (1983): Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542, pp. 1-177. Frankfurt a. M.
- HAMMANN, W. y HENRY, J.-L. (1978): Quelques especes de *Calymenella*, *Eohomalotus* et *Kerfonella* (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Péninsule Ibérique. *Senckenbergiana lethaea*, 59, 4/6, pp. 401-429. Frankfurt a. M.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M. (1982): The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Publ. internat. Un. geol. Sci.*, 11, 47 pp. Ottawa.
- HAMMANN, W., y RÁBANO, I. (en prensa): *Selenopeltis* (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*. Frankfurt a. M.
- HAVLÍČEK, V., y MAREK, L. (1973): Bohemian Ordovician and its international correlation. *Cas. miner. geol.*, 18, 3, pp. 225-237. Praga.
- HENRY, J.-L. (1980): Trilobites ordoviciens du Massif Armoricaín. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 22, pp. 1-250. Rennes.
- HENRY, J.-L., y CLARKSON, E. N. K. (1975): Enrollment and coaptations in some species of the Ordovician trilobite genus *Placoparia*. *Fossils and Strata*, 4, pp. 87-95. Oslo.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942): Explicación del nuevo Mapa Geológico de España, Tomo II. El Sistema Siluriano. *Mem. Inst. geol. Min. España*, 848 pp. Madrid.

- HÖRINGER, F., y VANEK, J. (1980): Occurrence of *Placoparia* (*Coplacoparia*) *borni* HAMMANN (Trilobita) in the Ordovician of Central Bohemia. *Cas. miner. geol.*, 25, 4, pp. 421-424. Praga.
- HUGHES, C. P.; JENKINS, C. J., y RICKARDS, R. B. (1982): Aberiddi Bay and the adjacent coast. Páginas 51-63, in BASSETT, M. G. (ed.): *Geological excursions in Dyfed, South-West Wales*. National Museum of Wales, Cardiff, 325 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.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1974): Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora geol. Ast.*, 18 (4), pp. 57-61. Oviedo.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. Páginas 192-246, in COMBA, J. A. (ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos*. Geología de España. Tomo I. Inst. Geol. Min. España, Madrid, 656 pp.
- LOTZE, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. N. F.*, 14, 2, 320 pp. Berlin.
- MÁROUEZ TRIGUERO, E. (1963): Nueva división del Silúrico en la región de Almadén. *Notas y Comun. Inst. Geol. Min. España*, 72, pp. 200-218. Madrid.
- MÉLOU, M. (1975): La genre *Heterorthis* (Brachiopoda, Orthida) dans la Formation des Schistes de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Géobios*, 8, 3, pp. 191-208. Lyon.
- PARIS, F. (1981): Les Chitinozoaires dans le Paleozoïque du sud-ouest de l'Europe (Cadre géologique - Etude systématique - Biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26, 412 pp. Rennes.
- PRADO, C. DE (1856): Mémoire sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *Bull. Soc. géol. France* (2), 12, pp. 182-204. Paris.
- RÁBANO, I. (1981): Phacopina (Trilobita) del Ordovícico de Horcajo de los Montes (Ciudad Real, España). *Estudios geol.*, 37, pp. 269-283. Madrid.
- RÁBANO, I. (1982): Hallazgo de *Ogyginus* RAYMOND, 1912 (Trilobita, Asaphina) en el Ordovícico español. *COL-PA*, 37, pp. 67-72. Madrid.
- RÁBANO, I. (1983): The Ordovician trilobite *Hungioides* KOBAYASHI, 1936 (Asaphina, Dikelokephalinidae) from Spain. *Géobios*, 16, 4, pp. 431-441. Lyon.
- RÁBANO, I. (1984): Nuevas observaciones sobre *Placoparia* (*Placoparia*) *cambriensis* HICKS, 1875 (Trilobita, Cheirurina) en el Llanvirn centroibérico. *COL-PA*, 39, pp. 7-16. Madrid.
- RÁBANO, I., y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (en prensa): Revisión del género *Ectillaenus* SALTER, 1867 (Trilobita, Illaenina) en el Ordovícico de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*. Madrid.
- ROMANO, M. (1982): The Ordovician biostratigraphy of Portugal — A review with new data and re-appraisal. *Geol. J.*, 17, pp. 89-110.
- ROMANO, M., y DIGGENS, J. N. (1976): The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks arund Valongo, north Portugal. *Com. Serv. geol. Portugal*, 57, pp. 22-50. Lisboa.
- SKEVINGTON, D. (1974a): Graptolite faunas from Central and Northwestern Spain. *Breviora geol. Ast.*, 18 (4), pp. 61-64. Oviedo.
- SKEVINGTON, D. (1974b): Controls influencing the composition and distribution of Ordovician graptolite faunal provinces. *Special Pap. Palaeont.*, 13, pp. 59-73. Londres.
- SKEVINGTON, D. (1976): British Ordovician Graptolite zones and interregional correlation. Páginas 171-178, in KALJO, D., y KOREN, T. (ed.): *Graptolites and stratigraphy*. Inst. Geol. Acad. Sci. of Estonian S. S. R. Tallin.

- VANNIER, J. (1984): *Ostracodes ordoviciens du Massif Armoricain*. Tesis tercer ciclo, Univ. de Rennes I, Sér. C., n.º ser. 330, 158 pp. Rennes. (Inéd.).
- VERNEUIL, E. DE, y BARRANDE, J. (1856): Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *Bull. Soc. géol. France* (2), 12, pp. 964-1025. París.
- WHITTINGTON, H. B.; DEAN, W. T.; FORTEY, R. A.; RICKARDS, R. B.; RUSHTON, A. W. A., y WRIGHT, A. D. (1984): Definition of the Tremadoc Series and the Series of the Ordovician System in Britain. *Geol. Mag.*, 121, 1, pp. 17-33. Cambridge.
- WILLIAMS, A. (1976): Plate Tectonics and Biofacies Evolution as factors in Ordovician correlation. Páginas 29-66, in BASSETT, M. G. (ed.): *The Ordovician System: Proceedings of a Palaeontological Association Symposium, Birmingham, September 1974*. University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff. 696 pp.
- WILLIAMS, A.; STRACHAN, I.; BASSETT, D. A.; DEAN, W. T.; INGHAM, J. K.; WRIGHT, A. D., y WHITTINGTON, H. B. (1972): A correlation of Ordovician rocks in the British Isles. *Geol. Soc. London, Spec. Rep.*, 3, 74 pp. Londres.