

Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa y Centroibérica septentrional)

**A biostratigraphical review of the Middle Ordovician shales
from NW Spain (Cantabrian and Westasturian-Leonese zones,
and northernmost part of the Central Iberian Zone)**

J.C. GUTIÉRREZ-MARCO⁽¹⁾, C. ARAMBURU⁽²⁾, M. ARBIZU⁽²⁾, E. BERNÁRDEZ⁽³⁾,
M.P. HACAR RODRÍGUEZ⁽⁴⁾, I. MÉNDEZ-BEDIA⁽²⁾, R. MONTESINOS LÓPEZ⁽⁵⁾, I. RÁBANO⁽⁶⁾,
J. TRUYOLS⁽²⁾ y E. VILLAS⁽⁷⁾

*(1) Departamento de Bioestratigrafía y Biocronología, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM),
Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid*

(2) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, E-33005 Oviedo

(3) Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid

(4) Geólogo, Naves 5, E-28005 Madrid

(5) Facultad de Ciencias de la Educación, Universidade da Coruña, Paseo de Ronda 47, E-15011 A Coruña

(6) Museo Geominero (ITGE), Ríos Rosas 23, E-28003 Madrid

(7) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza.

RESUMEN

La revisión completa de más de un centenar de localidades fosilíferas del Ordovícico Medio situadas en el noroeste del Macizo Hespérico, muestra que el depósito de las pizarras y limolitas oscuras (Formación Luarca y equivalentes), que siguen a las cuarcitas del Arenig, no fue tan uniforme como se consideraba hasta ahora. Las pizarras se sedimentaron esencialmente durante el Oretaniense en la Zona Asturoccidental-leonesa y en la parte septentrional de la Zona Centroibérica (Dominio del Olló de Sapo), donde el techo de la unidad se sitúa muy próximo al límite Oretaniense/Dobrotiviense, sin existir ningún yacimiento paleontológico de probada edad dobrotiviense (= "Llandeilo inferior" en sentido clásico).

En la Zona Cantábrica, la sedimentación arcillosa se inicia en el Oretaniense superior tardío y prosigue durante el Dobrotiviense. Para el conjunto del área estudiada se caracterizan, o proponen, diversas lagunas estratigráficas de alcance local o regional, y se discuten las

circunstancias paleogeográficas generadas por las hipótesis más recientes, que son contrastadas a la luz de los nuevos datos paleoecológicos y paleobiogeográficos. Éstos indican que la sedimentación tuvo lugar en áreas externas y abiertas de la plataforma, relativamente más profundas que en la región surcentroibérica, con áreas de surco donde ingresan elementos mesopelágicos. Desde el punto de vista paleontológico, se reconocieron un total de 97 formas distintas (67 especies presentes en el Oretaniense y 45 en el Dobrotiviense), entre las que destaca la primera aparición conocida de determinadas especies de trilobites y ostrácodos, el registro más moderno de otros, y algunos taxones en común con Avalonia y Baltica, desconocidos hasta el presente en otras áreas del suroeste de Europa.

Palabras clave: Ordovícico. Darriwiliense. Oretaniense. Dobrotiviense. Revisión Bioestratigráfica. Correlación. Macizo Hespérico. España.

ABSTRACT

A complete review of more than one hundred Middle Ordovician fossil localities, distributed within the northwestern part of the Hesperian Massif, shows that the sedimentation of the dark shales (Luarca Formation and equivalents) that overlie Arenig quartzites with *Cruziana* (the 'Armorican Quartzite' facies) was not as uniform as it has been supposed for the whole NW Spain. These shales were mainly deposited during the Oretanian in the West Asturian-Leonese Zone and in northern Central-Iberian Zone (Domain of the Ollo de Sapo Antiform). In these zones, the top of the unit is close to the Oretanian/Dobrotivian boundary, without any fossils with proved Dobrotivian age.

In the Cantabrian Zone, clay sedimentation started in the latest Oretanian and continued during the Dobrotivian. Several local or regional stratigraphic gaps are proposed and characterized for the whole study area. In addition, the most recent paleogeographical reconstructions proposed are discussed, in accordance with new paleoecological and paleobiogeographical data. These data indicate that sedimentation took place in open shelf areas, relatively deeper than in the southern Central Iberian shelf, and with trough areas where some mesopelagic elements are recorded. We identified a total of 97 different fossil taxa (67 from Oretanian rocks and 45 from Dobrotivian rocks), remarkable among which are the first known appearance of certain trilobites and ostracodes, the latest record of other taxa, and also the presence of some taxa in common with Avalonia and Baltica, that were previously unknown from any area of SW Europe.

Keywords: Middle Ordovician. Darriwilian. Oretanian. Dobrotivian. Biostratigraphical review. Correlation. Hesperian Massif. Spain.

EXTENDED ABSTRACT

The presence of Middle Ordovician fossils in NW Spain has been known since the nineteenth century (e.g. Schulz, 1835; Prado, 1857), although only recently modern paleontological and biostratigraphical studies have been pursued. These studies have mostly focused on echinoderms (e.g. Chauvel, 1973; Chauvel and Truyols, 1977), graptolites (Skevington, 1974; Gutiérrez-Marco, 1986), trilobites (Montesinos López, 1978; Rábano, 1989b a.o.), brachiopods (Villas et al., 1989), bivalves (Babin and Gutiérrez-Marco, 1991a, 1991b) and ichnofossils (Radig, 1964; Mayoral, 1991), as well as a few general paleontological studies on some units of the Cantabrian Zone (Gutiérrez-Marco et al., 1996a; Truyols et al., 1996). Because of the lack of detailed studies, a significant part of the N Iberian Paleozoic was omitted in modern N Gondwana paleobiogeographical reconstructions. These Paleozoic outcrops were assumed to have the same characteristics as the Central-Iberian "Tristani beds", and even part of NW Iberia was associated with S France in a separate paleogeographical domain (Paris and Robardet, 1977, 1990). This study attempts to review all available fossil data relative to the Middle Ordovician sequence from NW Spain. Most of these data are scattered in many short papers dealing with different aspects of regional geology published between 1835 and 1989. These data have been analyzed again with modern criteria, relocating most of them, and adding new paleontological material.

Lithostratigraphy

The sedimentary units currently regarded as of Middle Ordovician age in NW Spain are mainly correlated with the Luarca Shale Formation (Barrois, 1882). These units crop out in a large area of the N Hesperian Massif (Fig. 1). The studied

region includes the N Central-Iberian Zone (Domain of the Ollo de Sapo Antiform), the West Asturian-Leonese Zone (WALZ, including both the "Navia-Alto Sil" and the "Mondoñedo Nappe" domains), and the Cantabrian Zone (including a few outcrops in the so-called "Fold and Nappe Region" and "Nappe Region") of this Hesperian Massif.

The Luarca Fm. (*s.l.*) of the Ollo de Sapo Domain, as well as the units of the WALZ, conformably overlie thick Arenig quartzites referred either as "Armorican Quartzite" or as the upper unit of the Los Cabos Group, respectively. Transitional beds between the shale and quartzite units are normally reduced to a few meters of sandy/shaly alternations included as part of the basal Luarca Fm. However, these beds reach a thicker development in the northernmost part of the Ollo de Sapo Antiform, where they are known as Rubiana Fm. (75-150 m). This latter formation hosts the widespread *Cruziana* ichnofacies assemblage, together with isolated occurrences of late Arenig trilobites and graptolites (Hammann, 1983; Pérez-Estaún, 1974a; Fig. 1, locality 12 and 13). The overlying Luarca Fm. (*s.l.*) consists of 150 to 1,000 m of black slates and shales. In the Castrillo and Villaodrid/Rececede synclines it presents widespread interbeds of oolitic ironstones located towards the middle part of the formation (e.g. Lunar Hernández, 1977; Lunar and Amorós, 1979; Gutiérrez-Marco et al., 1984a; Young, 1992). Several thick beds of roofing-slates of outstanding quality are intensively quarried along the Caurel syncline, the Truchas synclinerium and the Los Oscos thrust-sheet (Villar Alonso et al., 1987; Hacar Rodríguez, 1990; Wagner et al., 1994, 1995). Thickness of the unit shows great variations due to active synsedimentary tectonics which favored the formation of graben to half-graben basins in which some syn-rift sequences were deposited. The thickness of the Luarca Fm. (*s.l.*) is 500-700 m in the northern branch of the Ollo de Sapo antiform, 180-300 m in the southern branch of the same domain (Caurel-Peñalba syncline, Sil and Truchas synclineria, Alcañices synform), 150-250 m in the northern part of Mondoñedo Domain (Villaodrid, Rececede and Real synclines), 200-300 m in the western part of the Navia-Alto Sil Domain (Los Oscos thrust-sheet and the Ancares-Castrillo syncline), and 700-1,000 m in the eastern part of the Navia-Alto Sil Domain (Parlero-Oneta and Pesoz synforms, Vega de Espinareda synclinerium). In the latter area, late Oretanian mesopelagic faunas were recorded in a relatively deep trough. Here, the Luarca Fm. (*s.l.*) is overlain by a thick, often turbiditic Upper Ordovician sandstone unit, the Agüeira Fm. (Marcos, 1970; Pérez-Estaún and Marcos, 1981).

The Middle Ordovician rocks of the Cantabrian Zone were apparently restricted to the western part of this domain, as scattered occurrences along the "Fold and Nappe Region", as well as to the east of the Central Asturian Coal Basin, in the "Nappe Region" (Fig. 1, locality 68 to 71 and 72 to 76, respectively). In the former area, the fossiliferous black shales unit (260 m) overlying Lower Ordovician quartzites (i.e., the Tanes Member of the Barrios Fm.), is usually compared with the Luarca Fm. (*s.l.*) (Julivert and Truyols, 1972). It occurs in the Asturian coast (Peñas and Vidrias capes), as well as a tectonic slice within the Barrios Fm. in its type area (Aramburu et al., 1996). In the coastal outcrops (Fig. 9) the Luarca Fm. (*s.l.*) underlies a distinctive volcanic and volcanoclastic unit (the Castro Fm., reaching up to 113 m), whose fossil record is mainly of late to latest Dobrotivian age (Truyols et al., 1996). The Sueve Fm. is the easternmost Cantabrian occurrence of Middle Ordovician rocks. This formation crops out along a single thrust sheet on the "Nappe Region" and unconformably overlies the Barrios Fm. It consists of 44 to 105 m of dark shales, with minor sandy interbeds towards its middle part, and two oolitic ironstone levels present in the northernmost outcrops (Fig. 10). The Sueve Fm. provides a fairly continuous paleontological and palynological record from upper Oretanian to upper Dobrotivian ages, and is capped by an erosional surface below Upper Devonian conglomerates and sandstones of the Ermita Fm. (Gutiérrez-Marco et al., 1996a). A regional unconformity of Middle and Late Ordovician age span is generally recorded in the rest of the Cantabrian Zone, as displayed by the sharp basal contact of Llandoverly graptolitic black shales (Formigoso Fm.) directly overlying Arenig quartzites of the Barrios Fm.

The main studies regarding regional Ordovician geology of the N Central Iberian and the West Asturian-Leonese zones are those by Walter (1968), Nollau (1966, 1968), Marcos (1973), Pérez Estaún (1978), Martínez Catalán (1985), Martínez Catalán et al. (1992a) and González Clavijo (1997). The Middle Ordovician sequence of the Cantabrian Zone was studied a.o. by Julivert and Truyols (1972), Montesinos López (1981a, 1981b), Aramburu (1989), Aramburu and García-Ramos (1993), and Gutiérrez-Marco et al. (1996a).

Fossil localities and assemblages

A total of 107 fossil localities of Oretanian and Dobrotivian age have been studied or reviewed in this paper. We include all the references previously known in the geological literature from the entire region, and also many new localities

found during our field work. The location of all the studied localities is shown in Figs. 1 and 5. Their grid coordinates can be consulted in the Spanish text, with respect to the UTM coordinates of the Topographical Map of Spain (1:50.000 and 1:25.000 scales).

Fossil localities representative of the lower Oretanian are relatively rare in the northern part of the Central Iberian Zone and in the WALZ. In the Cantabrian Zone, the lower Oretanian is absent due to a stratigraphic gap overlying the Barrios Fm. Only the Peñas Member (= "transitional beds"), located at the base of the Luarca Fm. (*s.l.*) in the Peñas Cape, may preserve some rocks of this age. However, the graptolite fragments recorded below the oolitic ironstone in this locality may have either early Oretanian or Fennian (late Arenig) age.

Fossil assemblages of lower Oretanian age in the lower part of the Luarca Fm. (*s.l.*) were recognized from six fossil localities in the northern flank of the Ollo de Sapo antiform (Fig. 1, localities 14 and 21), and in the Mondoñedo and Navia-Alto Sil domains (Fig. 5, locality 35 and Fig. 1, localities 51, 64 and 67, respectively). The composition of the assemblage is relatively uniform, consisting of graptolites [*Didymograptus (D.) artus* ELLES and WOOD, *D. (Jenkinsograptus?) cf. spinulosus* (PERNER), *Didymograptus (Expansograptus)? mancus* GUTIÉRREZ-MARCO, *Acrograptus affinis* (NICHOLSON), *Acrograptus cf. acutidens* (ELLES and WOOD), *Nicholsonograptus? sp.* and *Archiclimacograptus cf. confertus* (LAPWORTH in HOPKINSON and LAPWORTH)], trilobites [*Neseuretus cf. avus* HAMMANN, *Pradoella cf. pradoi* HAMMANN, *Colpocoryphe sp.*, *Placoparia (Placoparia) sp.*, *Ectillaenus cf. giganteus* (BURMEISTER), *Asaphellus toledanus* (GIL), *Asaphidae* gen. et sp. indet. and *Basilicus? sp.*], some molluscs (*Redonia cf. deshayesi* ROUAULT and *Technophoridae* indet.), and rare brachiopods (*Palaeoglossa? sp.* and *Orthida* indet.). A less diversified but distinct lower Oretanian assemblage comes from the volcanosedimentary interbeds recorded at the lower part of the Luarca Fm., SW of Valdavidó (León province, Fig. 1, locality 14). Fossils were resedimented and concentrated in layers which provide abundant molluscan shells (*Redonia deshayesi* ROUAULT, *Tolmachovia n. sp.*), some diploporids (*Codiacystis sp.*) and rare brachiopods (*Porambonites? sp.*).

Fossil localities of late Oretanian age are widely recorded in the Luarca shales (*s.l.*) throughout the region, and characterized by several assemblages with the common presence of the index graptolite *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON). The first assemblage was characterized in the upper half of the Luarca Fm. (*s.l.*) along both flanks of the Ollo de Sapo Anticlinorium (Caurel and Truchas synclinoria, Alcañices synform), in the boundary zone between the provinces of Lugo, Ourense, León and Zamora (Fig. 1, localities 4-7, 10-11, 17, 19). The most distinctive element of this assemblage is the presence of the "thick-ribbed orthaceans", that belong to two or three species still under study. These are especially abundant in a horizon lying between 5 and 15 m below the top of the formation, within the Truchas synclinorium, which is also the upper boundary of the Middle Ordovician "roofing-slate facies" (Fig. 3). Another locality in the same area and stratigraphic position (Fig. 1, locality 16) yields fossiliferous nodules with non-flattened brachiopods (orthaceans and *Monobolina sp.*), a well diversified assemblage of molluscs including bivalves [*Redonia deshayesi* ROUAULT, *Cadomia britannica* (BABIN), *Praeleda costae* (SHARPE), *Hemiprionodonta cf. lusitanica* (SHARPE) and *Coxiconchia britannica* (ROUAULT)], rostroconchs (*Ribeiria pholadiformis* SHARPE, *Technophorus n. sp. 1*), gastropods (*Simuites sp.*, *Ptychonema? sp.*) and cephalopods (*Orthocerida* indet.), some trilobites [*Ectillaenus cf. giganteus* (BURMEISTER), *Colpocoryphe cf. thoralis* DEAN ssp. indet., *Asaphellus sp.*, *Isabelinia? sp.*, *Asaphina* indet.], and rare pelmatozoan columnals. Some of these taxa, plus *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), were rarely recorded as flattened fossils in the "roofing-slate facies" that bears the large "thick-ribbed orthaceans". The identification of *Cadomia britannica* (BABIN) only 10 m below the top of the formation, in locality TR-III (Fig. 1, locality 16), has special interest because all the previous records of this rare bivalve were always located around the Oretanian/Dobrotivian boundary (Babin and Gutiérrez-Marco, 1991a).

The second group of localities providing fossil assemblages of late Oretanian age was recorded in the lower part of the Luarca Fm. (*s.l.*) of the Villadrid syncline (Figs. 1 and 5, localities 27, 30, 31, 32, 33, 36 and 38). Besides some graptolites [*Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), *Diplograptina? indet.*] that become locally abundant, there is a diversified assemblage of trilobites [*Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Neseuretus cf. avus* HAMMANN (a single hypostome only from locality 32), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Prionocheilus sp.*, *Salterocoryphe sp.*, *Colpocoryphe sp.*, *Eodalmanitina cf. macrophtalma* (BRONGNIART in DESMAREST), *Zeliszella cf. toledana* HAMMANN, *Phacopidina? sp.*, cf. *Placoparia? sp.*, *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE), *Isabelinia glabrata*

(SALTER), Raphiophoridae? indet. (restricted to the locality 33, fig. 5)], together with less abundant brachiopods [*Cacemia ribeiroi* (SHARPE) from locality 33, *Palaeoglossa?* sp.], molluscs [*Redonia deshayesi* ROUAULT, *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Praeleda* sp., *Cameroceras* cf. *alticamera* HERNÁNDEZ SAMPELAYO, Sinuitidae indet., Hyolitha indet.], rare echinoderms (*Calix rouaulti* CHAUVEL from locality 32, pelmatozoan columnals), ostracods (*Ogmoopsis?* sp. from locality 38), and *Tomaculum problematicum* GROOM.

A third group of poorly diversified assemblages of late Oretanian age has been recognized in the Navia-Alto Sil Domain of the WALZ. Here, the Luarca Fm. (s.s.) includes rare but repeated occurrences of *Didymograptus* (*D.*) *murchisoni* (BECK in MURCHISON) and/or *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST) (e.g., Fig. 1, localities 49, 50, 52, 53, 60, 66, 67). Three other localities in the southern flank of the Vega de Espinareda synclinorium (Fig. 1, localities 59, 61, 63 and Fig. 8) provide mesopelagic graptolites belonging to the multiramose genus *Pterograptus*, together with some rare skeletal remains of benthic forms. Among them, the brachiopod *Cacemia ribeiroi* (SHARPE), from locality Montealegre-II (Fig. 1, locality 63), is distinctive. At Paradaseca-I (Fig. 1, locality 59) we have recorded some articulated trilobites and bivalves as *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tournemini* (ROUAULT), *Colpocoryphe* cf. *rouaulti* HENRY and *Redonia* sp., together with some resedimented exuviae of *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST) and *Eodalmantina* sp., as well as abundant graptolites, including the epipelagic *Didymograptus* (*D.*) *murchisoni* (BECK in MURCHISON) plus *Diplograptina* indet., and the mesopelagic form *Pterograptus* cf. *hammanni* GUTIÉRREZ-MARCO. The latter was recorded between 180 and 260 m above the base of the formation. It is correlated with the *Pterograptus elegans* Zone of Scandinavia, China and North America (see Maletz, 1997, text-figs. 5 and 6), and is thus considered to be a possible marker of an early upper Oretanian age. According to Maletz (1997), graptolite faunas equivalent to this biozone have not been found in the British Ordovician.

A fourth group of assemblages, possibly representative of the latest Oretanian, is recorded from two localities of the Navia-Alto Sil domain (Fig. 1, localities 57 and 58). Large specimens of *Colpocoryphe* cf. *grandis* (SNAJDR) and *Neseuretus?* sp. are found together towards the top of the Luarca Fm. (s.s.).

The last type of fossiliferous assemblages of late Oretanian age has been found in several localities of the Cantabrian Zone. They are recorded in the lower part of the Sueve Fm. (Fig. 1, localities 72, 74 and 75), and in an 11m-thick shale succession tectonically interbedded within the Barrios Fm. (Fig. 1, locality 71). The assemblage comprises graptolites [*Didymograptus* (*D.*) *murchisoni* (BECK in MURCHISON) (Fig. 1, localities 72 and 75), *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD), *Eoglyptograptus* sp. 1 (locality 71), *Proclimacograptus* sp., and *Hustedograptus?* sp.], trilobites [*Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Salterocoryphe salteri* (ROUAULT), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Prionocheilus mendax* (VANEK), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Isabelinia glabrata* (SALTER), *Basilicus?* sp., *Nobiliasaphus* cf. *delessei* (DUFET) (locality 72), *Nobiliasaphus* cf. *nobilis* (BARRANDE) (locality 71), *Phacopidina micheli* (TROMELIN), *Zeliszella toledana* HAMMANN (locality 71), *Crozonaspis* sp., *Selenopeltis* sp., *Placoparia* (*Coplacoparia*) cf. *tournemini* (ROUAULT), and *Eccoptychile almadenensis* ROMANO], ostracods [*Ogmoopsis* (*Quadridigitalis*) *arcadelti* VANNIER, *Ogmoopsis* (*Quadridigitalis*) n.sp., *Quadritia* (*Krutatia*) *tromelini* VANNIER and SCHALLREUTER, *Quadrijugator marcoi* VANNIER, *Aechmina?* n. sp. aff. *ventadorni* VANNIER, *Klimphores* n. sp., and *Elliptocyprites?* sp.], molluscs [*Redonia deshayesi* ROUAULT, *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Praeleda costae* (SHARPE), *P.* cf. *sharpei* (BABIN and GUTIÉRREZ-MARCO), *Modiolopsis?* sp., and *Simuites hispanicus* (BORN)], some brachiopods [*Heterorthina morgatensis* (MÉLOU), *Brandysia* cf. *benigna* HAVLÍČEK, *Lingulella displossa* WILLIAMS, and *Rafanoglossa?* sp.], echinoderms [*Calix* sp., *Anatifopsis* sp., *Stenurida* indet. and pelmatozoan columnals], the coprolite *Tomaculum problematicum* GROOM, and several ichnofossils. Most of these taxa have been figured by Gutiérrez-Marco et al. (1996a) for the group of localities treated here under number 72 in Fig. 1 and 10. In this paper, they identified the chitinozoan biozones *Laufeldochitina clavata* and *Linochitina pissotensis* (lower part), coinciding with the record of latest Oretanian graptolites. Presence of *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD) allows correlation with this biozone in Scandinavia (Maletz, 1995), and its equivalents in Britain, where they are referred to the latest Abereiddian (Maletz, 1997).

Above the last record of Oretanian graptolites, and below the first assemblages with Dobrotivian fossils, some localities lying on the Bayo member (sandy interbeds) of the Sueve Fm. (Fig. 1 and 10, localities 73, 74) provide some trilobites, brachiopods and molluscs spanning the Oretanian-Dobrotivian boundary, most of them previously recorded from the

former levels, except for the molluscs *Coxiconchia britannica* (ROUAULT) and *Pygmaeoconus?* sp. Another biostratigraphically inconclusive datum is the presence of *Hustedograptus?* sp. and trilobite fragments west of Rioseco (Fig. 1, locality 76), previously regarded in the literature as of "Lower Llandeilo" age (Julivert et al., 1968). Associated chitinozoans (Cramer-Diez et al., 1972) also need further revision.

The record of Dobrotivian fossils has only been confirmed in the Cantabrian Zone, while the absence of fossils of this age in the WALZ and Ollo de Sapo Domain is interpreted as a result of a probable stratigraphic gap at the top of the Luarca Fm. (*s.l.*) in these areas (Fig. 11).

The older true Dobrotivian fossils of the Cantabrian Zone are the brachiopods recorded from an oolitic ironstone layer at the basis of the Cofiño (upper) Member of the Sueve Fm. Among them, the presence of *Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU) (= *Crozonorthis musculosa* after Wright and Mélou, 1998) is fully confirmed. This species is restricted to the lower Dobrotivian rocks in Ibero-Armorica. Higher beds within the upper dark shales (Cofiño Member) of the Sueve Fm. are poorly fossiliferous, but palynological sampling allows to characterize the chitinozoan biozones of *Linochitina pissotensis* (upper half) and *Lagenochitina ponceti* (Gutiérrez-Marco et al., 1996a). The latter proves the presence of upper Dobrotivian beds in the uppermost part of the Sueve Fm.

Additional record of lower Dobrotivian fossils is restricted to the basal part of the Vidrias Member of the Luarca Fm. (*s.l.*), at the eastern section of the Peñas Cape (Fig. 1, locality 69 and Fig. 9, level P-I). These include trilobites [*Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY and *Parabarrandia crassa* (BARRANDE)], some graptolites (*Eoglyptograptus* sp.), ostracods, and *Tomaculum problematicum* GROOM. Because of the presence of *P. crassa*, the assemblage is assigned to the late early Dobrotivian (*Morgatia hupei* trilobite Sub-biozone).

In the Asturian coast (Fig. 1, localities 68 and 69), the upper Dobrotivian rocks equivalent to the range of the *Placoparia* (*C.*) *borni* trilobite Biozone extend to the Vidrias Member (about 250 m) of the Luarca Fm. (*s.l.*), as well as to the overlying Castro Fm. (at least 100 to 110 m of its lower Member). The dark shales of the Vidrias Member include trilobites [*Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Placoparia* (*Coplacoparia*) *borni* HAMMANN, *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Isabelinia glabrata* (SALTER), *Eodalmanitina destombesi destombesi* HENRY, *Zeliszella?* sp., *Uralichas?* sp. and *Trinucleina indet.*], brachiopods [*Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU), *Heterorthina kerfornei* MÉLOU, *Aegiromena mariana* DROT, Lingulacea indet.], echinoderms [*Calix rouaulti* CHAUVEL forma *f.*, *Phlyctocystis?* sp., *Aristocystites?* sp.], some bivalves, gastropods, orthoconic nautiloids, rare graptolites (*Gymnograptus?* sp.), and *Tomaculum problematicum* GROOM.

Upper Dobrotivian assemblages from the Castro Fm. comprise four different horizons (Fig. 9). The first is located at the very base of this volcanoclastic unit at the section Peñas-west, and includes *Prionocheilus mendax* (VANEK), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Destombesia hispanica* CHAUVEL, *Tissintia* cf. *convergens* HAVLÍČEK, *Howellites* sp., *Orthida* indet., some bryozoans, *Cameroceras?* sp., and *Pinaceocladichmus* sp. The next paleontological assemblage is located in a calcareous coquinoid horizon at Vidrias Cape and Peñas Cape sections, 10 and 90 m above the base of the Castro Fm., respectively. This horizon bears a distinctive accumulation of trepostomate and cryptostomate bryozoans (about five different types of ramose and massive zoaria, *Chasmatoporella* sp. a.o.), endemic brachiopods (*Mcewanella vulcanica* VILLAS, *Hesperinia asturica* VILLAS), some trilobites (*Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Asaphina* indet. -with indented hypostome-, *Odontopleuridae* n. gen. n. sp.), rare fragments of paleocope ostracods (*Ogmoopsis?* sp.), cephalopods (*Cameroceras?* sp.), echinoderms (thecal plates of rhombiferans and pelmatozoan columnals), and some endolithic borings (*Pinaceocladichmus bulbosus* MAYORAL). Above this bryozoan-rich horizon, sections of the Castro Fm. at Vidrias Cape show a dark shale interbed located between 100 and 120 m above the base of the unit. Here, the fossil assemblage is very similar to that of the underlying Luarca Fm. (*s.l.*). It consists of trilobites, brachiopods, molluscs, echinoderms, and rare bryozoans and cnidarians. Among them, we recognized *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Prionocheilus mendax* (VANEK), *Eccoptochile almadenensis* ROMANO, *Placoparia* sp., *Ectillaenus* sp., *Isabelinia* sp., *Crozonaspis* sp., *Phacopina* indet., *Hustedograptus teretiusculus* (HISINGER) *s.l.*, *Heterorthidae* indet., Lingulacea indet., *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Redonia deshayesi* ROUAULT and *Pseudoconularia* sp. Finally, the youngest Dobrotivian horizon was recognized in the Vidrias-east section, only 30 m below the top of the Castro Fm. It yielded some brachiopods (*Aegiromena mariana* DROT, *Orthis?* sp., *Jezer-*

cia sp. and *Eorhipidomella* sp.) and rare fragments of trinucleid and asaphid trilobites. The presence of *Jezercia* indicates that this assemblage lies very close to the Dobrotivian/Berounian boundary.

Besides these previously listed assemblages, the presence of shell concentrations within the Middle Ordovician sedimentary formations of the studied region deserves a special paleontological interest. Some of them were frequently mentioned in the literature, such as the thin coquinas of articulate brachiopods from the Vidrias Member of the Peñas and Vidrias sections (Fig. 1, localities 68-69) (Aramburu, 1989, Montesinos López, 1981a, 1981b, and references therein). Other coquinas were recently discovered, such as the "lingulid beds" frequently developed in the transitional beds between the Arenig quartzites and the Oretanian shales (Emig and Gutiérrez-Marco, 1997). We have recognized some thin coquinas (2-5 cm) formed by an almost exclusive shell accumulation of the bivalve *Redonia deshayesi* ROUAULT. Such monospecific coquina is virtually unknown from the remaining areas of the Hesperian Massif, although in NW Spain it has been found at different stratigraphic levels within the Luarca Fm. (*s.l.*) in the N and S flanks of the Ollo de Sapo antiform (e.g. Fig. 1, localities 4, 12 and 2, the last referred to the transitional beds to the Arenig quartzites), and in the upper part of this formation at the Vidrias-west section of the Cantabrian Zone (Fig. 1, locality 68). The origin of these coquinas is out of the scope of the present paper. Some late Dobrotivian bryozoan-beds are known in the lower part of the Castro Fm., also in the Cantabrian Zone.

Another remarkable horizon with shell concentrations is the so-called "beds with strophomenas" (Hernández Sampelayo, 1915, 1931), a fairly continuous accumulation of articulate brachiopods, roughly associated with the oolitic ironstones of the middle part of the Luarca shales (*s.l.*), that extends more than 40 km along the Rececende syncline of the Mondoñedo Nappe Domain (Figs. 1 and 5, localities 39 to 46). Hernández Sampelayo (1915, 1931) listed 11 different brachiopod species from this bed, most of them described from the British Caradoc (*Macrocoelia expansa*, *Heterorthis alternata*, *Longvillia grandis*, *Drabovinella? berthoisii*, "*Orthis*" *sarmentosa*, *Sowerbyella? tenuissimestriata*), and even from Wenlock rocks (*Dolerorthis rustica*, *Eoplectodonta duvalii*, *Amphistrophia funiculata*). A later revision by Armengot et al. (1975) *vide* Lunar Hernández (1977, p. 56) showed the presence of a different assemblage in the "beds with strophomenas", strangely coincident with that described by MacGregor (1961) from the Aurelucian of north Wales. Once the mines working the ironstones were closed, it has not been possible to collect material for the present work to allow a detailed identification of this brachiopod fauna. Therefore, the "beds with strophomenas" (and their associated ironstones) have been here provisionally considered as Middle Ordovician (Fig. 11). However, an alternative interpretation may consider them as the lowermost part of a Berounian sequence, lying disconformably on the Oretanian shales, which remains pinched between the Arenig Quartzites and the oolitic ironstones.

Correlation and Chronostratigraphy

The new and revised biostratigraphic data allow a more accurate correlation of the shaly units included in the Luarca Fm. (*s.l.*) over the whole area (Fig. 11). Regarding the Middle Ordovician chronostratigraphy, we continue the use of the Mediterranean standard scale defined in Bohemia and the Iberian Peninsula (Gutiérrez-Marco et al., 1995a, and references therein), because for our correlation purposes it is better than the new conventional Darriwilian global stage (Mitchell et al., 1997), and it also provides a higher resolution than the regional British scale (Fortey et al., 1995).

The main conclusion of our study is the restriction of the Middle Ordovician shales to the Oretanian in the northern part of the Central-Iberian Zone and in the West Asturian-Leonese Zone, with the probable existence of a stratigraphic gap at the top of the Luarca Fm. (Fig. 11). Another stratigraphic gap occurs in the Cantabrian Zone at the base of the succession, with minimum amplitude ranging from latest Arenig to early late Oretanian in the eastern outcrops (Sueve Fm.) (Fig. 11). Shale deposition in the Cantabrian Zone continued during the late Dobrotivian, and was followed by volcanoclastic deposits of the Castro Fm. in the latest Dobrotivian and near the Dobrotivian/Berounian boundary.

Our study also allows a chronostratigraphical reassessment of the main oolitic ironstones of Middle Ordovician age listed for the entire region (Fig. 11). Accordingly, most of the ironstones known from the top of the Arenig quartzites and also from the basal or transitional beds to the Luarca shales (*s.l.*) are not of oolitic nature, but occurring mainly as diagenetic concentrations of the iron resulting from the weathering of volcanic rocks, as it has been rarely observed *in situ* (Los

Oscos region: García Iglesias et al., 1985). True oolitic ironstones are known in several sections of the Cantabrian Zone, ranging from ?early Oretanian and latest Oretanian, to late early Dobrotivian in age (Fig. 11). However, the thicker development of oolitic ironstones occurs within the Villaodrid, Reccende and Ancares-Castrillo synclines of the WALZ, where these deposits were intensively mined during the XIX and XX centuries (Hernández Sampelayo, 1922, 1931; Lunar Hernández, 1977; Lunar and Amorós, 1979, a.o.). The ironstones also occur within the middle to lower third of the shales traditionally equated with the Luarca Fm., but Middle Ordovician fossils are restricted to the shales underneath the ironstones. This fact, and the recent discovery of Berounian fossils from the shales overlying the iron deposits at the Reccende and Villaodrid synclines (Gutiérrez-Marco et al., 1997b), leaves open the possibility that these ironstones may be located at the base of a transgressive sequence of Upper Ordovician age, and the same conclusion may be inferred for a similar situation in the Castrillo syncline.

The new chronostratigraphic correlation of Middle Ordovician shales in NW Spain (Fig. 11) may contribute to improve the subsequent lithostratigraphic characterization of the shaly units traditionally considered as equivalents of the Luarca Fm. (*s.s.*), whose typical development occurs in the eastern part of the Navia-Alto Sil Domain of the WALZ. Shale units resembling the Luarca Fm. in the Cantabrian Zone, and even in some areas of the WALZ (Mondoñedo Domain and Ancares-Castrillo syncline), are quite dissimilar from the Luarca Fm. *s.s.* in its type area. Thus, it seems inappropriate to retain the same name for all these units, which will be considered here as "Luarca shales" *s.l.*

Paleobiogeographic remarks

Ordovician outcrops and faunas from the NW Hesperian Massif have been largely ignored in the modern paleobiogeographic syntheses, mostly because of the scarcity or absence of readily available information about this large domain, and because of the inconsistency of some of the published data (e.g., the "beds with strophomenas"). Due to this problem, some Middle Ordovician world reconstructions opted to attribute to this area the same biogeographic characteristics as to the rest of the Hesperian Massif (i.e., the simple extension of the "Calymenacean-dalmanitacean shelf fauna" of Cocks and Fortey, 1988, 1990). Other reconstructions identified special sedimentary and faunal relations among the Cantabrian area, the Aquitanian basement, and the French Massif Central (Paris and Robardet, 1990). Finally, others considered (in their graphics) N Spain as the only Iberian region with clear Armorican-Aquitania links (e.g. Trench and Torsvik, 1992, and references thereof).

Our present results confirm the linkage of the studied area both with the Central Iberian and with the mid-Armorican regions. Biogeographical differences concern only the most offshore and locally deepest conditions developed between the neritic Central-Iberian shelf and the Cantabro-Ebroian Massif, that probably constitutes the westwards extension of the so-called "Sardinian-Taurian Rise", of prime importance for understanding the Middle Ordovician paleobiogeography of northern Gondwana shelf (see Hamann, 1992, pp. 40-46). Sedimentation of the Luarca-type shales took place in a series of subparallel, graben-like basins, within which the deepest and most rapidly subsiding was the Navia-Alto Sil trough, where mesopelagic graptolites as *Pterograptus* lived in the late Oretanian.

When compared to the abundant fossil record of the "Tristani Beds" of Central Spain, Oretanian and Dobrotivian shales from NW Spain display an extreme scarcity of fossil remains, both referred to abundance and diversity (Table 1). Optimum development of the "Calymenacean-dalmanitacean" shelf faunas is not seen at any of the studied sections, where the trilobite *Neseuretus* occurs mostly as resedimented exuviae transported to offshore areas where the *Colpocoryphe* biofacies (sensu Vidal, 1998) is slightly better developed. The discovery of a possible raphioporid fragment in the Mondoñedo rise further supports this suggestion. However, neither the Valongian assemblages with abundant *Placoparia* or *Dionide* were identified in the whole area, and we therefore believe that other limiting factors must have influenced the development of benthic communities. The main factor must have been the poor oxygenation of the whole area by currents, which only in the late Oretanian experimented a certain reactivation. This is why most of the paleontological sites here studied are of this age. In another of these tectonically active intra-shelf basins, such as the one located at the northern limit of the Central-Iberian Zone (Martínez-Catalán et al., 1992a), exaerobic to dysaerobic conditions were used by an opportunistic suite of "thick-ribbed orthaceans", which reached episodic flourishing in all the Ollo de Sapo Domain, including its eastwards extension into the Sierra de Guadarrama.

The shift in the marine circulation during the upper Oretanian caused an improvement of living conditions and local biotopes, linked with the appearance or arrival of new taxa. Some of these taxa experienced a shoreward migration, and successfully colonized the shallower neritic environments during the Dobrotivian. Such is the case of many trilobite and ostracod genera and species considered as Dobrotivian in the rest of Europe, but which here have their first appearance datum in the upper Oretanian (*Coplocoparia tournemini*, *Eccoptochile almadenensis*, *Eodalmanitina macrophthalma*, *Zeliskella toledana*, *Phacopidina micheli*, ?*Colpocoryphe grandis*, *Quadridigitalis arcadelti*, *Quadrijugator marcoi*, and *Krutatia tromelini*, a.o.). Inversely, some offshore taxa extinct in Ibero-Armorica during the early Oretanian reappear in the late Oretanian in the Cantabrian and northern Central-Iberian basins after the dissipation of the "Llanvirn transgression" influx. Such is the case of the trilobites *Nobiliasaphus delessei*, *Colpocoryphe cf. thoralis*, and *Neseuretus cf. avus*, the rostronch genus *Tolmachovia*, and even the "thick-ribbed orthaceans" previously mentioned.

Some brachiopod genera that probably immigrated from eastern Avalonia, are also recorded in early Oretanian and late Dobrotivian age volcanoclastic facies of the Truchas synclinorium and the Asturian coast, respectively. This is the case of the rare occurrences of the pentamerid *Porambonites?* sp. from Valdavido (Fig. 1, locality 14), and the genus *Mcewanella* from the Castro Fm. (Fig. 1, localities 68-69). The first appearance of both genera takes place in the Welsh Abereidian (Lockley and Williams, 1981). Other Avalonian immigrants were comparatively rare in the Middle Ordovician of SW Europe (Romano, 1990; Henry et al., 1993).

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

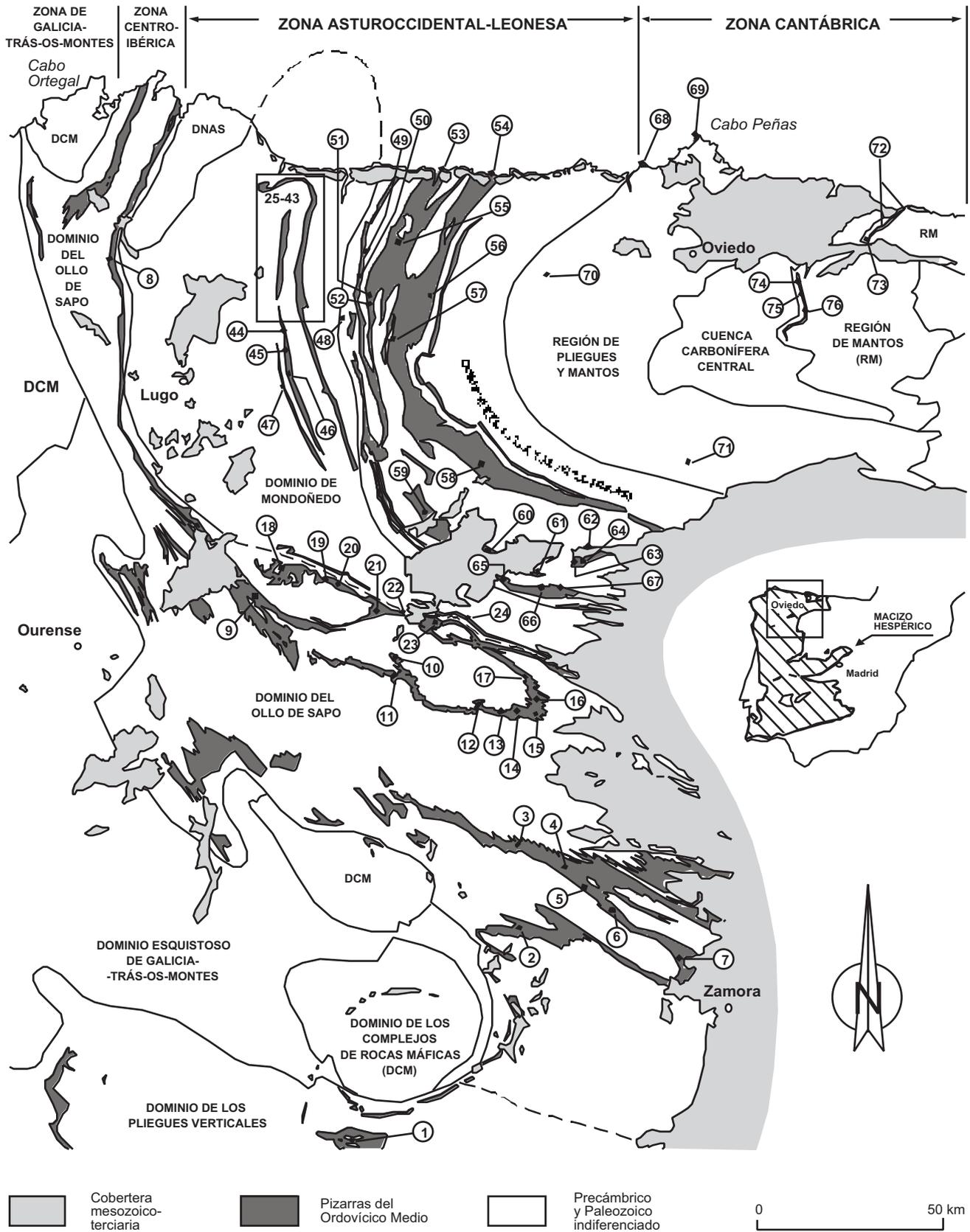
La existencia de fósiles del Ordovícico Medio en el noroeste de España se conoce desde el siglo pasado, cuando Schulz (1835, 1858) y Prado (1857) citaron los primeros restos de trilobites y moluscos en diversos puntos de Galicia y Asturias que, al no haber sido precisados con suficiente detalle, no volvieron a localizarse con plena seguridad en trabajos posteriores. Tras estas citas preliminares, los estudios de Hernández Sampelayo (1915-1960), y en especial sus obras *Fósiles de Galicia* (1915) y *Hierros de Galicia* (1922, 1931, 1935a, 1935b), abrieron paso al desarrollo de una nueva fase de investigaciones geológicas más exhaustivas, durante las cuales se descubrieron numerosos puntos fosilíferos en los afloramientos ordovícicos de todo el sector, referidos esencialmente a la unidad "Pizarras de Luarca" o a sus equivalentes locales, donde se ubican los yacimientos considerados en este trabajo. Pese a que en los dos últimos decenios el conocimiento estructural y estratigráfico de los materiales del Paleozoico Inferior del noroeste peninsular ha progresado mucho (vv.aa. in Dallmeyer y Martínez García, 1990; Martínez Catalán et al., 1992a, 1992b; entre otros), la atribución cronoestratigráfica de numerosas unidades litológicas se mantiene incierta, debido a la escasez de fósiles y a la escasa fiabilidad de los datos paleontológicos disponibles. En lo que respecta a los materiales pizarrosos del Ordovícico Medio, éstos casi siempre son referidos a la Formación Pizarras de Luarca, asignada normalmente al "Llanvirn" y/o "Llandeilo" a escala del noroeste de España. Este modelo simplista de correlación presenta evidentes contradicciones cuando se contrasta con los datos bioestratigráficos locales, tal y co-

mo anticiparon los estudios de Gutiérrez-Marco y Rábano (1984), Gutiérrez-Marco (1983, 1986), Gutiérrez-Marco et al. (1988, 1996a, 1997b) y Truyols et al. (1996, 1997). Éstos revelan la existencia de lagunas estratigráficas y diacronismos patentes en el desarrollo de la sedimentación de las facies de pizarras negras, que suceden a las "cuarcitas con *Cruziana*" del Ordovícico Inferior.

El presente trabajo tiene como objetivo la revisión pormenorizada de todos los yacimientos paleontológicos del Ordovícico Medio conocidos hasta la fecha en el noroeste de España, como parte de los resultados del Proyecto "Investigaciones estratigráficas y paleontológicas en las formaciones Luarca y Sueve (Ordovícico Inferior y Medio de Asturias y León)" (DGES, referencia PB94-1330), cuyas principales conclusiones se abordan en este estudio. Asimismo, los criterios de correlación utilizados son consecuencia del Proyecto "Bioestratigrafía de alta resolución y litorradiometría en el Ordovícico Medio-Silúrico de España" (DGESEIC, referencia PB96-0839).

MARCO GEOLÓGICO GENERAL

El ámbito de este estudio abarca un área muy amplia del norte del Macizo Hespérico (Fig. 1), donde los materiales del Ordovícico Medio han sido asignados comúnmente a las ubicuas "Pizarras de Luarca" (Barrois, 1882), que rara vez adoptan denominaciones locales informales (por ejemplo formaciones "San Pedro de las Herrerías", "Riofrío", "Villafior" o "Latado" en el Informe de Alcañices: Martínez García, 1973; Quiroga, 1982; Vacas y



Martínez Catalán, 1987; Fernández y Moro, 1991; "Formación Eufemia" en O Caurel-Peñalba y sur del Manto de Mondoñedo: Dozy, 1983a, 1983b) o bien fueron descritas como unidades formales e independientes para determinados ámbitos geográficos (Formación Suevo del oriente asturiano: Pello y Philippot, 1967; Gutiérrez Marco et al., 1996a). En su conjunto, las "Pizarras de Luarca" (*sensu lato*) afloran en diferentes dominios estructurales y paleogeográficos del noroeste de España, donde suceden siempre a potentes unidades cuarcíticas del Ordovícico Inferior (Formación Barrios de la Zona Cantábrica, Grupo Los Cabos de la Zona Asturoccidental-leonesa, Cuarcita Armoricana o formaciones Culebra, Ricobayo, Peña Gorda o Pielgo del Dominio del Olló de Sapo centroibérico), y dan paso en determinados ámbitos a unidades ordovícicas más modernas, las más notables de las cuales son las formaciones Agüeira (Marcos, 1970), La Aquiana (Pérez Estación, 1978), el conjunto Rozadaís, Casaio y Losadilla (Barros Lorenzo, 1989), o la Formación Castro (Barrois, 1882). Esta última es la única que acredita una continuidad estratigráfica real con las Pizarras de Luarca a las que sucede (Julivert y Truyols, 1972; Truyols et al., 1996). En el resto de los casos, se ha postulado recientemente la posible existencia de una laguna estratigráfica generalizada, aunque de amplitud desigual para cada dominio, entre las Pizarras de Luarca *s.l.* y las unidades suprayacentes antes mencionadas (Truyols et al., 1997).

Las formaciones pizarrosas del Ordovícico Medio no constituyen un litosoma único de características uniformes en todo el noroeste peninsular, pese a sus patrones generales de correlación, de apariencia simple (pizarras negras que suceden a potentes cuarcitas con *Cruziana*), tal y como se concluye en este trabajo. Por ello, no somos partidarios de extender la denominación única Pizarras de Luarca o Formación Luarca a todo el ámbito considerado en nuestro estudio, aunque en sentido amplio seguiremos utilizando este nombre ("Pizarras de Luarca" *s.l.*), provisionalmente, en el borde norte de la Zona Centroibérica, donde hasta el momento sólo se han propuesto denominaciones informales en el Sinforme de Alcañices, que requieren un profundo análisis y revisión previa.

En el siguiente apartado procederemos a describir y comentar todos los datos paleontológicos disponibles sobre yacimientos del Ordovícico Medio en el conjunto del noroeste peninsular. La recopilación incluye más de 90 puntos fosilíferos aislados y, en menor medida, también algunas secciones estratigráficas con más de un horizonte paleontológico, como ocurre en la Zona Cantábrica. El orden general de descripción es oeste-este y suroeste-noreste para las grandes divisiones geológicas. Los puntos fosilíferos expresan su localización en un sistema de coordenadas UTM, con arreglo a la Cartografía Militar de España (Mapa General serie L, Escala 1:50.000).

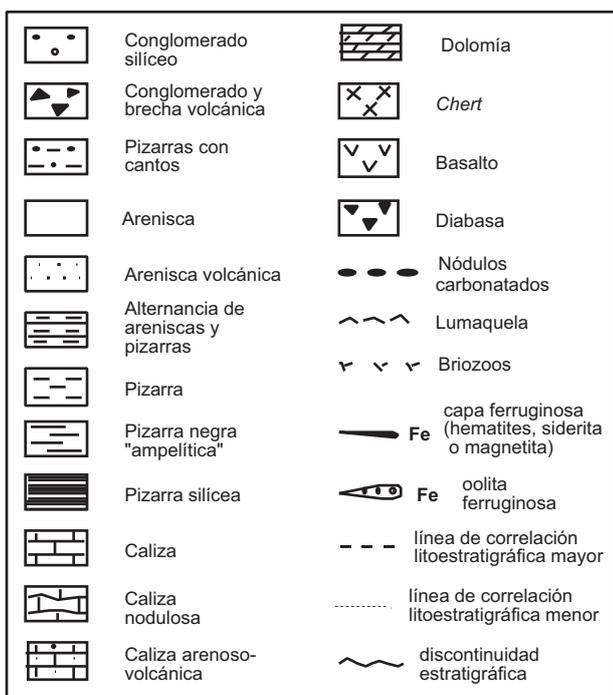
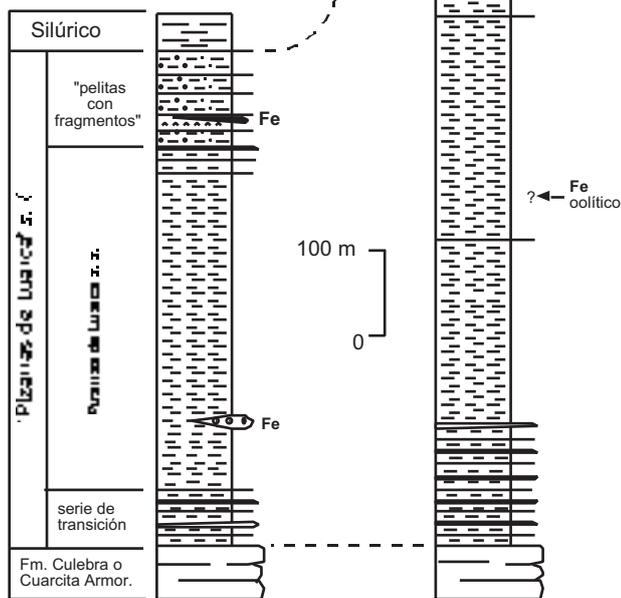
Figura 1. Esquema geológico general con los principales dominios estructurales y paleogeográficos del noroeste peninsular, indicando los afloramientos de las pizarras del Ordovícico Medio y la posición de todos los yacimientos paleontológicos estudiados. 1, Moncorvo (Portugal: ver cuadro 1); 2, Santa Ana (Alcañices); 3, San Pedro de las Herrerías (MH-I); 4, Las Torres de Aliste-San Vicente de la Cabeza; 5, Riofrío de Aliste; 6, Valer-Puercas; 7, embalse de Ricobayo; 8, Villalba; 9, Quiroga/San Clodio; 10, Casayo; 11, Carballeda; 12, SE de Santa Eulalia de Cabrera (EN-I/II); 13, Truchillas (TR-I); 14, Valdavidó (TR-II); 15, Villar del Monte (TR-IV); 16, Cunas (TR-III); 17, Corporales; 18, Villamor; 19, A Seara; 20, Gestoso; 21, El Robledo (RO-I); 22, embalse de Peñarrubia (Villar de Silva); 23, Pombriego; 24, Peñalba de Santiago; 25-43, yacimientos de la parte septentrional de los sinclinales de Villadodríd y Recende (situación detallada en Fig. 5); 44, Santalla de Piquín; 45, Sampayo; 46, A Fontaneira; 47, Baleira; 48, Penamária; 49, La Garganta (O-21); 50, Villanueva de Oscos (O-16, O-20, VOS-I); 51, Teixeira (O-15/SMO-I); 52, Villarquille; 53, Navia; 54, Luarca-Taurán; 55, Cedemonio (Doiras); 56, Lago (PAL-I); 57, Negreira de Muñiz; 58, Anllares (PAS-I); 59, Paradaseca (PAR-I); 60, Congosto; 61, San Facundo (SF-I); 62, Brañuelas; 63, Montealegre-Abranal (MO-I/II); 64, Manzanal del Puerto (MP-I/II); 65, Onamio; 66, Matavenero (MP-II); 67, Viforcós (VIF-I/II); 68, Cabo Vidrias; 69, Cabo Peñas; 70, Arbodas; 71, Los Barrios de Luna; 72, Sierra de Suevo (puntos S-1 a S-8 en Gutiérrez-Marco et al., 1996a); 73, Infiesto (idem., punto S-9); 74, Peña Mayor (Nava: PM-LU-1/3); 75, Collado de Brezas-Peña Blanca (R-1 en Julivert et al., 1968); 76, oeste de Rioseco (idem, puntos R-2/3). Base cartográfica modificada de Parga Pondal et al. (1982).

Figure 1. Geological sketch map of a large part of NW Iberian Peninsula showing the location of the fossiliferous sections, designated by the numbers explained above (inset map for localities 25 to 43 is detailed on Fig. 5). Middle Ordovician shales are represented in solid grey, undifferentiated Paleozoic and Precambrian rocks in white, and the Mesozoic-Tertiary cover is dotted. The main structural and paleogeographical divisions are as follow (from west to east and from north to south): Galicia Trás-os-Montes Zone (Domain of the Complexes with Mafic and Related Rocks, Schistose Domain of Galicia-Trás-os-Montes), Central Iberian Zone (Olló de Sapo and Vertical Folds domains), West Asturian-Leonese Zone (Mondoñedo and Navia-Alto Sil domains) and Cantabrian Zone (Fold and Nappe Region, Central Coal Basin, Nappe Region). The main cities lying on the map are Lugo, Ourense, Oviedo and Zamora. The location of the inset map on the Hesperian Massif (Western Iberian Peninsula, dashed) is schematised on the small map (center right). Base map modified from Parga Pondal et al. (1982).

**FLANCO ORIENTAL
DEL ANTIFORME
DEL OLLO DE SAPO**

**FLANCO OCCIDENTAL
DEL ANTIFORME
DEL OLLO DE SAPO**

(Playa Picón)



ZONA CENTROIBÉRICA SEPTENTRIONAL

La parte más septentrional de la Zona Centroibérica está representada en el llamado Dominio del Anticlinorio del Ollode Sapo (=Dominio de los Pliegues Tumbados de Díez Balda et al., 1990). Las características generales de la sucesión ordovícica en este sector han sido compiladas recientemente por Azor et al. (1992, con referencias previas), y actualizadas en diversos trabajos que se citan a continuación.

Dominio del Ollode Sapo (Rama Nor te)

Al oeste de la Falla de Villalba (Fig. 1), la sucesión ordovícica es relativamente sencilla y poco potente, y las "Pizarras de Luarca" *s.l.* comprenden, en su parte baja, 500-700 m de pizarras negras comparables con las de la unidad homónima en Asturias, seguidos, en su parte alta, por 0-125 m de pizarras negras y areniscas con cantos dispersos, del Hirnantiense, y finalmente los materiales silúricos, que localmente comprenden litologías variadas (Iglesias y Robardet, 1980; Bastida et al., 1984). Los niveles de transición a las cuarcitas del Ordovícico Inferior suelen estar reducidos a unos pocos metros de alternancias de pizarras, areniscas y cuarcitas, que sin embargo aumentan en el flanco oriental del Antiforme del Barque-ro, hasta alcanzar un espesor máximo de 80 m. El límite superior de la sucesión del Ordovícico Medio es casi siempre difícil de deslindar, aunque muy probablemente implica una laguna estratigráfica con las diamictitas glaciomarinas del Ordovícico terminal, o bien directamente con las pizarras negras del Silúrico (Fig. 2).

Los únicos datos paleontológicos relativos a las "Pizarras de Luarca" *s.l.* en este sector, fueron mencionados por Tena-Dávila (1975), quien cita restos de crinoides y pleuras de trilobites (det. E. Gómez Nogueroles) en un punto del flanco oriental del anticlinorio, 10 km al oeste-noroeste de Villalba (Lugo: Hoja 47, coord. 29T NH 597,250 4798,050: Fig. 1, yac. 8), además de una lumaquela observada por uno de los autores (C.A.) a unos 80

Figura 2. Columnas estratigráficas del Ordovícico de la Rama Norte del Dominio del Ollode Sapo. Según datos de Matte (1968), Tena-Dávila (1975), Iglesias y Robardet (1980), Bastida et al. (1984) y propios.

Figure 2. Stratigraphic columns of the Ordovician in the northern area of the Ollode Sapo Domain. Based on data from Matte (1968), Tena-Dávila (1975), Iglesias and Robardet (1980), Bastida et al. (1984), and the authors.

m bajo el techo de las "pelitas con fragmentos" de la playa Picón (Fig. 2). Contrariamente a lo que se indica en el trabajo mencionado y en las memorias explicativas de Hojas geológicas adyacentes, estos fósiles no permiten realizar ninguna atribución cronoestratigráfica, ni mucho menos acreditar con ellos el Ordovícico Superior. La muestra original procede del tercio inferior de las "Pizarras de Luarca" *s.l.* y se conserva en la litoteca MAGNA (ITGE, Madrid: ref. 7-5/GT-033-TD). Nuestra revisión de la misma coincide en observar indicios de restos orgánicos, aunque en ningún modo resultan asignables a grupos taxonómicos concretos.

Dominio del Olló de Sapo (Rama Sur)

Los afloramientos del Ordovícico Medio en este sector corresponden al flanco inverso del Sinclinal del Caurel-Peñalba y a los sinclinorios del Sil y Truchas (flanco norte del Anticlinorio del Olló de Sapo), así como al autóctono relativo (Unidad del Río Duero) del Sinforme de Alcañices (flanco sur del Olló de Sapo). Para las tres primeras estructuras, la estratigrafía del Ordovícico ha sido descrita por Riemer (1963, 1966), Pérez-Estaún (1974a, 1978), Pérez-Estaún et al. (1980), Barros Lorenzo (1989) y Hacar Rodríguez (1990), entre otros. El conocimiento estratigráfico de materiales comparables en el Sinforme de Alcañices es aún muy imperfecto, si bien la aportación de González Clavijo (1997) se revela como esencial y compendia críticamente todos los estudios previos desarrollados en el área.

Sinclinal del Caurel-Peñalba

El Sinclinal del Caurel-Peñalba (Fig. 1, yac. 18-24) corresponde a la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica. El límite propiamente dicho coincide con una de las fallas sinsedimentarias, activas durante la sedimentación ordovícico-silúrica, que se ve marcadamente involucrada en la inversión tectónica hercínica registrada en este sector (Martínez Catalán et al., 1992a). Esto motiva que la mayor parte de los afloramientos fosilíferos de las pizarras del Ordovícico Medio, correspondientes al flanco inverso del Sinclinal del Caurel-Peñalba (Fig. 1, yac. 18-23), pertenezcan a la Zona Centroibérica. El único yacimiento paleontológico identificado por el momento en el flanco opuesto (Fig. 1, yac. 24), corresponde en realidad al borde meridional de la Zona Asturoccidental-leonesa, aunque a efectos descriptivos será presentado conjuntamente con las restantes localidades ubicadas en el mismo sinclinal.

El espesor de las "Pizarras de Luarca" *s.l.* varía entre 300-400 m en la Sierra del Caurel, y disminuye a 0-200 m en la región de Peñalba. De un modo característico, la unidad presenta a techo una discontinuidad estratigráfica con respecto a sus formaciones suprayacentes, que pueden ser tanto del Ordovícico Superior (generalmente la Caliza de La Aquiana; puntualmente la Formación Casaio en el flanco norte del antiforme del Teleno), como de una variada edad silúrica (Llandovery-Wenlock).

El primer yacimiento localizado en el Sinclinal del Caurel-Peñalba fue mencionado por Hernández Sampelayo (1935a, pág. 93-94), quien lo sitúa entre 1 y 1,5 km al este-noreste de Vilamor (Lugo). Allí señala el hallazgo de "algunos ejemplares de *Calymene tristani*, impresiones poco precisas de Tepas, y algas parecidas a las del Mondigo". El punto fue referido a pizarras azules casi horizontales situadas a una cota de 520 m, en apariencia "por encima" de la Caliza de La Aquiana en A Campa, dado que nos encontramos en el flanco inverso del pliegue. La localidad fosilífera en sí misma no ha sido reencontrada todavía, pero debe situarse cerca del cruce hacia Vilamor con la carretera de Folgoso do Courel (Lugo: Hoja 156, coord. aprox. 29T PH 646,25-647,0 4714,8-4715,6; Fig. 1, yac. 18). En cualquier caso, consideramos como muy probable la presencia de fósiles del Ordovícico Medio en el entorno de Vilamor, extremo negado por Riemer (1963, pág. 282). El autor germano encontró un pigidio indeterminable de trilobites en la salida norte de este pueblo, dentro de las "pizarras con cloritoide" silúricas y, en virtud de ello, consideró errada la identificación de "*Calymene tristani*" de Hernández Sampelayo (1935a), sin percatarse que en los alrededores de Vilamor afloran también las "Pizarras de Luarca" *s.l.*, próximas a las calizas, conforme a las indicaciones aportadas por el investigador hispano.

El segundo yacimiento se encuentra situado 2,1 km al sur-sureste de A Seara (término de Folgoso do Courel, Lugo: Hoja 157, coord. 29T PH 657,100 4713,450; Fig. 1, yac. 19). Los fósiles fueron descubiertos por J.C. Barros Lorenzo, quien nos transmitió una muestra (BL-370) conteniendo braquiópodos, que asignamos a la forma de costulación gruesa citada aquí como *Orthacea* indet. El material del Caurel es semejante al del mismo taxón encontrado en la parte superior de las "Pizarras de Luarca" *s.l.* de ambos flancos del Antiforme del Olló de Sapo (cf. Lám. I, Figs. 12-16).

El tercer punto se localiza 1,2 km al oeste de Gestoso (= Xestoso, Lugo: Hoja 157, probablemente 29T PH 659,750 4712,750; Fig. 1, yac. 20). Fue descubierto por Armengot et al. (1975, fig. 12) y contiene *Didymograptus* sp.

La siguiente localidad se halla en el talud oriental del km 6,800 de la carretera OR-622, 600 m al oeste del puente más occidental de Robledo (O Robledo da Lastra, término de Rubiana/Rubiá, Ourense: Hoja 190, coord. 29T PH 671,700 4706,200; Fig. 1, yac. 21). Su descubridor fue Riemer (1963, 1966), quien citó "*Synhomalonotus tristani*" (det. K. Szalay). La posición del punto fue precisada posteriormente por Apalategui et al. (1981), sin aportar nuevos hallazgos paleontológicos. Una exploración más detenida del yacimiento, con ocasión del presente trabajo (loc. RO-I), nos ha reportado una asociación variada del Oretaniense inferior, entre cuyos elementos identificamos los graptolitos *Didymograptus (Expansograptus)? mancus* GUTIÉRREZ-MARCO (Lám. II, figs. 4-5), *Acrograptus cf. acutidens* (ELLES y WOOD) (Lám. IV, fig. 13), *Acrograptus* sp. y *Nicholsonograptus?* sp., los trilobites *Pradoella cf. pradoi* HAMMANN (Lám. IV, fig. 22), *Colpocoryphe* sp., *Ectillaenus cf. giganteus* (BURMEISTER), *Asaphellus toledanus* (GIL), Asaphidae gen. et sp. indet. y *Basilicus?* sp. (Lám. II, fig. 17), algunos moluscos (*Redonia* sp., Technophoridae indet.) y braquiópodos (*Palaeoglossa?* sp. -Lám. I, fig. 22-, Orthida indet.).

El quinto yacimiento está localizado junto al embalse de Peñarubia, en niveles de "Pizarras de Luarca" *s.l.* infrayacentes a la Caliza de La Aquiana, 800 m al sureste de Villar de Silva (Ourense: Hoja 191, coord. 29T PH 679,300 4703,025; Fig. 1, yac. 22). La localidad ofrece la particularidad de haber brindado un único resto de graptolito ordovícico [*Didymograptus (Expansograptus)?* sp.] que fue confundido en primera instancia con una posible forma silúrica (*Pristiograptus dubius?* del Wenlock inferior?: det. S. Willefert) en la muestra 912 (= GA-6 de 24-7-62) original de Matte (1968). La revisión de la misma (Museo Geominero, Madrid) ha permitido aclarar la citada confusión, que en la práctica implicaba datar a la Formación La Aquiana como silúrica (al estar supuestamente acotada entre pizarras con graptolitos de este periodo).

El sexto punto fosilífero, enclavado en el Sinclinal de Peñalba, corresponde al hallazgo de *Didymograptus cf. purchisoni* (BECK) mencionado por Zeitz y Nollau (1984), sin más precisiones de localización. Los autores (com. escr., 1983) nos transmitieron previamente fotografías de los ejemplares junto con la posición del punto, que se sitúa 3.300 m al nor-noreste de Pombriego (León: Hoja 191, coord. 29T PH 689,850 4702,925; Fig. 1, yac. 23), hacia la parte media de las Pizarras de Luarca. El examen del material confirma la identificación del graptolito antes señalada.

Por último, el yacimiento paleontológico más oriental de esta estructura se localiza en su flanco norte, y en con-

secuencia pertenece ya al borde más meridional de la Zona Asturoccidental-leonesa. Corresponde al punto citado por Pérez-Estaún (1978) en el corte de carretera situado entre 2.500 y 3.500 m al nor-noroeste de Peñalba de Santiago (León), "cerca del desvío a Montes de Valdeza" (Hoja 191: Fig. 1, yac. 24). El material paleontológico consiste en una única muestra con restos de dos trilobites facópidos, uno de los cuales fue atribuido a un posible *Zelliszkellinae?* (det. J. Truyols in Pérez-Estaún, 1978, pág. 34 y lám. 21). Una nueva revisión del ejemplar a partir de fotografías originales, permite reasignarlo como *Phacopina* indet., que no aporta ninguna acotación cronoestratigráfica relevante.

Además de estos puntos, en el Museo Municipal de Geología de Barcelona se conservan tres muestras conteniendo rabdosomas deformados de *Didymograptus* sp. (nº 8.400), cuya etiqueta consigna "camino de la Médula. Lugo", y que podrían provenir tal vez de esta región.

Sinclinorios del Sil y Truchas

En los sinclinorios del Sil y Truchas, el contacto entre las cuarcitas con *Cruziana* y las pizarras del Ordovícico Medio se verifica a través de una "serie de transición" de espesor variable (75-150 m), que suele ser individualizada a efectos cartográficos. Dicho tramo corresponde a la Formación Rubiana (Riemer, 1966: = "miembro de Campañana" de Rabu, 1977; = "Übergangsschichten" de Plogmann, 1973) y está constituido por una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas, con algunas intercalaciones ferruginosas y conglomeráticas. La Formación Rubiana, de características comparables a las "Capas Pochico" de la Zona Centroibérica meridional, ha proporcionado en diversos puntos *Cruziana* y otros icnofósiles (Plogmann, 1973; Velando y Matas, 1981; Matas y Velando, 1982), así como evidencias de un horizonte con lingúlidos (Riemer, 1966), correlacionable con otros niveles comparables del suroeste de Europa (Emig y Gutiérrez-Marco, 1997). Además de estos fósiles, se conocen también otros puntos con trilobites y graptolitos del Arenig localizados en el flanco sur del Sinclinorio de Truchas. Los primeros fueron encontrados por Plogmann (1973) 2.300 m al sureste de Santa Eulalia de Cabrera (León: Hoja 229, coord. 29T QG 701,120 4679,300; loc. EN-I; fig. 1, yac. 12), constituyendo este yacimiento la localidad tipo de las especies *Neseuretus leonensis* y *Pradoella sanabriensis* propuestas por Hammann (1983). El punto con graptolitos del Arenig fue citado por Pérez-Estaún (1974a, 1978) 1900 m al suroeste de Truchillas (León: Hoja 230, coord. 29T QG 708,925 4678,100), donde menciona la presen-

cia de *Didymograptus* cf. *deflexus* ELLES y WOOD, *D. extensus* (HALL) y *D.?* *nitidus* (HALL) (det. D. Skevington) en una intercalación delgada de pizarras verdosas 25 m bajo el techo de la Formación Rubiana. La revisión del abundante material obtenido por nosotros en este yacimiento (localidad TR-I: Fig. 1, yac. 13), permite identificar únicamente *Xiphograptus?* spp. y *Didymograptellus?* cf. *nitidus* (HALL), que confirman la edad antes expresada. Otra cita enigmática, acerca de la presencia de fósiles "corporales" post-arenigienses en el flanco septentrional del Anticlinorio del Ollo de Sapo, es la realizada por González González et al. (1981), quienes mencionan "*Michelinoceras* sp." (det. F. Fonollá Ocete) en las cuarcitas con *Cruziana* al oeste de Faramontanos de la Sierra (Zamora). La revisión de la muestra original en la litoteca MAGNA (ITGE, Madrid: ref^a 11-12/IB-3172-VM) permite concluir que el ejemplar en cuestión corresponde en realidad a secciones transversas del icnofósil *Daedalus* isp., perpendicular al plano de estratificación.

Las "Pizarras de Luarca" s.l., suprayacentes a las cuarcitas del Arenig en facies "armoricana", tienen una potencia variable entre 180 y 300 m, e intercalan niveles volcánicos esporádicos en el sector oriental del Sinclinorio de Truchas, cuyo espesor máximo individual es de 30 m. El techo de la formación aparece definido localmente por una brecha ferruginosa de 0,5-2 m de potencia como ocurre, por ejemplo, al norte de Corporales (León).

Dentro del Sinclinal del Sil (Fig. 1, yac. 9), Riemer (1963, 1966) cita una localidad fosilífera conteniendo "*Synhomalonotus tristani*, *Iliaenus* cf. *giganteus*, *Colpocoryphe* sp., *Phacopidina* sp. y *Ogygites* sp." (det. K. Sdzuy) en el "camino forestal de San Clodio a Villar de Lor (Lugo), cerca de la primera curva cerrada" (Hoja 189), en un punto que no hemos logrado reencontrar. Por su proximidad geográfica y características (fósiles en nódulos), es posible que este yacimiento sea el mismo que cita Hammann (1983) en las inmediaciones de Quiroga (Lugo: R. Walter, com. escr., 1985). El material mencionado por este segundo autor fue identificado y descrito como *Salterocoryphe?* n. sp. (Hammann, 1983: pág. 97; lám. 9, figs. 89-90), y se conserva en el Instituto Geológico-Paleontológico de la Universidad de Múnster (Alemania). La edad del punto fosilífero no puede precisarse por la escasa consistencia de las determinaciones, aunque el último trilobites citado podría pertenecer al Oretaniense inferior (cf. Hammann, 1983).

En el Sinclinorio de Truchas (Fig. 1, yac. 10-17; Fig. 3) se conocen varios yacimientos paleontológicos dentro de las "Pizarras de Luarca" s.l., el primero de los cuales se lo-

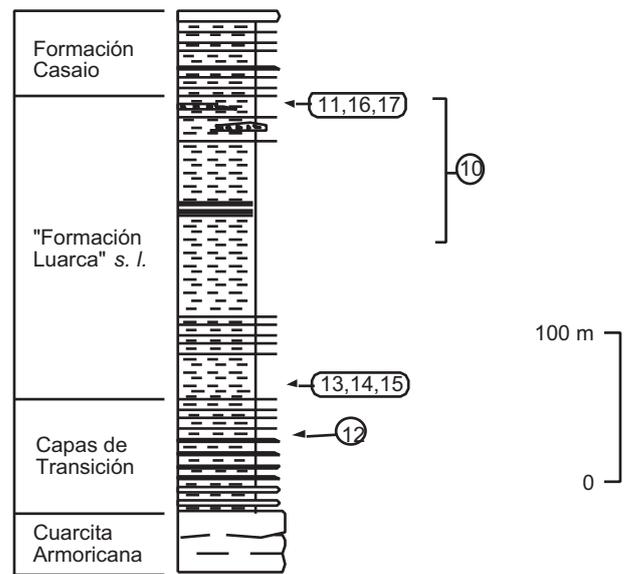


Figura 3. Columna estratigráfica del Ordovícico en Casaio, según datos de Barros Lorenzo (1989), con localización estratigráfica de los yacimientos fosilíferos estudiados en este trabajo en el Sinclinorio de Truchas. La Formación Casaio se corresponde con el miembro inferior de la Formación Agüeira de Martínez Catalán et al. (1992b). Leyenda como en la figura 2.

Figure 3. Stratigraphic column of the Ordovician at the Casaio section, based on data from Barros Lorenzo (1989), showing the stratigraphic position of the fossil localities here studied in the Truchas Synclinorium. The Casaio Formation is equivalent to the lower member of the Agüeira Formation by Martínez Catalán et al. (1992b). See Figure 2 for key.

caliza en su extremidad suroccidental, a la altura del "Km 10,5 de la carretera El Barco de Valdeorras al Puente de San Fernando" (Ourense). Este punto proporcionó a Riemer (1963, 1966) "*Synhomalonotus tristani*" (det. K. Sdzuy), y según Abril et al. (1982) debía situarse próximo a la base de unas intercalaciones arenosas que aparecen localmente en la parte media de las Pizarras de Luarca. Sin embargo, la relocalización del yacimiento de Riemer (1963, 1966) ha sido infructuosa, y no nos consta que Abril et al. (1982) llegasen a reubicar con certeza el yacimiento. Por un lado, la dificultad surge de que el topónimo "Puente de San Fernando" designa únicamente al puente homónimo radicado en la salida oriental del Barco de Valdeorras, y no existe ninguna otra localidad con este nombre en la comarca (Luis Brasa, com. escr., 1998). Por otra parte, el km 10,5 de la carretera en sentido este (N-120, trazado antiguo) se ubica en las inmediaciones de Santalla (León), y la misma distancia medida desde El Barco de Valdeorras, en cualquiera de las carreteras que parten de dicha pobla-

ción, se corresponde con puntos del Ordovícico Superior, o bien con materiales postpaleozoicos.

El segundo yacimiento fue descubierto por Pérez-Estaún (1974a, 1978) y corresponde a las intercalaciones vulcanosedimentarias próximas a la base de la formación. Está situado al sureste de Valdavidó (León), 3.500 m al sur de Truchas (localidad TR-II: Hoja 230, coord. 29T QG 711,990 4678,800; Fig. 1, yac. 14); y contiene *Redonia deshayesi* ROUAULT (Babin y Gutiérrez-Marco, 1991a, 1991b), *Tolmachovia* n. sp. (mencionada por Gutiérrez-Marco y Aceñolaza, 1992, pág. 1809, y por Gutiérrez-Marco, 1997; ilustrada por vez primera aquí en la Lám. I, Figs. 9-11), *Codiacystis* sp. (citado por Gutiérrez-Marco et al., 1996b) y un raro braquiópodo pentamérico (*Porambonites?* sp.: Lám. II, fig. 20). Los estudios precedentes refieren el punto al Oretaniense inferior.

El tercer yacimiento (Fig. 1, yac. 15) presenta un gran interés porque ha proporcionado un ejemplar de graptolito, citado como "*Hallograptus mucronatus* (HALL)" (det. H. Mansilla e I. Quintero) en los trabajos de Velando y Pérez-Estaún (1981) y Matas y Velando (1982). La muestra original (ref. 11-11/AD-038-JM) se conserva en la litoteca MAGNA (ITGE, Madrid), y procede de un punto situado 2.200 m al sureste de Villar del Monte (León: Hoja 230, coord. 29T QG 719,400 4677,550; localidad TR-IV), correspondiendo a niveles de pelitas finas de color salmón, muy próximos a la base de la unidad pizarrosa. El interés del hallazgo estriba en la paradoja de citarse en España una especie lauréntica, en horizontes inusualmente antiguos para el taxón (el lasiograptino *Hallograptus mucronatus* es una especie representada en el Caradoc, a partir de la Biozona de *Nemagraptus gracilis*). La búsqueda de nuevo material en la localidad se reveló infructuosa, pero el reexamen de la muestra original, tras someterla a un proceso de preparación adecuado, resultó clarificador. El ejemplar corresponde en realidad a un fragmento de radosoma de un didymograptido extensiforme, con sícula y una estipe, atribuible a *Didymograptus* (*Expansograptus*) sp. Este género abunda en localidades ibéricas del Arenig y Oretaniense inferior, y no aporta por tanto precisiones bioestratigráficas. De un modo parecido, Gutiérrez-Marco (1986) cita también fragmentos indeterminables de didymograptidos declinados (cf. *Acrograptus?* sp.) recogidos en piedras sueltas derivadas de la base de la formación pizarrosa. El material procede de un afloramiento situado 1.500 m al suroeste de Truchillas (León), en las proximidades de una explotación de pizarra, y podría corresponder tanto al Arenig como al Oretaniense basal.

Un cuarto horizonte fosilífero, de gran interés para la correlación interregional, es una lumaquela del bivalvo *Redonia deshayesi* ROUAULT, que fue encontrada en el flanco sur del sinclinorio, dentro del tercio inferior de las "Pizarras de Luarca" s.l. El material procede del cauce de un arroyo, 2.250 m al este-sureste de Santa Eulalia de Cabrera (León: Hoja 229, coord. 29T QG 701,450 4679,980; loc. EN-II, fig. 1, yac. 12). Por su posición estratigráfica, esta lumaquela con *Redonia* concuerda con horizontes de características semejantes conocidos en el Sinforme de Alcañices, correspondiente al flanco opuesto del Olló de Sapo.

El resto de las localidades fosilíferas del Sinclinorio de Truchas se sitúa en la mitad superior de las "Pizarras de Luarca" s.l., aunque fuesen referidas previamente a contextos estratigráficos variados, antes de producirse la revisión cartográfica detallada del conjunto de esta estructura (Hacar Rodríguez, 1990). En este sentido, Velando y Pérez-Estaún (1981) y Matas y Velando (1982) mencionan diversos yacimientos con los braquiópodos "*Orthis* sp.", *Orthambonites calligramma* (DALMAN), *Howellites striata* (BANCROFT)" y el tabulado "*Chaetetes* sp.". El material original de estos trabajos, depositado en la litoteca MAGNA (ITGE, Madrid), comprende seis muestras con restos de braquiópodos, que están bien conservados en una de ellas como para permitir su estudio. Esta última muestra (ref. 11-11/AD-167-JM) procede de un punto ubicado 2.600 m al norte de Cunas (León: Hoja 230, coord. 29T QG 715,990 4684,225). La revisión del yacimiento realizada para el presente estudio (loc. TR-III: Fig. 1, yac. 16) ha brindado abundantes restos paleontológicos localizados en un tramo con nódulos comprendido entre 10 y 25 m bajo el techo de la formación. La asociación posee una diversidad notable, presentándose dominada por bivalvos, tales como *Redonia deshayesi* ROUAULT (Lám. I, figs. 5-6), *Cadomia britannica* (BABIN) (Lám. I, fig. 4), *Praeledda costae* (SHARPE) (Lám. I, fig. 3), *Hemiprionodonta* cf. *lusitanica* (SHARPE) y *Coxiconchia britannica* (ROUAULT) (Lám. I, fig. 2), cuyo estudio fue anticipado en parte por Babin y Gutiérrez-Marco (1991a, 1991b). Los moluscos rostroconchas se hallan representados por *Ribeiria pholadiformis* SHARPE (Lám. I, figs. 7-8) y *Technophorus* n.sp. 1; los gasterópodos por *Simites* sp. y *Ptychonema?* sp., y los cefalópodos por moldes de Orthocerida indeterminables (Lám. II, Figs. 12-14). Además de moluscos, los nódulos contienen trilobites [*Ectillaenus* cf. *giganteus* (BURMEISTER), *Colpocoryphe* cf. *thorali* DEAN ssp. indet., *Asaphellus* sp., *Isabelinia?* sp. y un tercer asáfido indeterminable], braquiópodos [Orthacea de costillas gruesas (Lám. I, figs. 17-20), *Monobolina* sp. (Lám. I, fig. 21)] y raros restos de pelmatozoos (pluricolumnales con

placas de lumen pentagonal). La edad de la asociación es Oretaniense, probablemente Oretaniense superior si nos atenemos a los criterios que serán discutidos más adelante.

Las "Pizarras de Luarca" *s.l.* son explotadas industrialmente en muchas localidades de las comarcas de La Cabrera y Valdeorras (Hacar Rodríguez, 1990; Wagner et al., 1994, 1995), y algunas canteras de pizarra para cubiertas brindan con cierta frecuencia fósiles identificables, especialmente las emplazadas en niveles próximos al techo de la formación. Los restos más abundantes son braquiópodos articulados, de uno o varios tipos muy particulares con costillas gruesas, determinados aquí provisionalmente como *Orthacea* indet. (Lám. I, figs. 12-16). Estas formas se encuentran aplastadas, deformadas y con frecuencia piritizadas en las pizarras de techar, razón por la cual se hace difícil asignarlas a taxones conocidos. Sin embargo, el abundante material registrado en posición estratigráfica comparable en todo el Dominio del Antiforme del Olló de Sapo parece indicarnos la presencia de, como mucho, dos o tres taxones de gran interés para la correlación interregional (ver más adelante). Las principales canteras que han brindado estos fósiles son las del "grupo Castañeiro" al noroeste de Casayo/Casaio (término de Carballeda, Ourense: Hoja 191, coord. 29T PG 677-679 4692-4694, Fig. 1, yac. 10), de donde proceden varias muestras recogidas por N. Llopis Lladó (año 1955, con *Neseuretus?* sp., colección Univ. Oviedo), A. Pérez-Estaún (sondeo Chao de Golada, con braquiópodos, coord. aprox. 29T PG 678,055 4693,125) y J.C. Barros Lorenzo (BL-087, con *Neseuretus* sp.). Por nuestra parte, además de los braquiópodos *Orthacea*, que generalmente se concentran en horizontes comprendidos entre 5 y 15 m bajo el techo de las "Pizarras de Luarca" *s.l.* (salvo en Chao de Golada, donde inician su registro hacia la parte media de la formación), identificamos restos de bivalvos (*Redonia* sp.), rostroconchas (*Ribeiria* ex gr. *pholadiformis* SHARPE) y trilobites asáfidos indeterminables. Los mismos braquiópodos se reconocen justo por debajo de la brecha ferruginosa que marca el techo de la unidad 3.300 m al noreste de Corporales (León: Hoja 230, coord. 29T QG 712,110 4689,650; Fig. 1, yac. 17), en el flanco norte del sinclinorio, y también en su flanco sur, igualmente cerca del techo de la formación, en la loma de Chistra (pista a Soutadoiro, término de Carballeda, Ourense: Hoja 229, coord. 29T PG 677,500 4688,575; Fig. 1, yac. 11). Por último, en la cantera de pizarra de Cunas (León: Hoja 230, coord. 29T QG 714,550 4682,675; Fig. 1, yac. 16), próxima al techo de la formación, reconocimos la presencia del trilobite *Isabelinia?* sp. El conjunto de estos niveles puede ser correlacionado con horizontes comparables a los de la localidad TR-III, atribuidos con gran probabilidad al Oretaniense superior.

Sinforme de Alcañices

El registro de fósiles ordovícicos en el Sinforme de Alcañices (al sur del Anticlinorio del Olló de Sapo: Fig. 1, yac. 2-7 y Fig. 4) es más escaso y esporádico. Los materiales equivalentes a las "Pizarras de Luarca" *s.l.* han recibido diversas denominaciones, aunque las más utilizadas son "Formación Villafior" (Vacas y Martínez Catalán, 1987; González Clavijo, 1997) y "Formación Latedo" (Fernández y Moro, 1991; Fernández et al., 1998). Las primeras referencias a fósiles del Ordovícico Medio en la estructura son los "abundantes restos de braquiópodos y algunos trilobites mal conservados", citados en forma imprecisa por Quiroga (1982). Vacas y Martínez Catalán (1987, fig. 5) son los primeros en situar cuatro yacimientos de braquiópodos, próximos al techo de la formación pizarrosa, en el área del embalse de Ricobayo (Zamora: Fig. 1, yac. 7). Dos de estos puntos se ubican en la margen derecha del mismo, 1.350 y 3.000 m al este-noreste de Manzanal del Barco, y los otros dos en su margen izquierda, 4.500 m al noroeste de Palacios del Pan y 800 m al suroeste de Campillo, respectivamente. La muestra 368A18-3, original de González Clavijo (1997), corresponde a la localidad situada 3.000 m al este-noreste de Manzanal del Barco (Hoja 368, coord. 30T TM 257,650 4614,450), y contiene los mismos braquiópodos identificados en el Sinclinorio de Truchas como *Orthacea* indet. Además, estos horizontes fosilíferos aparecen en ambas estructuras en una posición estratigráfica equivalente, dentro del tercio superior o cerca del techo de las "Pizarras de Luarca" *s.l.*

Los niveles de tránsito entre las "cuarcitas con *Cruziana*" (=formaciones "Pielgo", "Culebra" o "Peña Gorda") y la base de la sucesión pizarrosa intercalan, en el flanco sur del sinforme, horizontes enriquecidos en hierro, donde Fernández Fernández y Moro Benito (1996) encontraron recientemente el calcimicrobio *Girvanella* sp. El mismo trabajo refiere el hallazgo de un banco lumacélico conteniendo *Redonia* sp. (det. J.C. Gutiérrez-Marco), en la parte más alta de esta "serie de transición", de características comparables al descrito en el flanco sur del Sinclinorio de Truchas (loc. EN-II). Su yacimiento se localiza 1700 m al oeste de Santa Ana (término de Alcañices, Zamora: Fig. 1, yac. 2), en el km 5 de la carretera local entre esta población y Villarino Tras la Sierra (Hoja 338, coord. 29T QG 713,600 4618,850), donde a la ya citada *Redonia* sp., sumamos la identificación de *Hemiprionodonta?* sp. en el presente trabajo.

Los restantes yacimientos fosilíferos del Sinforme de Alcañices se sitúan en su flanco septentrional y hasta la fecha permanecían inéditos, habiéndonos sido comunica-

dos por diferentes investigadores. El primero está ubicado 1.800 m al suroeste de San Pedro de las Herrerías (Zamora: Hoja 306, coord. 29T QG 715,950 4641,370; loc. MH-I, Fig. 1, yac. 3), donde reconocimos *Neseuretus* sp., cf. *Nobiliasaphus?* sp. (Lám. II, fig. 18) y *Orthacea* indet., del Oretaniense. Otros fósiles se localizan en tres sondeos realizados por Pizarras de España, S.L., amablemente fa-

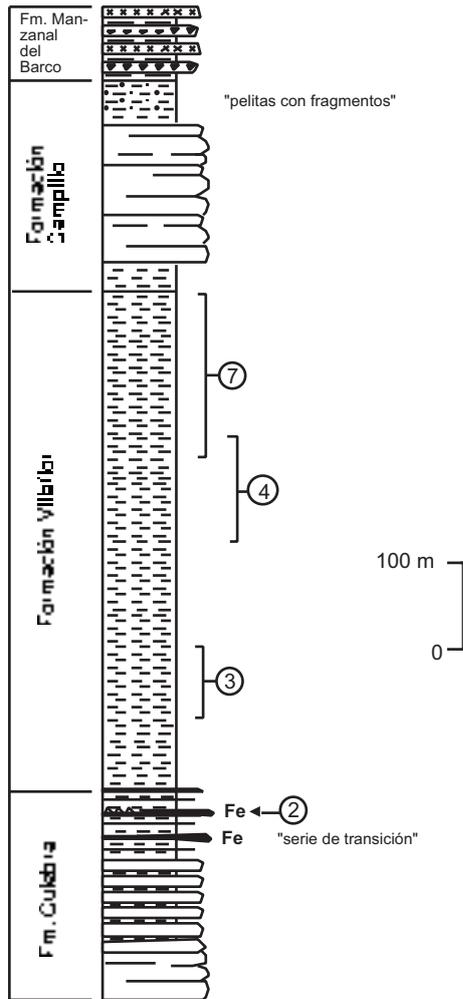


Figura 4. Sucesión estratigráfica del Ordovícico en el Sinforme de Alcañices. Los yacimientos nº 5 y 6 se encuentran en niveles de posición estratigráfica imprecisa, dentro de la Formación Villaflores. Según datos de Vacas y Martínez Catalán (1987) y Fernández Fernández y Moro Benito (1991, 1996). Leyenda como en la figura 2.

Figure 4. Stratigraphic succession of the Ordovician in the Alcañices Synform. The localities no. 5 and 6 have an unknown stratigraphic position within the Villaflores Formation. After data from Vacas and Martínez Catalán (1987) and Fernández Fernández and Moro Benito (1991, 1996). See Figure 2 for key.

cilitados por esta empresa, ubicados al norte y este de Las Torres de Aliste (en los términos de Mahide y San Vicente de la Cabeza, Zamora: Hoja 306, coord. 29T QG 724,050 4637,070; 726,050 4636,110 y 726,200 4635,200, respectivamente; Fig. 1, yac. 4). En ellos aparecen representados los horizontes de braquiópodos con costillas gruesas (*Orthacea* indet.), en profundidades variables entre 50 y 80 m. Estos últimos fósiles se identifican también en las muestras LB-311 (cantera de Requiñada en Riofrío de Aliste, Zamora: Hoja 339, coord. aprox. 29T QG 734,700 4632,625; Fig. 1, yac. 5) y LB-373 (arroyo de Riofrío al norte de Valer, Gallegos del Río: Hoja 339, coord. aprox. 29T QG 734,700 4628,450; Fig. 1, yac. 6), recogidas ambas por M. Lombardero y donadas para este estudio. Por último, nuestro colega J.C. Barros Lorenzo nos transmitió otras dos muestras, SJ-76 y SJ-98, procedentes del oeste y suroeste de Puercas, respectivamente (término de Gallegos del Río, Zamora: Hoja 339, Fig. 1, yac. 6). La primera contiene un resto de trilobites asáfido, y la segunda es un nódulo con *Redonia deshaysi* ROUAULT, que no aportan precisiones bioestratigráficas. Este bivalvo se concentra igualmente en lumaquelas delgadas, monoespecíficas, intersectadas por uno de los sondeos precedentes al este-noreste de Las Torres de Aliste (S-71, -79 m), y en otro de los realizados por Pizarras de España, S.L. al norte de San Vicente de la Cabeza (S-51 a -64 m: Hoja 338, coord. 29T QG 728,100 4634,260; Fig. 1, yac. 4). La lumaquela con *Redonia*, en ambos casos, se localiza hacia la parte media-superior de la formación de pizarras y no en su misma base o en el techo de la formación infrayacente, como sucedía en otros puntos del flanco sur de los sinformes de Truchas y Alcañices. Dentro de la Zona Cantábrica, se conoce otro nivel semejante de concentración de *Redonia* en la parte alta de la "Formación Luarca" (s.l.) al oeste del Cabo Vidrias, en materiales de edad Dobrotiviense superior, como veremos más adelante. Esto confirma que los horizontes lumaquéllicos de ese bivalvo aparecen en posiciones estratigráficas variadas y no resultan útiles como niveles guía de correlación. No obstante y desde el punto de vista sedimentario, la existencia de estas "lumaquelas con *Redonia*" sí resulta de interés, puesto que no se encuentran representadas en ninguna otra localidad fuera del noroeste peninsular.

ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

El Ordovícico de la Zona Asturoccidental-leonesa sigue en continuidad a los materiales cámbricos y se caracteriza por su gran espesor (más de 4.000 o 5.000 m en algunas áreas) y mayor predominio pelítico, constituyendo afloramientos muy extensos en las diversas regiones es-

estructurales y paleogeográficas diferenciadas por Marcos (1973), Pérez-Estaún (1978) y Martínez Catalán (1985) dentro de esta Zona, actualmente restringida a los dominios del Navia-Alto Sil y Manto de Mondoñedo. El límite occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa es la Falla de Vivero, que se prolonga en el núcleo del Sinclinal del Caurel-Peñalba (Martínez Catalán et al., 1992a), y excluye de la misma a los antiguos dominios de la "Sierra del Caurel-Truchas" (Marcos, 1973), "Truchas" (Pérez Estaún, 1978) o "Caurel" (Martínez Catalán, 1985), que ahora se inscriben en la Zona Centroibérica. No obstante, el único yacimiento conocido en el flanco norte del Sinclinal del Caurel-Peñalba (Fig. 1, yac. 24), representativo del borde más meridional de la Zona Asturoccidental-leonesa, ha sido agrupado a efectos descriptivos con los restantes puntos del flanco inverso de la misma estructura.

Desde el punto de vista estratigráfico, el límite Cámbrico-Ordovícico se sitúa dentro del Grupo Los Cabos (= "Serie de Los Cabos" de Lotze, 1958), una potente unidad formada por alternancias de pizarras y areniscas con predominio cuarcítico en su parte más alta, y que se relaciona con las formaciones Oville y Barrios de la Zona Cantábrica. Su mayor desarrollo corresponde al Dominio del Navia-Alto Sil, donde alcanza los 4.000-4.500 m, siendo los últimos 1.500 m ya Ordovícico Inferior (Tremadoc-Arenig), de acuerdo con los datos suministrados por los icnofósiles (Baldwin, 1978) y algunos braquiópodos articulados (Villas et al., 1995). En los restantes sectores de la Zona Asturoccidental-leonesa, el Grupo Los Cabos es menos potente (1.000-2.000 m), si bien el tramo de cuarcitas masivas con el que culmina la unidad se presenta casi siempre bien individualizado y contiene icnofósiles del Arenig.

El Grupo Los Cabos da paso de forma neta o gradual (a través de una "serie de transición" de espesor variable) a las Pizarras de Luarca *s. s.* (Barrois, 1882), constituidas por 150-1.000 m de pizarras negras masivas, con algún nivel de nódulos e intercalaciones volcánicas, o bien de hierro oolítico, localizados en áreas concretas (ver sumario en Gutiérrez-Marco et al., 1984a). En esta formación se sitúan todos los yacimientos paleontológicos del Ordovícico Medio conocidos en la Zona Asturoccidental-leonesa, aunque en este trabajo, siguiendo a Gutiérrez-Marco et al. (1997b) y a Arbizu et al. (1997), los tramos superiores de ciertos sectores (Manto de Mondoñedo y Sinclinal del Castrillo) son asignados a otras unidades más modernas. En el resto del Dominio del Navia-Alto Sil, los materiales del Ordovícico Superior tienen un carácter predominantemente arenoso y constituyen la Formación Agüeira (Marcos, 1970). Es ésta una unidad esen-

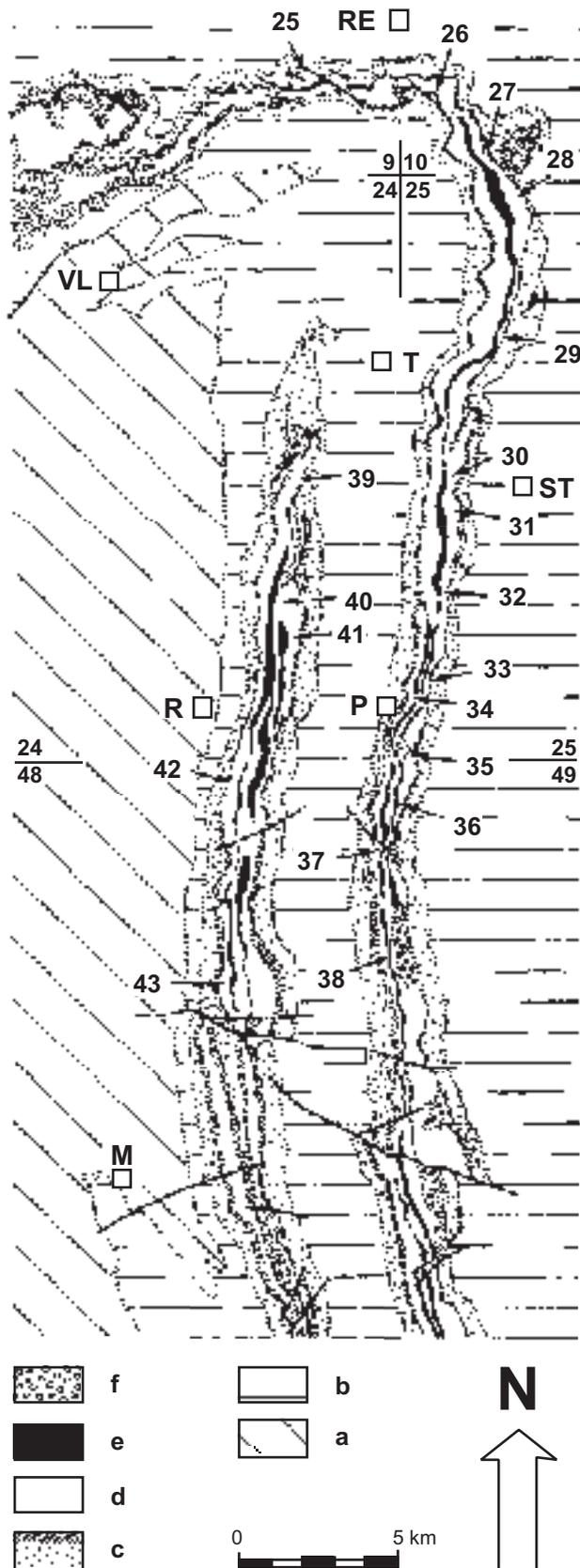
cialmente turbidítica (Crimes et al., 1974; Pérez-Estaún y Marcos, 1981), formada por una alternancia de areniscas, siltitas y pizarras negras, con algunos tramos cuarcíticos, que en conjunto alcanza 1.500 m de potencia máxima. El límite Ordovícico-Silúrico se situaría prácticamente en el techo de la Formación Agüeira (Gutiérrez-Marco y Robardet, 1991). En el Sinclinal del Caurel-Peñalba, la sucesión del Ordovícico Superior es bastante distinta e incluye una unidad calcárea del Ashgill pre-Hirnantense (Caliza de La Aquiana), que suele apoyarse disconforme sobre unidades más antiguas (Sarmiento et al., 1999).

Dominio del Manto de Mondoñedo

En líneas generales, la sucesión ordovícica de este dominio posee un espesor reducido por comparación con las restantes áreas de la Zona Asturoccidental-leonesa. Las Pizarras de Luarca afloran en el núcleo de estructuras sinclinales bien delimitadas por el Grupo Los Cabos, y son bastante fosilíferas en los sectores más septentrionales de esta megaestructura (sinclinales de Villadrid, Recende y Real): Figs. 1, 5 y 6. Su potencia total oscila entre 120-200 m en el Sinclinal de Villadrid y 50-100 m en el de Real. Los niveles de transición con el Grupo Los Cabos superan rara vez los 50 m de espesor. En la mitad inferior de la unidad (*s.l.*) se localizan importantes horizontes de hierro oolítico en los sectores septentrionales de los sinclinales de Villadrid y Recende (rama norte), que fueron explotados hasta mediados del siglo XX. En secciones concretas de los sinclinales de Villadrid (rama sur) y Real existen también delgadas intercalaciones volcánicas (Marcos et al., 1980b).

Sinclinal de Villadrid

Las Pizarras de Luarca del Sinclinal de Villadrid han proporcionado 14 localidades fosilíferas (Figs. 1, 5 y 6, yac. 25-38), en gran parte citadas en los trabajos de Schulz (1835, 1858), Hernández Sampelayo (1915, 1931), Walter (1965, 1966, 1968), González Lodeiro et al. (1979), Gutiérrez-Marco y Rábano (1984), Gutiérrez-Marco (1986) y Gutiérrez-Marco et al. (1997a, 1997b). Los dos puntos más septentrionales fueron mencionados por Hernández Sampelayo (1915, 1931), y no se revisan en el presente trabajo. El primero de ellos, donde el autor cita restos de trilobites, se sitúa en el flanco normal del sinclinal, 2.800 m al sur de la población de San Cosme de Barreiros (ría de Foz), en las antiguas loseras próximas a la ermita de San Esteban de Lermo (Hoja 9, aprox. 29T PJ 642,7-643,8 4820,5-4821,0: Fig. 5, yac. 25). El segun-



do punto se encuentra en la vertiente nororiental del monte Pena Longa (justo en la flexión del sinclinal de Villaodrid), 3,5 km al sureste de San Miguel de Reinante (Lugo: Hoja 10, aprox. 29T PJ 647,6-648,5 4820,5-4821,2; Fig. 5, yac. 26), en el que identificó "*Asaphus cianus?*" Vern. y Barr.", "*Calymene*" sp. y ortocerátidos (Hernández Sampelayo, 1915: loc. "San Miguel").

La siguiente localidad corresponde al municipio de Ribadeo (Lugo: yac. RB-I) y se halla enclavada en las explotaciones de pizarra abandonadas al suroeste del monte Móndeigo, en la margen derecha del río Lejoso (Hoja 10, coord. 29T PJ 649,320 4818,870; Fig. 5, yac. 27). El yacimiento fue mencionado por primera vez por Hernández Sampelayo (1915), y corresponde al flanco normal del pliegue, donde cita la presencia de *Didymograptus murchisoni* BECK, *Calymene tristani* BRONG., *C. blumenbachi?* BRONG., *Illeenus hispanicus* VERN., *Homalo-*

Figura 5. Yacimientos paleontológicos del Ordovícico Medio en el sector septentrional de los sinclinales de Rececende (al oeste) y Villaodrid (al este). La posición del mapa en el conjunto del noroeste peninsular se indica en la Figura 1. Localidades fosilíferas: 25, San Esteban de Lermo (San Cosme de Barreiros); 26, Pena Longa (San Miguel de Reinante); 27, suroeste de Ribadeo (Móndeigo, RB-I); 28, San Vicente de Cubelas; 29, Regocorto; 30, San Tirso (Naraido); 31, San Tirso de Abres (ST-I); 32, Saldoiriña (La Vide)-El Cairo (PN-I); 33, San Mamed (VILL-II); 34, mina Luisa (Consuelo-Sarredo I); 35, Villaodrid (VILL-I); 36, Xinzo (VLL-I); 37, Vilargondurfe (VILL-III); 38, Vilamide (VILL-IV/IVA); 39, Vilapena; 40, minas del Acebro; 41, San Esteban (Rececende); 42, mina Providencia (Cabana-Lamarcida); 43, mina Las Columbas (Orrea-Lodás). Abreviaturas de poblaciones: M, Meira; P, A Pontenova; R, Riotorto; RE, Reinante; ST, San Tirso de Abres; T, Trabada; VL, Villanueva de Lorenzana. Símbolos geológicos: a, materiales cámbricos; b, Capas de Villameá (Cámbrico-Ordovícico Inferior: Grupo Los Cabos); c, Capas del Eo (Tremadoc-Arenig: Grupo Los Cabos); d, Pizarras de Luarca *s.l.* (Oretaniense-Ashgill); e, materiales silúricos; f, materiales post-paleozoicos. Esquema geológico adaptado de la cartografía MAGNA (segunda serie), escala 1:50.000, Hojas 9-10, 24-25 y 48-49 (años 1977-1980), cuyos límites se marcan en la figura.

Figure 5. Location of the Middle Ordovician fossil localities in the northern part of the Villaodrid (east) and Rececende (west) synclines. The area covered by this map is shown in Fig. 1. Numbers explaining localities and letters explaining towns are listed above. a, Cambrian rocks; b, Villameá beds (Cambrian to Lower Ordovician: Los Cabos Group); c, Eo beds (Tremadoc-Arenig: Los Cabos Group); d, Luarca Shales *s.l.* (Oretanian-Ashgill); e, Silurian rocks; f, post-Paleozoic cover. Geological sketch map adapted from the Geological Map of Spain to 1:50.000 scale, Second Series (MAGNA), sheets 9-10, 24-25 and 48-49 (years 1977-1980). Limits of sheets are shown in the figure.

notus KONIG, *Ceratiocaris primulus* BARR., *Pterotheca consobrina* BA., *Hyolithes solitarium?* BA., *Styliola clavus?* BA., *Lingula attenuata* SOW., *L. elongata* EICHW., *L. quadrata?* EICHW., *L. curta* CONRAD y diversas "algas" [*Laminarites mondigoi* n. sp., *Cilindrites* Heer, "expansiones foliáceas (subordinadas)"]. Por nuestra parte, la primera revisión del yacimiento la llevamos a cabo entre 1976 y 1980, publicándose algunos resultados en el trabajo de Gutiérrez-Marco y Rábano (1984) y Gutiérrez-Marco (1986). La lista de formas encontradas no es tan extensa como la de Hernández Sampelayo (1915), y consta de: *Didymograptus (D.) muchisoni* (BECK in MURCHISON) (lám. 1, fig. 6 en Gutiérrez-Marco y Rábano, 1984), *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER) (Lám. III, fig. 12), *Eodalmanitina* sp., *Prionocheilus* sp. (lám. 1, fig. 5 en Gutiérrez-Marco y Rábano, 1984), Colpocoryphinae indet. (lám. 1, fig. 4 en Gutiérrez-Marco y Rábano, 1984), Sinuitidae indet. (Lám. II, fig. 16), *Redonia?* sp., *Hyolitha* indet. y *Palaeoglossa?* sp. (Lám. III, fig. 13). La asociación indica claramente el Oretaniense superior, y permite interpretar algunas identificaciones previas de Hernández Sampelayo (1915), en virtud de sus descripciones sumarias e ilustraciones puntuales. Por ejemplo, "*C. blumenbachi?*" debe tratarse de un Colpocoryphinae (*Colpocoryphe* o *Salterocoryphe*); "*Homalonotus*", el cefalón aplastado de un calimenáceo; "*Ceratiocaris*" y "*Styliola*", fragmentos pleurales o puntas genales de trilobites; las cuatro especies de "*Lingula*", variantes de deformación de *Palaeoglossa?*; "*Laminarites mondigoi* n. sp." (Hernández Sampelayo, 1915: lám. 17, fig. 5), moldes y rellenos de cuarzo de estrías tectónicas (Gutiérrez-Marco y Rábano, 1984); "*Cilindrites*" (Hernández Sampelayo, 1915: lám. 18, fig. 5), galerías horizontales indeterminables; "Expansiones foliáceas" (Hernández Sampelayo, 1915: lám. 18, fig. 1), nódulos o concentraciones piritosas alteradas; y "*Pterotheca*", impresiones aplastadas de nautiloideos ortoconos.

La cuarta localidad analizada es la que brindó a Schulz (1835) el primer descubrimiento de fósiles en el noroeste de España, y corresponde al hallazgo de "Trilobitos y Ortoceratitos y algunos pólipos" en "las cercanías de Nuestra Señora de la Puente, entre Mondoñedo y Ribadeo". Los intentos previos de relocalización del yacimiento lo situaron primero en las loseras del puente del Mondigo ("sin duda el mismo y único sitio citado como fosilífero por el Sr. Schulz": Hernández Sampelayo, 1931, pág. 34), y más tarde "hacia Sante (San Tirso)" (Hernández Sampelayo, 1942, pág. 38). Finalmente, Rábano et al. (1989) situaron el punto en las proximidades de "la Puente de Cubelas (...) 2 leguas al SO de Rivadeo", siguiendo

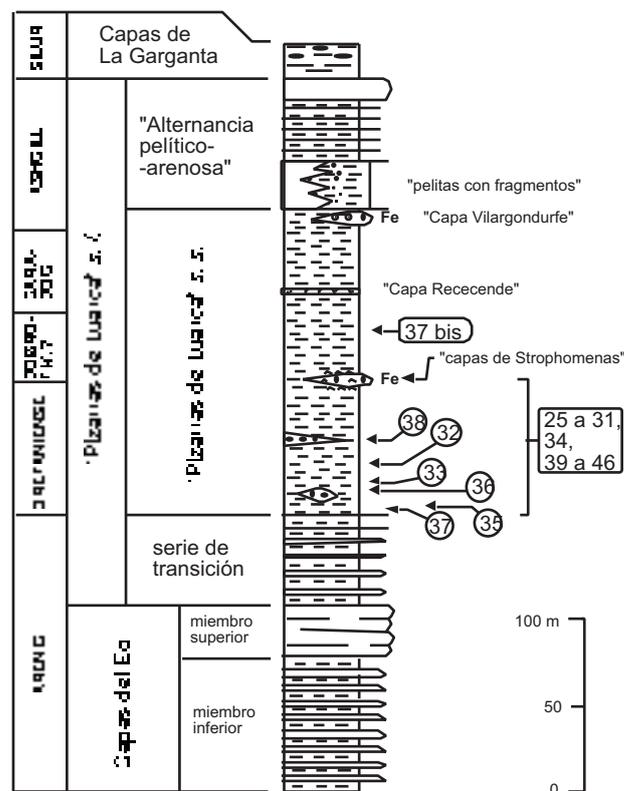


Figura 6. Columna estratigráfica sintética del Dominio del Manto de Mondoñedo (Sinclinales de Villaodrid y Rececende), con localización estratigráfica de los yacimientos estudiados en este trabajo. Según datos de Gutiérrez-Marco et al. (1997b) y Arbizu et al. (1997). Leyenda como en la figura 2.

Figure 6. Generalized stratigraphic column of the Mondoñedo Nappe Domain (Villaodrid and Rececende synclines), showing the stratigraphic position of the fossil localities here studied. After data from Gutiérrez-Marco et al. (1997b) and Arbizu et al. (1997). See Figure 2 for key.

informaciones tanto del propio Schulz (1835), como sus anotaciones manuscritas descubiertas en las muestras originales del mismo trabajo (nº 68 y 69 de la relación publicada). Éstas se conservan en el Museo Geominero (ITGE, Madrid) y contienen, respectivamente, restos indeterminables de un endocerático y de un calimenáceo. Los fósiles originales de Schulz (1835) fueron ilustrados y descritos brevemente por Rábano et al. (1989, figs. 5a-2c). La localidad de hallazgo corresponde al flanco normal del Sinclinal de Villaodrid, 1.500 m al oeste-suroeste de San Vicente de Cubelas (Lugo: Hoja 25, aprox. 29T PJ 649,900? 4817,750?; Fig. 5, yac. 28), a poco más de 1.000 m de la capilla de Nuestra Señora del Viso, implícitamente aludida por Schulz (1835).

El quinto punto fosilífero de este sinclinal lo sitúa Walter (1968) en una antigua explotación de pizarra en Rego-corto, al este de Trabada (Lugo: Hoja 25, coord. aprox. 29T PJ 649,990 4813,750; Fig. 5, yac. 29). Este autor menciona el hallazgo de *Colpocoryphe* sp., pero nuestra búsqueda paleontológica en la localidad no tuvo resultados.

Los siguientes yacimientos se sitúan en el término municipal de San Tirso de Abres (Asturias) donde Hernández Sampelayo (1942, pág. 39) supuso la procedencia de los "Trilobites, Orthoceras y Graptolites" citados por Schulz (1858) en los confines occidentales del Principado. El punto fosilífero fue descrito por Hernández Sampelayo (1915, 1931) en el paraje y antiguas loseras de "La Negra", situado junto a Naraido en la margen izquierda del río Eo (Hoja 25, coord. aprox. 29T PJ 648,480 4808,650; Fig. 5, yac. 30). Allí cita dicho autor *Didymograptus murchisoni* BECK, *Calymene blumenbachi?* BRONG., *Iliaenus hispanicus* VERN., *Asaphus nobilis* BARR., *Dalmanites socialis?* BARR., *Bronteus* GOLDF., *Beyrichia strangulata* SALT., *Comularia anomala* BARR. y *Endoceras proteiforme* HALL. Del examen de parte del material original de este trabajo (Museo Geominero-ITGE, Madrid) y de las descripciones aportadas en 1931, se deduce la presencia en dicha localidad de *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER) (= "*I. hispanicus*": Lám. III, fig. 1), *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE) (= "*A. nobilis*"), *Asaphina* indet. (= "*Bronteus*"), *Eodalmanitina* sp. (= "*D. socialis?*"), *Calymenina* indet. (= "*C. blumenbachi?*"), *Ostracoda* indet. (= "*B. strangulata*"), *Endoceri*da? indet. (cámara de habitación: = "*C. anomala*"), *Orthoceri*da indet. (= *E. proteiforme*) y *Didymograptus* sp. La asociación corresponde muy probablemente al Oretaniense superior, y es perfectamente correlacionable con otros yacimientos semejantes (RB-I, PN-I, VLL-I). En la margen derecha del río Eo, 2.000 m al oeste-suroeste de San Tirso de Abres, Walter (1968) refiere otro punto fosilífero que contiene *Didymograptus* sp. y restos de trilobites, cerca del contacto con la Cuarcita Superior del Eo (techo del Grupo Los Cabos) del flanco normal del Sinclinal de Villadrid. Nuestras investigaciones en esa localidad (punto ST-I) han dado como fruto el descubrimiento de varios ejemplares de *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY (Lám. III, fig. 2) y *Zeliskella?* sp., en niveles algo más elevados dentro de las Pizarras de Luarca, a lo largo del talud oriental de la carretera N-640 entre A Pontenova y Ribadeo, en torno al km 28 actual (Hoja 25, coord. 29T PJ 648,550 4807,400-4807,650; Fig. 5, yac. 31).

Más al sur y nuevamente en la provincia de Lugo, el siguiente yacimiento (loc. PN-I) se sitúa en el Km 18 del

antiguo trazado de la carretera mencionada, 400 m al norte de Saldoiriña (término de A Pontenova: Hoja 25, coord. 29T PJ 648,200 4804,850; Fig. 5, yac. 32). En este punto Walter (1968) citó *Calymene (Synhomalonotus) tristani* BRONGNIART, *Asaphidae* indet., *Didymograptus* sp., *Orthoceratidae* indet. y braquiópodos. Por su proximidad a la desembocadura del arroyo del Cairo en el paraje del mismo nombre, es posible que el yacimiento sea vecino de aquél donde Hernández Sampelayo (1931, pág. 271) citó la presencia de pigidios de trilobites y restos de tentaculíticos. Nuestras búsquedas han suministrado: *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN (Lám. III, fig. 9), *Eodalmanitina* cf. *macrophthalma* (BRONGNIART in DESMAREST) (Lám. III, figs. 6-8), *Phacopidina?* sp., *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE), *Calix rouaulti* CHAUVEL, pluricolumnales de crinoideos y restos de braquiópodos inarticulados, en parte ilustrados o citados por Gutiérrez-Marco y Rábano (1984), Gutiérrez-Marco (1986) y Gutiérrez-Marco et al. (1996b). La asociación indica una edad Oretaniense superior para este nivel, radicado según Walter (1968) unos 28 m sobre el techo de la "serie de transición" con las "Capas del Eo". Un hallazgo interesante entre los trilobites es un hipostoma de *Neseuretus*, muy completo aunque deformado (Lám. III, fig. 9), cuyo borde posterior es cuadrangular y no presenta las pequeñas puntas descritas por Hammann (1983: fig. 14) para *N. tristani*. Este carácter lo aproxima al hipostoma de *N. avus*, al que semeja también por la posesión de unas alas anteriores anchas, razón por la cual identificamos provisionalmente el material como *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN. No obstante, ambas especies se encuentran relacionadas filogenéticamente (Hammann, 1983), y la variabilidad intraespecífica del hipostoma permanece en discusión en las escasas especies del género donde se conoce este elemento ventral (Beckly, 1989, con referencias anteriores).

El siguiente punto fosilífero se sitúa algo más al sur, 2.300 m al noreste de Villadrid (Lugo), justo al este de la aldea de San Mamed (San Mamede) y sobre la carretera A Pontenova-Bres. Allí menciona Walter (1968; com. escr. 1981) el hallazgo de un solo ejemplar de "*Didymograptus murchisoni* cf. *geminus* (BECK)" (sic: det. L. Greiling). Búsquedas recientes en el entorno de San Mamed, nos llevaron a encontrar en el flanco normal del pliegue un yacimiento con abundantes fósiles (Hoja 25, coord. 29T PJ 648,020 4802,100; loc. VILL-II, Fig. 5 y 6, yac. 33), entre los cuales identificamos: *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), *Diplograptina?* indet., *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST),

Salterocoryphe sp. (Lám. III, fig. 11), *Isabelinia glabrata* (SALTER) (Lám. III, fig. 5), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Eodalmanitina* cf. *macrophthalma* (BRONGNIART in DESMAREST), Raphiophoridae? indet. (Lám. III, fig. 10), *Cacemia ribeiroi* (SHARPE) (Lám. IV, figs. 1-3), *Redonia deshayesi* ROUAULT, *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Praeleda* sp., *Cameroceras* cf. *alticamera* HERNÁNDEZ SAMPELAYO y Sinuitidae indet. (Lám. II, fig. 15). La asociación corresponde claramente al Oretaniense superior (Biozona de *D. purchisoni*), en horizontes situados entre 20 y 25 m por encima de la base de las Pizarras de Luarca.

Otro hallazgo importante de graptolitos ordovícicos, en este caso en el flanco inverso (oeste) del sinclinal, se localiza en la concesión Consuelo I (Sarredo) de las famosas minas de Villaodrid (Lugo), situada al sur de Boulloso (= Voulloso) y en la ladera septentrional de la Pena do Castelo (= Monte Luisa: Hoja 25, coord. aprox. 29T PJ 647,250 4801,550-4801,750; Fig. 5, yac. 34). Allí encontró Hernández Sampelayo (1931, pág. 166) "el *Didymograptus purchisoni* con restos de trilobites" en las "pizarras inferiores a las cuarcitas", cuyo horizonte estratigráfico, por tratarse del flanco inverso del pliegue, corresponde en realidad al tramo de pizarras situado bajo el llamado "filón grande" de hierro oolítico, y por encima de la Cuarcita Superior del Eo (Arbizu et al., 1997). Walter (1968) refiere en la misma posición un ejemplar de "*Didymograptus purchisoni* cf. *geminus* (BECK)" (det. L. Greiling), igualmente en pizarras invertidas bajo el hierro. El examen del material original del primer trabajo, figurado en la obra póstuma de Hernández Sampelayo (1960, lám. 37) como procedente de "Villaoril" (*lapsus linguae*), ha permitido identificar *Didymograptus (D.)* cf. *purchisoni* (BECK in MURCHISON) en esa localidad, cuyas muestras llevan grabada la inscripción: "Villaodrid, julio de 1920" y se conservan en el Museo Geominero (ITGE, Madrid: n° MGM-315-O y MGM-908-O de la colección: Gutiérrez-Marco y Rábano, 1984, lám. 1, fig. 7).

El siguiente punto corresponde, como casi todos, al flanco oriental del sinclinal, y se sitúa pocos metros al este de las casas más meridionales del pueblo de Villaodrid (Vilaodriz), en el corte de la carretera LU-741 hacia Aldeguer (Hoja 25, coord. 29T PH 647,250 4799,720: Figs. 5 y 6, yac. 35). A lo largo de la margen izquierda del arroyo de Flouxeira, se observa cómo las cuarcitas masivas del techo del Grupo Los Cabos dan paso a unos niveles de transición de unos 20 m de espesor en los que alternan areniscas, pizarras arenosas, cuarcitas y raras intercalaciones caoliníferas, sobre los que se apoyan finalmente 7 m visibles de las Pizarras de Luarca típicas. La "serie de

transición" ha proporcionado a 3 m de su techo restos indeterminables de graptolitos extensiformes, mientras que los cinco primeros metros de pizarras masivas (loc. VILL-I) contienen frecuentes ejemplares de *Didymograptus (D.) artus ELLES* y WOOD (Lám. IV, fig. 6), *Didymograptus (Jenkinsograptus?)* cf. *spinulosus* (PERNER) (Lám. IV, fig. 11), *Didymograptus (Expansograptus?)* *mancus* GUTTIÉRREZ-MARCO (Lám. IV, fig. 9), *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN y *Redonia* cf. *deshayesi* ROUAULT (Gutiérrez-Marco y Rábano, 1984; Gutiérrez-Marco, 1986; Arbizu et al., 1997). El yacimiento fue descubierto por Walter (1968) quien citó "*Didymograptus purchisoni* cf. *geminus* (BECK)" (det. L. Greiling) y "?*Calymene (Synhomalonotus) tristani* BRONGNIART" (det. K. Sdzuy). La nueva datación proporcionada por la asociación revisada es Oretaniense inferior, y reviste el interés de estar presente desde la misma base de las Pizarras de Luarca típicas, por lo cual el límite con el Arenig se situaría muy probablemente en la parte alta de la "serie de transición" con la Cuarcita del Eo.

Unos kilómetros más al sur y en la carretera Saldoira-Villaboa (loc. VLL-I: Figs. 5 y 6, yac. 36), las Pizarras de Luarca del mismo flanco normal (oriental) del sinclinal, suministraron entre 12 y 15 m por encima de los niveles de tránsito con el techo del Grupo Los Cabos: *Didymograptus (D.) purchisoni* (BECK in MURCHISON) (Lám. IV, fig. 4), *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Isabelinia glabrata* (SALTER), *Zeliskella* cf. *toledana* HAMMANN (Lám. III, fig. 3), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Redonia* sp. y Sinuitidae indet. La asociación indica una edad Oretaniense superior, y corresponde al punto donde Walter (1968) había citado previamente "*Didymograptus purchisoni* cf. *geminus* (BECK)" y restos de trilobites. El yacimiento se sitúa junto a la aldea de Ginzo (Xinzo: Hoja 48, coord. 29T PH 647,020 4798,125-4798,230), y había sido revisado también por Gutiérrez-Marco (1986) y Arbizu et al. (1997).

Unos 1.500 m al sur de la localidad precedente, justo al este de la población de Vilargondurfe (Lugo: Hoja 48, coord. 29T PH 646,900 4796,700; loc. VILL-III, Fig. 5, yac. 37), la prolongación de los mismos niveles del flanco oriental del sinclinal nos proporcionó sendos ejemplares de *Didymograptus* sp. y restos de trilobites asáfidos (Lám. III, fig. 4). Un segundo horizonte fosilífero, situado 100 m por encima del anterior, en la mitad superior de las Pizarras de Luarca, suministró *Neseuretus* sp. y placas de cistoideos *Diploporita*.

Por último, al sur de Vilarmide (Lugo), González Lodeiro et al. (1979) citan en las Pizarras de Luarca del flan-

co inverso del sinclinal dos puntos conteniendo *Tomaculum problematicum* GROOM (det. M.D. Gil) y restos de trilobites y braquiópodos, respectivamente. El icnofósil pudimos revisarlo en la litoteca MAGNA (ref. 8-5/GP-575-GL), y su confirmación sirve para interpretar ciertas menciones al ostrácodo *Primitia* hechas por Hernández Sampelayo (1915, pág. 300) hace más de medio siglo: "En Villarmide y repetidamente hemos encontrado agrupaciones de granos redondos con un pequeño borde recto que podrían representar el género *Primitia*". En virtud de su morfología, estas agrupaciones podrían serlo de *Tomaculum*, reconocido igualmente por nosotros en el corte mencionado (Hoja 48, 29T PH 646,470 4793,100; loc. VILL-IV: Figs. 5 y 6, yac. 38). Además del mismo, en algunos nódulos aislados, recogidos hacia la mitad de la formación, hemos identificado: *Neseuretus* sp., cf. *Placoparia?* sp., Phacopina indet., *Ogmoopsis?* sp., Heterorthidae indet., lingúlidos y gasterópodos indeterminables. Por otro lado, en el flanco opuesto (normal) del sinclinal, reconocimos también horizontes de pizarras conteniendo *Neseuretus* sp. y otros caliménaceos mal conservados (tal vez también del mismo género). El punto más fosilífero de este sector oriental del sinclinal, radica 400 m al este de la localidad VILL-IV (Hoja 48, 29T PH 646,900 4793,100; loc. VILL-IVA).

Sinclinal de Rececende

Dentro del Sinclinal de Rececende (Figs. 1, 5 y 6, yac. 39-46), existen numerosas citas de fósiles ordovícicos en las pizarras y areniscas ferruginosas o cloríticas que acompañan o infrayacen a las mineralizaciones de hierro oolítico, situadas en la mitad inferior de las Pizarras de Luarca *sensu lato* de ambos flancos del pliegue (Hernández Sampelayo, 1915, 1931; Walter, 1968; Armengot et al., 1975; González Lodeiro et al., 1979). Con frecuencia estos niveles tienen carácter lumaquélico ("capas de *strophomenas*" de Hernández Sampelayo), y se documentan a lo largo de 40 km de distancia en, al menos, seis diferentes puntos (Hernández Sampelayo, 1915, 1931). El primero se encuentra 5.000 m al suroeste de Trabada (Lugo), en el valle alto del río Vilaformán, 1 km al oeste-suroeste de Vilapena (Hoja 24, coord. aprox. 29T PJ. 643,0-644,6 4807-4808; Fig. 5, yac. 39). El segundo punto se ubica en las minas del Acebro, 4.000 m al noroeste de A Pontenova (Lugo: Hoja 24, coord. aprox. 29T PJ 643,8-644,0 4804-4805; Fig. 5, yac. 40). El tercero fue mencionado en la mina "Providencia" de Riotorto y Rececende, y corresponde a las antiguas labores desarrolladas entre Lamarcide, Cabana y la rectoral e iglesia de Rececende (flanco inverso: entre 5.500 m al suroeste y 4.000 m al oeste-suroeste de A Pontenova; coord. aprox. para los

puntos fosilíferos: Hoja 24, 29T 642,2-642,8 PH4799, 850-PJ4800,250; Fig. 5, yac. 42). El cuarto registro ocurre en las minas "As Columbas", donde "la capa de carbonato de *strophomenas* tiene (...) su más brillante representación" (Hernández Sampelayo, 1931, pág. 314). El horizonte paleontológico asociado a la capa de hierro oolítico principal de dicha explotación, se corta hacia el Km 50,400 de la carretera N-640, aproximadamente a mitad de camino entre Lodás y Orrea (término de Riotorto, Lugo: Hoja 48, coord. 29T PH 641,575 4792,480; Fig. 5, yac. 43), donde actualmente puede ser reconocido *in situ* (Arbizu et al., 1997). El quinto yacimiento proporciona abundantes braquiópodos y radica en los denominados "castros de Rillouso", 2.000 m al suroeste de Santalla de Piquín (término de Ribeira de Piquín, Lugo: Hoja 73, coord. aprox. 29T PH 644,300 4778,800-4779,250; Fig. 1, yac. 44). La sexta y última localidad de las "capas de *strophomenas*" se localiza entre Vilar dos Adrios y A Fontaneira (término de Baleira, Lugo: Fig. 1, yac. 46), en el límite sur entre las Hojas 73 y 74, sin que en el presente trabajo lográsemos dar con su ubicación precisa, aunque es seguro que se sitúa muy próxima a Fontaneira (cf. Hernández Sampelayo, 1922, pág. 180).

En cuanto a los taxones reconocidos en estos yacimientos, Hernández Sampelayo (1915, 1931) cita la presencia en El Acebro de "*Strophomena funiculata* M'COY" y "*Leptaena transversalis* DALMAN"; en Cabana y "Riotorto" (= margen derecha del río de Riotorto al sur de Rececende) identificó "*Orthis sarmentosa* M'COY, *O. hipparionix* VANUXEM, *O. orbiculares?* VERN., *O. rustica* SOW., *O. berthoisii?* ROU., *Obolus*" y el bivalvo "*Modiolopsis latens* BA."; en "As Columbas" (Orrea-Lodás), "*Strophomena expansa* SOW., *S. grandis* SOW., *S. alternata?* SOW., *S. tenuimestriata?* M'COY y "*Orthis sarmentosa* M'COY"; en "Rillouso", "*Strophomena funiculata* M'COY, *S. alternata* EMMONS, *S. expansa* SOW., *Obolus filus* HALL, *Leptaenas* y *Orthis* abundantes"; y, por último, en A Fontaneira, reconoció "*Strophomena funiculata* M'COY". Las listas de Hernández Sampelayo (1915, 1931) comportan, por tanto, 11 especies de braquiópodos referidas a cuatro géneros (tres articulados y un inarticulado), de las cuales ninguna está verdaderamente representada en las lumaquelas, aunque sí otras morfológicamente parecidas. Las especies citadas por aquél autor se distribuyen en realidad a partir del Caradoc (*Macrocoelia expansa*, *Heterorthis alternata*, *Longvillia grandis*, *Drabovinella?* *berthoisii*, "*Orthis*" *sarmentosa*, *Sowerbyella?* *tenuimestriata*) y algunas de ellas son incluso silúricas [por ejemplo las formas del Wenlock *Dolerorthis rustica*, "*Leptaena transversalis*"/*Eoplectodonta duvalii* (DAVIDSON) y *Amphistrophia funiculata*]. Por otro lado,

tampoco resulta verosímil la lista aportada por Armengot et al. (1975, pág. 119) y reproducida por Lunar Hernández (1977, pág. 56), quienes identifican en las "capas de *strophomenas*" de Orrea una asociación británica de braquiópodos sospechosamente idéntica a la del Aurelucienense (Caradoc basal) del norte de Gales (MacGregor, 1961), dado que consta de *Corineorthis* aff. *biconvexa* MACGREGOR, *Platystrophia* cf. *praecedens major* WHITTINGTON y WILLIAMS, *Paurorthis* cf. *parva* (PANDER), *Dalmanella* cf. *lepta* (BANCROFT), *Paucicrura immatura?* (WILLIAMS), *Rafinesquina* aff. *simplex* MACGREGOR y *Sowerbyella antiqua* JONES (det. T. del Pan). Las citas hechas por Gutiérrez-Marco (1983, 1986) en los mismos horizontes de Orrea (*Macrocoelia* sp. 1, *Hesperorthis?* sp., *Salopia?* sp., *Orthambonites* sp., *Monobolina?* sp.) también carecen de fiabilidad.

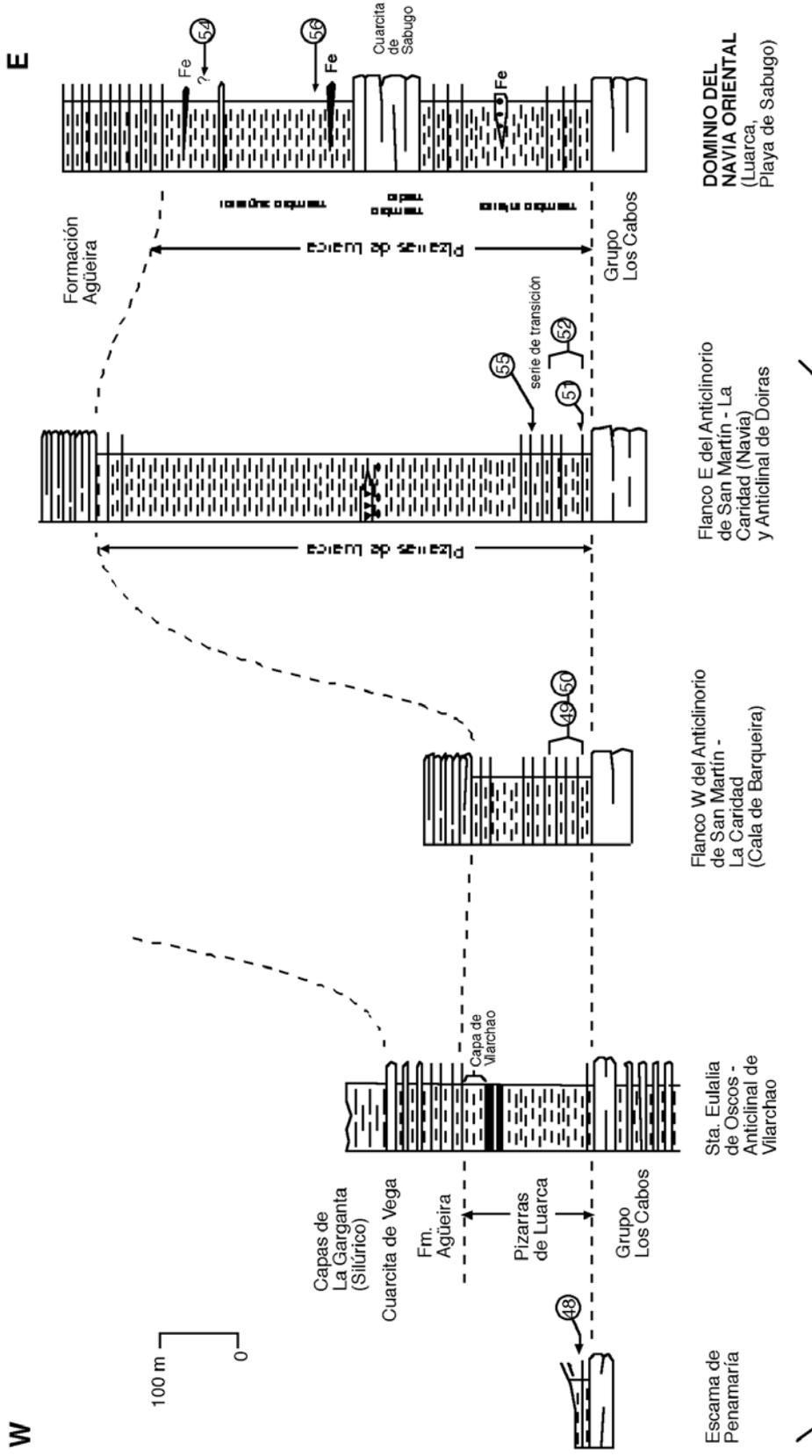
Hernández Sampelayo (1915, 1922, 1931) atribuyó las "capas de *strophomenas*" a la "parte alta del Siluriano superior", cerca de su límite con el Devónico. Sus afinidades con las faunas devónicas las cifra, empíricamente, en la profusión de braquiópodos ("precursores de las asociaciones coralarias") y por su asociación estratigráfica con niveles de "pudingas magnéticas con pequeños cantos de pizarra y cuarcita violada (quizá de origen cambriano)", presentes en el tramo con hierros oolíticos. Pese a especular con la presencia "más que verosímil (...) de islotes devonianos en los sinclinales del Siluriano", las "capas de *strophomenas*" resultaron asignadas provisionalmente al Silúrico superior, tanto por el hecho de no haber "descubierto discordancia entre las capas que contienen esta fauna y las de graptolites del Siluriano alto", como porque algunos de los braquiópodos indicarían concretamente este nivel (equivalente en su opinión a "la parte alta del tramo que Barrois llamó de Corral"). Entre sus consideraciones acerca de las "capas de *strophomenas*", Hernández Sampelayo (1931, pág. 374) llega a afirmar que "es, sin duda, en esta capa donde encontré Barrois empreintes vagues qui me paraissent se rapporter à des Lamellibranches" (Barrois, 1882, pág. 413) y, también, que el autor francés confundió la matriz ferruginosa con una arenisca.

La atribución cronoestratigráfica errónea de las "capas de *strophomenas*" generó una gran incertidumbre en la interpretación estructural de los yacimientos de hierro oolítico, dado que tales niveles, relativamente antiguos y próximos al Grupo Los Cabos, pasaron a ser considerados como los más recientes de la sucesión paleozoica. Ello obligaba a suponer la existencia de replegamientos complejos e inverosímiles, que involucraban hasta tres capas de hierro oolítico presuntamente distintas, en relación con cuarcitas y ampelitas silúricas (cf. Hernández Sam-

pelayo, 1922, 1931). Los errores acerca de la polaridad de la sucesión en algunos yacimientos, así como la caracterización general de las unidades litoestratigráficas post-Arenig, subsistieron incluso en estudios mineros posteriores (Armengot et al., 1975; Pello García, 1976), que a su vez se apoyaron en datos paleontológicos tan novedosos como inconsistentes.

En tres trabajos complementarios, Gutiérrez Marco et al. (1997b), Truyols et al. (1997) y Arbizu et al. (1997) han revisado recientemente la estratigrafía y cronología de los tramos asignados a las Pizarras de Luarca en los sinclinales de Villadodríd y Rececende. Sus principales conclusiones confirman la sucesión general propuesta por Walter (1966, 1968), en el sentido de subdividir la unidad en dos conjuntos, de los cuales tan sólo el inferior (70-180 m) sería parcialmente comparable con las Pizarras de Luarca s.s. La novedad estriba en el hallazgo en sus últimos 15-30 m de dos lithohorizontes distintivos con fósiles del Caradoc pre-Actoniense ("capa Rececende") y Ashgill pre-Hirnantense ("capa Vilargondurfe"), de naturaleza margosa y ferruginosa, respectivamente. La caracterización de horizontes fosilíferos del Ordovícico Superior dentro de las Pizarras de Luarca s.l. del Manto de Mondoñedo (ya entrevistados por Gutiérrez-Marco, 1983) plantea la existencia de discontinuidades estratigráficas importantes en el seno de los materiales atribuidos a esta formación (Truyols et al., 1997). Por otro lado, la unidad suprayacente a las pizarras fue denominada "Alternancia pelítico-arenosa" por Walter (1968), y en ella Gutiérrez-Marco et al. (1997b) han reconocido materiales glaciomarininos del Hirnantense (Ashgill terminal) sucedidos por un tramo de cuarcitas en cuya parte superior se detecta el límite Ordovícico-Silúrico (Gutiérrez-Marco et al., 1997a).

En cuanto a la datación de las "capas de *strophomenas*", éstas ocupan una posición estratigráfica intermedia entre las pizarras del Oretaniense y la "capa Rececende" del Caradoc. Por tal circunstancia han sido asignadas provisionalmente al límite Oretaniense-Dobrotiviense (Arbizu et al., 1997: Fig. 4), en tanto no se ultime la revisión pormenorizada de la asociación de braquiópodos. No obstante a concentrarse los horizontes lumaquéllicos esencialmente en el muro de la mineralización de hierro oolítico, también hemos podido constatar la presencia de elementos dispersos, pertenecientes a la misma asociación de braquiópodos, en el techo de la capa de hierro en Orrea (sección del km 50,4 de la carretera N-640). Hernández Sampelayo (1931, pág. 310) cita el hallazgo de braquiópodos en la masa misma del mineral, si bien éstos se concentraban con preferencia en pizarras verdosas claras y granudas (a veces de textura esponjosa por la gran canti-



dad de fósiles), situadas a techo de la capa de hierro (O Acebro -pág. 306-: flanco normal) o en "el muro" (?) de la misma (As Columbas -pág. 318-: flanco inverso).

El significado paleoambiental de las "capas de *strophomenas*" podría estar relacionado con algún tipo de discontinuidad estratigráfica en la base de las mismas o de la capa de hierro oolítico, en cuya parte inferior existen, localmente, niveles conglomeráticos con cantos pequeños de pizarra, cuarcita y rocas fosfatadas. Si así fuere, no hay que descartar que estos horizontes ferruginosos pudieran sellar una laguna de parte del Ordovícico Medio (Dobrotiviense) y diesen inicio al ciclo sedimentario del Ordovícico Superior, por lo que en principio las "capas de *strophomenas*" y sus hierros oolíticos asociados, podrían adscribirse también, al menos tentativamente, al Caradoc basal. En cualquier caso, los niveles de hierro oolítico de los sinclinales de Rececende y Villaodrid deben de representar algún cambio sedimentológico de cierta importancia, dado que las pizarras situadas por debajo son las únicas que contienen fósiles del Ordovícico Medio y son pizarras negras típicas, comparables con la Formación Luarca *s.s.*, en tanto que el tramo superior de pizarras, que sucede al hierro, es más arcilloso y alterable, y además contiene fósiles del Ordovícico Superior entre 40 y 90 m por encima de su base.

Aparte de las citas previas de fósiles en el Sinclinal de Rececende, existen otras menos explícitas, consignadas en los estudios cartográficos sobre las Pizarras de Luarca en esta estructura. Las dos primeras referencias son las de Walter (1968, lám. 3), quien indica fósiles en el flanco normal a la altura de San Esteban (norte de Rececende, Lugo: Fig. 5, yac. 41), y en el flanco inverso cerca de Cabana (al suroeste de Rececende). En este último punto ("al este de Riotorto") cita braquiópodos (Walter, 1968, pág. 36), y ambos yacimientos corresponden claramente a afloramientos o estériles mineros de las "capas de *strophomenas*" en puntos ya mencionados por Hernández Sampelayo (1931: prolongación sur del Acebro y Cabana/mina Providencia, respectivamente). Por otro lado, Hernández Urroz et al. (1978) señalan otros tres puntos

fosilíferos en las Pizarras de Luarca, aunque sin especificar los hallazgos, en la Hoja geológica de Castroverde. El primero de ellos coincide con el designado como "Castros de Rillouso", al suroeste de Santalla de Piquín (Hernández Sampelayo, 1915, 1931; Fig. 1, yac. 44). Los otros dos radican en el flanco inverso del sinclinal, entre 8 y 6 km al nor-noreste de Baleira, cerca de Sampayo (Lugo: Hoja 73, coord. 29T PH 645,520 4771,750 y 645,400 4769,770, respectivamente; Fig. 1, yac. 45).

Sinclinal de Real

Las restantes citas de fósiles en el Manto de Mondoñedo corresponden al Sinclinal de Real (Fig. 1, yac. 47), donde la base de la Formación Luarca presenta niveles vulcanoclásticos con fragmentos de conchas indeterminables (Marcos et al., 1980b). Éstos son atribuidos por Emig y Gutiérrez-Marco (1997) a lingúlidos, que se concentran en un horizonte semejante al observado en otros puntos del suroeste de Europa en una posición estratigráfica comparable. En las Pizarras de Luarca del Sinclinal de Real, Apalategui Isasa et al. (1976) marcan un punto fosilífero, sin especificar su contenido, que se sitúa 3,5 km al sureste de Baleira (Lugo: Hoja 98, coord. 29T PH 646,070 4762,250), y que tampoco ha sido revisado por nosotros.

Dominio del Navia-Alto Sil

En líneas generales, la Formación Pizarras de Luarca alcanza en esta región un espesor máximo de aproximadamente 1.000 m, con tendencia a disminuir conforme nos aproximamos, tanto al Antiforme del Narcea, como al Manto de Mondoñedo.

Dominio del Navia occidental

En la mitad occidental del Dominio del Navia (Fig. 1 y 7, yac. 48 a 53, 55 y 57), los niveles de tránsito al Gru-

Figura 7. Columnas estratigráficas sintéticas de diferentes áreas del Dominio del Navia, con localización estratigráfica de los yacimientos estudiados en este trabajo. El yacimiento nº 53 es de localización estratigráfica desconocida dentro de la Fm. Luarca, en el flanco este del Anticlinorio de San Martín, y el 57 probablemente se sitúa en la mitad superior del flanco este de la misma estructura. Según datos de Marcos (1973), Marcos et al. (1980a) y Gómez Moreno et al. (1988). Leyenda como en la figura 2.

Figure 7. Generalized stratigraphic columns of different areas in the Navia Domain, showing the stratigraphic position of the fossil localities here studied. The locality no. 53 has an unknown position within the Luarca Formation, in the east limb of the San Martín Anticlinorium, and no. 157 is probably situated in the upper half of the east limb of that same structure. After data from Marcos (1973), Marcos et al. (1980a) and Gómez Moreno et al. (1988). See Figure 2 for key.

po Los Cabos están mal individualizados y la Formación Luarca presenta variaciones apreciables de potencia a ambos lados del Antiforme de San Martín-La Caridad (200-300 m en el flanco occidental; 1.000 m o más en el flanco oriental): Marcos (1973), Gómez Moreno et al. (1988).

Los primeros datos paleontológicos dentro del Navia occidental proceden del Antiforme de San Martín-La Caridad y fueron presentados por Hernández Sampelayo (1924b) y Llopis Lladó (1961), quienes mencionan el hallazgo de sendos ejemplares de "*Calymene tristani* BRONG." en las inmediaciones de Doiras (flanco oriental del anticlinal homónimo). Marcos et al. (1980a) sitúan el horizonte fosilífero aproximadamente 70 m sobre el techo del Grupo Los Cabos, en los niveles arenosos de la "serie de transición", pero al no descubrirse nuevos ejemplares, las determinaciones precedentes tampoco pudieron ser revisadas. El ejemplar recogido por Llopis Lladó (1961, fig. 1) procede de entre 300 y 350 m al oeste de Cedemonio (término de Illano, Asturias: Hoja 26, coord. 29T PJ aprox. 674,600 4804,400-4805,0: Figs. 1 y 7, yac. 55). Un tercer ejemplar de *Calymene*, encontrado por Hernández Sampelayo (1924b) en Navia (Fig. 1, yac. 53), se conserva en el Museo Geominero (ITGE, Madrid) con el número MGM-581-O, y su revisión indica que se trata de un resto mal conservado de *Neseuretus* sp.

Los trabajos más recientes de Marcos (1970, 1973) y Marcos y Ruiz (1978) condujeron a la localización de cinco yacimientos de graptolitos ordovícicos cerca de la base de las Pizarras de Luarca en la región de Los Oscos (occidente de Asturias), repartidos en ambos flancos del Antiforme de San Martín-La Caridad (Figs. 1 y 7, yac. 49-52). La situación de cuatro de estas localidades puede observarse en la Fig. 15 de Marcos (1973: reproducida también en Marcos y Ruiz, 1978), donde los estudios mencionados señalan el hallazgo de *Didymograptus purchisoni* (BECK) (puntos O-15 y O-20: Figs. 1 y 7, yac. 51 y 50), *D. cf. stabilis* ELLES y WOOD (punto O-21: Hoja 25, coord. 29T PJ 664,600 4803,300: Figs. 1 y 7, yac. 49) y *Didymograptus* sp. (punto O-16: Hoja 49, coord. 29T PH 664,180 4796,850: Figs. 1 y 7, yac. 50); según determinaciones de A. Philippot. El quinto yacimiento se localiza 4.300 m al sur de San Martín de Oscos, cerca de Villarquille (Hoja 49, coord. 29T TH 665,800 4788,400; Figs. 1 y 7, yac. 52), y contiene *Didymograptus purchisoni* (BECK) según Marcos y Ruiz (1978: det. J. Truyols). La revisión de las muestras MAGNA correspondientes a alguna de esas localidades confirma las determinaciones precedentes, exceptuando la presencia de *D. cf. "stabilis"* en el punto O-21 (muestra 09-04/IM-2243-MV), que en realidad se trata de *Didymograptus (D.) cf. purchisoni*

(BECK *in* MURCHISON). El conjunto de estos datos permitiría contemplar una edad Oretaniense superior (Biozona de *D. purchisoni*) para la base de las Pizarras de Luarca en la región de Los Oscos, pero en el transcurso del presente trabajo hemos recogido nuevo material en dos de los puntos que modifican ligeramente esta atribución. El primer yacimiento revisado (loc. VOS-I) se sitúa al suroeste de Villanueva de Oscos (Hoja 49, coord. 29T PH 664,300 4796,240; Figs. 1 y 7, yac. 50), en el camino que conduce a las minas abandonadas de La Curiscada y aproximadamente 20 m al noroeste del punto O-20 de Marcos (1970, 1973). En él hemos encontrado *Didymograptus (D.) purchisoni* (BECK *in* MURCHISON) que confirma la edad asignada a los niveles basales de las Pizarras de Luarca en el flanco occidental del Antiforme de San Martín (Sinclinal de Linares). Sin embargo, el yacimiento O-15 (loc. SMO-I: Hoja 49, coord. 29T PH 665,530 4790,700; Figs. 1 y 7, yac. 51), correspondiente al flanco oriental de la misma estructura, en el camino que se dirige desde Teixeira a la mina San José, ha proporcionado *Didymograptus (D.) cf. artus* ELLES y WOOD y *Didymograptus (Expansograptus)? mancus* GUTIÉRREZ-MARCO, que indican una edad Oretaniense inferior (Biozona de *D. artus*) para este horizonte. Marcos (1970) sitúa el punto unos 20 m por encima de la cuarcita superior del Grupo Los Cabos; es decir, en una posición estratigráfica casi equivalente a la del nivel con *D. (D.) purchisoni* del flanco occidental del Antiforme de San Martín. A partir de estos datos, podría pensarse que la variación en la tasa de sedimentación de las Pizarras de Luarca en la región de Los Oscos pudiera comenzar a apreciarse a partir del Oretaniense inferior, cuyos sedimentos alcanzan al menos 20 m de potencia en el flanco oriental del Antiforme de San Martín, mientras que en el flanco opuesto podrían encontrarse restringidos a la misma base de la Formación Luarca. Por otra parte, más al oeste y dentro de la llamada "Escama de Santa Eulalia" (= Anticlinal de Vilarchao), los trabajos previos señalaron la aparente ausencia de las Pizarras de Luarca a lo largo de un hipotético alto paleoestructural, donde presuntamente las ampelitas silúricas llegaban a apoyarse directamente sobre las cuarcitas del Arenig (Marcos, 1973). Sin embargo, estudios posteriores (Villar Alonso et al., 1987; Gómez Moreno et al., 1988) revelaron que estas últimas, y en general todo el Grupo Los Cabos, fueron confundidas con la Formación Agüeira, y muy especialmente con la Cuarcita de Vega, que yace en sucesión normal bajo las pizarras negras silúricas. En el conjunto del Anticlinal de Vilarchao, las Pizarras de Luarca alcanzan una potencia media de 160 m, con la particularidad de presentar un tramo de pizarras silíceas explotables ("Capa de Vilarchao": aprox. 30 m), localizado en la mitad superior de la unidad,

que se sigue a lo largo de más de 40 km en dirección norte-sur (Gómez Moreno et al., 1988). El yacimiento paleontológico más occidental se sitúa en la denominada Escama de Penamaría (Figs. 1 y 7, yac. 48), individualizada por delante del frente de cabalgamiento de la unidad del Eo, al norte de la región de Fonsagrada (Marcos, 1973). La extensión de este afloramiento es muy reducida, y tan sólo se conservan unas decenas de metros de pizarras negras, correspondientes a la parte inferior de la Formación Luarca. En ellas Marcos (1973) cita el hallazgo de *Neseuretus tristani* (BRONG.) y Asaphidae indet. (det. K. Sdzuy), 300 m al oeste-noroeste de Penamaría (término de Fonsagrada, Lugo: Hoja 49, coord. 29T PH 659,700 4784,600).

En el flanco oriental del Sinforme de Pesoz, 2.400 m al este-noreste de Negreira de Muñiz (Lugo: Hoja 74, coord. 29T PH aprox. 673,700 4778,700; Fig. 1, yac. 57), e inmediatamente al sur de Vilar (margen izquierda del embalse de Salime), se reconocen placas sueltas de pizarra conteniendo ejemplares de *Colpocoryphe* cf. *grandis* (SNAJDR) y *Neseuretus?* sp. Los afloramientos de este sector corresponden a la mitad superior de la Formación Luarca, de donde provienen probablemente los ejemplares estudiados, que nos fueron transmitidos por los sres. D. Rubén Fernández y D. Balbino Fernández Moreira, vecinos de la zona. La edad de la asociación de trilobites es Ordovícico Medio, sin más precisiones, pero ha sido atribuida al Oretaniense superior en función de otros datos regionales bien contrastados (Fig. 11).

Dominio del Navia oriental

En la mitad oriental del Dominio del Navia (Sinforme Parlero-Oneta y a lo largo del Cabalgamiento de Montefurado: Figs. 1 y 7, yac. 54 y 56), las capas de transición con el Grupo Los Cabos poseen 150-200 m de potencia, e incluyen algunas intercalaciones volcánicas junto a horizontes ferríferos muy esporádicos, culminando con un horizonte cuarcítico de 30-80 m de espesor (Cuarcitas de Sabugo) que contiene icnofósiles atribuidos al Arenig (Marcos, 1973; Marcos et al., 1980a). La Formación Luarca suprayacente suele incluir en su base niveles ferríferos, delgados pero relativamente constantes, que algunas veces han sido citados también en su mitad superior, donde con seguridad se registran intercalaciones arenosas esporádicas. Los únicos datos paleontológicos disponibles hasta el momento en el sector, eran los hallazgos de Prado (1857) y Hernández Sampelayo (1916, 1942) en los alrededores de Luarca (Asturias): Figs. 1 y 7, yac. 54. El primero cita una asociación de trilobites (*Calymene tris-*

tani BRONG., *Asaphus glabratus* SALT., *Dalmanites phillipsi* BARR.), moluscos (*Bellerophon bilobatus* SOW., *Redonia deshayesiana* ROU., *R. duvaliana* ROU., *Arca naranjoana* VERN. y BARR.) y equinodermos (*Echinospaerites murchisoni?* VERN. y BARR.), que indudablemente pertenece al Ordovícico Medio, y que debía ubicarse estratigráficamente en el "miembro superior" de la Formación Luarca (*sensu* Marcos, 1973, pág. 27). Por su parte, Hernández Sampelayo (1916, pág. 625-628; 1942, pág. 51) refiere el descubrimiento de pizarras con "Orthis, pterópodos (*Tentaculites scalaris* SCHLOT.) y crinoides indeterminables" cuyo yacimiento debe situarse 1.500 m al noroeste de Luarca, en la bajada a la playa de Tourán y 100 m al oeste del cauce del arroyo de la Olla (= "río Santiago"), aguas arriba de la desembocadura del mismo en el mar. La relocalización y adscripción estratigráfica de este punto protagonizó alguna controversia en trabajos posteriores, dado que Marcos (1973, pág. 40) y Pérez Estaún (1978, fig. 54) admiten la posibilidad de que el horizonte fosilífero corresponda a niveles emplazados en la Formación Agüeira, en vez de en la Formación Luarca. En nuestra opinión y coincidiendo con la moderna cartografía MAGNA (Hoja 11, publicada en 1980), pensamos que tales afloramientos, aún por relocalizar, corresponden a la parte alta de las Pizarras de Luarca de la prolongación septentrional de la Sinforma Parlero-Oneta. La datación post-Ordovícico Medio presentada por Hernández Sampelayo (1916, 1942) se fundamentaba en la comparación del nivel fosilífero del oeste de Luarca con las llamadas "capas de *strophomenas*" del Sinclinal de Recende, atribuidas por dicho autor (1915, 1916, 1931, 1942) a la "parte alta del Siluriano Superior" (clasificada a su vez dentro de la "Tercera Fauna"), cerca del límite con el "Devoniano". La edad de las "capas de *strophomenas*" típicas, representadas en el Manto de Mondoñedo y la Cordillera del Suevo, ha sido revisada modernamente, correspondiendo en ambos casos a horizontes ordovícicos que no resultan claramente correlacionables entre sí (Gutiérrez-Marco et al., 1996a; Arbizu et al., 1997).

En el presente trabajo sumamos un nuevo punto fosilífero en el Dominio del Navia oriental, con el descubrimiento de dos ejemplares de *Didymograptus* sp. (de radosoma pendiente), más un posible fragmento de nautiloideo ortocono, en las proximidades de Lago (término de Pola de Allande, Asturias: Hoja 50, coord. 29T PH 684,0 4791,500; loc. PAL-I; Figs. 1 y 7, yac. 56). El horizonte es de edad Oretaniense y se sitúa 50 m por encima de la Cuarcita de Sabugo. La Cuarcita de Sabugo fue considerada en un principio como el "miembro medio" de la Formación Luarca en las secciones topotípicas de Luarca y Sabugo (Marcos, 1973, fig. 12). Posteriormente,

Marcos y Pulgar (1980, fig. 5) restringen la Formación Luarca al "miembro superior" de Marcos (1973), situado por encima de la Cuarcita de Sabugo, denominando "serie de transición" a los niveles pizarrosos infrayacentes a dicha cuarcita ("miembro inferior" de Marcos, 1973). El conjunto de la Cuarcita de Sabugo y los niveles pizarrosos situados por debajo de ella, fueron asignados tentativamente al Arenig por Marcos (1973), merced a la presencia de una icnoasociación de *Cruziana* semejante a la conocida en la parte alta del Grupo Los Cabos, Formación Barrios y Cuarcita Armoricana *s.l.* Posteriormente, Marcos y Pulgar (1980) consideraron que este conjunto podría corresponder con gran probabilidad al Ordovícico Medio, en virtud de la correlación de la Cuarcita de Sabugo y sus pizarras infrayacentes con el tramo basal de transición, a veces fosilífero, que presentan las Pizarras de Luarca en los anticlinales de Doiras y La Caridad. Sin embargo, hasta la fecha no se conoce ningún horizonte paleontológico, localizado bajo la Cuarcita de Sabugo, de edad post-Arenig, lo cual nos lleva a continuar correlacionando, cronoestratigráficamente, esta unidad con la parte terminal del Grupo Los Cabos en otras secciones (Fig. 11).

Dominio del Alto Sil

En el Dominio del Alto Sil (Figs. 1 y 8, yac. 58-67), las Pizarras de Luarca poseen unas características análogas a las descritas para el Dominio del Navia y son bastante potentes (500-1.000 m), aunque tienden a adelgazarse hacia el suroeste (Sinclinorio de Sotelo) y este (terminación oriental del flanco norte del Sinclinorio de Vega de Espinareda). Los niveles de transición con el Grupo Los Cabos son por lo general poco importantes (0-30 m), y la única particularidad destacable reside en la presencia de hierros oolíticos hacia la parte media de la unidad en el Sinclinal del Castrillo (asociados a intercalaciones arenosas) o cerca del contacto con la Formación Agüeira (Sinclinal de Ancares-Sotelo). Localmente se conocen también niveles volcánicos de cierta importancia (hasta 75 m) interestratificados en la parte media de la formación (Villarmeriel). En el conjunto de este dominio, las Pizarras de Luarca reúnen diversas localidades fosilíferas que han proporcionado abundantes graptolitos del Oretaniense. Los yacimientos más septentrionales corresponden al flanco norte, suroeste y sur del Sinclinorio de Vega de Espinareda, respectivamente, mientras que los restantes se localizan en el Sinclinal del Castrillo (= Sinclinal de Folgoso *auct.*).

El primer punto estudiado se sitúa en el flanco septentrional del Sinclinorio de Vega, en la cantera de piza-

rra contigua al pueblo de Anllares (Páramo del Sil, León: Hoja 100, coord. 29T QH 701,260 4747,025, loc. PAS-I: Figs. 1 y 8, yac. 58). El material consta de *Colpocoryphe* cf. *grandis* (SNAJDR) y *Neseuretus?* sp., formas ambas de gran talla, en niveles situados en la mitad superior de la Formación Luarca.

En el flanco sur del sinclinorio, el primer antecedente paleontológico en las Pizarras de Luarca lo constituye el hallazgo de varios ejemplares de "*Calymene tristani*" y lingúlidos en las antiguas loseras del Convento de Congosto (Santuario de la Virgen de la Peña), situadas 150 m

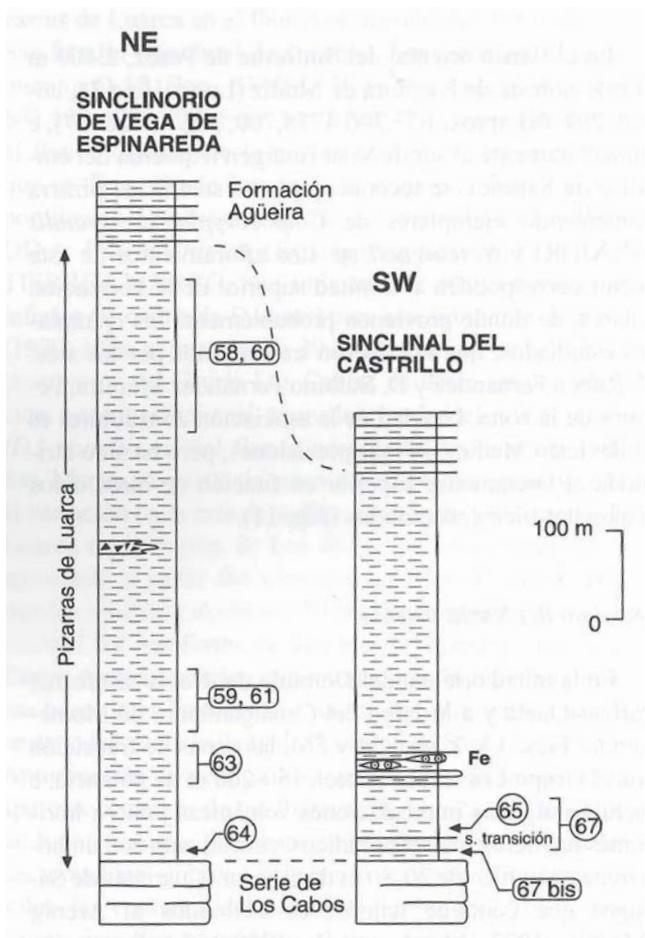


Figura 8. Columnas estratigráficas sintéticas de diferentes áreas del Dominio del Alto Sil, con localización estratigráfica de los yacimientos estudiados en este trabajo. Según datos de Nollau (1966), Pérez-Estaún (1978) y propios. Leyenda como en la figura 2.

Figure 8. Generalized stratigraphic columns of different areas in the Alto Sil Domain, showing the stratigraphic position of the fossil localities here studied. After data from Nollau (1966), Pérez-Estaún (1978) and the authors. See Figure 2 for key.

al este del mismo (Hoja 159, coord. 29T QH 703,670 4722,450; Figs. 1 y 8, yac. 60). La localidad viene indicada en los trabajos de Hernández Sampelayo (1924a, pág. 14) y Hernández Sampelayo y Hernández Sampelayo (1951, 1952), pero en la actualidad resulta impracticable dado que los propios escombros de estas luseras se encuentran muy alterados y cubiertos de vegetación. En las modernas canteras ubicadas al pie del convento, así como en los bordes del camino que conecta con las luseras originales, las mismas pizarras contienen abundantes fragmentos fosilíferos indeterminables, entre los que hemos visto una punta genal de un trilobites asáfido y posibles restos de lingúlidos.

La segunda localidad del flanco meridional se encuentra en el término de Paradeseca (León), 2.200 m al noroeste de la aldea de Prado de Paradiña, y en el borde del camino que se dirige a Aira de Pedra por la ladera oriental del monte Torga (término de Villafranca del Bierzo, León: Hoja 126, coord. 29T PH entre 682,890 4731,900 y 682,950 4732,680 a lo largo del camino; Figs. 1 y 8, yac. 59). El afloramiento fue descubierto por Pérez-Estaún et al. (1982) y abarca unos 80 m de pizarras fosilíferas, cuya base se sitúa entre 150-180 m sobre el techo del Grupo Los Cabos. El trabajo citado menciona la presencia de *Neseuretus tristani* (BRONG.), *Didymograptus bifidus* (HALL) y *Didymograptus* sp., indicativos del Llanvirn. Por nuestra parte, durante la revisión de la localidad (sigla PAR-I) obtuvimos un material muy abundante de *Didymograptus* (*D.*) *murchisoni* (BECK in MURCHISON) (lám. V, figs. 3-7, 11-12), *Pterograptus* cf. *hammanni* GUTIÉRREZ-MARCO (Lám. V, fig. 1-2) y *Diplograptina* indet. (Lám. V, fig. 10). Además de estos graptolitos aparecen raros trilobites, como *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Colpocoryphe* cf. *rouaulti* HENRY (Lám. V, fig. 9), *Eodalmanitina* sp. (Lám. V, fig. 8) y *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tournemini* (ROUAULT) (Lám. V, fig. 13), así como restos de crinoides, ostrácodos y bivalvos (*Redonia* sp.). Los graptolitos indican sin ambigüedad una edad Oretaniense superior (Biozona de *D. murchisoni*) para el tramo fosilífero.

El siguiente yacimiento examinado (loc. SF-I) se sitúa en el término de Torre del Bierzo (León), justo al norte del pueblo de San Facundo (Hoja 159, coord. 29T QH 716,100 4716,075; Figs. 1 y 8, yac. 61), donde las Pizarras de Luarca aparecen en contacto por falla con las cuarcitas del Grupo Los Cabos. Este punto fue descrito por Almela y Valle de Lersundi (1963) y reestudiado por Pérez-Estaún (1974b, 1978) y Skevington (1974). El material original del primer trabajo se conserva en el Museo Geominero (ITGE, Madrid: ejemplares MGM-317-O) y,

junto con los abundantes fósiles recogidos por nosotros recientemente, aprovechando unas obras en la carretera, podemos confirmar la presencia de *Didymograptus* (*D.*) *murchisoni* (BECK in MURCHISON) en dicho yacimiento (Lám. IV, fig. 12), así como algunos ejemplares de *Pterograptus* sp., un único resto de un graptolito biserial indeterminable (en conservación escalariforme: Lám. IV, fig. 21), y fragmentos de trilobites calimenáceos. A la primera de estas especies cabe igualmente adscribir las citas de "*Didymograptus geminus* (HISINGER)" y "*D. nanus* LAPWORTH" mencionadas por los autores precedentes. La asociación de graptolitos presente en la localidad corresponde claramente al Oretaniense superior (Biozona de *D. murchisoni*), y puede ser comparada con los horizontes con *Pterograptus* de Paradeseca y el área de Montealegre.

También en Torre del Bierzo, y en sondeos bajo el Carbonífero, Cramer y Díez (1978) identifican la presencia de las Pizarras de Luarca por medio de fragmentos de quitinozoos indeterminables y de acritarcos determinativos. Sin embargo, los autores no aportan datos acerca del lugar y profundidad de los sondeos, ni tampoco la composición taxonómica de la asociación de acritarcos.

Otra localidad fosilífera importante del flanco meridional del Sinclinorio de Vega de Espinareda (= "sinclinorio de Brañuelas" auct.) se localiza inmediatamente al este de Manzanal del Puerto (León), entre los km 348,300 y 348,450 de la remozada carretera Nacional-VI (en reciente desuso) y en los taludes colindantes al paso elevado que conduce a la estación de Brañuelas (loc. MP-I: Hoja 159, coord. 29T QH 727,850 4719,890; Fig. 1, yac. 64). El yacimiento abarca unos 20 m de sucesión y comienza justo por encima de una brecha ferruginosa situada en la base de las Pizarras de Luarca, afectada por pequeñas labores mineras, aprovechando las cuales se ha instalado recientemente una capilla contigua a la autovía Madrid-A Coruña. Entre los fósiles hemos podido reconocer *Didymograptus* (*D.*) *artus* ELLES y WOOD a lo largo de todo el afloramiento (Lám. IV, figs. 7 y 10), al que se asocian *Acrograptus affinis* (NICHOLSON) (Lám. IV, fig. 8), *Didymograptus* (*Expansograptus*)? cf. *mancus* GUTIÉRREZ-MARCO y *Archiclimacograptus* cf. *confertus* (LAPWORTH in HOPKINSON y LAPWORTH) (Lám. IV, figs. 14-15) en los 10 m superiores del mismo. En estos niveles se encuentran también algunos restos de trilobites asignables a *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN (Lám. II, fig. 11), *Placoparia* (*Placoparia*) sp. y *Asaphina* indet., así como el bivalvo *Redonia* sp. El conjunto de la asociación indica una edad Oretaniense inferior (Biozona de *D. artus*) para los niveles basales de

las Pizarras de Luarca, que habían sido referidos al "Llanvirn superior" por Skevington (1974) en los estudios preliminares sobre dicho yacimiento (Pérez-Estaún, 1974b, 1978). Los graptolitos pendientes citados en esos trabajos ["*Didymograptus? artus* ELLES y WOOD, *D. murchisoni* (BECK) s.l., *D.? nanus* LAPWORTH, *D.? miserabilis* BULMAN, *D. geminus* (HISINGER)] son variantes por deformación de la única especie encontrada por nosotros (*D. artus*).

Al oeste de Manzanal del Puerto, la carretera a Montealegre discurre en la dirección de un tramo fosilífero situado aproximadamente entre 100 y 150 m sobre la base de la Formación Luarca, que ha brindado fósiles a 1.700, 2.100, 2.500, 3.050 y 3.200 m al este de Montealegre por la carretera (Figs. 1 y 8, yac. 63). En todos estos puntos es común encontrar restos del graptolito *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), acompañados por *Pterograptus* sp. y fragmentos indeterminables de trilobites calimenáceos y asáfidos en el yacimiento denominado MO-I (Hoja 159, coord. 29T QH 726,450 4719,815; 2.500 m al este-noreste de Montealegre). En el punto MO-II (Hoja 159, coord. 29T QH 727,060 4719,880; idem. 3.050 m), *D. (D.) murchisoni* se presenta asociado al bivalvo *Redonia* sp. y al braquiópodo *Cacemia ribeiroi* (SHARPE). El conjunto de estos horizontes se incluye claramente en el Oretaniense superior.

Los yacimientos de Montealegre poseen un gran interés, porque permiten evaluar las enigmáticas citas de graptolitos del Arenig en las Pizarras de Luarca de este sector. Éstos fueron mencionados por Nollau (1968, pág. 82) y Walter (1968, pág. 34), citando datos inéditos de Ölmüller, que aparecieron consignados más tarde en su tesis doctoral (Ölmüller, 1972, pág. 23). En ella, el autor refiere el hallazgo "en Montealegre" de "*Calymene (Synhomalonotus) tristani* (BRONGNIART)" y de algunos graptolitos deformados. Estos últimos fueron identificados por L. Greiling como "*Didymograptus bifidus* (HALL)" y *Didymograptus* sp., agrupando en nomenclatura abierta varias formas, unas "pertenecientes probablemente al grupo de *D. affinis*", y otras "parecidas a *D. denticulatus* (PERNER) o a *D. perneri* (BOUCEK)". A la vista de estos datos, solo cabe deducir que Ölmüller (1972) encontró en el punto MO-I cercano a Montealegre (único lugar posible, por causa de los recubrimientos carboníferos) formas de didymograptidos pendientes que por aquél entonces se creían del Arenig (= "Zona 6 de Elles y Wood"), asociados con restos de estipes finas que Greiling atribuyó a una forma birramosa declinada, pero que en realidad corresponden a fragmentos de *Pterograptus* del Oretaniense superior.

Por su parte, Hernández Sampelayo y Hernández Sampelayo (1952) habían señalado previamente el hallazgo de graptolitos cerca de Montealegre (1.500 m al noreste del pueblo), concretando como punto de procedencia "el cantil de Ablaneda" (= Abranal actual), menos de 1 km al este de La Silva. Los autores identifican *Didymograptus murchisoni* BECK y *Monograptus* cf. *sedgwickii* PORTL., cuya concurrencia en una misma localidad la interpretan como debida (sic) a "una laguna estratigráfica dentro del Siluriano, pues las zonas clásicas pasaríamos de la 5 ó 6 a la 20 ó 22" (Hernández Sampelayo y Hernández Sampelayo, 1952, pág. 16-17). Lo más probable es que los autores confundieran un fragmento de estipe de *Didymograptus* con un monograptido silúrico de radosoma recto. Esto último fue acreditado en otro caso semejante, protagonizado por uno de los dos autores (P. Hernández Sampelayo), en una localidad oretaniense justo al sur de Almadén (Ciudad Real: Gutiérrez-Marco, 1986).

Entre 2.000 y 3.000 m al nor-noreste de Manzanal del Puerto, el camino de tierra que discurre paralelo al cauce del arroyo de Muelas, intersecta un tramo de pizarras fosilíferas de 20 o 30 m de espesor, que se presenta parcialmente afectado por metamorfismo de contacto (Hoja 159, coord. 29T QH 728,210 4721,570 -base- y 728,470 4722,250 -techo-: loc. MP-II; Fig. 1, yac. 64 bis). A lo largo del camino se recogen abundantes ejemplares de *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON) (Lám. IV, fig. 16), restos de trilobites calimenáceos y *Phacopidina* sp. (un único pigidio). Los horizontes corresponden al Oretaniense superior, y en sus inmediaciones Velando y Martínez (1973) habían señalado la presencia de fósiles, sin especificar la naturaleza de los hallazgos. En uno de estos puntos señalados en su mapa, coincidente con una antigua cantera de pizarra al este de la estación de Brañuelas (Hoja 159, coord. 29T QH 729,940 4723,950; Fig. 1, yac. 62), obtuvimos un ejemplar de *Redonia?* sp. La búsqueda emprendida en el resto de las localidades cartografiadas resultó infructuosa, si bien de alguna de ellas deben proceder los "posibles *Homalonotus?*" (Velando y Martínez, 1973, pág. 6) que en nuestra opinión tal vez correspondan a calimenáceos aplastados. En la litoteca MAGNA tampoco se conserva ninguna muestra original de aquel trabajo.

El Sinclinal de Ancares-Sotelo, y su prolongación suroccidental en el Sinclinal del Castrillo, es otra importante estructura localizada al suroeste y sur del Dominio del Alto Sil, donde la sucesión ordovícica es mucho menos potente y presenta características diferenciadas respecto a los mismos materiales en el Sinclinorio de Vega de Es-

pinareda. Las Pizarras de Luarca (en sentido tradicional) suelen aparecer subdivididas por un tramo medio arenoso que intercala potentes horizontes de hierro oolítico, explotados en los cotos mineros "Wagner" y "Vivaldi" hasta mediados del siglo XX (Nollau, 1966, 1968); Lunar Hernández y Ruiz Cruz, 1977; Lunar y Amorós, 1979). El tramo superior de pizarras puede llegar a faltar en ocasiones, y entonces los niveles de limolitas con hierro oolítico se localizan justo a muro de la Formación Agüeira ("coto San José"). Al norte de Villafranca del Bierzo, también se reconocen otros horizontes ferríferos en las capas de transición al Grupo Los Cabos. Por regla general, la potencia media del "tramo inferior" de las Pizarras de Luarca oscila entre 80 y 150 m a lo largo de todo el sinclinal, incluyendo unos 20-30 m de transición con las cuarcitas con *Cruziana* infrayacentes. Las intercalaciones arenosas ferríferas del "tramo medio" muestran grandes variaciones laterales y verticales (40 m de potencia media) y el "tramo superior" de pizarras suele ser el más potente, superando los 200 m de espesor a lo largo del Sinclinal del Castrillo. Sin embargo, dicho "tramo superior" está dominado por pizarras finas, de tonalidades mucho más claras que las que constituyen el "tramo inferior", al cual precisamente se adscriben todos los hallazgos de fósiles del Ordovícico Medio. El carácter tripartito local de las Pizarras de Luarca, no es comparable al de los "miembros" de la misma unidad propuestos inicialmente por Marcos (1973) para la parte oriental del Dominio del Navia, al contrario de lo indicado por autores precedentes respecto al Sinclinal del Castrillo (Armengot et al., 1975; Lunar Hernández, 1977; Lunar Hernández y Ruiz Cruz, 1977; Lunar y Amorós, 1979). En nuestra opinión, la edad de los tramos pizarrosos implicados en esta correlación puede ser muy distinta, y el "tramo medio" ferrífero no tiene relación con la Cuarcita de Sabugo (Fig. 11). Además, el desarrollo stratigráfico del Ordovícico post-Arenig en esta estructura, se parece más al de ciertos sectores del Manto de Mondoñedo (flanco inverso del Sinclinal de Rececende), donde igualmente existe un tramo intermedio de areniscas ferríferas, al que se asocian las "capas de *strophomenas*". En virtud de esta correlación, fundada también en la ausencia de auténticas pizarras negras en el "tramo superior" de los sinclinales del Castrillo y de Rececende, creemos que tales "pizarras superiores" del Castrillo podrían corresponder ya al Ordovícico Superior, tal y como ha sido constatado en el Manto de Mondoñedo (Gutiérrez-Marco et al., 1997b). Pese a esta semejanza litológica evidente, con respecto al "tramo superior" atribuido hasta ahora a las Pizarras de Luarca, en el Dominio del Alto Sil aún no existen argumentos paleontológicos que avalen su adscripción provisional al Ordovícico Superior.

Los yacimientos fosilíferos del Ordovícico Medio del Sinclinal del Castrillo se sitúan íntegramente en el "miembro inferior" de las Pizarras de Luarca, y comprenden de momento cinco localidades. La más occidental radica en las proximidades de Onamio (término de Molinaseca, León: Hoja 159; Fig. 1, yac. 65), donde Hernández Sampelayo y Hernández Sampelayo (1951, 1952) mencionan el hallazgo de "*Calymene tristani* BRONG." sin precisar el punto de hallazgo. Éste tal vez pudiera corresponder a los mismos niveles donde Armengot et al. (1975) citan *Didymograptus* sp., en el tercio inferior de las Pizarras de Luarca (ver Lunar Hernández, 1977, pág. 33, fig. 2.5i).

Los siguientes yacimientos aparecen indicados en el mapa de Velando y Martínez (1973), quienes citan la presencia de "*Didymograptus murchisoni* BECK" en niveles inferiores a las capas ferríferas en uno o dos puntos del sinclinal. El primero de ellos lo señalan justo al sur de la comuna de Matavenero (León; Fig. 1, yac. 66). En el lugar indicado, las pizarras presentan numerosos moldes deformados de posible origen orgánico, ninguno de los cuales resultó determinable. El segundo yacimiento lo localizan en la ladera sur del Monte Veiga, 2 km al noroeste de Viforcós (León: Hoja 159, coord. 29T QH 725,200 4712,420; Figs. 1 y 8, yac. 67) donde, al contrario que en el caso anterior, sí existen abundantes graptolitos ordovícicos. Este punto fue estudiado posteriormente por Pérez-Estaún (1974b, 1978) y Skevington (1974), quienes reconocieron la presencia de "*Didymograptus amplius* ELLES y WOOD" y "*D. geminus* (HISINGER)". Por nuestra parte, en la misma localidad (sigla VIF-I) hemos encontrado abundantes ejemplares de *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON) en diferentes estados astogenéticos y de deformación (Lám. IV, figs. 17-20), los cuales confirman la edad Oretaniense superior ("Llanvirn superior") expresada por los autores precedentes.

La base de la Formación Luarca aflora en una localidad próxima a la anterior, concretamente en un cruce de caminos forestales sito 4,2 km al oeste-noroeste de Viforcós (término de Santa Colomba de Somoza: Hoja 159, coord. 29T QH 722,790 4712,870; Figs. 1 y 8, yac. 67 bis). En la cuneta occidental, excavada recientemente, se distinguen (de muro a techo, sección VIF-II): cuarcitas terminales del Grupo Los Cabos, 5 m cubiertos, 2 m de pizarras verdosas y asalmonadas con fragmentos de trilobites y *Didymograptus* sp. (de rabdosoma pendiente), un tramo tectonizado, 1 m de cuarcita ferruginosa y, finalmente, pizarras azules conteniendo *Acrograptus* cf. *acutidens* (LAPWORTH) y restos de trilobites asáfidos. Pese a la mala preservación del material paleontológico, el pri-

mer horizonte graptolítico puede atribuirse al Oretaniense, y el segundo al Oretaniense inferior. Si descontamos la posible alteración tectónica de la sección, el límite Arenig-Oretaniense debe situarse muy cerca de la base de la Formación Luarca en este sector. En el resto del camino que parte de este cruce hacia Viforcós, se registran en forma esporádica *Didymograptus (D.) purchisoni* (BECK in MURCHISON) y algunos fragmentos de trilobites caliménacos.

ZONA CANTÁBRICA

Los materiales del Ordovícico Medio se hallan restringidos, en la Zona Cantábrica, a unas pocas localidades adyacentes al Antiforme del Narcea (cabos Peñas y Vidrias, Portilla de Luna, Los Barrios de Luna) y a la Escama de Laviana-Sueve, que forma el borde oriental cabalgante de la Cuenca Carbonífera Central asturiana (Julivert y Truyols, 1983; Aramburu et al., 1992). Como sucede en la vecina Zona Asturoccidental-leonesa, el límite Cámbrico-Ordovícico se sitúa en el seno de una potente sucesión con predominio cuarcítico (Formación Barrios: hasta 1.020 m de espesor), cuya parte superior (Miembro Tanes) está formada por cuarcitas masivas con icnofósiles y graptolitos del Arenig (Aramburu, 1989; Aramburu et al., 1992). Por encima de la Formación Barrios se registra casi siempre una laguna estratigráfica importante, normalmente sellada por unidades silúricas o devónicas tardías, dependiendo de la región considerada. Los materiales del Ordovícico post-Arenig se adscriben a diversas formaciones de espesor bastante reducido y de contados afloramientos que, pese a todo, resultan ser las más fosilíferas de todo el noroeste peninsular.

El modelo general de sedimentación para el Ordovícico Medio cantábrico, fue propuesto por Aramburu et al. (1992) y Aramburu y García Ramos (1993), siendo en parte discutido por García-Alcalde (1995).

Región de Pliegues y Mantos

La sucesión más completa y representativa del Ordovícico en este sector, aflora en el flanco suroriental de un gran anticlinal que se extiende entre los cabos de Peñas (al noreste) y Vidrias (al suroeste): Fig. 1, yac. 68-69. A partir de las cuarcitas masivas del techo de la Formación Barrios, aparecen 90 m de alternancias de pizarras negras y areniscas que suponen una "serie de transición" a la siguiente unidad, y que han sido diferenciadas por Aramburu (1989) como el Miembro Peñas (o inferior) de la

"Formación Luarca" (s.l.). Éste equivale a los miembros A-C de la misma unidad en el Cabo Peñas (Montesinos López, 1981a), y a su miembro C en el Cabo Vidrias (Montesinos López, 1981b), y culmina localmente con un nivel de hierro oolítico. Por encima se sitúan 260 m de pizarras negras, con intercalaciones delgadas de limolitas, dolomías y tramos con nódulos y lumaquelas, que corresponden al Miembro Vidrias (Aramburu, 1989) de la "Formación Luarca" (s.l.). Sobre éste se apoyan hasta 113 m de rocas vulcanoclásticas alternantes con areniscas, limolitas y pizarras, junto a tramos más o menos amplios de tobas volcánicas, basaltos y algunas calizas, las cuales se encuentran restringidas a la parte superior de la sucesión. Este conjunto heterogéneo constituye la Formación Castro, atribuida comúnmente al rango Ordovícico Superior-Llandovery, sobre la cual se apoyan las pizarras negras graptolíticas del Silúrico (Formación Formigoso).

Cabos Peñas y Vidrias

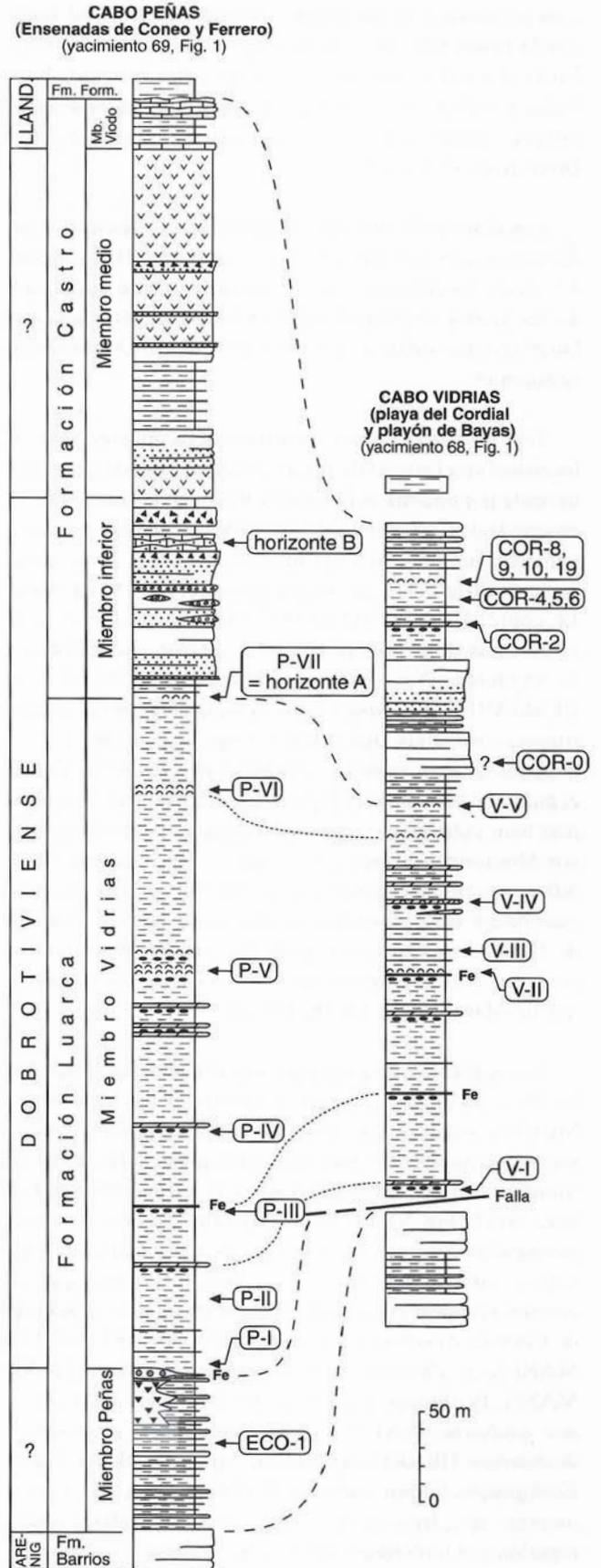
La sucesión post-Arenig de los cabos Peñas y Vidrias (Fig. 1, yac. 68-69; Fig. 9) ha sido objeto de diversos estudios y revisiones bioestratigráficas generales (Julivert y Truyols, 1972; Montesinos López, 1981a, 1981b; Aramburu et al., 1992; García-Alcalde, 1995; Truyols et al., 1996), así como de algunos trabajos paleontológicos relativos a ciertos moluscos (Barrois, 1882), equinodermos (Chauvel, 1973; Chauvel y Truyols, 1977), braquiópodos (Villas et al., 1989), icnofósiles (Radig, 1964; Mayoral, 1991), trilobites (Hammann, 1974, 1983; Montesinos López, 1978; Rábano y Gutiérrez-Marco, 1983; Rábano, 1989b; Aramburu et al., 1994) y graptolitos (Gutiérrez-Marco, 1986). En virtud de los datos bioestratigráficos más recientes, el Ordovícico Medio abarca la totalidad del Miembro Vidrias de la "Formación Luarca" (s.l.), así como el Miembro Inferior de la Formación Castro (al menos los 113-120 m basales). La atribución del Miembro Medio de la misma unidad al Ordovícico Superior, es más que probable, pero aún no ha sido acreditada paleontológicamente, dado que los horizontes fosilíferos considerados como Caradoc (Julivert y Truyols, 1972; Chauvel y Truyols, 1977; Montesinos López, 1978, 1981a; García-Alcalde, 1995) o tal vez Ashgill (Villas et al., 1989) han sido reasignados al Dobrotivienense (Truyols et al., 1996). Por otra parte, el tramo superior calcáreo de la Formación Castro (Miembro Viodo = "formación Sarreo" *sensu* Truyols et al., 1990; García-Alcalde, 1995), brindó en el Cabo Peñas numerosos horizontes fosilíferos de edad Llandovery (Sarmiento et al., 1994; Villas y Cocks, 1996), lo cual hace posible que dentro del Miembro Medio de la Formación Castro exis-

tan una o varias lagunas estratigráficas equivalentes a la mayor parte del Ordovícico Superior.

La base de la sucesión del Ordovícico Medio en los cabos Peñas y Vidrias plantea también distintos problemas cronoestratigráficos. El Miembro Peñas de la "Formación Luarca" (*s.l.*) ha sido asociado normalmente con la base de esta formación, debido al predominio litológico de pizarras negras y al contacto brusco con las cuarcitas masivas de la Formación Barrios. Por comparación con el occidente de Asturias, el conjunto de este miembro, incluyendo las intercalaciones volcánicas y el hierro oolítico superior del sector oriental del Cabo Peñas, fue asignado tentativamente al Llanvirn (Julivert y Truyols, 1972). Los únicos restos paleontológicos registrados por el momento en el Miembro Peñas son los icnofósiles, lingúlidos y graptolitos citados por Aramburu (1989), Aramburu et al. (1992) y Emig y Gutiérrez-Marco (1997). El horizonte con graptolitos se localiza entre 45 y 50 m por encima del techo de la Formación Barrios y ha sido revisado en el presente trabajo, contando también con todo el material original obtenido en los estudios precedentes (nivel "ECO-1": Hoja 14, coord. 30T TP 270,810 4837,825; Fig. 9). Los restos de graptolitos corresponden siempre a fragmentos de estipes de dichograptoides, posiblemente de *rabdosoma* birramoso horizontal (*Expansograptus?*, *Didymograptellus?*, *Xiphograptus?*, *Acrograptus?*), que no aportan precisiones bioestratigráficas dentro de un rango Arenig-Llanvirn. La probable atribución al "Llanvirn inferior" de parte del material (Gutiérrez-Marco, 1986) se basó en un número reducido de ejemplares, cuyas estipes resultaban reminiscentes de las de algunos didymograptidos horizontales del Oretaniense inferior centroibérico. La presente revisión de la localidad del Cabo Peñas, considera un material mucho más numeroso pero inconclusivo, entre el que identificamos la presencia de al menos dos especies, biométricamente distintas, una de las cuales con seguridad no concuerda en sus dimensiones con ninguna de las representadas en el Oretaniense inferior ibérico. Esto abre la posibilidad de que la asocia-

Figura 9. Columnas estratigráficas de las formaciones Luarca y Castro en los cabos Peñas y Vidrias. La designación de los niveles fosilíferos se adapta a la nomenclatura de Aramburu (1989), Montesinos López (1981a, 1981b) y Truyols et al. (1996), junto con datos inéditos. Leyenda como en la figura 2.

Figure 9. Stratigraphic columns of the Luarca and Castro formations in the Peñas and Vidrias capes. The nomenclature of the fossil localities is based on Aramburu (1989), Montesinos López (1981a, 1981b), Truyols et al. (1996), and unpublished data. See Figure 2 for key.



ción pertenezca al Fenniense (Arenig superior), al igual que la mitad inferior o incluso la totalidad del Miembro Peñas. En todo caso, en el contacto entre los miembros Peñas y Vidrias debe existir una importante laguna estratigráfica equivalente al Oretaniense y a gran parte del Dobrotiviense inferior (Fig. 11).

Los datos paleontológicos relativos al Ordovícico Medio de los cabos Peñas y Vidrias comportan la distinción de varias asociaciones bioestratigráficamente sucesivas, de las cuales la primera corresponde a la parte alta del Dobrotiviense inferior, y las tres restantes al Dobrotiviense superior.

Los primeros fósiles identificables con precisión se localizan en el tramo de pizarras negras situado inmediatamente por encima del hierro oolítico, en la sección de la ensenada de Coneo (este del cabo Peñas: nivel con "*Glyptograptus teretiusculus*" de Julivert y Truyols, 1972; horizonte fosilífero P-I de Montesinos López, 1981a: Hoja 14, coord. 30T TP 270,850 4837,780; Fig. 9). La relación actualizada de fósiles procedentes de este yacimiento es la siguiente: *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Parabarrandia crassa* (BARRANDE), *Eoglyptograptus* sp., ostrácodos y *Tomaculum problematicum* GROOM. Desde el punto de vista bioestratigráfico, el hallazgo de un ejemplar bien conservado de *Parabarrandia crassa* (ilustrado por Montesinos López, 1978: lám. 3, fig. 1 -como Illaenidae- y también por Rábano, 1989b: lám. 12, fig. 6), permite referir estos niveles a la parte superior de la Biozona de *Placoparia tournemini* (Sub-biozona de *Morgatia hupei*), que define el techo del Dobrotiviense inferior (Gutiérrez-Marco et al., 1984b, 1995a).

Las siguientes asociaciones significativas se sitúan entre 70 y 260 m por encima del hierro oolítico basal del Miembro Vidrias, representando la mayor parte del espesor del mismo (horizontes paleontológicos P-II a P-VI de Montesinos López, 1981a y V-I a V-IV de Montesinos López, 1981b; Fig. 9). En líneas generales constan de varias lumaquelas dominadas por braquiópodos articulados o bivalvos, así como nódulos y pizarras fosilíferas, que en conjunto proporcionaron al sur del Cabo Peñas (ensenada de Coneo): *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Placoparia* (*Coplocoparia*) *borni* HAMMANN, *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Isabelinia glabrata* (SALTER), *Eodalmanitina destombesi destombesi* HENRY, *Zeliskella?* sp., Trinucleina indet., *Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU), *Calix* sp., *Phlyctocystis?* sp., *Aristocystites?* sp., restos de bivalvos, gasterópodos y nautiloideos ortoconos, y *Tomaculum proble-*

maticum GROOM. Los supuestos machaeridios citados por Montesinos López (1978, lám. 2, fig. 11; 1981a), corresponden en realidad a sifones de endocerátidos, con endoconos fragmentados en múltiples restos imbricados, que representan diversos grados de desarticulación y piritización. La sección de la "Formación Luarca" (s.l.) en la ensenada de Ferrero (entre 2.300-2.800 m al suroeste del Cabo Peñas: Hoja 13, coord. 30T TP, base 269,300 4836,600; techo 269,400 4835,800) se conoce con mucho menor detalle, si bien de allí provienen algunos de los fósiles citados por Barrois (1882: en parte también de la Formación Castro), Julivert y Truyols (1972) y Hammann (1974, 1983). En el Cabo Vidrias, la sección del miembro homónimo en la playa del Cordial (Hoja 13, coord. 29T QJ 740,900 4830,0-4830,200) es algo menos fosilífera, habiéndose reconocido: *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Placoparia* sp., *Uralichas?* sp., Phacopina indet., *Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU), *Heterorthina kerfornei* MÉLOU, *Aegiromena mariana* DROT, Lingulacea indet., *Calix rouaulti* CHAUVEL forma f, nautiloideos ortoconos, gasterópodos y bivalvos indet., *Gymnograptus?* sp. y *Tomaculum problematicum* GROOM (Montesinos López, 1981b y observaciones propias). El afloramiento de la "Formación Luarca" (s.l.) entre 1.800-2.500 m al suroeste de Punta Vidrias (Hoja 13, coord. 29T QJ entre 739,450 4829,500 -base- y 739,200 4829,150 -techo-) es igualmente poco fosilífero, destacando únicamente el hallazgo de *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST) en su parte baja (Julivert et al., 1973) y una lumaquela lenticular con *Redonia* sp. en su parte más alta (fotografiada por Spjeldnaes, com. escr., 1997). El conjunto de los horizontes paleontológicos reconocidos en el Miembro Vidrias de los cabos Peñas y Vidrias, puede ser adscrito a la Biozona de *Placoparia borni* del Dobrotiviense superior, y más concretamente a su primera mitad, donde todavía es frecuente encontrar el braquiópodo *Eorhipidomella musculosa* (Gutiérrez-Marco et al., 1984b, 1995a), así como los últimos representantes de *Gymnograptus* s.l. (= *Prolasiograptus*).

La Formación Castro contiene algunos niveles paleontológicos representativos también del Dobrotiviense superior. El primero de ellos se sitúa en la base misma de la unidad, en la ensenada de Coneo (Cabo Peñas), y había sido atribuido al Caradoc basal por Julivert y Truyols (1972), Chauvel y Truyols (1977) y Montesinos López (1981a: nivel P-VII). La revisión del yacimiento (Truyols et al., 1996: Hoja 14, coord. 30T TP 271,415 4837,350; Fig. 9) manifiesta la presencia de: *Prionocheilus mendax* (VANEK), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Destombesia hispanica* CHAUVEL (localidad tipo de la espe-

cie), *Tissintia* cf. *convergens* HAVLÍČEK, *Howellites* sp., *Orthida* indet., briozoos masivos y ramosos, y *Pinaceo-cladichnus* isp. Algunos ejemplares de este yacimiento fueron ilustrados por Chauvel y Truyols (1977), Montesinos López (1978), Rábano y Gutiérrez-Marco (1983) y Villas et al. (1989). La edad de la asociación, atendiendo a su posición estratigráfica y a la presencia de *Destombesia*, puede ser igualmente referida al Dobrotiviense superior.

En el Cabo Peñas, por encima del nivel paleontológico que acabamos de citar, Truyols et al. (1996) mencionan el hallazgo de un horizonte calcáreo lumaquéllico ("horizonte B"; Fig. 9) que se sitúa a unos 90 m del techo de la "Formación Luarca" (s.l.): Hoja 14, coord. 30T TP 271,425 4837,120; o bien 271,400 4836,975 (dos puntos de observación para la misma capa, cuyo afloramiento se extiende a lo largo de 200 m de acantilado). En él abundan de forma notable los briozoos, correspondientes a cinco morfotipos de trepostomados y criptostomados, reconociéndose también el braquiópodo *Mcewanella vulcanica* VILLAS, placas de cistoideos y restos columnares de pelmatozoos, así como ostrácodos Palaeocopa. Este mismo horizonte fosilífero aflora muy bien en el acantilado septentrional de Punta Ferrero (Hoja 13, coord. 30T TP 268,700-268,900 4835,120) de donde deriva, probablemente, el briozoo y parte de los braquiópodos y trilobites asignados por Barrois (1882) a su "Étage de Luarca" en Ferrero. N. Spjeldnaes (com. escr., 1996) identificó el briozoo *Chasmatoporella* sp. en el horizonte lumaquéllico, y el cefalópodo *Cameroceras?* sp. (muy parecido al "*Endoceras* cf. *duplex*, WAHL." descrito por Barrois, 1882, en Cabo Vidrias) en pizarras tuffíticas de la parte inferior de la formación. La investigación llevada a cabo por nosotros en estos mismos niveles dió como resultado el descubrimiento de nuevos ejemplares asignables a *Cameroceras?* sp., junto con una sección ecuatorial de un nautiloideo Tarficerátido, comparable a las formas del género *Trocholites* descritas en las pizarras dobrotivienses de la Zona Centroibérica meridional (Babin y Gutiérrez-Marco, 1992).

En el Cabo Vidrias, la parte inferior de la Formación Castro contiene un primer horizonte fosilífero, 10 m sobre el techo de las "Pizarras de Luarca" (s.l.), que corresponde al estratotipo de dos especies de braquiópodos y una señal bioerosiva de briozoos (COR-O, Fig. 9). Éstas fueron caracterizadas en bloques sueltos, que en un principio se atribuyeron tentativamente al Ordovícico Superior (Villas et al., 1989; Mayoral, 1991). Su afloramiento real se sitúa en la playa del Cordial (este del Cabo Vidrias: Hoja 13, coord. aprox. 30T QJ 740,900 4830,0), en un tramo vulcanoclástico de espesor centimétrico que con-

tiene: *Mcewanella vulcanica* VILLAS, *Hesperinia asturica* VILLAS, *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Asaphina* indet. (un hipostoma indentado de *Nobiliasaphus* o *Isabelinia*), Odontopleuridae n. gen. n.sp. (mencionado por Aramburu et al., 1994), restos de ostrácodos Palaeocopa (*Ogmoopsis?* sp.), briozoos (2 o 3 morfotipos distintos), pluricolumnares de pelmatozoos y *Pinaceo-cladichnus bulbosus* MAYORAL. El horizonte ha sido reasignado al Dobrotiviense superior, por estar comprendido estratigráficamente entre niveles paleontológicos de dicha edad. Los horizontes fosilíferos del Dobrotiviense superior que suceden al descrito, se localizan en un tramo de pizarras negras, que alterna con areniscas y pizarras vulcanoclásticas en su parte superior, entre 100 y 200 m sobre la base de la formación (niveles COR-2 a COR-6, Fig. 9). Los yacimientos paleontológicos de este tramo se sitúan tanto en la playa del Cordial (= "ensenada de El Horno" en Barrois, 1882), como en los accesos al Playón de Bayas desde el aparcamiento, en el lado suroccidental del Cabo Vidrias. La relación de fósiles consta de *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Prionocheilus mendax* (VANEK), *Eccoptochile almadenensis* ROMANO, *Placoparia* sp., *Ectillaenus* sp., *Isabelinia* sp., *Crozonaspis* sp., *Phacopina* indet., *Hustedograptus teretiusculus* (HISINGER) s.l., *Heterorthida* indet., *Lingulacea* indet., *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Redonia deshayesi* ROUAULT, nautiloideos ortoconos (michelinocerátidos y endocerátidos), *Pseudoconularia* sp., briozoos masivos, *Arachnostega* isp. y *Tomaculum* isp. Los fósiles citados por Barrois (1882) en su "Étage de El Horno" (briozoos, moluscos, equinodermos, trilobites) deben de proceder también de la parte inferior de la Formación Castro (Montesinos López, 1981b). Por último, el horizonte paleontológico más elevado se sitúa tan sólo a 30 m bajo el techo de la Formación Castro, pocos metros sobre las pizarras fosilíferas precedentes (niveles COR-8, 9, 10 y 19 y sus equivalentes en el playón de Bayas: Fig. 9), y contiene *Aegiromena mariana* DROT, *Orthis?* sp., *Jezerzia* sp. y *Eorhipidomella* sp. (braquiópodos), restos de trilobites asáfidos y un trinucleido indeterminable (posible Marrolithinae o Hanchungolithinae). La abundancia de la primera especie hace a estos niveles correlacionables con el Dobrotiviense ibero-armórico. La presencia de *Jezerzia* denota a su vez la proximidad de esta asociación al límite Dobrotiviense/Berouniense, dado que este género mediterráneo se conoce en Bohemia a partir del techo de la Formación Letná. Como ocurre con otros taxones de braquiópodos y equinodermos, su aparición en el suroeste de Europa puede anteceder ligeramente a su primer registro en Bohemia, de acuerdo con el sentido de las rutas migratorias establecidas en el Ordovícico Medio entre

Ibero-armórica y Perunica (ver, por ejemplo, Gutiérrez-Marco y Baeza, 1996, con referencias previas).

Además de las secciones clásicas del Ordovícico Medio en la costa central asturiana, en el Dominio de Pliegues y Mantos se han citado otros dos puntos con faunas de dicha edad en pizarras posteriores a la Formación Barrios. El primero de ellos fue mencionado 1.750 m al suroeste de San Miguel del Río (Lena, Asturias: Hoja 78, coord. aprox. 30T TN 272,175 4764,960), donde Velando et al. (1976) citan la presencia de "*Climacograptus antiquus* LAPWORTH y *Climacograptus modestus* RUEDEMANN, característicos del Llandeiliense". El horizonte fosilífero lo sitúan por encima de las capas de transición con la Cuarcita de Barrios (= "Pizarras y areniscas de Pajares"), pero en realidad pertenece a la Formación Formigoso, dado que los supuestos graptolitos ordovícicos son en realidad diplograptinos del Silúrico (Gutiérrez-Marco, 1986: cf. muestra 13-6/AD-1037-VE de la litoteca MAGNA).

Embalse de La Barca

Otro caso problemático se ubica en la sección del Embalse de la Barca (Región de Pliegues y Mantos Occidental: Fig. 1, yac. 70), donde Cramer y Díez (1978) refieren una asociación de quitinozoos fragmentarios con los géneros *Lagenochitina*, *Conochitina* y *Rhabdochitina*, encontrada en una intercalación de pizarras negras de la parte alta de la Formación Barrios. Los autores consideran a estos fósiles de posible edad Llanvirn a Caradoc, pero sus circunstancias estratigráficas, así como la caracterización posterior de los mismos géneros en el Ordovícico Inferior (Paris, 1981, 1990), nos hace atribuir la localidad más probablemente al Arenig (Miembro Tanes de la Formación Barrios). Estudios palinológicos posteriores de horizontes de pizarras en este mismo Miembro Tanes (Vanguetaine y Aramburu, 1988), únicamente brindaron algunos acritarcos ordovícicos en la muestra M-ASB-4 (com. escr. M. Vanguetaine, 1986). Ésta procede del afloramiento cartografiado por Julivert et al. (1977) como una intercalación pizarrosa en la Formación Barrios, correspondiente al flanco oriental, contiguo al núcleo, del Sinclinal de La Barca.

La parte terminal de la sucesión ordovícica en Arboadas (sur de Salas, Asturias: Hoja 51, coord. aprox. 29T QJ 719,250 4801,350; Fig. 1, yac. 70 bis), comprende pizarras con intercalaciones ferruginosas, posiblemente de hierro oolítico, que se sitúan por debajo de la Formación Formigoso. Estos hierros sedimentarios fueron mencionados a principios de siglo por Adaro y Junquera (1916:

"Criaderos del Narcea" *pro parte*), y dan pie a considerar a estas pizarras como un posible equivalente de la parte basal de la "Formación Luarca" (*s.l.*). La única muestra micropaleontológica no estéril (SB-5), obtenida por nosotros en el tramo que acabamos de citar, suministró restos de quitinozoos (*Ancyrochitina?* sp., det. M. Vanguetaine, com. escr. 1985), que no aportan mayores precisiones para despejar la incertidumbre lito- y cronoestratigráfica.

Los Barrios de Luna

La región de Los Barrios de Luna (León: Fig. 1, yac. 71) constituye un área de referencia clásica para el Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica, y en ella se han identificado recientemente pizarras fosilíferas del Ordovícico Medio "pinzadas" tectónicamente en el seno de la Formación Barrios, que hasta entonces habían pasado inadvertidas (Aramburu et al., 1996). La sección se ubica en el km 12 de la carretera C-633 entre La Magdalena y Villablino, al este del embalse de Los Barrios de Luna (Hoja 102, coord. 30T TN 266,515 4748,020). Las pizarras y limolitas fosilíferas de este afloramiento, se ponen en contacto por falla con el Miembro La Matosa de la Formación Barrios (Cámbrico Medio-Superior), en tanto que hacia techo, y tras un tramo cubierto de pequeño espesor, son sucedidas por las cuarcitas masivas del Miembro Tanes (Arenig) de la formación antes citada. El espesor de los materiales del Ordovícico Medio no supera los 11 m, y su asignación cronoestratigráfica se fundamenta en la identificación de numerosas formas de trilobites, graptolitos, ostrácodos, braquiópodos, moluscos y equinodermos, entre los cuales Aramburu et al. (1996) mencionan: *Neseuretus tristani* (BRONGNIART *in* DESMAREST) (Lám. VI, fig. 8), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY (Lám. VI, fig. 7), *Prionochelilus mendax* (VANEK) (Lám. II, fig. 10; Lám. VI, figs. 5-6), *Phacopidina micheli* (TROMELIN) (Lám. VI, fig. 2), *Zeliszkeella toledana* HAMMANN (Lám. VI, figs. 3-4), *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE) (Lám. VI, figs. 9-10), *Ectillaenus* sp. (Lám. VI, fig. 11), *Eccoptochile almadensis* ROMANO (Lám. VI, fig. 1), *Placoparia?* sp., *Quadrijugator marcoi* VANNIER, *Lingulella displossa* WILLIAMS, *Orthida* indet., *Redonia?* sp., *Anatifopsis* sp. (Lám. VI, fig. 12), restos de ofiuroides Stenurida (Lám. II, fig. 19) y fragmentos pedunculares de pelmatozoos. Los microfósiles acompañantes están mal conservados, pero entre ellos Aramburu et al. (1996) mencionan los acritarcos *Frankea longiuscula* BURMANN y *Veryhachium* spp., así como los quitinozoos *Desmochitina minor* EISENACK, *Cyathochitina campanulaeformis* (EISENACK), *Rhabdochitina* sp., *Conochitina* sp. y *Belonechitina* sp. (det. R. Albani).

En cuanto a la edad del conjunto de la asociación, Aramburu et al. (1996) estimaron que estos niveles hay que situarlos en el Dobrotiviense inferior, por la presencia del trilobites *Z. toledana* y el ostrácodo *Q. marcoi*. Aunque el primer registro de ambas especies en la Zona Centroibérica corresponde al Dobrotiviense, el hallazgo de *Zeliszella* cf. *toledana* HAMMANN en el Oretaniense superior del Manto de Mondoñedo, y de *Quadrijugator marcoi* VANNIER en materiales comparables de la Formación Suevo (este trabajo), permiten considerar como Oretaniense superior a la asociación de Los Barrios de Luna, en vez de referirla al Dobrotiviense inferior. Esto resultaría más acorde con la presencia del acritarco *Frankia longiuscula* BURMANN (cf. Servais, 1993), presente también en el Oretaniense Superior de la Sierra de Suevo (Gutiérrez-Marco et al., 1996a). Un estudio más pormenorizado de los frecuentes restos de graptolitos biseriales acompañantes, revela la presencia de *Eoglyptograptus* sp. 1 (Lám. II, fig. 7; Lám. VI, figs. 13-14) y de *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD) (Lám. VI, fig. 14), asociación perfectamente coherente con una edad previa a la Biozona de *H. teretiusculus* (cf. Maletz, 1995, 1997).

Como veremos más adelante, la asociación fosilífera de las pizarras del Ordovícico Medio de Barrios de Luna recuerda considerablemente a la reconocida en la mitad inferior de la Formación Suevo, más que a la de ninguna otra unidad correlacionable de pizarras negras del noroeste peninsular. Los niveles correspondientes a estos materiales del Oretaniense superior, estarían comprendidos en la laguna estratigráfica basal del Miembro Vidrias, en la sección del Cabo de Peñas.

Otras localidades

Por último, hacia el este y norte del Dominio de Pliegues y Mantos en sentido tradicional, las regiones del centro de Asturias y norte de León (dominios II y III de Aramburu y García-Ramos, 1993) presentan una sucesión diferente entre las formaciones Barrios y Formigoso del Arenig y Silúrico, respectivamente. Esta consiste en unos pocos metros de alternancias de areniscas, limolitas y pizarras, con frecuencia glauconíticas, junto con horizontes ferruginosos y carbonatados. El conjunto ha sido nombrado como "Capas de Getino", y puede incluir niveles fuertemente condensados, en parte representativos del Ordovícico Medio (Aramburu, 1989; Aramburu et al., 1992; Aramburu y García-Ramos, 1993). Sin embargo, y pese a la profusa bioturbación que presentan muchos horizontes de las "Capas de Getino", hasta la fecha no ha si-

do encontrado ningún argumento paleontológico demostrativo o contrario al registro de esta unidad durante el Ordovícico Medio, de modo que algunos autores (García-Alcalde, 1995) optan por asignarla exclusivamente al Llandovery, dado que los únicos horizontes fosilíferos representados en la parte superior de la formación son de esta época.

Región de Mantos

Las pizarras del Ordovícico Medio del oriente asturiano han sido descritas con el nombre de Formación Suevo (Gutiérrez-Marco et al., 1996a: *pro* "schistes du Suevo" de Pello y Philippot, 1967) y afloran a lo largo de unos 45 km en la escama cabalgante de Laviana (Julivert et al., 1968), que pertenece al sector más occidental de la Región de Mantos (Julivert, 1967), en su límite con la Cuenca Carbonífera Central Asturiana (Fig. 1, yac. 72 a 76; Fig. 10).

La Formación Suevo se apoya paraconforme sobre la Formación Barrios, constituida por cuarcitas del Cámbrico y Ordovícico Inferior, y es sucedida en discordancia angular cartográfica por los conglomerados y areniscas de la Formación Ermita (Devónico superior). Desde el punto de vista litoestratigráfico, sus afloramientos más septentrionales de las Sierras del Suevo y Fito, permiten distinguir tres miembros dentro de la formación: el inferior (Miembro Cerracín) consta de 8 a 10 m de pizarras negras fosilíferas, en cuya base se sitúa un nivel lenticular de hierro oolítico de hasta 2 m de espesor; el intermedio (Miembro Bayo) comprende unos 40 m de alternancias arenosas centimétricas; el superior (Miembro Cofiño), consiste en otros 40-50 m de pizarras negras, con una capa basal de hierro oolítico discontinua (1,4 m de espesor máximo) y composicionalmente distinta a la reconocida a muro de la formación (Gutiérrez-Marco et al., 1996a). Más al sur y entre los valles de los ríos Nalón y Piloña, desaparecen las intercalaciones de hierro oolítico dentro de la unidad, y la potencia general de la Formación Suevo decrece a 44-50 m (Julivert et al., 1968), probablemente por erosión parcial de la misma, previa al depósito de la Formación Ermita. La división en miembros de las Pizarras del Suevo se mantiene, al menos, hasta el sur de Nava (ladera noreste de Peña Mayor).

Sierra del Suevo

Gutiérrez-Marco et al. (1996a) han examinado recientemente todas las citas previas de fósiles en la Formación Suevo, razón por la cual no se reiteran en este trabajo.

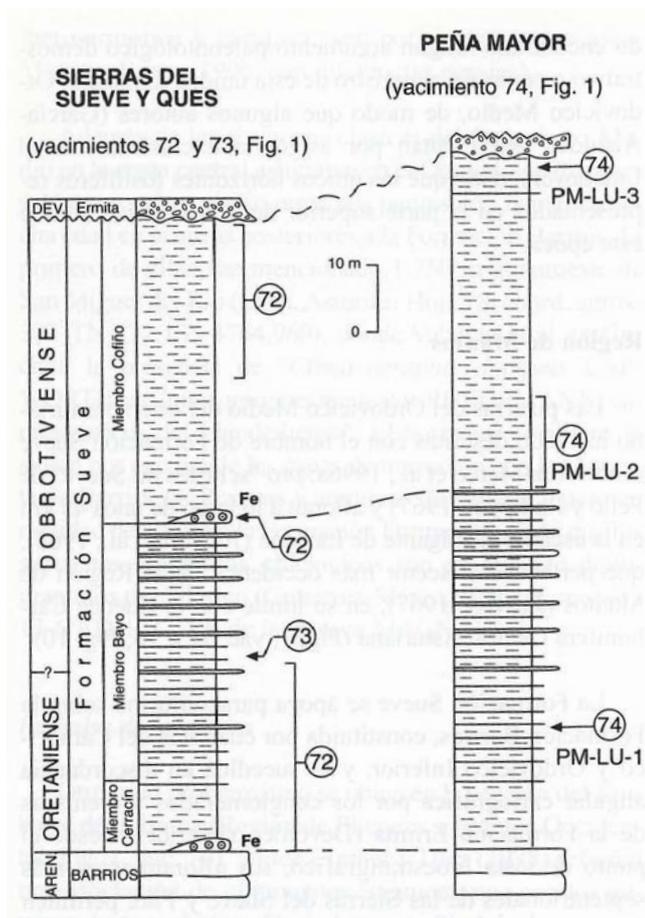


Figura 10. Columnas estratigráficas de la Formación Sueve en la escama de Laviana. La columna de la izquierda es una columna sintética de nueve secciones en las sierras del Sueve y Ques, según Gutiérrez-Marco et al. (1996a), modificada; la de la derecha corresponde a la sección de Peña Mayor. Leyenda como en la figura 2.

Figure 10. Stratigraphic columns of the Sueve Formation in the Laviana Thrust Sheet. The log to the left is a generalized stratigraphic column from nine sections in the Sueve and Ques ranges, modified from Gutiérrez-Marco et al. (1996a); the log to the right represents a measured section at Peña Mayor. See Figure 2 for key.

También aportan el análisis paleontológico detallado de ocho perfiles fosilíferos reconocidos en el Macizo del Sueve-Fito (Figs. 1 y 10, yac. 72), más un noveno situado 2 km al noroeste de Infiesto, en el antiguo trazado de la carretera N-634, al sur del km 365,2 actual (Fig. 1, yac. 73; Fig. 10). Los resultados bioestratigráficos demuestran la existencia de una laguna estratigráfica en la base de la formación, equivalente al menos a todo el Oretaniense inferior y a la primera mitad del Oretaniense superior, según se deduce del hecho de que los primeros fósiles re-

gistrados justo por encima de las cuarcitas del Arenig son ya de edad oretaniense superior tardía.

Las asociaciones paleontológicas del Oretaniense superior se extienden aproximadamente desde la base de la Formación Sueve hasta la parte media-baja del Miembro Bayo. Constan de abundantes trilobites, ostrácodos, graptolitos, moluscos, braquiópodos, equinodermos e icnofósiles, entre los que Gutiérrez-Marco et al. (1996a) identificaron: *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST) [= *Neseuretus (Neseuretus) tristani*; el subgénero *Neseuretus* fue abolido por Hamman y Leone, 1997], *Salterocoryphe salteri* (ROUAULT), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Prionocheilus mendax* (VANEK) [= *P. cf. mendax*], *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Isabelinia glabrata* (SALTER), *Basiliacus?* sp. [= *Isabelinia?* n. sp. aff. *glabrata* (SALTER)], *Nobiliasaphus cf. delessei* (DUFET), *Phacopidina micheli* (TROMELIN), *Crozonaspis* sp., *Selenopeltis* sp., *Pateraspis?* sp., *Placoparia (Coplacoparia) cf. tournemini* (ROUAULT), *Ogmoopsis (Quadridigitalis) arcadelti* VANNIER, *Ogmoopsis (Quadridigitalis) n. sp.*, *Quadritia (Krutatia) tromelini* VANNIER y SCHALLREUTER, *Aechmina?* n. sp. aff. *ventadorni* VANNIER, *Elliptocyprites?* sp., *Klimphores* n. sp., *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), *Didymograptus* sp., *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD) [= *Amplexograptus* sp.], *Sinuities hispanicus* (BORN), *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE) [= *Glyptarca lusitanica*; fide Cope, 1996], *Redonia deshayesi* ROUAULT, *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Praeileda costae* (SHARPE) [= *Praenucula costae*; fide Cope, 1997], *P. cf. sharpei* (BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Modiolopsis?* sp., *Heterorthisa morgatensis* (MÉLOU), *Brandysia cf. benigna* HAVLÍČEK, *Rafanoglossa?* sp. [= *Pseudolingula* sp.], *Calix* sp. y *Tomaculum problematicum* GROOM. Las identificaciones que figuran entre corchetes en esta lista, son las ahora revisadas. El límite con el Dobrotiviense debe situarse hacia la parte media del Miembro Bayo, próximo a los niveles que en las secciones de Ques (Infiesto) y Pico Gobia (Sueve) suministraron *Pygmaeconus?* sp., *Elegantilites* sp. e icnofósiles (*Planolites* isp., *Chondrites?* isp., pistas bilobuladas), acompañados por algunas formas de rango Oretaniense superior-Dobrotiviense, registradas también en niveles previos (*N. tristani*, *C. rouaulti*, *E. giganteus*, *Ph. micheli*, *Crozonaspis*, *R. deshayesi*, *Rafanoglossa?*, *Calix*, *T. problematicum*). Por último, el Miembro Cofiño reportó escasos yacimientos de edad Dobrotiviense, el más notable de los cuales corresponde a su hierro basal, donde se registra un análogo de las "capas de *strophomenas*" del Manto de Mondoñedo, debido a la abundancia de braquiópodos en la masa

mineral (Adaro y Junquera, 1916; Hernández Sampelayo, 1942). Entre ellos se identifica *Eorhipidomella muscolosa* (MÉLOU) (= *Crozonorthis muscolosa* según Wright y Mélou, 1998) junto a diversos estrofoménidos, órtidos e inarticulados mal conservados, así como restos de briozoos. Las pizarras situadas por encima proporcionaron únicamente escasos trilobites (*N. tristani*, *Ectillaenus* sp., *Phacopina* indet.) e icnofósiles (*T. problematicum*). El estudio de Gutiérrez-Marco et al. (1996a) revisa también las asociaciones de microplancton (quitinozoos y acritarcos) presentes en estos afloramientos septentrionales de la Formación Sueve. Se identifican las biozonas de *Laufeldochitina clavata* (mitad inferior del Miembro Cerracín), *Linochitina pissotensis* (parte superior del Miembro Cerracín a parte media-alta del Miembro Cofiño) y *Lagenochitina ponceti* (parte superior del Miembro Cofiño). Esta última permite asignar una edad Dobrotiviense superior al techo de la Formación Sueve en su área tipo.

Peñamayor-Laviana

Para el presente trabajo hemos estudiado la prolongación meridional de los afloramientos de la Formación Sueve entre los valles de los ríos Nalón y Piloña. La sección fosilífera más importante es la de Peña Mayor, ubicada en la falda oriental del monte homónimo, aproximadamente 5.000 m al sur de Nava (Asturias, término de Nava: Hoja 54, coord. 30T TN 297,0 4799,050; Figs. 1 y 10, yac. 74). Las pizarras del Miembro Cerracín proporcionaron en un horizonte situado 19 m por encima de su base (nivel PM-LU-1): *Heterorthis morgatensis* MÉLOU (Lám. II, fig. 2), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY y *Redonia deshayesi* ROUAULT, en un punto situado entre Peña Mayor y Raneo. En este mismo corte afloran parcialmente unos 13 m de alternancias correspondientes al Miembro Bayo, sucedidas por 12 m de pizarras representativas del tercio inferior del Miembro Cofiño. Otro horizonte fosilífero detectado entre 0 y 14 m sobre la base del Miembro Cofiño suministró restos de *Heterorthis* sp., *Asaphina* indet. y *Pseudamplexograptus?* sp. (nivel PM-LU-2). Desde el punto de vista bioestratigráfico, los dos puntos fosilíferos determinados en esta localidad concuerdan con las dataciones asignadas a horizontes correlacionables, en los afloramientos septentrionales de la formación (Macizo del Sueve-Fito). También en Peña Mayor, pero en un punto enclavado 800 m al sur de la sección anterior (Hoja 54, coord. 30T TN 297,150 4798,250; loc. PM-LU-3; Fig. 10), un tercer horizonte fosilífero situado en la parte más alta de la Formación Sueve (2 m bajo la Formación Ermita) brindó abundantes ejemplares de *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST)

(Lám. VII, figs. 1-9), *Crozonaspis* sp. (Lám. VII, fig. 14), *Selenopeltis* sp. (Lám. VII, fig. 13), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER) (Lám. VII, figs. 10-12), *Heterorthis* cf. *morgatensis* MÉLOU (Lám. II, fig. 1) y *Coxiconchia britannica* (ROUAULT) (Lám. I, fig. 1). Esta asociación corresponde como mucho al Dobrotiviense inferior tardío, y los niveles del techo de la Formación Sueve en Peña Mayor resultan ser, en consecuencia, más antiguos que los reconocidos en posición estratigráfica comparable en el Macizo del Sueve-Fito, pertenecientes a la Biozona de *Lagenochitina ponceti* del Dobrotiviense superior. Con ello se demuestra que la erosión previa al depósito de la Formación Ermita (Devónico superior) afectó en forma importante al registro estratigráfico de la Formación Sueve, cuyo espesor total en el área de Villamorey (suroeste de Rioseco) no excede de 44 m (Gutiérrez-Marco et al., 1996a, pág. 53).

En el sector central de la Escama de Laviana, Julivert et al. (1968) refieren la presencia de tres puntos fosilíferos al noroeste y oeste-noroeste de Rioseco, respectivamente. El primero de ellos (R-1) se localiza hacia la parte inferior de la formación, y contiene graptolitos, trilobites y bivalvos atribuidos al Llanvirn. El yacimiento se encuentra en la margen derecha del Nalón, entre El Condado y Rioseco (término de Laviana: Hoja 54, coord. 30T TN 298,600 4790,830; Fig. 1, yac. 75), y contiene (determinaciones taxonómicas actualizadas): *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST) *Phacopidina?* sp., *Crozonaspis?* sp., *Asaphina* indet., *Redonia* cf. *deshayesi* ROUAULT y *Praeleda* sp. La asociación es comparable a la de los horizontes del Oretaniense superior tardío del Miembro Cerracín del Macizo del Sueve-Fito. La identificación previa del graptolito del Arenig *Didymograptus (Didymograptellus) bifidus* (HALL), es con seguridad errónea aquí o en cualquier otra localidad ibérica (Gutiérrez-Marco, 1986), y debe corresponder en el caso presente a morfotipos de *D. (D.) murchisoni* semejantes a los ilustrados por Gutiérrez-Marco et al. (1996a, lám. 3, fig. 18) para yacimientos correlacionables de la Sierra de Sueve.

En la margen opuesta del valle del Nalón, Julivert et al. (1968) citan dos puntos separados entre sí un metro (R-2 y R-3), dispuestos a unos 10 m bajo el techo de la sucesión pizarrosa (Fig. 1, yac. 76). En ellos refieren la presencia de "*Diplograptus (Glyptograptus) teretiusculus* (HISINGER)", asignando el horizonte al "Llandeilo". La localidad R-2 proporcionó también abundantes quitinozoos de esta misma edad (Cramer-Díez et al., 1972; Cramer y Díez, 1978, loc. 72094). La revisión del aflora-

miento fosilífero, emplazado 2.300 m al oeste-noroeste de Rioseco (término de Sobrescobio: Hoja 54, coord. aprox. 30T TN 297,530 4789,0-4789,700) ha permitido reconocer *Hustedograptus?* sp. y restos de trilobites. Ambos elementos están igualmente representados en la muestra 14-05/IG-9006-HC de la litoteca MAGNA (IT-GE, Madrid), original de Heredia et al. (1989), que procede del mismo yacimiento. En este trabajo no hemos podido examinar el material original de Julivert et al. (1968), pero otros ejemplares topotípicos parecen corresponder a una forma menos robusta que *Hustedograptus teretiusculus* (HISINGER) s.l., especie que en sí misma tampoco serviría para discriminar si el horizonte pertenece al Oretaniense o al Dobrotiviense (cf. Maletz, 1997). Por ello, resulta imposible establecer que el arrasamiento pre-Devónico de las Pizarras del Suevo en este sector, haya respetado materiales posteriores al Oretaniense. En cuanto a la asociación de quitinozoos acompañante, la relación de taxones identificados por Cramer-Díez et al. (1972) adolece de una gran incertidumbre bioestratigráfica (Gutiérrez-Marco et al., 1996a). Ello se debe a la presencia de formas de amplio rango temporal (*Conochitina chydaea*, *Cyathochitina campanulaeformis*, *Desmochitina minor*, *Rhabdochitina magna*, etc.), junto con especies restringidas a horizontes dispares de la columna estratigráfica. Entre éstas consideramos a *Cyathochitina calix* (EISENACK) s.s., cuya biozona nominal en peri-Gondwana denota la parte basal del Llanvirn (Paris, 1990 -con referencias previas-; Wang y Chen, 1994); *Belonechitina robusta* (EISENACK), que nombra otra biozona a partir del Marshbrookense y hasta fines del Caradoc; *Eisenackitina rhenana* (EISENACK) (= "*Conochitina oelandica*") o *Cyathochitina kuckersiana* (EISENACK), abundantes en el Caradoc basal, etc. La existencia de una suma de procesos de reelaboración tafonómica parece descartada, porque en ese caso la edad máxima para la asociación sería Caradoc superior o Ashgill, indicada por la distribución de *Lagenochitina baltica* EISENACK (cf. Paris, 1990; Nolvak y Grahn, 1993; Oulebsir y Paris, 1995), igualmente citada en Rioseco. Ello contradice la edad Ordovícico Medio acreditada por los graptolitos presentes en los mismos niveles de procedencia de la muestra micropaleontológica.

Por último, se han estudiado varios ejemplares de graptolitos, trilobites y ostrácodos de la Formación Suevo, recogidos por Lidia Rodríguez (Univ. de Toulouse, Francia) en 1986, y cuya procedencia se indica como "camino entre El Condado y Breza" (= Collado de Brezas, 4.300 m al nor-noroeste de la localidad R-1: Hoja 54, coord. aprox. 30T TN 297,800 4794,800; Fig. 1, yac. 75). En las muestras (sigla "COLI") se identifican *Phacopidi-*

na micheli HENRY (Lám. II, fig. 9), *Quadrijugator marcoi* Vannier?, Inarticulata indet., *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD) (Lám. II, fig. 6), *Proclimacograptus* sp. y *Hustedograptus?* sp. El mayor interés del material se cifra en el registro adicional de *Pseudamplexograptus distichus*, especie igualmente determinada en la Sierra de Suevo y Los Barrios de Luna, así como del género *Proclimacograptus* (una forma robusta, pero con paredes suprageniculares próximas a las de *P. bulmani* MITCHELL), que en este trabajo se citan por vez primera en España. Según Maletz (1995, 1997), *Ps. distichus* caracteriza una biozona homónima en Escandinavia, correlacionable con el Abereiddiense terminal británico, dado que su registro en Gales [como "*Diplograptus*" *priscus* (ELLES y WOOD)] coincide con la Biozona de *D. murchisoni*. Pese a todo, *Ps. distichus* continúa su representación en la Biozona de *H. teretiusculus* escandinava, si bien su asociación en la Formación Suevo con *Proclimacograptus* sp. es congruente con un rango más antiguo (Oretaniense superior).

CORRELACIÓN DE LAS DISTINTAS SUCESIONES

En la Figura 11 se presenta un cuadro-resumen de la correlación de las pizarras del Ordovícico Medio en los distintos sectores considerados en este estudio, a la que se ha añadido la sucesión del área portuguesa de Moncorvo (Fig. 1, yac. 1: Rebelo y Romano, 1986; Gutiérrez-Marco et al., 1995b), a fin de completar una visión general a escala del noroeste de la Península Ibérica.

Marco cronoestratigráfico

La terminología cronoestratigráfica que ha servido de base a la datación de los distintos yacimientos paleontológicos, así como para la correlación de unidades litostratigráficas, corresponde a la escala mediterránea del Ordovícico, tipificada en Bohemia (República Checa) y la Península Ibérica (Havlíček y Marek, 1973; San José et al., 1992). El empleo de las series y pisos regionales británicos (Fortey et al., 1990, 1995) aporta una menor precisión a las correlaciones del Ordovícico Medio tanto en el norte de Gondwana (Gutiérrez-Marco et al., 1984b, 1995a; Havlíček y Fatká, 1992; Havlíček y Vanek, 1996; Havlíček in Chlupáč et al., 1998) como a nivel general, considerando otras áreas paleocontinentales. Por todo ello la Comisión Internacional de Estratigrafía, con el refrendo de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS-UNESCO), ha acordado oficialmente un nuevo sistema de Series y Pisos, con va-

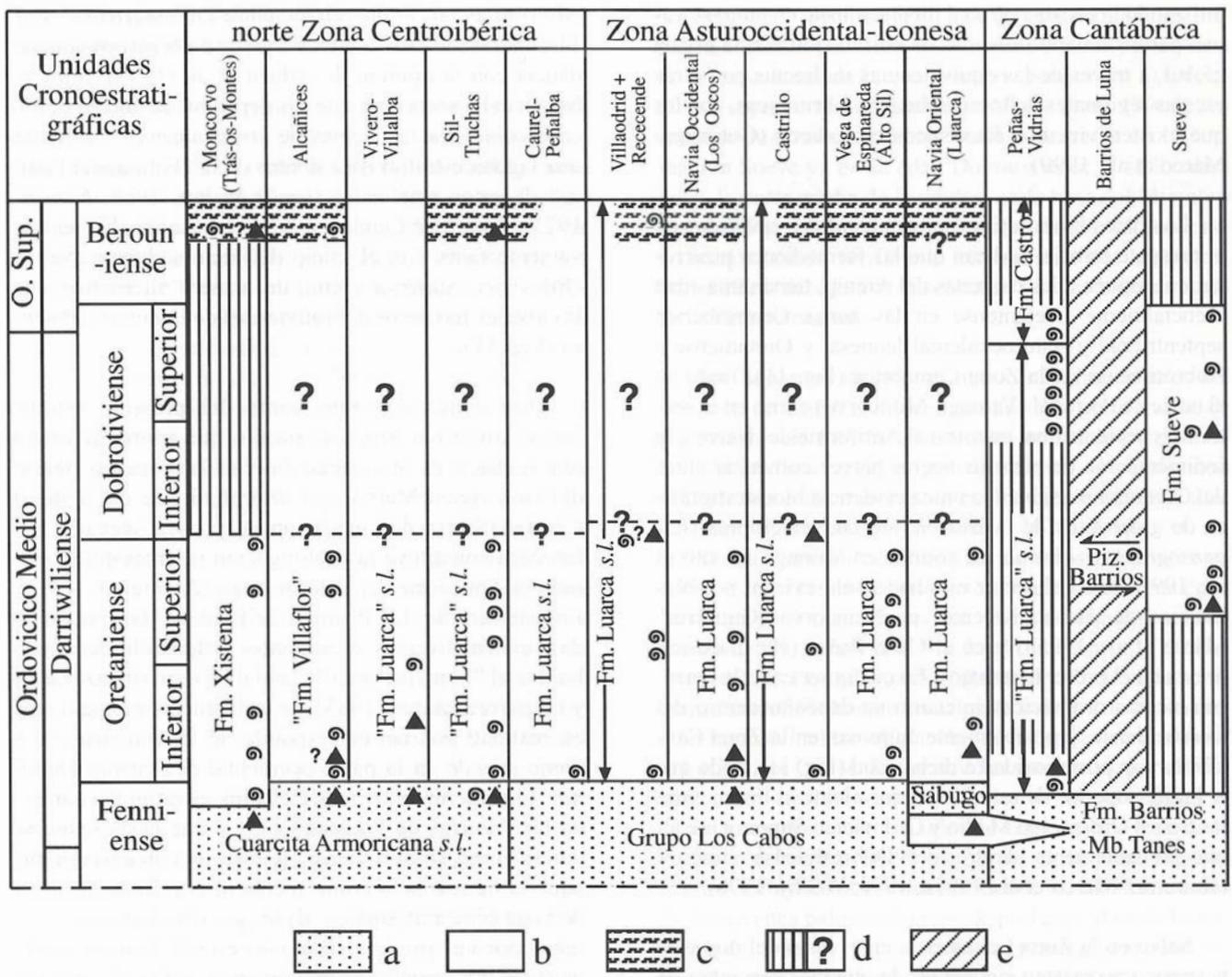


Figura 11. Correlación de las unidades litoestratigráficas del Ordovícico Medio del noroeste peninsular, con la cronología relativa de los yacimientos fosilíferos (símbolos espirales) y de los principales horizontes ferruginosos (triángulos negros). Bajo la denominación "Piz. Barrios", se indica un afloramiento de la "Formación Luarca" s.l. intercalado tectónicamente en una sección de la Formación Barrios de la Zona Cantábrica. La situación de las secciones se indica en el texto y en la Fig. 1. Símbolos: a, litologías predominantemente arenosas del Ordovícico Inferior y parte más baja del Ordovícico Medio; b, litologías predominantemente lutíticas del Ordovícico Medio; c, unidades siliciclásticas del Ordovícico Superior; d, hiatus reconocidos (izquierda) o deducidos (derecha); e, intervalos sin registro estratigráfico en la sección (por eliminación tectónica).

Figure 11. Lithostratigraphic correlation of the Middle Ordovician units in the northwestern Iberian Peninsula, showing the relative chronology of the fossil localities (spirals) and the main ferruginous horizons (black triangles). The term "Piz. Barrios" is referred to an outcrop of the "Luarca Shales" s.l., tectonically intercalated within the Barrios Formation in a section of the Cantabrian Zone. The location of the schematic sections is indicated in the text and are seen on Fig. 1. Legend: a, mostly sandy rocks from the Lower Ordovician and lowermost part of the Middle Ordovician; b, mostly shaly rocks from the Middle Ordovician; c, siliciclastic units from the Upper Ordovician; d, observed (left) or assumed (right) hiatuses; e, tectonic gaps.

lidez global, para subdividir el Sistema Ordovícico (Webby, 1998). Aún así, los estratotipos internacionales de límite adoptados para el reconocimiento del nuevo Piso Darriviense (Chen y Bergström, 1995; Mitchell et

al., 1997), tampoco son de aplicación directa a las sucesiones del norte de Gondwana, a resultas del fuerte provincialismo faunístico que éstas presentan. Por esta razón, en el presente trabajo optamos por continuar

utilizando la escala regional mediterránea, en tanto se vayan perfeccionando sus vías de correlación con la escala global, a través de las equivalencias indirectas con otras escalas regionales baltoescandinavas o británicas, con las que existen vínculos faunísticos episódicos (Gutiérrez-Marco et al., 1999).

Los datos bioestratigráficos obtenidos o revisados en el presente trabajo, indican que las formaciones pizarrosas que siguen a las cuarcitas del Arenig, tienen una edad esencialmente Oretaniense en las zonas Centroibérica septentrional y Asturoccidental-leonesa, y Oretaniense a Dobrotiviense en la Zona Cantábrica (Fig. 11). Tanto en el norte de Portugal (Valongo-Moncorvo) como en el sector más septentrional en torno al Antiforme del Narcea, la sedimentación de pizarras negras parece comenzar antes del Oretaniense, si bien la única evidencia bioestratigráfica de graptolitos de la Biozona de *Didymograptus (Expansograptus) hirundo* se conoce en Valongo (Couto et al., 1997), y en el sector estudiado sólo existen posibles indicios de sus equivalentes en Moncorvo (Gutiérrez-Marco et al., 1995b) y en el Cabo Peñas (ver discusión previa en el presente trabajo). En cualquier caso, las pizarras negras ordovícicas iniciaron su depósito dentro del Darriwiliense, y posiblemente culminan en la Zona Cantábrica con posterioridad a dicha edad (Fig. 11), dado que el límite superior de este Piso (equivalente al límite entre las Series Ordovícico Medio y Ordovícico Superior) se sitúa probablemente dentro del Dobrotiviense superior (Gutiérrez-Marco et al., 1995a, 1999; Webby, 1998).

Salvo en la Zona Cantábrica, en el resto del noroeste hispérico no existen evidencias de que las sucesiones de pizarras negras incluyan niveles del Dobrotiviense. Los yacimientos paleontológicos más modernos del Ordovícico Medio alcanzan, todo lo más, el límite Oretaniense-Dobrotiviense, como ocurre por ejemplo en Moncorvo (Gutiérrez-Marco et al., 1995b) o en el Sinclinorio de Truchas. En esta última estructura, el punto TR-III (Fig. 1, yac. 16) ha proporcionado restos del bivalvo *Cadomia britannica* (BABIN) (Lám. I, fig. 4), una especie muy rara y aparentemente restringida al Dobrotiviense basal o al límite Oretaniense-Dobrotiviense (Gutiérrez-Marco et al., 1984b; Babin y Gutiérrez-Marco, 1991a), que en este yacimiento coexiste con fósiles oretanienses. Por otro lado, las "capas de *strophomenas*" del Sinclinal de Recende ocupan una posición estratigráfica intermedia entre los horizontes paleontológicos del Oretaniense y los del Ordovícico Superior si bien, entre los braquiópodos que componen la asociación, no se han podido identificar aún taxones significativos desde el punto de vista bioestratigráfico. Provisionalmente hemos optado por

adscribir las al límite Oretaniense-Dobrotiviense (Fig. 11), expresado esto con todo tipo de reservas, en concordancia con la opinión de Arbizu et al. (1997). Sin embargo, cabe sospechar que los depósitos de hierro oolítico asociados a las "capas de *strophomenas*" postdaten una laguna estratigráfica dentro de la "Formación Luarca" de estos sinclinales (sensu Walter, 1968; Marcos, 1973 y Martínez Catalán, 1985), correlacionable tentativamente tanto con el inicio del ciclo sedimentario del Ordovícico Superior como, de manera alternativa, con los niveles ferríferos dobrotivienses de la Zona Cantábrica (Fig. 11).

Otra conclusión interesante del presente estudio bioestratigráfico, son los criterios que aporta de cara a una revisión de la correlación con las pizarras negras del Ordovícico Medio, que afloran al este del Sistema Central (Sierra de Guadarrama), y cuya sucesión paleozoica constituye la prolongación oriental del Dominio del Antiforme del Olló de Sapo (Azor et al., 1992). En este sentido, las Pizarras de Prádena (Grupo Rodada) reúnen diversos yacimientos paleontológicos atribuidos al "Llanvirn" y al "Llandeilo" (Fernández Casals y Gutiérrez-Marco, 1985, con referencias previas), que en realidad podrían corresponder al Oretaniense, tal y como sucede en la parte occidental del mismo Dominio. Los yacimientos más elevados estratigráficamente en las Pizarras de Prádena (s.s.), y que hasta ahora se tenían como Dobrotiviense, reúnen una asociación que aquí se ha revelado como inconclusiva desde el punto de vista bioestratigráfico, dado que sus elementos aparecen por vez primera en el noroeste de España acompañados por graptolitos oretanienses. Tal es el caso, por ejemplo, de la asociación de trilobites (*Coplocoparia tournemini*, *Phacopidina micheli*, *Prionocheilus mendax*, *Colpocoryphe rouaulti*) citada por Hammann y Schmidt (1972) en el Guadarrama Oriental, cuyas especies coexisten con *Didymograptus (D.) purchisoni* (BECK in MURCHISON) en diversas localidades de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. De igual modo, en la parte alta de las Pizarras de Prádena (s.s.), en una sección comprendida entre las localidades de Robredarcas y Santotís, hemos encontrado recientemente una asociación paleontológica idéntica a la que registramos en la misma posición en las "Pizarras de Luarca" (s.l.) de los sinformes de Truchas y Alcañices. Esta incluye abundantes "ortáceos de costillas gruesas", *Neseuretus*, *Redonia*, e incluso la especie nueva del rostroconcha *Technophorus*, que habíamos detectado previamente en las localidades TR-III de Cunas (León: Fig. 1, yac. 16) y con dudas en el yacimiento RB-I de O Robledo (Ourense: Fig. 1, yac. 21).

Las intercalaciones de depósitos sedimentarios de hierro

En el cuadro de correlación (Fig. 11) hemos representado, tanto la cronología relativa de los yacimientos fosilíferos encuadrados en torno al Ordovícico Medio, como los distintos niveles ferríferos reconocidos en las formaciones ordovícicas del noroeste peninsular. Para ello se ha llevado a cabo una revisión preliminar de muchos de los yacimientos de "hierro oolítico" compilados por Gutiérrez-Marco et al. (1984a) para la región. Por lo general, los horizontes ferríferos del Fenniense y Oretaniense inferior, responden más bien a concentraciones diagenéticas del hierro presente en los sedimentos, originado por la alteración de rocas volcánicas (García-Ramos et al., 1987), la cual ha sido ocasionalmente observada *in situ* (García Iglesias et al., 1985). Los yacimientos estratoligados de Moncorvo, Latedo, Rubiana, sur del Teleno, Vivero-Villalba, Los Oscos y Luarca deben de corresponder a este tipo secundario de mineralización, más que a auténticos depósitos sedimentarios de hierro oolítico. Una posible excepción es el horizonte de hierro oolítico del este del Cabo Peñas (Fig. 9), que según Aramburu (1989) presenta un límite inferior gradual y un contacto superior muy neto, por lo que cabría asociarlo con el techo del Miembro Peñas de la "Formación Luarca" *s.l.*, en lugar de con el ciclo sedimentario dobrotiviense representado en el Miembro Vidrias (Fig. 11). Marcos (1973, fig. 12) señala la presencia de otro nivel de hierro oolítico, en este caso del Arenig, localizado en pizarras infrayacentes a la Cuarcita de Sabugo (Fig. 7). La revisión de su misma sección, emplazada en la costa asturiana, no ha permitido confirmar aún la existencia de la capa mencionada en dicha posición estratigráfica.

Los horizontes ferruginosos conocidos en la región a partir del Oretaniense superior, por el contrario, sí que son de naturaleza oolítica y comparables desde todo punto de vista a otras oolitas ("ironstones") ordovícicas difundidas en la periferia de Gondwana (Van Houten, 1985; Young, 1992; ambos con referencias previas). La formación de este tipo tan particular de depósitos, y su recurrencia temporal en el Oretaniense, Caradoc y Ashgill basal de las regiones perigondwánicas, suele estar en relación con una cierta ciclicidad de origen eustático y con discontinuidades estratigráficas en la base de secuencias transgresivas (Young, 1989, 1992, con referencias). Esto ha sido acreditado en la oolita basal de la Formación Suevo (Fig. 10), que se apoya disconforme sobre el techo de la Formación Barrios, implicando una laguna estratigráfica equivalente al menos a todo el Oretaniense inferior, al Oretaniense superior temprano, y tal vez a parte

del Fenniense terminal (Fig. 11). En este sentido, los primeros fósiles registrados lateralmente o justo por encima de la capa basal de hierro oolítico, pertenecen al Oretaniense superior tardío (Gutiérrez-Marco et al., 1996a). Un segundo horizonte de hierro oolítico presente en la Formación Suevo ya es de edad Dobrotiviense, y se localiza hacia la parte media de la unidad, en la base del Miembro Cofiño (Fig. 10 y 11). Sin embargo, en este último caso no hemos podido verificar la existencia de una laguna estratigráfica, debido a la ausencia de niveles bioestratigráficos determinativos.

Los depósitos de hierro oolítico más importantes del noroeste de España se localizan hacia la parte media de las Pizarras de Luarca (*sensu lato*) en los sinclinales de Villaodrid, Rececende y Castrillo, donde se emplazaron importantes cotos mineros, en explotación hasta mediados del siglo XX (Lunar Hernández, 1977; Arbizu et al., 1998). La posición estratigráfica de estos horizontes no aparece consignada de una manera clara y fidedigna en la literatura geológica, excepción hecha de algunas columnas de detalle relativas al Sinclinal del Castrillo (Nollau, 1966, 1968). Los hierros de Villaodrid y Rececende se situaron tradicionalmente en la parte inferior de la Formación Luarca, incluso en el techo de la "serie de transición" al Grupo Los Cabos. Las revisiones modernas, por el contrario, han mostrado que los niveles de hierro oolítico se sitúan a una distancia variable con respecto a la base de la Formación Luarca (50-90 m), y que es en estas pizarras negras, infrayacentes al hierro, donde se localizan todos los horizontes paleontológicos de probada edad Ordovícico Medio (Fig. 6). Por su parte, las pizarras que sobreyacen al hierro oolítico no son tan ricas en materia orgánica como las precedentes y presentan tramos que originariamente debieron tener una componente margosa. En uno de ellos, localizado entre 15 y 40 m bajo el techo de la formación pizarrosa, Gutiérrez-Marco et al. (1997b) encontraron recientemente fósiles del Ordovícico Superior en varias secciones de ambos sinclinales, lo cual singulariza notablemente a las "Pizarras de Luarca" del Manto de Mondoñedo y las hace únicamente comparables con las "Pizarras de Luarca" (*s.l.*) del Sinclinal del Castrillo. En esta última estructura (Fig. 8), los horizontes de hierro oolítico se asocian con un tramo medio arenoso (desarrollado también en el norte del Sinclinal de Rececende), las pizarras infrayacentes contienen fósiles del Oretaniense, y las pizarras superiores son de una coloración más clara que recuerda por su aspecto a las pizarras del Ordovícico Superior del Manto de Mondoñedo, pudiendo llegar a faltar este tercer tramo en raras ocasiones (coto San José). La "Formación Luarca *s.l.*" en esos sectores (Figs. 6 y 11) representa, por tanto, una unidad comprensiva, que incluye

sucesivamente tramos asignables al Fenniense (las "capas de transición"), unas pizarras negras fosilíferas (Oretaniense), oolitas ferruginosas con braquiópodos y niveles arenosos ("capas de *strophomenas*"), pizarras grises con un tramo margoso fosilífero ("Capa Reecedense": Caradoc-Berouniense), un segundo nivel ferruginoso fosilífero ("Capa Vilargondurfe" del Ashgill pre-Hirnantiense: Královoriense) y, en función de los distintos autores que la han estudiado o cartografiado, también una alternancia pelítico-arenosa de techo, de edad Hirnantiense-Rhuddaniense basal (Arbizu et al., 1997, fig. 4; Gutiérrez-Marco et al., 1997b). Con grandes probabilidades, la "Formación Luarca comprensiva" de los sinclinales de Villaozdrid y Reecedense, incluye en su seno más de una discontinuidad estratigráfica, que en parte podría afectar a los materiales dobtrotivienses (Fig. 11). Ello explicaría porqué no se han logrado caracterizar, todavía, fósiles del Ordovícico Medio en el tramo de pizarras grises comprendido entre el hierro oolítico principal y los tramos margosos del Berouniense, pese a que en ambos sinclinales el conjunto litológico atribuido hasta ahora a las "Pizarras de Luarca", reúne a los materiales ordovícicos más fosilíferos de toda la Zona Asturoccidental-leonesa (Fig. 5). En cuanto a la datación de los depósitos sedimentarios de hierro, la ausencia de datos bioestratigráficos decisivos en las "capas de *strophomenas*" deja abierta la alternativa, tanto de adscribirlos provisionalmente al Dobrotiviense, como de vincularlos con el inicio de un nuevo ciclo sedimentario del Ordovícico Superior. La primera posibilidad podría llevar a la correlación de los hierros de Villaozdrid y Reecedense, con la oolita ferruginosa dobtrotiviense de la Sierra de Sueve (Zona Cantábrica). De ser esto así, las pizarras grises suprayacentes al hierro (30-50 m) albergarían en su seno algún tipo de discontinuidad estratigráfica (de la que no disponemos de evidencias) con respecto al tramo siguiente de pizarras margosas fosilíferas. Éstas fueron datadas como Berouniense (subpiso Viniciense) y, en consecuencia, resultarían representativas de un Ordovícico Superior no basal (parte del Dobrotiviense terminal, así como el Libeniense y Letnaiense, estarían implicados en la posible laguna estratigráfica). En el segundo caso, la discontinuidad podría ubicarse en la base del tramo oolítico, que pertenecería por tanto al Berouniense, viéndose sucedido por las pizarras grises y las pizarras margosas con fósiles de esta edad. Los principales indicios en pro de esta segunda alternativa son el carácter localmente conglomerático (con cantos fosfatados) que presenta la oolita ferruginosa, y la concordancia de dicha interpretación con numerosas secuencias de hierro oolítico correlacionables a escala peninsular y perigondwánica (Gutiérrez-Marco et al., 1984a; Young, 1989, 1992; Villas, 1992). No obstante, en el presente trabajo no optamos por ninguna alternativa

hasta no disponer de evidencias bioestratigráficas precisas en uno u otro sentido: los mismos razonamientos se hacen extensivos a la sucesión del Sinclinal del Castrillo, inmersa en una problemática muy similar (Fig. 11).

En algunos puntos del noroeste peninsular existe un último horizonte ferrífero en la base de las unidades atribuidas al Ordovícico Superior, como sucede en Moncorvo (Gutiérrez-Marco et al., 1995b), o en el flanco norte del Sinclinario de Truchas (brecha de Corporales, en el contacto entre las formaciones "Luarca" *s.l.* y Casaio). Los primeros fósiles del Ordovícico Superior son de edad Viniciense (Berouniense inferior), y se registran también en la base de una sucesión innominada de pizarras en el Sinforme de Alcañices (Lombardero y Gutiérrez-Marco, datos inéditos), así como en las pizarras margosas, dispuestas a cierta distancia del hierro oolítico principal, en los sinclinales de Villaozdrid y Reecedense (Gutiérrez-Marco et al., 1997b). La asociación paleontológica de todas estas localidades es comparable, en edad y significado estratigráfico, a la Biozona de *Svobodaina armoricana* de braquiópodos, representada en un gran número de localidades ibéricas y armoricanas (Villas, 1992, con referencias previas). En la mayor parte de los casos, esta biozona aparece caracterizada en la base de una secuencia transgresiva, disconforme a discordante sobre un sustrato de edad Ordovícico inferior a Medio, que se manifiesta por una capa de hierro oolítico discontinua a escala local, pero muy persistente en todo el norte de Gondwana (Young, 1992). Este horizonte es correlacionable con la oolita Zdice-Nucice de Bohemia, y en la Península Ibérica se halla representado en la Cordillera Ibérica (base de la Formación Fombuena), Las Villuercas, Sierra Morena y Campo de Calatrava (tercio inferior de las "Pizarras Cantera"), así como en las áreas portuguesas de Bussaco y Amêndoa-Mação (base de las formaciones de Louredo y Cabeço do Peão, respectivamente): Young (1989), Villas (1992, 1995), Romão et al. (1995), todos con referencias previas. En este conjunto de casos, y en otros correlacionables en el Macizo Armoricano, la discontinuidad detectada en la base de la sucesión del Ordovícico Superior, podría estar en relación con los "movimientos sárdicos" *s.s.* (cf. Hammann, 1992), tras los cuales se registra una transgresión Berouniense post-sárdica, muy extensiva en todo el norte de Gondwana (cf. Villas, 1992; Hammann, 1992; Romão et al., 1995).

El final del depósito de las Pizarras de Luarca

El carácter relativamente profundo de los depósitos oretanienses en el noroeste peninsular, hace factible que las áreas de sedimentación en las zonas Centroeibérica

septentrional y Asturoccidental-leonesa, no se vieran afectadas por la inestabilidad tectónica sárdica, y que la sedimentación continuase durante todo el Dobrotiviense y Berouniense basal sin registrar tampoco interrupciones o episodios erosivos posteriores. El límite superior de las pizarras del Ordovícico Medio con la Formación Agüeira, por ejemplo, aparece casi siempre representado por un contacto gradual, en el cual las pizarras se van enriqueciendo progresivamente en intercalaciones arenosas, sin que existan signos evidentes de discontinuidad o de condensación estratigráfica. Sin embargo, como hechos manifiestos, hemos de reconocer la existencia de un registro paleontológico muy continuo del Oretaniense en las pizarras inferiores al contacto, y que los primeros niveles paleontológicos de la Formación Agüeira, localizados hacia la parte media de la unidad, pueden tener una edad Caradoc terminal a Ashgill basal (Pérez-Estaún et al., 1990). En este sentido, los materiales arenosos del tercio inferior de la Formación Agüeira podrían representar el intervalo Dobrotiviense-Berouniense, pero su desarrollo en facies turbidíticas hace presumible una sedimentación relativamente rápida o bien una amalgama de etapas sucesivas de erosión-sedimentación. Incluso si los materiales arenosos del Ordovícico Superior hubiesen sido depositados como sedimentos de plataforma (Formación Casaio), no sería concebible que los mismos representasen un lapso tan dilatado de tiempo como el que suman los pisos Dobrotiviense y Berouniense, con total desconocimiento de restos paleontológicos de cualquiera de esas edades sobre una área tan vasta. Los argumentos expuestos nos inclinan a considerar otra interpretación alternativa, como es la posible existencia de una discontinuidad estratigráfica en torno al contacto Pizarras de Luarca/Formación Agüeira o Pizarras de Luarca *s.l.*/Formación Casaio (Fig. 11), equivalente a la laguna pre-Viniense generalizada en el centro y suroeste de Europa (Villas, 1992; Romão et al., 1995). La ausencia de evidencias sedimentarias, que permitan fijar la posición de la superficie misma de la discontinuidad, podría ser un enigma comparable al de otras importantes lagunas caracterizadas en series marinas paleozoicas ibéricas (por ejemplo, la "laguna mesodevónica" de la Zona Centroibérica y parte de Ossa Morena), de las que no existe un testimonio sedimentológico claro, pero sí rotundos argumentos bioestratigráficos (Puschmann, 1967; Oczlon, 1990; Pardo Alonso, 1997). En el caso que nos ocupa, la reanudación de la sedimentación en el Ordovícico Superior, bajo un régimen sedimentario distinto y de mayor energía que los depósitos del Ordovícico Medio, podría haber sido precedido de una erosión previa, que afectaría también a la superficie de discontinuidad estabilizada en la fase de no-depósito; ello a su vez, como consecuencia de la tectónica extensional que forma los

surcos y umbrales. La laguna estratigráfica así generada resulta bastante patente a ambos flancos del Antiforme del Teleno, donde las "Pizarras de Luarca" (*s.l.*) se ven sucedidas por las areniscas y cuarcitas de la Formación Casaio, la cual intercala bancos calcáreos ("calizas del Trigal") con fósiles del Ashgill pre-Hirnantiense (Sarmiento et al., 1999). El resto de la sucesión del Ordovícico Superior se sedimentó en poco más de un millón de años (pisos Kosoviense mediterráneo o Hirnantiense británico), y a dicha edad finiordovícica corresponden tanto las formaciones Rozadais y Losadilla del Sinclinatorio de Truchas, como la mitad superior de la Formación Agüeira del Navia-Alto Sil (Sarmiento et al., 1999). La acumulación tan rápida de estos importantes depósitos siliciclásticos, de varios centenares de metros de espesor, constituye un argumento adicional para considerar como poco probable que en la cuenca del noroeste peninsular se diesen, durante el Dobrotiviense y Berouniense, unos fenómenos de condensación sedimentaria que resultarían excepcionales a escala del norte de Gondana para las mismas edades y estilos sedimentarios. Todo esto nos lleva a plantear la hipótesis de una posible laguna estratigráfica post-Oretaniense y pre-Berouniense (*pro parte*) en las cuencas norcentroibérica y asturoccidental-leonesa (Fig. 11), que sin embargo no afecta a la Zona Cantábrica, donde la sedimentación tuvo sus propios condicionantes regionales, vinculados con los movimientos del Umbral Centro-Asturiano-Norte de León (Aramburu y García Ramos, 1993) y, a grandes rasgos, con los del Umbral Cántabro-Sárdico.

OBSERVACIONES BIOESTRATIGRÁFICAS Y PALEOBIOGEOGRÁFICAS

El presente trabajo aporta una revisión completa de todos los yacimientos paleontológicos del Ordovícico Medio descubiertos hasta la fecha en el conjunto del noroeste peninsular, la mayor parte de los cuales habían sido asignados tradicionalmente al "Llandeilo". Asimismo, por la propia incongruencia o la escasez de datos previos, la región permanecía casi inédita en los modernos mapas biogeográficos generales, que consideraron amplias regiones del Ordovícico del norte de Gondwana sin consignar referencias al área (por ejemplo, Fortey et al., 1989, fig. 5; Romano, 1991, fig. 4), a la cual se atribuía (por simple extensión) las mismas características bioestratigráficas y paleobiogeográficas del resto de la plataforma centroibérica o iberoarmórica (Cocks y Fortey, 1988, 1990; Young, 1990; Fortey y Cocks, 1992; Havlíček et al., 1994; Erdtmann, 1996, entre otros trabajos). Únicamente Paris y Robardet (1977, fig. 3) diferenciaron un "Dominio Astur-le-

onés-cantábrico", con características sedimentarias especiales para el Cámbrico a Devónico, que más tarde y como "Montañas Cantábricas" (Paris y Robardet, 1990: fig. 5) consta vinculado, junto a Aquitania y la Montaña Negra francesas, separándose del resto del Macizo Hespérico y del Macizo Armoricano en la paleogeografía propuesta para el Ordovícico Inferior. Robardet et al. (1990: fig. 5) nombran a esta región "Dominio Ebro-aquitaniense" y en él incluyen a la Zona Cantábrica y tal vez a parte de la Asturoccidental-leonesa, dado que sus límites no se explicitan en ese trabajo. En la misma época Robardet y Gutiérrez-Marco (1990) sugieren una cierta individualización paleogeográfica del noroeste peninsular durante el Ordovícico, reconocible tanto en la sucesión sedimentaria como en las faunas, entre las que destacan al graptolito mesopelágico *Pterograptus*, encontrado exclusivamente en el Dominio del Alto Sil y en la Cordillera Ibérica, en ambientes más profundos que los de las "Capas con Tristani" iberotípicas. También Aramburu y García-Ramos (1993) analizan la sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica, y la adscriben en un contexto más amplio a una cuenca de tipo graben ("Surco Cántabro-Ibérico"), ya diferenciada en el Ordovícico Inferior de otra cuenca más meridional ("Surco Andaluz"), la cual abarcaría a su vez a la actual región surcentroibérica y a su prolongación en el Dominio Centro-Norte Armoricano (Aramburu y García-Ramos, 1993: fig. 25 para el Arenig).

Bioestratigrafía

Las asociaciones paleontológicas reconocidas en el conjunto de yacimientos estudiados en el noroeste de España, comprenden numerosos taxones bien representados en materiales del Oretaniense y Dobrotiviense de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, así como en el Macizo Armoricano francés, muchos de los cuales se señalan por vez primera para el noroeste peninsular en el presente trabajo (Tabla 1). No obstante y como detallaremos a continuación existen varios hechos a destacar: a) la aparición en el noroeste hespérico de parte de estas formas, precede claramente al primer registro de las mismas en otras áreas del Macizo Hespérico o incluso del suroeste de Europa, lo cual fue advertido por Gutiérrez-Marco et al. (1996a) al estudiar la distribución de determinadas especies oretanienses en la Sierra del Sueve (Zona Cantábrica); b) En menor medida, algunos taxones de amplia distribución geográfica, perviven también en el noroeste peninsular ligeramente después de su desaparición de otras regiones del norte de Gondwana; c) Las unidades estudiadas en este trabajo registran ciertos endemismos, así como la presencia de géneros desconocidos entre aso-

ciaciones correlacionables con otras regiones ibéricas o armoricanas; este último aspecto será examinado más adelante.

Como ejemplo de las primeras circunstancias podemos citar la primera aparición conocida de los trilobites *Placoparia* (*C.*) *ournemini* (ROUAULT), *Eccoptochile almadenensis* ROMANO, *Eodalmanitina macrophthalmia* (BRONGNIART in DESMAREST), *Zeliszella toledana* (HAMMANN), *Phacopidina micheli* (TROMELIN), *Prionocheilus mendax* (VANEK) e *Isabelinia glabrata* (SALTER), así como de los ostrácodos *Ogmoopsis* (*Quadridigitalis*) *arcadelti* VANNIER, *Quadrijugator marcoi* VANNIER y *Quadritia* (*Krutatia*) *tromelini* VANNIER y SCHALLREUTER, que se encuentran acompañados por graptolitos del Oretaniense superior en diversos yacimientos de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. Todas estas formas aparecen representadas en la Zona Centroibérica meridional, Valongo y el Macizo Armoricano francés, exclusivamente a partir del Dobrotiviense, donde incluso *P.ournemini*, *E. macrophthalmia* y *Z. toledana* llegan a nominar biozonas y sub-biozonas (de extensión y concurrencia, respectivamente) utilizadas en la correlación de los materiales del Dobrotiviense inferior a escala del suroeste de Europa (Gutiérrez-Marco et al., 1984b, 1995a). Otro ejemplo semejante ocurre con la identificación del calimenáceo *Colpocoryphe* cf. *grandis* (SNAJDR), acompañado por *Neseuretus* en las Pizarras de Luarca de la parte oriental del Dominio del Navia y en el sector septentrional del Dominio del Alto Sil: hasta la fecha, todos los registros de *C. grandis* (*s.s.*) en el suroeste de Europa se restringían a los materiales del Ordovícico Superior (Hammann, 1983; Romano, 1991: ambos con referencias previas).

De un modo inverso a lo que acabamos de expresar, ciertas especies de trilobites y braquiópodos acantonadas en el Oretaniense inferior dentro de la Zona Centroibérica meridional, perviven también en el noroeste hespérico en materiales de edad Oretaniense superior. Tal es el caso de los trilobites *Nobiliasaphus delessei* (DUFET), especie probablemente representada en el Oretaniense superior de la Zona Cantábrica (Gutiérrez-Marco et al., 1996a) y Alcañices (localidad MH-I); *Colpocoryphe* cf. *thorali* DEAN ssp. indet., encontrado en materiales próximos al límite Oretaniense-Dobrotiviense del Sinclino de Truchas (loc. TR-III), y *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN, del que tan sólo se posee un hipostoma deformado, procedente del Oretaniense superior del Sinclinal de Villadrid (loc. PN-I). Entre los braquiópodos, un hecho similar pudiera registrarse también con los "ortáceos de costulación gruesa" que abundan cerca del te-

cho de las "Pizarras de Luarca" (*s.l.*) en una docena de localidades pertenecientes a ambos flancos del Anticlinorio del Olo de Sapo y a la Sierra del Caurel. Bajo esta denominación reunimos varias formas, unas muy similares a las especies "*Orthis*" *noctilio* y "*Orthis*" *miniensis* descritas por Sharpe (1849) en la región portuguesa de Valongo, y otras con cierto parecido a "*Orthambonites*" *fraternus* HAVLÍČEK. Las primeras son bastante comunes en las pizarras del Oretaniense inferior en toda la Zona Centroibérica meridional (Gutiérrez-Marco et al., 1984b), en tanto que la última especie caracteriza el Oretaniense superior en el Anti-Atlas marroquí, pese a que sus horizontes de procedencia habían sido estimados inicialmente como "Llandeilo" (Gutiérrez-Marco, trabajo en curso). Es posible que alguna de las formas ibéricas guarde relación con los géneros *Orthis*, *Hesperorthis* y *Paralenorthis*, representados en el Fenniense (Arenig) y Abereiddiense (Llanvirn) británico. El "ortáceo de costulación gruesa" más moderno registrado en el Ordovícico Medio del norte de Gondwana (en facies ibero-armoricana) es *Schali-domorthis*, descrito en cantos ordovícicos de procedencia y edad imprecisa (aparentemente Dobrotiviense), que fueron incorporados a una "mélange" tectónica en el Devónico de Cornualles (Basset, 1981; Cocks, 1993).

En cuanto a los "endemismos paleontológicos" propios del noroeste peninsular, frente a las restantes secciones fosilíferas del Ordovícico Medio del suroeste de Europa, destacan sin duda algunas formas vinculadas, bien con ambientes sedimentarios singulares, o bien con circunstancias paleogeográficas especiales. Así, los materiales volcanosedimentarios del Oretaniense de Valdavidio (Truchas) y del Dobrotiviense del Cabo Peñas (Formación Castro), brindan una variada fauna bentónica que incluye especies nuevas de géneros con escasa o nula representación en los depósitos del Ordovícico Medio del resto del ámbito ibero-armoricano, y que comparten pocos elementos en común con las asociaciones normales de pizarras o areniscas. Tal es el caso de *Tolmachovia* n. sp., *Techmophorus* n. sp., *Codiacystis* sp. y del pentamérito *Porambonites?* sp. identificado en Valdavidio. Los niveles volcanosedimentarios del Cabo Peñas permitieron reconocer también nuevas especies de equinodermos (*Destombesia hispanica* CHAUVEL), trilobites (Odontopleuridae n. gen., n. sp.) y braquiópodos (*Mcewanella vulcanica* VILLAS, *Hesperinia asturica* VILLAS). Estos últimos denotan afinidades con géneros de latitudes bajas, desconocidos en Gondwana, como *Hesperinia* (Villas et al., 1989), o que no se hacen frecuentes en la región mediterránea hasta el Ordovícico Superior, como *Mcewanella* (Mélou, 1990). El género *Mcewanella* es originario del Abereiddiense tardío y Llandeiliense de Gales (Lockley y Wi-

lliams, 1981), donde coloniza primero ambientes siliciclásticos y se fue adaptando en sus migraciones a las facies carbonáticas de medios más templados a cálidos, en los que prospera durante el Ordovícico Superior. Su presencia en el Cabo Peñas denota una migración temprana del género hacia el borde norte de Gondwana, que no llegó a cuajar en la región mediterránea fuera de los ambientes afectados por el vulcanismo. Estos representarían núcleos con aguas someras y tal vez templadas, que fueron colonizados por una variada gama de briozoos trepostomados y criptostomados, junto a algunos equinodermos rombíferos, en asociaciones que preludian las de las unidades carbonatadas del Ordovícico Superior ibero-armoricano. La presencia del pentamérito *Porambonites?* sp. en el Sinclinorio de Truchas reviste también gran interés, ya que este grupo de braquiópodos se halla bien diversificado en continentes tropicales y subtropicales (Laurentia, Baltica) a partir del Ordovícico Inferior, en tanto que su aparición más temprana en Avalonia se fija en el Abereiddiense británico (Lockley y Williams, 1981). El hallazgo de *Porambonites?* sp. en el Oretaniense de Truchas, representa el pentamérito más antiguo encontrado en la región mediterránea, donde el siguiente registro del mismo y de otro género comparable (*Eoanastrophia*) se corresponde ya a la "Fauna de *Nicolella*" del Ordovícico Superior.

Las asociaciones de las "capas de *strophomenas*" reúnen probablemente un cierto número de endemismos paleontológicos entre la asociación de braquiópodos articulados e inarticulados, ligados a un ambiente sedimentario muy particular. Sin embargo, su estudio se postpone hasta la obtención de un material paleontológico más abundante y en mejor estado de conservación. La única especie reconocida hasta la fecha es *Eorhipidomella musculosa* MÉLOU, citada en un afloramiento atípico de las "capas de *strophomenas*" de la Sierra de Sueve (Gutiérrez-Marco et al., 1996a). Con todo, la asociación de esta localidad reúne también otros braquiópodos más raros, que hasta el presente permanecen sin identificar.

Características paleoecológicas

La singularidad más notable del área investigada la proporciona, sin embargo, el hallazgo de grupos fósiles atribuidos a aguas profundas, como ciertos graptolitos y trilobites representados excepcionalmente en la Zona Asturoccidental-leonesa. Nos referimos en primera instancia al género *Pterograptus*, un graptolito mesopelágico cosmopolita, que vivía a profundidades comprendidas entre 150-200 m y 1.000 m, y que aparece siempre en relación con sedimentos batiales, excepto en el sur de China y Bál-

TAXONES	EDAD		DISTRIBUCIÓN		
	ORETAN.	DOBROT.	ZC	ZAL	ZCI
TRILOBITA					
<i>Neseuretus avus</i> Hammann	X			cf.	
<i>Neseuretus tristani</i> (Brongniart)	X	X	X	X	
<i>Neseuretus</i> sp.	X				X
<i>Colpocoryphe thoralis</i> Dean ssp. indet.	X				cf.
<i>Colpocoryphe rouaulti</i> Henry	X	X	X	X	
<i>Colpocoryphe grandis</i> Snajdr	X			cf.	
<i>Colpocoryphe</i> sp.	X			X	X
<i>Salterocoryphe salteri</i> (Rouault)	X		X		
<i>Salterocoryphe</i> sp.	X			X	X
<i>Prionocheilus mendax</i> (Vanek)	X	X	X		
<i>Prionocheilus</i> sp.	X			X	
<i>Pradoella pradoi</i> Hammann	X				cf.
<i>Eodalmanitina macrophtalma</i> (Brongniart)	X			cf.	
<i>Eodalmanitina destombesi destombesi</i> (Henry)		X	X		
<i>Eodalmanitina</i> sp.	X			X	
<i>Zeliszkeia toledana</i> (Hammann)	X		X	cf.	
<i>Zeliszkeia</i> sp.	X	X	?	?	
<i>Crozonaspis</i> sp.	X	X	X		
<i>Phacopidina micheli</i> (Tromelin)	X		X		
<i>Phacopidina</i> sp.	X		?	X	
<i>Placoparia (Coplacoparia) tournemini</i> (Rouault)	X		cf.	X	
<i>Placoparia (Coplacoparia) borni</i> Hammann		X	X		
<i>Placoparia (Placoparia) sp.</i>	X			X	
<i>Placoparia</i> sp.	X	X	X	?	
<i>Eccoptochile almadenensis</i> Romano	X	X	X		
<i>Pateraspis</i> sp.	X		?		
<i>Ectillaenus giganteus</i> (Burmeister)	X	X	X	X	cf.
<i>Asaphellus toledanus</i> (Gil)	X				X
<i>Nobiliasaphus delessei</i> (Dufet)	X		cf.		
<i>Nobiliasaphus nobilis</i> (Barrande)	X		X	X	
<i>Isabelinia glabrata</i> (Salter)	X	X	X	X	
<i>Isabelinia</i> sp.	X				cf.
<i>Basilicus</i> sp.	X		?		?
<i>Parabarrandia crassa</i> (Barrande)		X	X		
<i>Selenopeltis</i> sp.	X		X		
Odontopleuridae n.gen. n.sp.		X	X		
<i>Uralichas</i> sp.		X	?		
Trinucleidae indet.		X	X		
Raphiophoridae indet.	X			cf.	
GRAPTOLOIDEA					
<i>Didymograptus (D.) artus</i> Elles & Wood	X			X	
<i>Didymograptus (D.) murchisoni</i> (Beck)	X		X	X	X
<i>D. (Jenkinsograptus) spinulosus</i> (Perner)	X			cf.	
<i>D. (Expansograptus?) mancus</i> Gutiérrez-Marco	X			X	X
<i>Didymograptus (Expansograptus?) sp.</i>	X				X
<i>Didymograptus</i> sp.	X		X	X	X
<i>Acrograptus affinis</i> (Nicholson)	X			X	
<i>Acrograptus acutidens</i> (Elles & Wood)	X			cf.	cf.
<i>Acrograptus</i> sp.	X				X
<i>Nicholsonograptus</i> sp.	X				?
<i>Pterograptus hammanni</i> Gutiérrez-Marco	X			cf.	
<i>Archiclimacograptus confertus</i> (Lapworth)	X			cf.	
<i>Proclimacograptus</i> sp.	X		X		
<i>Pseudamplexograptus distichus</i> (Eichwald)	X		X		
<i>Eoglyptograptus</i> sp.	X	X	X		
<i>Hustedograptus teretiusculus</i> (Hisinger) s.l.		X	X		
<i>Hustedograptus</i> sp.	X		?		
<i>Gymnograptus</i> sp.		X	?		
Diplograptina indet.	X			X	
BRACHIOPODA					
" <i>Orthis</i> " sp. (costillas gruesas)	X				X
<i>Porambonites</i> sp.	X				?
<i>Cacemia ribeiroi</i> (Sharpe)	X			X	
<i>Brandysia benigna</i> Havlíček	X		?		
<i>Heterorthis morgatensis</i> Mélou	X		X		
<i>Heterorthis kerformei</i> Mélou		X	X		
<i>Tissintia convergens</i> Havlíček		X	cf.		
<i>Eorhipidomella muscosa</i> (Mélou)		X	X		

TAXONES	EDAD		DISTRIBUCIÓN		
	ORETAN.	DOBROT.	ZC	ZAL	ZCI
BRACHIOPODA (cont.)					
<i>Hesperinia asturica</i> Villas		X	X		
<i>Mcewanella vulcanica</i> Villas		X	X		
<i>Howellites</i> sp.		X	X		
<i>Aegiromena mariana</i> Drot		X	X		
<i>Jezercia</i> sp.		X	X		
Strophomenida indet.	?			X	
<i>Lingulella displosa</i> Williams	X		X		
<i>Palaeoglossa</i> sp.	X			?	?
<i>Rafanoglossa</i> sp.	X		?		
<i>Monobolina</i> sp.	X				X
Lingulidae indet.		X	X		
BIVALVIA					
<i>Redonia deshayesi</i> Rouault	X	X	X	X	X
<i>Praeleda sharpei</i> (Babin & Gutiérrez-Marco)	X		X		
<i>Praeleda costae</i> (Sharpe)	X		X		X
<i>Praeleda</i> sp.	X			X	
<i>Cadomia britannica</i> (Babin)	X				X
<i>Cardiolaria beirensis</i> (Sharpe)	X		X		
<i>Hemiprionodonta lusitanica</i> (Sharpe)	X	X	X	X	cf.
<i>Coxiconchia britannica</i> (Rouault)	X		X		X
<i>Modiolopsis</i> sp.	X		?		
CEPHALOPODA					
<i>Cameroceras alticamera</i> Hernández-Sampelayo	X			cf.	
<i>Cameroceras</i> sp.		X	X		
Endocerida indet.	X	X	X	X	
Orthocerida indet.	X	X	X	X	
<i>Trocholites</i> sp.		X	v		
GASTROPODA					
<i>Sinuities</i> sp.	X		X	X	X
<i>Ptychonema</i> sp.	X				?
<i>Pygmaeoconus</i> sp.	X		?		
ROSTROCONCHIA					
<i>Ribeiria pholadiformis</i> Sharpe	X				X
<i>Tolmachovia</i> sp.	X				X
<i>Technophorus</i> sp.	X				X
HYOLITHA					
<i>Elegantilites</i> sp.	X		X		
Hyalitha indet.	X			X	
ECHINODERMATA					
<i>Calix rouaulti</i> Chauvel	X	X	X	X	
<i>Calix</i> sp.	X	X	X		
<i>Aristocystites</i> sp.		X	?		
<i>Phlyctocystis</i> sp.		X	?		
<i>Codiacystis</i> sp.	X				X
<i>Destombesia hispanica</i> Chauvel		X	X		
<i>Anatifopsis</i> sp.	X		X		
Stenurida indet.	X		X		
Crinoidea indet.	X	X	X	X	X
OSTRACODA					
<i>Aechmina?</i> aff. <i>ventadomi</i> Vannier	X		X		
<i>Klimphores</i> sp.	X		X		
<i>Quadrijugator marcoi</i> Vannier	X		X		
<i>Ogmoopsis (Quadridigitalis) arcadelli</i> Vannier	X		X		
<i>Ogmoopsis</i> sp.	X	X	?	?	
<i>Quadrilia (Krutatia) tromelini</i> Vannier & Schall.	X		X		
<i>Elliptocyprites</i> sp.	X		?		
Ostracoda indet.	X			X	
OTROS (CNIDARIA, BRYOZOA)					
<i>Pseudoconularia</i> sp.		X	X		
<i>Chasmatoporella</i> sp.		X	X		
<i>Cryptostomata</i> indet.		X	X		
<i>Trepstomata</i> indet.		X	X		

Tabla 1. Taxones de invertebrados del Ordovícico Medio del noroeste de España, edades Oretaniense (ORETAN) y Dobrotiviense (DOBROT). Se aprecia que la paleodiversidad es mayor para la Zona Cantábrica (ZC) durante el Oretaniense. Hasta el momento, en las zonas Asturoccidental-leonesa (ZAL) y Centroibérica septentrional (ZCI) se desconoce la existencia de fósiles dobrotivienses, limitándose su registro a la Zona Cantábrica.

Table 1. Invertebrate taxa recorded from Middle Ordovician rocks in NW Spain, Oretanian (ORETAN) to Dobrotivian (DOBROT) ages. The Cantabrian Zone (ZC) showed higher biodiversity during Oretanian with regard to the West Asturian-Leonese Zone (ZAL) and the northern part of the Central Iberian Zone (ZCI). Dobrotivian fossils are so far restricted to the Cantabrian Zone.

tica, donde penetra también en la plataforma externa (Cooper et al., 1991; Cooper, 1998). El género *Pterograptus* ha sido registrado por nosotros en tres yacimientos del Sinclinorio de Vega de Espinareda (loc. PAR-I, SF-I y MO-I: Fig. 1, yac. 59, 61 y 63), en uno de los cuales se documenta a través de 80 m de sucesión (Paradaseca), indicando una cierta estabilización en el tiempo de sus condicionantes ecológicos. Ello permite descartar que su aparición esté vinculada con algún episodio anormal de circulación oceánica, como los que pudieran transportar puntualmente organismos mesopelágicos hacia ambientes de plataforma más someros. En el modelo de Finney y Berry (1997, 1998), *Pterograptus* resultaría un claro habitante del margen continental, en áreas con afloramiento de aguas profundas ("upwelling") con las que igualmente estaría relacionado el biotopo profundo de graptolitos (Cooper, 1998).

El registro del género *Pterograptus* en el Oretaniense superior del Sinclinorio de Vega de Espinareda se produce asociado a abundantes ejemplares de *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), raros *Diplograptina*, y a elementos bentónicos esporádicos, como trilobites y bivalvos, restringidos a ciertos horizontes. Los graptolitos citados representarían el biotopo epipelágico (menos de 150 m de profundidad), en tanto que los trilobites y bivalvos responden a raros elementos neríticos, siguiendo el modelo de Cooper et al. (1991). De estos últimos, *Neseuretus*, *Colpocoryphe*, *Eodalmanitina* y *Placoparia* denotan una asociación propia de las biofacies de *Neseuretus* y *Colpocoryphe*, que se extienden desde los ambientes más someros de la plataforma hasta áreas no excesivamente profundas (inferiores a 150-200 m), a partir de las cuales son reemplazados por las biofacies de olénidos y de cyclopígidos (Fortey, 1975; Fortey y Owens, 1978, 1987). El hecho de coexistir en un mismo horizonte de la localidad PAR-I graptolitos mesopelágicos, junto con trilobites de ambientes relativamente someros, revela unas circunstancias similares a la de los yacimientos con *Pterograptus* del sur de China y Báltica, donde este género penetra en las biofacies de didymograptidos de la plataforma externa (Cooper et al., 1991: fig. 5). Los elementos de *Neseuretus* y *Eodalmanitina* deben de corresponder a fragmentos de exuvios arrastrados desde áreas más someras de una plataforma con cierta inclinación. En este sentido, no es casualidad que los únicos restos articulados pertenezcan a *Colpocoryphe* y *Placoparia*, a los que se une un ejemplar de *Redonia* con las dos valvas abiertas, pero en conexión. Los tres géneros son formas euribáticas, cuya representación prosigue entre las asociaciones atelópticas mesopelágicas del Ordovícico Medio de Bohemia y de aquellos lugares de la pla-

taforma perigondwánica con registro de las biofacies de cyclopígidos (Fortey et al., 1989; Havlíček et al., 1994; Henry et al., 1997).

El segundo hallazgo de notorio interés paleobiogeográfico lo constituye un posible rafiofórido procedente de las pizarras del Oretaniense superior del flanco normal del Sinclinal de Villadrid (Fig. 5, yac. 33 y Lám. III, fig. 10), que de confirmarse con mejores ejemplares representaría el único yacimiento con trilobites de este tipo a escala del Ordovícico Medio del suroeste de Europa. Los rafiofóridos caracterizan una comunidad especial de trilobites bentónicos, que sucede a la de *Neseuretus* (y *Colpocoryphe*) en ambientes de plataforma de profundidad creciente, en o ligeramente por debajo del límite de influencia del oleaje de tormenta (Fortey y Owens, 1978; Vidal, 1998). En el caso del yacimiento de San Mamed (loc. VILL-II), la asociación está dominada por asáfidos de gran tamaño, a los que se añaden restos articulados de *Salterocoryphe*, *Ectillaenus*, bivalvos y numerosos individuos del braquiópodo *Cacemia ribeiroi* (SHARPE). Los exuvios resedimentados de *Eodalmanitina* y *Neseuretus* son raros y probablemente evidencian un cierto transporte.

La presencia de *Cacemia* se acredita por vez primera para el noroeste de España y brinda la clave para considerar verosímil la coexistencia de rafiofóridos. En el ámbito del suroeste de Europa, *Cacemia ribeiroi* caracteriza una ecozona desarrollada en los materiales del Oretaniense superior temprano de la Zona Centroibérica meridional y el Dominio Centroarmórico (Gutiérrez-Marco et al., 1984b, 1995a), donde proliferan selectivamente algunos trilobites como *Ectillaenus* (con una nutrida representación de ejemplares articulados), *Neseuretus tristani* (abundantes exuvios o bien ejemplares articulados de grandes dimensiones) y algunas especies de bivalvos infaunales. La ecozona de *Cacemia ribeiroi* coincide normalmente, en la región surcentroibérica, con el desarrollo de un tramo arcilloso masivo (5-10 m) que presenta niveles intensamente bioturbados y raras intercalaciones lenticulares de areniscas micáceas, igualmente bioturbadas. La interpretación más sencilla de estas particularidades, pasa por considerar a este tramo como perteneciente a una etapa en la que irrumpen regionalmente fangos de baja a relativamente baja cohesividad, en ambientes bien oxigenados y bajo una tasa de sedimentación algo reducida, que son colonizados en forma oportunista por órtilos que alargan su línea cardinal para aumentar la resistencia frente al hundimiento y estabilizarse en el sustrato. En los yacimientos con *Cacemia* del noroeste peninsular (Sinclinal de Villadrid y Sinclinorio de Vega de Espinareda: loc. VILL-II y MO-I), este braquiópodo es mucho menos

abundante que en la Zona Centroibérica meridional y los niveles probablemente corresponden a ambientes algo más profundos que aquéllos (externos a las biofacies de *Neseuretus* típicas y con abundante registro de *Didymograptus*). Sin embargo, la persistencia de *Cacemia ribeiroi* denota tal vez un sustrato relativamente poco cohesivo, en este caso habitado también por raros trilobites epibentónicos como los rafiofóridos, que están provistos de largas espinas genales y cefálica, extendidas horizontalmente, como adaptación especial que evita el hundimiento del caparazón en los fondos blandos (Fortey y Owens, 1978).

Paleobio geografía

Desde el punto de vista de las relaciones biogeográficas generales, los yacimientos del Ordovícico Medio del noroeste peninsular comparten muchas especies en común con las ricas asociaciones de invertebrados bentónicos descritas en Zona Centroibérica meridional y en el Macizo Armoricano francés, con las únicas salvedades ya detalladas en párrafos precedentes. Un hecho diferencial importante es la escasa diversidad taxonómica y la baja representación individual apreciable en todos los yacimientos estudiados, cuyo promedio se sitúa en torno a 4-5 especies por localidad (elementos planctónicos excluidos). Ello no puede ser imputado a la destrucción tectónica de los fósiles o a deficiencias en el muestreo, ya que éste se desarrolló de forma intensiva y continuada. En el Dominio del Navia-Alto Sil, donde la diversidad taxonómica es aún menor de la media, los fósiles son ciertamente raros y, pese a que se analizaron muchas secciones, a veces de varios cientos de metros de espesor, no fue posible hallar el menor vestigio de fósiles en las pizarras, aún cuando las condiciones tectónicas, de afloramiento y alteración nos parecieran enteramente favorables.

Diversos autores han intentado reconstruir el escenario de la sedimentación de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España, entre ellos Julivert et al. (1972), Marcos (1973) y Pérez Estaún (1978), cuyas interpretaciones son repetidas por muchos estudios y síntesis posteriores. Estos proponen la existencia de una cuenca en la que se diferencian diversos umbrales y altos paleoestructurales, que a su vez delimitan surcos de distinta subsidencia, a grandes rasgos paralelos entre sí. Al mismo tiempo, los trabajos citados enfatizan en el carácter "euxínico" de la sedimentación de las Pizarras de Luarca en los distintos ámbitos considerados, aunque sin mencionar sus consecuencias para la vida marina, a la que

sólo se alude para dar cuenta de yacimientos puntuales con *Didymograptus* y *Neseuretus*, de exclusivo interés para la datación.

Los horizontes fosilíferos presentes en los materiales del Ordovícico Medio pueden ser de varios tipos, el más común de los cuales responde a la presencia de elementos bentónicos dispersos (casi siempre valvas o caparazones desarticulados) en planos sucesivos de pizarras, asociados con radosomas de graptolitos epiplanctónicos. En menor medida se registran yacimientos exclusivamente de graptolitos, nódulos fosilíferos (como en la localidad TR-III), niveles vulcanoclásticos fosilíferos (TR-II y Formación Castro), concentraciones de braquiópodos en horizontes ferruginosos ("capas de *strophomenas*"), así como lumaquelas delgadas mono-específicas, como las de *Redonia* del Dominio del Olló de Sapo y el Cabo Peñas, las de braquiópodos articulados del Dobrotiviense superior de la última sección citada, o las de lingúlidos de la base de la sucesión, todas ellas conocidas en contadas localidades. La descripción e interpretación tafonómica de cada una de estas lumaquelas es compleja y excede los propósitos del presente artículo.

La tendencia general es que los horizontes fosilíferos resulten muy esporádicos en el seno de las formaciones pizarras de las zonas Asturoccidental-leonesa y borde septentrional centroibérico, y sean algo más frecuentes en las de la Zona Cantábrica. Si agrupamos todos los yacimientos estudiados desde el punto de vista bio- y cronoestratigráfico, se constata que las localidades paleontológicas del Oretaniense inferior son raras y se limitan a yacimientos de graptolitos pendientes a extensiformes, asociados con escasos elementos bentónicos en los puntos ROB-I, MP-I y VILL-I. Por el contrario, los yacimientos del Oretaniense superior son muy numerosos y constituyen la mayor parte de las localidades fosilíferas del Ordovícico Medio estudiadas en el presente trabajo. La resolución bioestratigráfica actual nos permite agrupar a su vez dichos yacimientos en: a) los representativos del Oretaniense superior temprano, que se distribuyen con preferencia en las zonas Asturoccidental-leonesa y norte de la Centroibérica, y b) los horizontes fosilíferos del Oretaniense superior tardío a terminal, representados en la Zona Cantábrica, y tal vez por el yacimiento centroibérico TR-III. Por último, los materiales del Dobrotiviense (inferior y superior) sólo han podido ser caracterizados con seguridad en la Zona Cantábrica (formaciones Suevo, Luarca *s.l.* y Castro).

El carácter esporádico del registro paleontológico de las Pizarras de Luarca (*s.l.*) en las zonas Centroibérica

septentrional y Asturoccidental-leonesa, contradice las expectativas fundadas en el amplio y variado contenido fosilífero de sus unidades correlacionables a escala del suroeste de Europa, especialmente si tomamos como referencia a las "Capas con Tristani" surcentroibéricas (donde Gutiérrez-Marco et al., 1984b, citan más de 120 taxones distintos tan sólo para el Oretaniense). Evidentemente, en ello tuvo que influir que en la región noroeste se desarrollaran circunstancias adversas para la vida marina, en forma de una acentuada anoxia inhibidora del bentos, dado que los tramos no fosilíferos tampoco muestran señales de bioturbación que revelen indicios de actividad orgánica en el sustrato. Pero aunque el fondo marino permaneciese anóxico durante largos intervalos en la sedimentación, esto no debería limitar el registro de los graptolitos epiplanctónicos, cuyo potencial de preservación aumentaría inversamente debido a las condiciones anóxicas en la fase bioestratinómica.

Finney y Berry (1997) establecieron un paradigma que permitía explicar la restricción de los fósiles de graptolitos a ciertos horizontes en unidades con "facies graptolíticas", semejantes en aspecto a las Pizarras de Luarca, y donde a pesar de una gran homogeneidad litológica, los graptolitos son muy esporádicos o inexistentes fuera de esos delgados niveles de acumulación. Las causas había que buscarlas en factores oceanográficos que permitieron el mantenimiento, la inhibición, o bien el desarrollo episódico del hábitat más favorable para los graptolitos. Este es considerado como la capa de denitrificación situada en la zona de oxígeno mínimo, vinculada a su vez con ambientes de alta productividad orgánica en áreas de afloramiento de aguas profundas ("upwelling") en los márgenes continentales (Finney y Berry, 1997, 1998, con referencias previas; Berry y Finney, 1998; Cooper, 1998). Lo antedicho es especialmente válido para los graptolitos mesopelágicos y el macroplankton mesopelágico actual, mientras que las formas epiplanctónicas documentadas en las plataformas, son consideradas por Finney y Berry (1997) como "invasores cratónicos", que se comportarían de un modo oportunista. No obstante, el florecimiento del género *Didymograptus* en los ambientes someros perigondwánicos, denotaría el afianzamiento de un biotopo especial dominado por este graptolito en ambientes de plataforma interna, coincidiendo con periodos transgresivos (Cooper et al., 1991).

Al comparar el registro paleontológico de las Pizarras de Luarca (*s.l.*) en las zonas Centroibérica septentrional y Asturoccidental-leonesa, se observa que sólo una pequeña parte de los yacimientos de graptolitos, donde obtuvimos un número reducido de ejemplares (mitad norte del

Dominio del Navia-Alto Sil, Sinclinal del Caurel-Peñalba), puede ser adscrito a la fracción de mortandad normal que uno cabría esperar de un biotopo epipelágico en ambientes de plataforma, y que resultaría a su vez independiente de las condiciones de anoxia que, simultáneamente, pudieran imperar sobre el fondo marino. Este último factor no es función directa de la profundidad, como algunos autores interpretan al hablar de las Pizarras de Luarca, sino que está vinculado más estrechamente con la dinámica oceánica, que condiciona la existencia de masas de agua estratificada, de las cuales la más inferior puede resultar anóxica y permanecer estancada en ciertas áreas y momentos. No obstante, la realidad de los yacimientos paleontológicos estudiados tiende a expresar una clara correlación entre la abundancia de los elementos bentónicos con respecto a la de los epipelágicos: cuando los graptolitos son numerosos, se encuentran normalmente asociados, en los mismos niveles, a restos de trilobites, braquiópodos, moluscos, equinodermos e incluso icnofósiles, denotando episodios de ventilación del fondo (y de mayor productividad en los hábitats graptolíticos) por movimientos generales de las masas de agua. La dinámica de estas corrientes responde a episodios concretos de circulación oceánica combinados con la paleogeografía local, y únicamente en el Oretaniense superior se generalizan para toda la región, por lo que la mayor parte de los yacimientos paleontológicos estudiados corresponden a esta edad, en la que tiene lugar también la acumulación más importante de sedimentos en los surcos subsidentes de Truchas y Navia oriental-Alto Sil.

Zona Centroibérica

El surco de Truchas se sitúa en el borde septentrional de la Zona Centroibérica, representando la zona más profunda de una extensa plataforma de gradiente general sur-norte (actual), tal y como han demostrado diversas evidencias sedimentológicas y paleoecológicas para el Ordovícico Medio (Brenchley et al., 1986; Rábano, 1989a, con referencias previas). Los yacimientos del Oretaniense superior de esta región, incluyendo también al Sinclinal del Caurel-Peñalba y al Sinforme de Alcañices, se caracterizan por una representación muy escasa de graptolitos planctónicos, y por la proliferación de unos braquiópodos particulares (los "ortáceos de costillas gruesas") que coexisten localmente con otros trilobites y moluscos. Esta abundancia estuvo motivada, probablemente, por la circulación de una corriente profunda "longshore", que ventilaría levemente el fondo del surco, desde mediados hasta finales del depósito de las "Pizarras de Luarca" (*s.l.*), favoreciendo el desarrollo de estas co-

munidades de braquiópodos oportunistas. Paralelamente, las aguas superficiales registrarían una baja densidad de organismos epiplanctónicos (graptolitos) debido a la escasez de nutrientes impuesta por su lejanía o aislamiento con respecto a las áreas de "upwelling".

Zona Asturoccidental-leonesa

Al surco subsidente del Navia oriental-Alto Sil, todos los autores coinciden en atribuirle las mayores profundidades alcanzadas en la cuenca ordovícica del noroeste peninsular, especialmente manifiestas en el Ordovícico Superior, cuando confluyeron en el mismo los depósitos turbidíticos encuadrados en la Formación Agüeira (Marcos, 1970, 1973; Pérez Estaún y Marcos, 1981). La geometría de estos cuerpos revela que el surco se abría hacia el norte y noroeste actuales, concordando con los principales sentidos de transporte en las turbiditas. La misma orientación se advierte en el mapa de isopacas que denota los mayores espesores acumulados en la Formación Luarca (Pérez Estaún, 1978: fig. 55A). El efecto combinado de la fuerte subsidencia y la tectónica sinsedimentaria, nos hace suponer que el gradiente general de los taludes dentro del surco era bastante pronunciado, sobre todo a partir del Ordovícico Medio, tal y como lo muestran las reconstrucciones palinspásticas de Julivert et al. (1972) o Pérez-Estaún (1978). El hallazgo de graptolitos mesopelágicos como *Pterograptus*, en diversas localidades del Sinclinorio de Vega de Espinareda, acredita la existencia de ambientes con una profundidad mínima superior a los 150-200 m, a partir de la cual se desarrolla dicho biotopo (Cooper et al., 1991; Cooper, 1998). Sin embargo, el registro de microfósiles en las Pizarras de Luarca, en esta misma área de sedimentación profunda, es el más escaso y esporádico de todo el noroeste peninsular, lo cual imputamos a una escasa circulación de las masas de agua implicadas. Ello sería posible si este surco subsidente se orientase oblicuamente al eje de la plataforma y se abriera en un sentido coincidente al de unas corrientes marinas de contorno, de por sí débiles, con lo que la influencia de éstas en el fondo del surco se vería bastante atenuada y posibilitaría el estancamiento de masas de agua en el interior del mismo. Hay que recordar que el Ordovícico Medio, y esencialmente el Oretaniense, coincide con una época transgresiva a escala global iniciada en el Fennienense, la llamada "transgresión del Llanvirn", que alcanzó amplias repercusiones biogeográficas y evolutivas (Fortey, 1994; Barnes et al., 1996). Las nuevas circunstancias ambientales impuestas por la transgresión, traen consigo un gran florecimiento y diversificación faunística en todo el norte de Gondwana, pero éste no se percibe en las zo-

nas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica-septentrional, debido a las severas restricciones ecológicas ligadas a un probable estancamiento regional de las masas de agua, condicionado a su vez por factores paleotopográficos y sintectónicos. Los episodios de restablecimiento de la circulación inducen una ventilación incipiente sobre los fondos marinos, apenas aprovechada por escasos organismos bentónicos vágiles, cuyos restos pueden ser en gran parte transportados. De un modo paralelo ingresan también algunas comunidades de graptolitos epi- y mesopelágicos, que desaparecen del área al cesar el influjo de tales masas de agua (tanto aeróbicas como disaeróbicas). Las formas mesopelágicas (*Pterograptus*) no se asocian con comunidades bentónicas de un tipo equivalente ("biofacies de cyclopígidos"), por lo que hay que pensar que aquéllas se encuentran desplazadas de su biotopo habitual, en áreas con afloramiento de aguas profundas o marginales a la plataforma continental. Los trilobites presentes en forma de restos acumulados (exuvios articulados, cadáveres enrollados) en la localidad PAR-I (Lám. V), se consideran formas tolerantes a cierta profundidad (*Placoparia*, *Colpocoryphe*), pero faltan otros elementos característicos de las comunidades atelópticas.

Desde el punto de vista de las asociaciones de trilobites, resulta interesante evaluar los yacimientos correspondientes al paleoalto estructural representado más tarde por el Manto de Mondoñedo. Es éste un ámbito paleogeográfico complejo, que incluye las áreas más someras de cuantas registran depósitos del tipo "Pizarras de Luarca", comprendido en este caso entre los surcos de Truchas y Navia-Alto Sil. La comparación entre las sucesiones y asociaciones fosilíferas de los flancos normal e inverso de los principales sinclinales del sector oriental (Villaodrid, Recende y Real) revelan una cierta heterogeneidad, relacionada con el importante acortamiento varisco del conjunto de la región, que se advierte también en otras direcciones. Así, el gradiente general de la plataforma en este sector tiende a ser de sur a norte, donde se acumularon los mayores espesores de pizarras y se desarrollan los hierros oolíticos. Hacia el sur, por el contrario, las Pizarras de Luarca se adelgazan considerablemente y presentan numerosas intercalaciones arenosas. La distribución de los sedimentos ferruginosos es también muy desigual, con marcadas diferencias oeste-este, en virtud de las cuales las "capas de *strophomenas*" se depositaron sólo en el Sinclinal de Recende, y los hierros oolíticos llegan a desaparecer en el flanco normal de ambos sinclinales, en especial en el de Villaodrid. Tal parece que ambos hechos estuvieran de nuevo en relación con una tectónica de bloques predeterminada por el basamento, como por ejemplo una serie de fallas lítricas,

activas durante la sedimentación, que volcasen las áreas más profundas hacia uno de los flancos de las estructuras actuales. De todos modos, el escenario de esta sedimentación de mar abierto sería relativamente somero y bien oxigenado, posibilitando el desarrollo de asociaciones bentónicas de las comunidades de *Neseuretus* y de *Colpocoryphe* (trilobites), así como la de *Cacemia* (braquiópodo) en el Oretaniense superior. Los taxones en común con las "Capas con Tristani" surcentroibéricas son mayoría, si bien la diversidad es algo menor y los ambientes aparentan ser algo más profundos en el noroeste peninsular, con mayor proporción de elementos epiplanctónicos o neotónicos, junto a la posible presencia de trilobites rafiofóridos (Lám. III, fig. 10).

Zona Cantábrica

En la Zona Cantábrica, las circunstancias paleoecológicas cambian notablemente para el Ordovícico Medio, y sus vínculos paleogeográficos con las regiones precedentes, en el Paleozoico Inferior, no han sido aún lo suficientemente estudiados. Algunas reconstrucciones, como la de Paris y Robardet (1990) favorecen su consideración como un "terrane" distinto, separado del resto del noroeste hespérico, y relacionado más estrechamente con Aquitania y el Macizo Central francés. Ello se opone al modelo tradicional de varios surcos y umbrales paralelos, temporalmente emergidos, expresado en reconstrucciones paleogeográficas como las de Julivert et al. (1972) y Aramburu y García Ramos (1993: fig. 55 para el Arenig). Entre las hipótesis más recientes publicadas acerca de la paleogeografía del norte de Gondwana para el Ordovícico, algunas tan sólo consideran en relación directa con el Macizo Armoricano aquéllo que claramente se advierte como el contorno del norte de España, rodeado en su parte meridional actual por áreas marinas abiertas (Trench y Torsvik, 1992; Torsvik et al., 1996, figs. 11-12). Otras hipótesis actuales muestran interpretaciones dispares en cuanto a la posición relativa de Iberia frente al Macizo Armoricano, a Gondwana continental y con respecto a Avalonia (Erdtmann, 1998; Keppie y Dostal, 1998; Linneemann et al., 1998; Paris, 1998; von Raumer y Schaltegger, 1998; Vennin et al., 1998). Tait et al. (1997, 1998) consideran al Macizo Hespérico como parte de un conjunto de "terrane" semiautónomos, o incluso de micropalacas, que reúnen bajo el nombre de "Armorican Terrane Assemblage". Sin embargo, su disposición paleogeográfica general tampoco satisface la realidad de los datos paleobiogeográficos, paleoecológicos y paleoceanográficos disponibles en la actualidad para el norte de Gondwana. En ese sentido, convenimos con Spjeldnaes (1998) acerca de la

necesidad, previa a buscar una interpretación simplista basada en un número creciente de "platelets" y "terrains" apoyados por dudosos datos paleomagnéticos, de completar el estudio de las regiones más desconocidas como la que aquí se presenta, para finalmente llegar a abordar las reconstrucciones paleogeográficas en un marco lo más multidisciplinar posible.

Aramburu et al. (1992) y Aramburu y García Ramos (1993) consideran que la Zona Cantábrica formó parte en el Ordovícico de un "Umbral Cántabro-Ibérico" (= "macizo del Ebro" o "umbral cántabro-ebroico" de otros autores), cuya existencia y funcionamiento permite interpretar las singularidades sedimentarias y las discontinuidades observadas en la región, con respecto a las áreas más meridionales del macizo Hespérico. Siguiendo el modelo de Hamann (1992) para la evolución paleogeográfica general del norte de Gondwana, es posible que este umbral pueda constituir incluso la terminación occidental del "Umbral Sardo-tauride", que representaría uno de los elementos limitantes de la expansión de las comunidades de *Neseuretus* allende el margen de Gondwana. Durante el Ordovícico Medio, el umbral cántabro permanecía emergido desde el Arenig terminal hasta el Oretaniense inferior tardío en los sectores orientales, en los que se inicia la sedimentación de la Formación Sueve, y hasta el Dobrotiviense inferior terminal en la región de los cabos Peñas y Vidrias, donde se depositan unas "Pizarras de Luarca" atípicas (con intercalaciones carbonáticas, tramos nodulíferos y lumaquelas), que se ven sucedidas por materiales volcánicos y vulcanoclásticos (Formación Castro). Separando ambas subcuencas funcionaría un nuevo alto paleoestructural, nominado por Aramburu (1989) como "Umbral Centro de Asturias-N de León".

Desde el punto de vista estratigráfico, el rasgo más distintivo de las pizarras ordovícicas de la Zona Cantábrica es su carácter fosilífero, con asociaciones más variadas conservadas como elementos dispersos, concentraciones lumaquéllicas y nódulos fosilíferos, que reportan un control bioestratigráfico detallado al conjunto de la sucesión. La única biofacies representada en las pizarras es la "biofacies de *Neseuretus*", indicativa de ambientes someros y energéticos (ver, entre otros, Fortey y Owens, 1978; Fortey y Morris, 1982; Cooper et al., 1991; Vaccari et al., 1993; Vidal, 1998; Zhou et al., 1998), en tanto que los horizontes vulcanoclásticos denotan ambientes de aguas tranquilas y localmente más cálidas, alrededor de los focos de emisión, colonizadas episódicamente por comunidades oportunistas de briozoos, equinodermos y braquiópodos.

A escala de detalle se advierte que la diversidad taxonómica de las comunidades de *Neseuretus* de la Zona Cantábrica es inferior a la de los tramos correlacionables de las "Capas con Tristani" surcentroibéricas, y que la abundancia de fósiles tampoco es comparable (bastante menor en la región estudiada). Ambos factores indican que estas dos áreas de sedimentación somera anteriormente citadas (Peñas-Vidrias y Sueve-Rioseco), se encontraban alejadas de la plataforma interna representada por la Zona Centroibérica meridional. No obstante, tal separación no estaba motivada por ningún "Umbral Medio", en la actual posición de la Zona Galaico-trasmontana, como fuera propuesto inicialmente por Lotze (1961) para la cuenca cámbrica, y que ha sido adaptado por Aramburu et al. (1992, fig. 7 en el Arenig) para la cuenca ordovícica del noroeste peninsular. Tal hipotético umbral no existía en el Oretaniense y Dobrotiviense, como lo demuestra el gradiente uniforme de profundización de la plataforma centroibérica, hacia el norte y noroeste actuales (Valongo-Moncorvo y Ollo de Sapo-Truchas). En ese caso, las diferencias taxonómicas entre las asociaciones cántabras y centroibéricas, y su menor biomasa en la Zona Cantábrica, debían estar en relación con ambientes relativamente más profundos y en condiciones de mar abierto, que limitaron bastante el desarrollo de las comunidades de *Neseuretus*. Pruebas de esto último son la abundancia relativa de graptolitos epipelágicos desconocidos en la Zona Centroibérica, entre las asociaciones del Oretaniense y del Dobrotiviense (*Pseudamplexograptus*, *Eoglyptograptus* spp.), la aparición anticipada en el Oretaniense cantábrico de géneros que migran hacia la plataforma interna en el Dobrotiviense (*Coplocoparia*, *Eccoptochile*, *Phacopidina*, *Zeliszella*, *Prionocheilus*, *Ogmoopsis*, *Quadrijugator*, *Quadritia*, *Aechmina*, etc.), y la pervivencia de formas extinguidas en ámbitos más someros a partir del Oretaniense inferior (*Nobiliasaphus delessei*, *Colpocoryphe thoralis?*, *Neseuretus avus?*, ortáceos de costillas gruesas). Parte de estos endemismos virtuales denotan el influjo sobre la Zona Cantábrica de rutas migratorias de origen báltico (graptolitos, ostrácodos) o avalónico (graptolitos, braquiópodos) que, sin embargo, no llegan a percibirse con la misma nitidez en las comunidades de la plataforma interna centroibérica, tanto por el carácter excesivamente somero de la misma, alejado de las vías migratorias, como por la interposición de algunas barreras físicas (paleoalto de Mondoñedo-Castrillo-Peñalba y surcos de Truchas y Navia-Alto Sil, con circulación restringida y masas de agua pobres en nutrientes). De estas barreras debe excluirse al "umbral de Santa Eulalia de Oscos" (Navia occidental), donde supuestamente el Silúrico se apoyaba discordante sobre cuarcitas del Grupo Los Cabos (Marcos, 1973), ya que estas últimas, en reali-

dad, fueron confundidas con la Cuarcita de Vega de la Formación Agüeira (Villar Alonso et al., 1987; Gómez Moreno et al., 1988), que yace en sucesión normal bajo las pizarras negras silúricas.

Dinámica faunística

Desde el punto de vista de las migraciones faunísticas, resulta interesante comentar los casos de algunas especies de trilobites, encontradas en el Oretaniense superior del noroeste peninsular, a la luz de las ideas aportadas por Gutiérrez-Marco y Rábano (1987) y Gutiérrez-Marco et al. (1999), para interpretar el origen y dispersión de la "fauna de *Neseuretus*", en sectores representativos de las plataformas perigondwánicas.

En primer lugar, ya indicamos que la especie *Prionocheilus mendax* (VANEK) se hallaba representada en las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa a partir del Oretaniense superior, mientras que en la Zona Centroibérica su aparición se retrasa al Dobrotiviense, edad a la que también se adscriben sus primeros registros en Bohemia (Havlíček y Vanek, 1966). Aparentemente, esta especie tan difundida podría ser un inmigrante avalónico, dado que su primer registro cierto se sitúa en el Abereiddiense inferior británico, acompañando a *Placoparia (P.) cambriensis* HICKS (Kennedy, 1989, con referencias). Sin embargo, es posible que su origen resulte más antiguo que lo supuesto hasta ahora, como sugiere la cita de "*Calymene pulchra*" hecha por Delgado (1908: pág. 138) en el Fenniense superior (Arenig terminal) de Valongo, cuyas identificaciones ibéricas previas al Caradoc, corresponden normalmente a *P. mendax*.

Otro trilobites común en el Dobrotiviense inferior ibero-armoricano es *Eodalmanitina macrophtalma* (BRONGNIART in DESMAREST), especie probablemente representada en el Oretaniense superior de la Zona Asturoccidental-leonesa. El origen de la misma debe situarse en el Oretaniense inferior del sur del Macizo Armoricano, al que corresponden los raros hallazgos señalados por Pillet (1992) en dos yacimientos al norte del eje de Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers.

Pero sin duda uno de los resultados biogeográficos más relevantes de este trabajo es poder determinar el origen del subgénero *Placoparia (Coplocoparia)* en los ambientes relativamente profundos del Oretaniense superior del noroeste de España, desde donde se dispersó luego a áreas más someras ibero-armoricanas en el Dobrotiviense inferior, y en el Dobrotiviense superior migra hacia Bo-

hemia. Hasta la fecha, no solo el origen de *Coplocoparia* era un misterio, sino también la ausencia misma del género *Placoparia* en el suroeste de Europa durante el Oretaniense superior, una vez aclarado que las identificaciones de *P. (P.) cambriensis "armoricensis"* en Valongo no correspondían a esa edad, sino que derivaban de materiales más antiguos (Rábano, 1984).

Las pizarras del Dobrotiviense inferior tardío del Cabo Peñas brindaron restos de otro trilobites raro e interesante, *Parabarrandia crassa* (BARRANDE), descrito originalmente en la Formación Dobrotivá de Bohemia. El género *Parabarrandia* fue considerado por Fortey (1985) como un trilobites mesopelágico, capaz de llevar una vida neobentónica en ambientes de plataforma externa. Sin embargo, *P. guillieri* (TROMELIN in GILLIER) se asocia con la biofacies de *Colpocoryphe* en el Macizo Armoricano, en el límite superior del biotopo mesopelágico (Henry, 1989), y los hallazgos ibéricos de *P. crassa* (BARRANDE) corresponden a ambientes aún más someros, claramente situados en la "biofacies de *Neseuretus*" (Rábano, 1989a, 1989b). Por lo tanto, esta última especie sería probablemente epipelágica y de hábitos neobentónicos.

Diversos trabajos han establecido que las relaciones faunísticas ibero-bohémicas, tuvieron un sentido único durante el Ordovícico Medio, debido a que la aparición de muchas especies en Ibero-armórica prelude, entre ligera y claramente, al primer registro de esos mismos taxones en Bohemia (ver, por ejemplo, Gutiérrez-Marco y Baeza, 1996, con referencias previas). Otra fracción entre las especies comunes, principalmente bivalvos y algunos trilobites surgidos en el Arenig, se encuentran representados simultáneamente en ambos territorios, debido a su migración paralela a la de los ambientes progradantes en la "transgresión global del Llanvirn" (Gutiérrez-Marco y Rábano, 1987). Las formas epiplanctónicas y mesopelágicas también comparten una presencia simultánea en territorios alejados, aunque siempre dentro de aquellas áreas con registro correspondiente a sus hábitats respectivos. Los materiales del Ordovícico Medio del noroeste de España contribuyen al conocimiento de la dinámica faunística ibero-bohémica, con la primera aparición de formas que posteriormente migran a Perunica (Bohemia), como son los braquiópodos *Brandysia* cf. *benigna* HAVLÍČEK (Gutiérrez-Marco et al., 1996a) y el género *Jezerzia*, encontrados ambos en la Zona Cantábrica. También permiten aclarar la única contradicción aparente a este modelo general de migración, cifrado en el trilobites *Colpocoryphe grandis* (SNAJDR), cuya extensión en Bohemia (Dobrotiviense y Berouniense temprano: Havlíček y Vanek,

1966) precedía hasta ahora a sus registros ibero-armoricanos (Berouniense). Únicamente Romano (1991, pág. 334) había identificado un posible ejemplar de la especie en materiales del Dobrotiviense inferior del Sinclinal de Guadarranque (Zona Centroibérica). A ello se suma el presente descubrimiento de *Colpocoryphe* cf. *grandis* (SNAJDR) en materiales de presumible edad Oretaniense, verificado en sendas localidades de la parte oriental del Dominio del Navia (Negreira de Muñiz) y del sector septentrional del Dominio del Alto Sil (Anllares). Los nuevos hallazgos hacen probable sumar la especie al grupo de formas que emigraron hacia Bohemia en el Ordovícico Medio, en virtud de su preferencia por hábitats relativamente profundos, ya que en la Península Ibérica *C. grandis* sólo alcanzó un cierto florecimiento oportunista, en ambientes disaeróbicos, a lo largo del Berouniense.

En cuanto a la presencia puntual de los braquiópodos *Porambonites* y *Mcewanella* en el Oretaniense de Truchas y el Dobrotiviense superior de Cabo Peñas, respectivamente, cabe considerar que ambos géneros pueden haber inmigrado al noroeste hespérico desde Avalonia oriental, donde su registro se inicia en el Abereiddiense (Lockley y Williams, 1981). Las relaciones biogeográficas entre Avalonia y Gondwana son patentes hasta el límite Arenig-Llanvirn, restringiéndose más tarde a formas de plataforma externa y desapareciendo totalmente en el Berouniense, todo lo cual estaría relacionado con la deriva progresiva de Avalonia con respecto a Gondwana (Cocks y Fortey, 1990). El cierre gradual del océano Iapetus y del mar de Tornquist, con la subsiguiente ruptura del provincialismo faunístico (Fortey, 1994), motivó paralelamente una reorganización de las corrientes marinas durante el Ashgill (Hammann, 1992). Ello posibilitó, de nuevo, la llegada de formas tropicales y subtropicales al norte de Gondwana, así como algunos cambios en las condiciones ambientales que favorecieron, temporalmente, la sedimentación de carbonatos. Además de los braquiópodos citados en el presente trabajo, otros claros inmigrantes avalónicos durante el Ordovícico Medio, fueron los trilobites trinucleidos *Protolloydolithus* y *Myttonia*, representados anecdóticamente en las partes intermedias de la plataforma centroibérica-armoricana (Romano, 1990; Henry et al., 1993).

En la Zona Cantábrica se detectaron además algunos elementos epipelágicos de afinidades bálticas y avalónicas, como por ejemplo el graptolito oretaniense *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD) [= *Diplograptus "priscus"* (ELLES y WOOD)], que se identifica por vez primera en el norte de Gondwana. También los ostrácodos *Ogmoopsis* y *Quadritia (Krutatia)*, bien represen-

tados en Baltoescandinavia, pero desconocidos en Avalonia, encuentran su primer registro ibero-armoricano en el Oretaniense superior de la Sierra de Sueve (Vannier in Gutiérrez-Marco et al., 1996a). La sucesión graptolítica de la Biozona de *D. purchisoni* (Oretaniense superior) del noroeste de España, presenta notables afinidades con la del Darriwiliense escandinavo, incluyendo la diferenciación de una asociación inferior con *Pterograptus* (desconocida en Avalonia), y otra superior con *Pseudamplexograptus* (cf. Maletz, 1995, 1997). El propio *Didymograptus (D.) purchisoni* (BECK in MURCHISON), en yacimientos del noroeste hespérico, suele presentar espesamientos corticales desarrollados entre la sícula y primeras tecas (Lám. IV, figs. 5, 19-20, y Lám. V, figs. 3 y 5 de este trabajo; Gutiérrez-Marco et al., 1996a: lám. III, fig. 14 y lám. IV, figs. 3-4). Estas "envueltas proximales" son idénticas a las observadas entre el material báltico (Maletz, 1997), británico (Jenkins, 1987) y saudí (Rickards y Khashoggi, en prensa) de la misma especie. Por el contrario, los ejemplares de *D. (D.) purchisoni* obtenidos en los restantes yacimientos centroibéricos y armoricanos carecen de tales recubrimientos corticales proximales, lo cual puede estar en relación con su presencia en ambientes más someros y agitados que los aquí estudiados.

CONCLUSIONES

Se revisan 107 yacimientos paleontológicos de edad Ordovícico Medio distribuidos en las provincias de Lugo, Ourense, Asturias, León y Zamora, que en su mayor parte radican en los equivalentes regionales de la Formación Pizarras de Luarca (*s.l.*) en el noroeste peninsular.

El estudio bioestratigráfico indica que la sedimentación de pizarras negras de este amplio sector septentrional del Macizo Hespérico tuvo lugar esencialmente en el Oretaniense, y no en el "Llandeilo" como se venía considerando hasta ahora. Los únicos materiales dobrotivienses que han llegado a caracterizarse paleontológicamente, se localizan en el norte de la Zona Cantábrica (Cabos Peñas y Vidrias, Sierra de Sueve), e involucran tanto a pizarras negras como a series vulcanoclásticas (Formación Castro).

En segundo lugar, se constata la existencia de dos lagunas estratigráficas importantes: una en la base de la sucesión pizarrosa en la Zona Cantábrica, de amplitud como mínimo Oretaniense inferior-Oretaniense superior temprano; y otra, aún no completamente caracterizada, que representaría probablemente todo el Dobrotiviense,

así como parte del Oretaniense superior y Berouniense, la cual podría encontrarse generalizada en el techo de las pizarras a escala de la Zona Asturoccidental-leonesa y el borde centroibérico septentrional (Dominio del Antiforme del Olo de Sapo). A escala de detalle, los materiales del Oretaniense inferior configuran la mayor parte del depósito de las "Pizarras de Luarca" (*s.l.*) en el Dominio del Olo de Sapo, en tanto que esta unidad (*s.s.*) en el Dominio del Navia-Alto Sil corresponde esencialmente al Oretaniense superior. En el Dominio del Manto de Mondoñedo (y probablemente también en el Sinclinal del Castrillo), la mitad superior de la unidad que se ha venido comparando con las "Pizarras de Luarca" (*s.l.*) involucra unidades del Ordovícico Superior, delimitadas probablemente por discontinuidades, cuyo depósito no se corresponde con el del litosoma de pizarras negras del Ordovícico Medio. Esto es relevante para la datación de los notorios depósitos sedimentarios de hierro oolítico reconocidos en los sinclinales de Villaodrid, Rececende y Castrillo, que pasan a tener una asignación cronoestratigráfica dudosa. Ésta se estima provisionalmente en torno al límite Oretaniense-Dobrotiviense, pero como alternativa podemos relacionar tal vez esta oolita con una discontinuidad estratigráfica en la base de la sucesión Berouniense, circunstancia que no podemos descartar en tanto no llegue a ultimarse el estudio de las "capas de *strophomenas*" asociadas a estos depósitos.

Desde el punto de vista paleontológico, se han determinado los graptolitos, trilobites, moluscos y braquiópodos procedentes de diversos yacimientos que tras su descripción original no habían vuelto a ser estudiados por ningún otro autor (Ribadeo, San Tirso, Villaodrid, Orrea, Montealegre, San Facundo, Paradeseca, Villar del Monte, etc.). La revisión de estos puntos ha permitido aclarar numerosas incógnitas cronoestratigráficas planteadas por las primeras identificaciones paleontológicas, erróneas y amplificadas en forma de citas en trabajos sucesivos, que habían transmitido visos de incertidumbre tanto a las correlaciones, como a las reconstrucciones paleogeográficas posteriores.

Para el conjunto del noroeste de España, se han caracterizado una docena de especies de graptolitos pertenecientes a los géneros *Didymograptus* (subgéneros *Didymograptus*, *Expansograptus* y *Jenkinsograptus*?), *Acrograptus*, *Pterograptus*, *Nicholsonograptus*?, *Archiclimacograptus*, *Pseudamplexograptus*, *Proclimacograptus*, *Eoglyptograptus*, *Gymnograptus*? y *Hustedograptus*?; veinticinco formas de trilobites de los géneros *Neseuretus*, *Pradoella*, *Colpocoryphe*, *Salterocoryphe*, *Prionocheilus*, *Eodalmanitina*, *Zeliszella*, *Phacopidina*, *Crozo-*

naspis, *Ectillaemus*, *Nobiliasaphus*, *Isabelinia*, *Asapheillus*, *Basilicus?*, *Parabarrandia*, *Placoparia*, *Pateraspis?*, *Eccoptochile*, *Odontopleuridae* n. gen., n. sp., *Selenopeltis*, *Uralichas?* y un posible rafiofórido; una quincena de braquiópodos inarticulados (*Monobolina*, *Lingulella*, *Rafanoglossa?*, *Palaeoglossa?*) y articulados (Orthacea indet.-div. spp., *Cacemia*, *Brandysia*, *Heterorthis*, *Eorhipidomella*, *Aegiromena*, *Tissintia*, *Howellites*, *Mewanella*, *Hesperinia*, *Porambonites?*); diecisiete formas de moluscos entre bivalvos (*Redonia*, *Cadomia*, *Praeleda*, *Cardiolaria*, *Coxiconchia*, *Hemiprionodonta*), rostroconchas (*Ribeiria*, *Tolmachovia*, *Technophorus*), gasterópodos (*Simuities*, *Ptychonema?*, *Pleurotomariina*, *Pygmaeoconus?*), cefalópodos (*Cameroceras*, *Orthocerida*, *Endocerida*) e hyolítidos (*Elegantilites*); raros equinodermos (*Calix*, *Codiacystis*, *Destombesia*, *Phlyctocystis*, *Aristocystites?*, crinoideos, ofiuroideos, *Anatifopsis*), ostrácodos (*Ogmoopsis*, *Quadritia*, *Quadrijugator*, *Aechmina*, *Klimphores*, *Elliptocyprites?*), cnidarios (*Pseudocolumnaria*), briozoos (*Chasmatoporella*, *Trepotomata*, *Cryptostomata*) y ciertos icnofósiles (*Tomaculum*, *Arachnostega*, *Pinaceocladichmus*).

Gran parte de estas formas identificadas en el noroeste peninsular, se conocen también en la Zona Centroibérica meridional del Macizo Hespérico y en el Dominio Centro-armoricano, lo que sugiere una continuidad biogeográfica entre estas regiones durante el Ordovícico. Sin embargo, la escasa diversidad de las asociaciones fosilíferas registradas en la Zona Asturoccidental-leonesa y el norte centroibérico, junto al carácter monótono de la sedimentación del Oretaniense, debe interpretarse en términos de las severas restricciones paleoecológicas impuestas por la escasa circulación oceánica en los distintos surcos subsidentes y umbrales paleogeográficos relativos que se disponían entre el eje de la plataforma centroibérica y el área del Antiforme del Narcea. La reactivación episódica de la circulación en el Dobrotiviense superior favoreció un cierto florecimiento de las comunidades bentónicas en el conjunto de la región, con ingreso de formas mesopelágicas como *Pterograptus*, en los ambientes más profundos del surco del Navia oriental-Alto Sil.

El análisis paleobiogeográfico ha permitido detectar raros inmigrantes avalónicos (*Porambonites?*, *Mewanella*) en los depósitos volcanocásticos del Oretaniense inferior y Dobrotiviense superior, respectivamente. También se ha podido determinar el origen y rutas migratorias de algunos trilobites, ostrácodos y braquiópodos del Oretaniense superior, que en parte se desplazan y colonizan las plataformas someras meridionales en el Dobrotiviense inferior (*Coplacoparia*, *Eccoptochile*, *Eodalmanitina*,

Zeliszella, *Phacopidina*, *Isabelinia*, *Ogmoopsis*, *Quadritia*, *Quadrijugator*, etc.), y en parte migran hacia Bohemia, donde aparecen en el Dobrotiviense (*Colpocoryphe* cf. *grandis*, *Brandysia* cf. *benigna*). Los graptolitos epipelágicos del Oretaniense superior, posibilitan igualmente advertir ciertas influencias bálticas-avalónicas, con el registro de géneros (*Pseudamplexograptus*, *Eoglyptograptus*, *Proclimacograptus*) desconocidos entre las asociaciones contemporáneas de las plataformas internas ibero-armóricas. En los ambientes más alejados de la costa del noroeste hispérico, en parte también profundos, parecen situarse además los últimos registros de determinadas especies que proliferaron en el Oretaniense inferior del norte de Gondwana y que desaparecieron de las áreas más someras de las plataformas al disiparse el influjo de la "transgresión global del Llanvirn". Tal es el caso de *Nobiliasaphus* cf. *delessei*, *Neseuretus* cf. *avus* o *Colpocoryphe* cf. *thorali*, así como de los "ortháceos de gruesas costillas", los últimos de los cuales alcanzan un postrer florecimiento oportunista en determinados ambientes disaeróbicos del Dominio del Olló de Sapo.

Desde el punto de vista histórico, la revisión bioestratigráfica abordada en este estudio se ha visto beneficiada por la relocalización de parte del material paleontológico original de importantes trabajos precedentes, entre los que citamos los de Hernández Sampelayo (1915, 1924b, 1931, 1960) y Almela y Valle (1963), que se conservan en el Instituto Tecnológico Geominero de España (Museo Geominero y litoteca MAGNA).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración prestada por los Dres. Daniel Arias Prieto y Alberto Marcos Vallaure (Universidad de Oviedo), Günter Nollau (Universidad de Erlangen, Alemania), Andrés Pérez-Estaún (IJA-CSIC, Barcelona), Nils Spjeldnaes (Universidad de Oslo, Noruega) y Roland Walter (Universidad de Aachen, Alemania), por sus informaciones conducentes a la relocalización de los puntos fosilíferos descubiertos en sus estudios respectivos. Los Dres. Michel Robardet (CNRS, Francia) y A. Pérez-Estaún mejoraron notablemente el manuscrito original con sus críticas y sugerencias. A los Sres. Manuel Lombardero Barceló (ITGE, Madrid), José Carlos Barros Lorenzo (SAMACA, Sobrado de Valdeorras, Ourense), Philippe Matte (Universidad de Montpellier, Francia), Nemesio Heredia (ITGE, León), Lidia Rodríguez (Toulouse, Francia), Rubén Fernández y Balbino Fernández Moreira (La Caridad, Asturias), y Luis Brasa González (O Barco de Valdeorras, Ourense), por sus informaciones estratigráficas y por las muestras aportadas de diversos yacimientos, que se indican en cada caso.

Este trabajo ha sido financiado con cargo al Proyecto PB94-1330 de la DGESEIC ["Investigaciones estratigráficas y paleontológicas en las formaciones Luarca y Suevo (Ordovícico Inferior y Medio de Asturias y León)", y constituye una contribución a los proyectos nº 410 del PICG (IUGS-UNESCO) e "Iberia" de EUROPROBE (European Science Foundation). La participación de J.C. Gutiérrez-Marco y de I. Rábano se inscribe igualmente en el Proyecto PB96-0839 (Bioestratigrafía de alta resolución y litorradiometría en el Ordovícico Medio-Silúrico de España) de la DGESEIC (Ministerio de Educación y Cultura). La investigación museográfica en colecciones antiguas, forma parte del Proyecto 06/0006/98 ("Investigación y catalogación de colecciones paleontológicas singulares del Museo Geominero"), financiado por la Comunidad de Madrid.

BIBLIOGRAFÍA

- Abril Hurtado, J., Pliego Dones, D., Rubio Navas, J., 1982. Memoria explicativa de la Hoja nº 191 (Silván) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 56 p.
- Adaro, L. de, Junquera, G., 1916. Criaderos de Hierro de España. Tomo II. Criaderos de Asturias. Memorias del Instituto Geológico de España, 27, 1-610.
- Almela, A., Valle de Lersundi, J. del, 1963. Estudio geológico de la zona de Ponferrada-Tremor de Abajo. *Breviora Geologica Asturica*, 7, 2-26.
- Apalategui Isasa, O., Corretgé Castañón, G., Martínez García, E., Capdevila, R., Matte, P., 1976. Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 98 (Baralla) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 40 p., 1 mapa pleg.
- Apalategui Isasa, O., Abril Hurtado, J., Rodríguez Fernández, L.R., 1981. Memoria explicativa de la Hoja nº 190 (Barco de Valdeorras) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 44 p.
- Aramburu, C., 1989. El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO. de España). Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 530 p. (inéd.).
- Aramburu, C., 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., Zamarréño, I., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C., Valenzuela, M., 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. In J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra, I. Rábano (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, 397-421.
- Aramburu, C., Arbizu, M., Gutiérrez-Marco, J.C., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J., Villas, E., 1994. Algunos fósiles singulares del Ordovícico de Asturias. In S. Fernández-López (ed.): *Comunicaciones X Jornadas de Paleontología* (ISBN 84-600-9050-7), 21-23.
- Aramburu, C., Arbizu, M., Gutiérrez-Marco, J.C., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J., 1996. Primera identificación de materiales del Ordovícico Medio en la sección de Los Barrios de Luna (Zona Cantábrica, noroeste de España). *Geogaceta*, 20, 7-10.
- Arbizu, M., Gutiérrez-Marco, J.C., Liñán, E., Rábano, I., 1997. Fósiles del Paleozoico Inferior del Manto de Mondoñedo (Lugo). In A. Grandal d'Anglade, J.C. Gutiérrez-Marco, L. Santos Fidalgo (eds.): *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional PIGC 351*, A Coruña (ISBN 84-605-6825-3), 333-352.
- Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J., 1998. Explotación minera de los hierros de Villadrid-A Pontenova (Lugo, NO de España). *Geogaceta*, 23, 11-13.
- Armengot, J., La Torre, F., Alberdi, T., Asensio, B., 1975. Estudio de los yacimientos de mineral de hierro del Noroeste de España. Volumen II: Estudio geológico de la zona. Informe Interno ENADIMSA-INI, 205 p. (inéd.)
- Azor, A., González Lodeiro, F., Hacar Rodríguez, M., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pérez-Estaún, A., 1992. Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo. In J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra, I. Rábano (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 469-483.
- Babin, C., Gutiérrez-Marco, J.C., 1991a. Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance. *Palaeontology*, 34, 109-147.
- Babin, C., Gutiérrez-Marco, J.C., 1991b. Idem. Appendix: fossil localities. Supplementary publication. British Library, Boston Spa, Yorkshire SUP 14041, 1-6.
- Babin, C., Gutiérrez-Marco, J.C. 1992. Intérêt paléobiogéographique de la présence du genre *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Dobrotivá (Llandeilo) inférieur d'Espagne. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 1992 (9), 519-541.
- Baldwin, C.T., 1978. A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West Asturian-Leonese zones, NW Spain. In M. Julivert et al. (eds.): *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico (Tomo homenaje I. Parga Pondal)*. Ed. Castro, La Coruña, 43-70.
- Barnes, C.R., Fortey, R.A., Williams, S.H., 1996. The pattern of Global Bio-Events during the Ordovician Period. In O.H. Walliser (ed.): *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 139-172.
- Barrois, C., 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie (Espagne). *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, 2, 1-630.

- Barros Lorenzo, J.C., 1989. Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco sur del Sinclinorio de Truchas (Ourense-León, NW de España). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 14, 93-116.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., 1984. Memoria explicativa de la Hoja nº 1 (La Coruña) del Mapa Geológico de España esc. 1:200.000. IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 155 p.
- Bassett, M.G., 1981. The Ordovician brachiopods of Cornwall. Geological Magazine, 118, 647-664.
- Beckly, A.J., 1989. A new Arenig trilobite fauna from the Bangor area, North Wales. Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology series, 45, 1-20.
- Berry, W.B.N., Finney, S.C., 1998. Significance of oceanic denitrification zones for graptolite occurrence. Temas Geológico-Mineros ITGE, 23, 152-153.
- Brenchley, P.J., Romano, M., Gutiérrez Marco, J.C., 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In R.J. Knight, J.R. McLean (eds.): Shelf Sands and Sandstones. 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, 30-32.
- Chauvel, J., Truyols, J., 1977. Sur la présence du genre *Destomesia* Chauvel (Echinoderme Cystoïde) dans l'Ordovicien des Asturies (Espagne). Breviora Geologica Asturica, 21, 37-40.
- Chen, X., Bergström, S.M., eds., 1995. The base of the *austro-dentatus* Zone as a level for global subdivision of the Ordovician System. Palaeoworld, 5, 117 p.
- Chlupác, I., Havlíček, V., Kriz, J., Kukul, Z., Storch, P., 1998. Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian). Czech Geological Survey, Prague, 183 p.
- Cocks, L.R.M., 1993. Triassic pebbles, derived fossils and the Ordovician to Devonian palaeogeography of Europe. Journal of the Geological Society, London, 150, 219-226.
- Cocks, L.R.M., Fortey, R.A., 1988. Lower Palaeozoic facies and faunas around Gondwana. In M.G. Audley-Charles, A. Hallam (eds.): Gondwana and Tethys. Geological Society of London Special Publication, 37, 183-200.
- Cocks, L.R.M., Fortey, R.A., 1990. Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. In W.S. McKerrow, C.R. Scotese (eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geological Society of London Memoir, 12, 97-104.
- Cooper, R.A., 1998. Towards a general model for the depth ecology of graptolites. Temas Geológico-Mineros ITGE, 23, 161-163.
- Cooper, R.A., Fortey, R.A., Lindholm, K., 1991. Latitudinal and depth zonation of early Ordovician graptolites. Lethaia, 24, 199-218.
- Cope, J.C.W., 1996. Early Ordovician (Arenig) bivalves from the Llangynog Inlier, South Wales. Palaeontology, 39, 979-1025.
- Cope, J.C.W., 1997. The early phylogeny of the class Bivalvia. Palaeontology, 40, 713-746.
- Couto, H., Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., 1997. El Paleozoico del Anticlinal de Valongo (Portugal). In A. Grandal d'Anglade, J.C. Gutiérrez-Marco, L. Santos Fidalgo, (eds.): Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional PIGC 351, A Coruña (ISBN 84-605-6825-3), 270-290.
- Cramer, F.H., Díez, M.C., 1978. Iberian chitinozoans. I, Introduction and summary of pre-Devonian data. Palinología, nº extraord. 1, 149-201.
- Cramer-Díez, F.H., Julivert, M., Díez, M.C., 1972. Llandeilian chitinozoans from Rioseco, Asturias, Spain. Preliminary note. Breviora Geologica Asturica, 16, 23-25.
- Crimes, T.P., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., 1974. Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 15, 169-184.
- Dallmeyer, R.D., Martínez García, E., eds., 1990. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 416 p.
- Delgado, J.F.N., 1908. Système Silurique du Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique. Mémoires de la Commission du Service Géologique du Portugal, 245 p.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R., González Lodeiro, F., 1990. Central Iberian Zone: Structure. In R.D. Dallmeyer, E. Martínez García, (eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag, 172-188.
- Dozy, J.J., 1983a. The Geology of the region to the Southeast of Lugo (N.W. Spain). Leidse Geologische Mededelingen, 52, 513-524.
- Dozy, J.J., 1983b. La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España). Boletín Geológico y Minero, 94, 383-414.
- Emig, C.C., Gutiérrez-Marco, J.C., 1997. Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaín (Ordovicien: Arenig) dans le SW de l'Europe: analyse des facteurs responsables et signification paléocéologique. Géobios, 30, 481-495.
- Erdtmann, B.-D., 1996. Cambro-Ordovician evolution of the Northwestern peri-Gondwana margin. Correlación Geológica, Tucumán, 12, 85-106.
- Erdtmann, B.-D., 1998. Neoproterozoic to Ordovician Baltica and Laurentia interactions with Gondwana: Paleobiological and tectonostratigraphic constraints. Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, 9, 128-129.
- Fernández Casals, M.J., Gutiérrez-Marco, J.C., 1985. Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central. Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, 79, 487-509.

- Fernández Fernández, A., Moro Benito, M.C., 1991. Estudio de las magnetitas de Latedo: I. Contribución al conocimiento geológico y metalogenético de las mineralizaciones de hierro asociadas a los materiales ordovícicos de la provincia de Zamora. *Studia Geologica Salmanticensia*, 27, 113-130.
- Fernández Fernández, A., Moro Benito, M.C., 1996. Presencia de *Girvanella* y trazas fósiles en los ironstones ordovícicos y metasedimentos encajantes de la provincia de Zamora (España). *Geogaceta*, 19, 87-90.
- Fernández, A., Chauvel, J.J., Moro, M.C., 1998. Comparative study of the Lower Ordovician ironstones of the Iberian Massif (Zamora, Spain) and of the Armorican Massif (Central Brittany, France). *Journal of Sedimentary Research*, 68, 53-62.
- Finney, S.C., Berry, W.B.N., 1997. New perspectives on graptolite distributions and their use as indicators of platform margin dynamics. *Geology*, 25, 919-922.
- Finney, S.C., Berry, W.B.N., 1998. An actualistic model of graptolite biogeography. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23, 183-185.
- Fortey, R.A., 1975. Early Ordovician trilobite communities. *Fossils and Strata*, 4, 331-352.
- Fortey, R.A., 1985. Pelagic trilobites as an example of deducing the life habits of extinct arthropods. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 76, 219-230.
- Fortey, R.A., 1994. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. In D.L. Bruton, (ed.): *Aspects of the Ordovician System*. Palaeontological Contributions of the University of Oslo, 295, 37-50.
- Fortey, R.A., Cocks, L.R.M., 1992. The early Palaeozoic of the North Atlantic region as a test case for the use of fossils in continental reconstruction. *Tectonophysics*, 206, 147-158.
- Fortey, R.A., Morris, S.F., 1982. The Ordovician trilobite *Neseuretus* from Saudi Arabia, and the palaeogeography of the *Neseuretus* fauna related to Gondwanaland in the Earlier Ordovician. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, Geology series, 36, 63-75.
- Fortey, R.A., Owens, R.M., 1978. Early Ordovician (Arenig) stratigraphy and faunas of the Carmarthen district, southwest Wales. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, Geology series, 30, 225-294.
- Fortey, R.A., Owens, R.M., 1987. The Arenig Series in South Wales. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, Geology series, 41, 69-307.
- Fortey, R.A., Owens, R.M., Rushton, A.W.A., 1989. The palaeogeographic position of the Lake District in the early Ordovician. *Geological Magazine*, 126, 9-17.
- Fortey, R.A., Beckly, A.J., Rushton, A.W.A., 1990. International correlation of the base of the Llanvirn Series, Ordovician System. *Newsletters on Stratigraphy*, 22, 119-142.
- Fortey, R.A., Harper, D.A.T., Ingham, J.K., Owen, A.W., Rushton, A.W.A., 1995. A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. *Geological Magazine*, 132, 15-30.
- García-Alcalde, J.L., 1995. L'évolution paléogéographique pré-varisque de la Zone Cantabrique (Espagne). *Revista Española de Paleontología*, 10, 9-29.
- García Iglesias, J., Ruiz, F., Suárez, O., 1985. Mineralizaciones de afinidad volcánica en el área de S. Martín de Oscos, Asturias. (Hacia la definición de una provincia vulcano-sedimentaria en la Zona Asturoccidental-leonesa). *Trabajos de Geología*, Oviedo, 15, 249-266.
- García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C., Paniagua, A., Valenzuela, M., 1987. Los depósitos de hierro oolítico de Asturias y León: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, 2, 38-40.
- Gómez Moreno, G., Hacar Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., 1988. La pizarra de Los Oscos (Asturias). *Actas VIII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia*, Oviedo, 485-493.
- González Clavijo, E.J., 1997. La geología del Sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 330 p. (iné.)
- González González, J.C., Monteserín López, V., Arce Duarte, J.M., 1981. Memoria explicativa de la Hoja nº 268 (Molezuelas de la Carballeda) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 29 p.
- González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R., Pablo Macia, J.G. de, Pérez González, A., 1979. Memoria explicativa de la Hoja nº 48 (Meira) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 45 p.
- Gutiérrez-Marco, J.C., 1983. Nuevos datos para el conocimiento bioestratigráfico de las Pizarras de Lurca en la Zona Asturoccidental-leonesa (NO de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 6, 71-74.
- Gutiérrez Marco, J.C., 1986. Graptolitos del Ordovícico español. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 701 p. (iné.)
- Gutiérrez-Marco, J.C., 1997. *Tolmachovia babini* nov. sp., nuevo ribeiroide (Mollusca, Rostroconchia) del Ordovícico Medio de la Zona Centroibérica Española. *Geobios-Mémoire Spécial*, 20, 291-298.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aceñolaza, F.G., 1992. *Ribeiria* y *Tolmachovia* (Mollusca, Rostroconchia) en el Ordovícico inferior de la Cordillera Oriental Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, 1991 (6), 1799-1814.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Baeza, E., 1996. Descubrimiento de *Aristocystites metroi* Parsley y Prokop, 1990 (Echinodermata, Diploporita) en el Ordovícico medio centroibérico (España). *Geogaceta*, 20, 225-227.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., 1984. Fósiles ordovícicos del sinclinal de Villaodrid (Zona Asturoccidental-leonesa, NW

- de España). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 7, 213-216.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., 1987. Paleobiogeographical aspects of the Ordovician mediterranean faunas. *Geogaceta*, 2, 24-26.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., 1991. Découverte de la zone à *Parakidograptus acuminatus* (base du Llandovery) dans le Silurien du Synclinorium de Truchas (Zone asturo-léonaise, Nord-Ouest de l'Espagne): conséquences stratigraphiques et paléogéographiques au passage Ordovicien-Silurien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, Sér. 2, 729-734.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Lunar, R., Amorós, J.L., 1984a. Los depósitos de hierro oolítico en el Ordovícico de España. Significado paleogeográfico. I Congreso Español de Geología (Segovia), 2, 501-525.
- Gutiérrez Marco, J.C., Rábano, I., Prieto, M., Martín, J., 1984b. Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotivense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9, 289-321.
- Gutiérrez Marco, J.C., Rábano, I., Gómez Moreno, G., Hacar Rodríguez, M., 1988. Revisión bioestratigráfica de la sucesión ordovícico-silúrica del sector meridional de la Zona Asturoccidental-Leonesa (prov. de Orense, NO de España). Resúmenes X Reunión de Geología y Minería del NO Peninsular, Laboratorio Xeolóxico de Laxe, p. 36.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., San José, M.A., Herranz, P., Sarmiento, G.N., 1995a. Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" Series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. In J.D. Cooper, M.L. Droser, S.C. Finney (eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 55-59.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rebelo, A., Rábano, I., Piçarra, J.M., 1995b. Novas observações bioestratigráficas na Formação Xistenta (Ordovícico Médio) do Sinclinal de Moncorvo (Trás-os-Montes, Nordeste de Portugal). *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, 4, 91-96.
- 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., Villas, E., 1996a. Bioestratigrafía de la Formación Pizarras del Suevo (Ordovícico Medio) en el sector septentrional de la Escama de Laviana-Sueve (Zona Cantábrica, N de España). *Revista Española de Paleontología*, 11, 48-74.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Arias, D., 1996b. Equinodermos ordovícicos del noroeste de España. In T. Palacios, R. Gozalo (eds.): *Comunicaciones XII Jornadas de Paleontología, Badajoz* (ISBN 84-7723-262-8), 67-69.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Storch, P., 1997a. Fósiles ordovícico-silúricos de Galicia. In A. Grandal d'Anglade. J.C. Gutiérrez-Marco, L. Santos Fidalgo (eds.): *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional PIGC 351, A Coruña* (ISBN 84-605-6825-3), 10-16.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J., Villas, E., 1997b. Caracterización estratigráfica del Ordovícico Superior en el Manto de Mondoñedo (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): primeras dataciones paleontológicas y correlación. In A. Grandal d'Anglade, J.C. Gutiérrez-Marco, L. Santos Fidalgo (eds.): *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional PIGC 351, A Coruña* (ISBN 84-605-6825-3), 33-37.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Sarmiento, G.N., Aceñolaza, G.F., San José, M.A., Pieren, A.P., Herranz, P., Couto, H.M., Piçarra, J.M., 1999. Faunal dynamics between Iberia and Bohemia during the Oretanian and Dobrotivian (late Middle-earliest Upper Ordovician), and biogeographic relations with Avalonia and Baltica. In P. Kraft, O. Fatka (eds.): *Quo Vadis Ordovician?*. 8th International Symposium on the Ordovician System, Prague. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 43, 487-490.
- Hacar Rodríguez, M.P., 1990. Investigación de pizarras en la reserva estatal "Sinclinal de Truchas" (León). Memoria (con la colaboración de V. Rubio Úbeda, P. Villar Alonso, M. Castaño Menéndez y J.C. Barros Lorenzo). Informe Interno ITGE, 96 p. (inéd.).
- Hammann, W., 1974. Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana Lethaea*, 55, 1-151.
- Hammann, W., 1983. Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 5, 1-177.
- Hammann, W., 1992. The Ordovician trilobites from the Iberian Chains in the province of Aragón, NE-Spain. I. The trilobites of the Cystoid Limestone (Ashgill Series). *Beringeria*, 6, 3-219.
- Hammann, W., Leone, F., 1997. Trilobites of the post-Sardic (Upper Ordovician) sequence of southern Sardinia. Part I. *Beringeria*, 20, 3-217.
- Hammann, W., Schmidt, K., 1972. Eine Llandeilo-Fauna aus der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 173, 47-74.
- Havlíček, V., Fatká, O., 1992. Ordovician of the Prague Basin (Barrandian area, Czechoslovakia). In B.D. Webby, B.D., J.R. Laurie, (eds.): *Global Perspectives on Ordovician Geology*. Balkema, Rotterdam, 461-472.
- Havlíček, V., Marek, L., 1973. Bohemian Ordovician and its international correlation. *Casopis pro mineralogii a geologii*, 18, 225-232.
- Havlíček, V., Vanek, J., 1966. The Biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. *Sborník geologických ved, Paleontologie*, 8, 7-69.

- Havlíček, V., Vanek, J., 1996. Dobrotivian/Berounian boundary interval in the Prague Basin with a special emphasis on the deepest part of the trough (Ordovician, Czech Republic). *Vestník Českého geologického ústavu*, 71, 225-243.
- Havlíček, V., Vanek, J., Fatká, O., 1994. Perunica microcontinent in the Ordovician (its position within the Mediterranean Province, series division, benthic and pelagic associations). *Sborník geologických ved, Geologie*, 46, 23-56.
- Henry, J.-L., 1989. Paléoenvironnements et dynamique de faunes de Trilobites dans l'Ordovicien (Llanvirn supérieur-Caradoc basal) du Massif Armoricaín (France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73, 139-153.
- Henry, J.-L., Lefebvre, B., Chauvin, D., 1997. Stratification thermique probable des eaux marines sur la marge gondwanienne (Massif Armoricaín) pendant l'Ordovicien (Llanvirn): implications paléogéographiques. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 205, 373-392.
- Henry, J.-L., Vidal, M., Lacombe, L., 1993. Apparition soudaine de *Protolloydolithus* (Trilobita, Trinucleidae) dans l'Ordovicien (Llandeilo) du Massif Armoricaín: un essai d'interprétation. *Geobios*, 26, 201-206.
- Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Barba, P., Gallastegui, G., Villa, E., Leyva, F., Suárez-Rodríguez, A., 1989. Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 54 (Rioseco) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria y Energía, 108 p., 1 mapa pleg.
- 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., 1916. Criaderos de Hierro de la zona de Luarca. In: Criaderos de Hierro de España. Tomo II, Criaderos de Asturias. *Memorias del Instituto Geológico de España*, 27, 621-668.
- Hernández Sampelayo, P., 1922. Criaderos de Mineral de Hierro de España. Tomo IV, Hierros de Galicia (volumen 1). *Memorias del Instituto Geológico de España*, 30, 1-483.
- Hernández Sampelayo, P., 1924a. Informe sobre la impermeabilidad del pantano de Bárcena y Posada en el río Sil. *Boletín del Instituto Geológico de España*, 45, 233-250.
- Hernández Sampelayo, P., 1924b. Rectificación geológica de las cuencas del Navia y del Ibias. *Boletín del Instituto Geológico de España*, 45, 251-262.
- 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., 1935a. Criaderos de Mineral de Hierro de España. Tomo IV, Hierros de Galicia (volumen 3, fascículo 1º). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 42, 1-373.
- Hernández Sampelayo, P., 1935b. Criaderos de Mineral de Hierro de España. Tomo IV, Hierros de Galicia (volumen 3, fascículo 2º). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 42, 374-769.
- 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 (1-2), 1-592, 593-848.
- Hernández Sampelayo, P., 1960. Graptolítidos españoles (recopilados por R. Fernández Rubio). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 57, 3-78.
- Hernández Sampelayo, P., Hernández Sampelayo, A., 1951. Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 158 (Ponferrada) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (1ª serie). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 83 p.
- Hernández Sampelayo, P., Hernández Sampelayo, A., 1952. Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 159 (Bembibre) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (1ª serie). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 96 p.
- Hernández Urroz, J., Dívar Rodríguez, J., Marcos Vallaure, A., Pérez-Estaún, A., Martínez, F., 1978. Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 73 (Castroverde) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 37 p., 1 mapa pleg.
- Iglesias Ponce de León, M., Robardet, M., 1980. El Silúrico de Galicia Media (central). Su importancia en la paleogeografía varisca. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1, 99-115.
- Jenkins, C.J., 1987. The Ordovician graptoloid *Didymograptus murchisoni* 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., 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., Truyols, J., 1983. El Ordovícico en el Macizo Ibérico. In: *Geología de España (Libro Jubilar J.M. Ríos)*. Número extraordinario, Instituto Geológico y Minero de España, 1, 192-246.
- Julivert, M., Marcos, A., Truyols, J., 1972. L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 4 (1), 1-7.
- Julivert, M., Marcos, A., Philippot, A., 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, 1-4.
- Julivert, M., Truyols, J., Marcos, A., Arboleya, M.L., 1973. Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 13 (Avilés) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAG-

- NA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 30 p., 1 mapa pleg.
- Julivert, M., Marcos, A., Pulgar, J.A., Martínez, F., Truyols, J., 1977. Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 51 (Belmonte de Miranda) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 27 p., 1 mapa pleg.
- Kennedy, R.J., 1989. Ordovician (Llanvirn) trilobites from SW Wales. Monograph of the Palaeontographical Society London, 141 (576), 1-55.
- Keppie, J.D., Dostal, J., 1998. Terrane transfer between eastern Laurentia and northwestern Gondwana: the place of Bohemian Massif. *Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*, 9, 152-153.
- Linnemann, U., Gehmlich, M., Tichomirowa, M., Buschmann, B., Bombach, K., 1998. Tectonostratigraphic Events of the Peri-Gondwanan Basement of the Saxo-Thuringian Composite Terrane (Central European Variscides). *Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*, 9, 159-161.
- Lockley, M.G., Williams, A., 1981. Lower Ordovician Brachiopoda from mid and southwest Wales. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology series*, 35, 1-78.
- Lotze, F., 1958. Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, 7, 727-750.
- Lotze, F., 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. Akademie der Wissenschaften und Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, 1961 (6), 283-498.
- Lunar Hernández, R., 1977. Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del Noroeste de la Península. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 90, 1-211.
- Lunar, R., Amorós, J.L., 1979. Mineralogy of the Oolitic Iron Deposits of the Ponferrada-Astorga Zone, Northwestern Spain. *Economic Geology*, 74, 751-762.
- Lunar Hernández, R., Ruiz Cruz, M.D., 1977. Mineralogía de las rocas de caja de los yacimientos de hierro en los alrededores de Ponferrada (León). *Boletín Geológico y Minero*, 88, 434-445.
- Llopias Lladó, N., 1961. Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio. *Breviora Geologica Asturica*, 5, 3-52.
- MacGregor, A.R., 1961. Upper Llandeilo brachiopods from the Berwyn Hills, North Wales. *Palaeontology*, 4, 177-209.
- Maletz, J., 1995. The Middle Ordovician (Llanvirn) graptolite succession of the Albjära core (Scania, Sweden) and its implication for a revised zonation. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 23, 249-259.
- Maletz, J., 1997. Graptolites from the *Nicholsonograptus fasciculatus* and *Pterograptus elegans* Zones (Aberiddian, Ordovician) of the Oslo region, Norway. *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge*, 4, 5-98.
- Marcos, A., 1970. Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias. *Breviora Geologica Asturica*, 14, 13-28.
- Marcos, A., 1973. Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 6, 1-113.
- Marcos, A., Pulgar, J.A., 1980. Memoria explicativa de la Hoja nº 11 (Luarca) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª Serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 24 p.
- Marcos, A., Ruiz, F., 1978. Memoria explicativa de la Hoja nº 49 (San Martín de Oscos) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª Serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 38 p.
- Marcos, A., Pulgar, J.A., Martínez, F.J., 1980a. Memoria explicativa de la Hoja nº 26 (Boal) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 28 p.
- Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Vargas, I., 1980b. Memoria explicativa de la Hoja nº 99 (Becerreá) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 32 p.
- Martínez Catalán, J.R., 1985. Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae* [2], 2, 1-291.
- Martínez Catalán, J.R., Hacer Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A., González Lodeiro, F., 1992a. Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81, 545-560.
- Martínez Catalán, J.R., Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Pulgar, J.A., Marcos, A., 1992b. La Zona Asturoccidental-Leonesa: estructura. In J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra, I. Rábano (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 463-468.
- Martínez García, E., 1973. Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provincias de Zamora, León y Orense, noroeste de España). *Studia Geologica*, 5, 7-106.
- Matas, J., Velando, F., 1982. Memoria explicativa de la Hoja nº 230 (Castrocontrigo) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 27 p.
- Matte, Ph., 1968. La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Géologie Alpine*, 44, 152-270.
- 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., 1990. Brachiopodes articulés de la coupe de l'île de Rosan (Crozon, Finistère). Formation des Tufs et Calcaires de Rosan (Caradoc-Ashgill). *Geobios*, 23, 539-579.

- Mitchell, C.E., Chen, X., Bergström, S.M., Zhang, Y.-d., Wang, Z.-h., Webby, B.D., Finney, S.C., 1997. Definition of a global boundary stratotype for the Darriwilian Stage of the Ordovician System. *Episodes*, 20, 158-166.
- Montesinos López, J.R., 1978. Descripción y correlación de dos series ordovícicas del norte de Asturias (Cabo Peñas y Cabo Vidrias). Tesis de Licenciatura, Universidad de Oviedo, 46 p. (inéd.).
- 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 Luarca (Ordovícico medio) en el área de Cabo Vidrias (Asturias, N España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2, 187-193.
- Nollau, G., 1966. El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 88, 31-48.
- Nollau, G., 1968. Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada, Nord-west-Spanien. *Geotektonische Forschungen*, 27, 71-146.
- Nolvak, J., Grahn, Y., 1993. Ordovician chitinozoan biozones from Baltoscandia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79, 245-269.
- Oczlon, M.S., 1990. Ocean currents and unconformities: the North Gondwana Middle Devonian. *Geology*, 18, 509-512.
- Ölmüller, R., 1972. Stratigraphie und Tektonik des Karbonbeckens von El Bierzo (Provinz Leon, Spanien). *Dissertation Universität Münster*, 370 p. (inéd.)
- Oulebsir, L., Paris, F., 1995. Chitinozoaires ordoviciens du Sahara algérien: biostratigraphie et affinités paléogéographiques. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 86, 49-68.
- Pardo Alonso, M.V., 1997. Geología del Devónico meridional de la Zona Centroibérica. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 472 p. (inéd.).
- Parga Pondal, I., Parga Peinador, P., Ramón Vegas, R., Marcos, A. 1982. Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico. Escala 1:500.000. Publicacións da Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos.
- 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, 1-496.
- Paris, F., 1990. The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, 181-209.
- Paris, F., 1998. Palaeogeography of northern Gondwana regions in the early Palaeozoic: the verdict of the faunas. *Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*, 9, 173-174.
- Paris, F., Robardet, M., 1977. Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France* [7], 19, 1121-1126.
- Paris, F., Robardet, M., 1990. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, 177, 193-213.
- Pello García, J.F., 1976. Hierros Ribadeo-Fonsagrada-Becerreá. Estudio de las áreas de Villadrid, Orrea y Fonsagrada. Informe Interno ENADIMSA, 63 p. (inéd.).
- Pello, J., 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*, 1967 (4), 156-157.
- Pérez-Estaún, A., 1974a. Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas. *Breviora Geologica Asturica*, 18, 23-25.
- Pérez-Estaún, A., 1974b. La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Asturoccidental-leonesa). *Breviora Geologica Asturica*, 18, 53-57.
- Pérez-Estaún, A., 1978. Estratigrafía y Estructura de la Rama S. de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 92, 1-151.
- Pérez-Estaún, A., Marcos, A., 1981. La Formación Agüeira en el sinclinorio de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico superior en la zona Asturoccidental-leonesa (NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 11, 135-145.
- Pérez-Estaún, A., Marquínez, J., Ortega, E., 1980. La sucesión ordovícica y la estructura de la región de Silván (La Cabrera, León). *Breviora Geologica Asturica*, 24, 17-24.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Marcos, A., Sánchez de la Torre, L., Galán, J., Vargas, I., Ruiz, F., 1982. Memoria explicativa de la Hoja nº 126 (Vega de Espinareda) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 35 p.
- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Marcos, A., Pulgar, J., 1990. Chapter III, 2: Stratigraphy of the West Asturian-Leonese Zone. In R.D. Dallmeyer, E. Martínez García, (eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, 92-102.
- Pillet, J., 1992. Les faunes trilobitiques du Llanvirn dans le sud-est du Massif armoricain. *Mémoire de la Société d'études Scientifiques de l'Anjou*, 11, 1-58.
- Plogmann, H., 1973. Zur Geologie und Petrographie der Regionen Sanabria (Prov. Zamora) und Cabrera Baja (Prov. León) in Nordwest-Spanien. *Dissertation Universität Münster*, 168 p. (inéd.)
- Prado, C. de, 1857. Lettre à M. de Verneuil sur le terrain Silurien des Asturies (28 Oct. 1857). *Bulletin de la Société Géologique de France* [2], 15, 91-93.

- Puschmann, H., 1967. Zum problem der schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). *Geologische Rundschau*, 56, 528-542.
- Quiroga, J.L., 1982. Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 12, 205-226.
- Rábano, I., 1984. Nuevas observaciones sobre *Placoparia (Placoparia) cambriensis* Hicks, 1875 (Trilobita, Cheirurina) en el Llanvirn centroibérico. *Coloquios de Paleontología*, 39, 7-16.
- Rábano, I., 1989a. Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I. Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos. *Boletín Geológico y Minero*, 100, 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, 541-609.
- Rábano, I., Gutiérrez-Marco, J.C., 1983. Revisión del género *Ectillaemus* Salter, 1867 (Trilobita, Illaenina) en el Ordovícico de la Península Ibérica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geológica)*, 81, 225-246.
- Rábano, I., Gutiérrez-Marco, J.C., Esteban Arleguá, J., 1989. Los primeros fósiles encontrados en Galicia, redescubiertos en la colección Schulz del Museo GeoMinero (ITGE, Madrid). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 14, 159-166.
- Rabu, D., 1977. Le Paleozoïque du Bierzo (Province de León, NW-Espagne): Stratigraphie-Structure-Metallogénie. Thèse du 3^e cycle, Université de Rennes, 197 p. (iné.)
- Radig, F., 1964. Die Lebensspur *Tomaculum problematicum* Groom 1902, in Llandeilu 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).
- Raumer, J. von, Schaltegger, U., 1998. Pre-Variscan basement evolution in the Alps: an active continental margin of Gondwana. *Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*, 9, 179-180.
- Rebelo, J.A., Romano, M., 1986. A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, NE Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 72, 45-57.
- Rickards, R.B., Khashoggi, M.S., en prensa. The tuning fork graptoloid, *Didymograptus munchisoni* (Beck, 1839).
- Riemer, W., 1963. Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 117, 273-285.
- Riemer, W., 1966. Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 81, 7-20.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J.C., 1990. Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. In R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, 383-395.
- Robardet, M., Paris, F., Racheboeuf, P.R., 1990. Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Paleozoic times. In W.S. McKerrow, C.R. Scotese (ed.): *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir, 12, 411-419.
- Romano, M., 1990. The trilobite *Protolloydolithus* from the middle Ordovician of north Portugal. *Palaentology*, 33, 487-493.
- Romano, M., 1991. Trilobites from the Ordovician of Portugal. *Palaentology*, 34, 329-355.
- Romao, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Oliveira, J.T., Marques Guedes, A., 1995. A Formação de Cabeço do Peão (Ordovícico Superior) no sinforma Amêndoa-Carvoeiro (SW da ZCI) e a sua correlação estratigráfica na província mediterrânica. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, 4, 121-126.
- San José, M.A., Rábano, I., Herranz, P., Gutiérrez-Marco, J.C., 1992. El Paleozoico Inferior en la Zona Centroibérica meridional. In J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 505-521.
- Sarmiento, G.N., Méndez-Bedia, I., Aramburu, C., Arbizu, M., Truyols, J., 1994. Early Silurian conodonts from the Cantabrian Zone, NW Spain. *Géobios*, 27, 507-522.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., 1999. Conodonts ordovícicos del noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica durante el Ordovícico Superior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (3-4), 477-500.
- Schulz, G., 1835. Descripción geognóstica del Reino de Galicia, acompañada de un mapa petrográfico de este país. Madrid, imprenta de los Herederos de Collado, 52 p.
- Schulz, G., 1858. Descripción geológica de la Provincia de Oviedo. Madrid, Gráficas Reunidas, S.A., 138 p.
- Servais, T., 1993. The Ordovician acritarch *Frankea*. *Special Papers in Palaeontology*, 48, 79-95.
- Sharpe, D., 1849. On the geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian coal and slates of Valongo. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, 5, 142-153.
- Skevington, D., 1974. Graptolite faunas from central and northwestern Spain. *Breviora Geologica Asturica*, 18, 61-64.
- Spjeldnaes, N., 1998. Paleobiogeographical constraints on models of plate movements in the Ordovician of Europe. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, 42, 342-343.

- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H. C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau*, 86, 585-598.
- Tait, J.A., Schätz, M., Bachtadse, V., Soffel, H., 1998. Paleogeography of Paleozoic terranes in the Variscan and Alpine fold belts. *Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*, 9, 192-193.
- Tena-Dávila Ruiz, M. de, 1975. Memoria explicativa de la Hoja nº 47 (Villalba) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 34 p.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A., Walderhaug, H.J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40, 229-258.
- Trench, A., Torsvik, T.H., 1992. The closure of the Iapetus Ocean and Tornquist Sea: new palaeomagnetic constraints. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 867-870.
- Truyols, J., Arbizu, M., García-Alcalde, J.L., García-López, S., Méndez-Bedia, I., Soto, F., Truyols-Massoni, M., 1990. Chapter II, 2.2: Stratigraphy of the Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). In R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, 10-23.
- Truyols, J., Aramburu, C., Arbizu M., García-Ramos, J.C., Gutiérrez-Marco, J.C., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Villas, E., 1996. La Formación vulcanosedimentaria del Castro (Ordovícico-Silúrico) en el Cabo Peñas (Zona Cantábrica, NO España). *Geogaceta*, 20, 15-18.
- Truyols, J., Gutiérrez-Marco, J.C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Villas, E., 1997. Bioestratigrafía y correlación de las formaciones pelíticas del Ordovícico Medio en el noroeste de la Península Ibérica: primeros resultados generales. In A. Grandal d'Anglade, J.C. Gutiérrez-Marco, L. Santos Fidalgo, (eds.): *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional PIGC 351, A Coruña* (ISBN 84-605-6825-3), 118-120.
- Vacas, J.M., Martínez Catalán, J.R., 1987. El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Studia Geologica Salmanticensis*, 24, 151-175.
- Vaccari, N., Benedetto, J.L., Waisfeld, B.G., Sánchez, T., 1993. La fauna de *Neseuretus* en la Formación Suri (oeste de Argentina): edad y relaciones paleobiogeográficas. *Revista Española de Paleontología*, 8, 185-190.
- Van Houten, F.B., 1985. Oolitic ironstones and contrasting Ordovician and Jurassic paleogeography. *Geology*, 13, 722-724.
- Vanguetaine, M., Aramburu, C., 1988. Cambrian and Ordovician acritarchs and Chitinozoa from the Cantabrian Mountains, NW Spain. Preliminary results. Abstracts International Symposium on Circum-Mediterranean Palynology, Zeist (Holanda).
- Vélando, F., Martínez, C., 1973. Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 159 (Bembibre) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 34 p. 1 mapa pleg.
- Vélando, F., Matas, J., 1981. Memoria explicativa de la Hoja nº 192 (Lucillo) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 31 p.
- Vélando, F., Pérez-Estaún, A., 1981. Memoria explicativa de la Hoja nº 229 (La Baña) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 24 p.
- Vélando, F., Castelló, R., Orviz, F., 1976. Memoria explicativa de la Hoja nº 78 (Pola de Lena) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2ª serie MAGNA). IGME, Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 44 p.
- Vennin, E., Álvaro, J.J., Villas, E., 1998. High-latitude pelmatozoan-bryozoan mud-mounds from the late Ordovician northern Gondwana Platform. *Geological Journal*, 33, 121-140.
- Vidal, M., 1998. Le modèle des biofaciès à Trilobites: un test dans l'Ordovicien inférieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 327, 327-333.
- Villar Alonso, P.M., Hacar Rodríguez, M.P., Rubio Ubeda, V., 1987. Investigación de Pizarras Ornamentales en Vilarchao-Santa Eulalia de Oscos -2ª Fase-. Informe Interno ITGE, Memoria 62 p., 1 mapa (inéd.).
- Villas, E., 1992. New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance. *Journal of Palaeontology*, 66, 772-793.
- Villas, E., 1995. Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain). *Geobios*, 28, 49-84.
- Villas, E., Cocks, L.R.M., 1996. The first Early Silurian brachiopod fauna from the Iberian Peninsula. *Journal of Paleontology*, 70, 571-588.
- Villas, E., Gisbert, J., Montesinos, R., 1989. Brachiopods from volcanoclastic Middle and Upper Ordovician of Asturias (Northern Spain). *Journal of Paleontology*, 63, 554-565.
- Villas, E., Arbizu, M., Bernárdez, E., Méndez-Bedia, I., Aramburu, C., 1995. *Protambonites primigenius* (Brachiopoda, Clitambonitida) y el límite Cámbrico-Ordovícico en la Serie de Los Cabos (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España). *Revista Española de Paleontología*, 10, 140-150.
- Wagner, W., Le Bail, R., Hacar Rodríguez, M.P., Stanek, S., 1994. European Roofing Slates. Part 1: remarks to the geology of mineral deposits. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 40, 68-74.
- Wagner, W., Le Bail, R., Hacar Rodríguez, M.P., Stanek, S., 1995. European Roofing Slates. Part 2: Geology of selected

- examples of slate deposits. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 41, 21-26.
- Walter, R., 1965. Die unterschiedliche Entwicklung des Altpaläozoikums östlich und westlich des Kristallins von Viveiro-Lugo (Nordwest-Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 1965 (12), 740-753.
- Walter, R., 1966. Die Entwicklung des Altpaläozoikums in Nordöst Galicien (NW-Spanien). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 115, 919-920.
- Walter, R., 1968. Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotektonische Forschungen*, 27, 3-70.
- Wang, X-F., Chen X-H., 1994. Lower Ordovician chitinozoan biostratigraphy and palaeogeography of Upper Yangtze Region. *Acta Palaeontologica Sinica*, 33, 720-738.
- Webby, B.D., 1998. Steps toward a global standard for Ordovician stratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy*, 36, 1-33.
- Wright, A.D., Mérou, M., 1998. Mantle-body arrangement along the hinge of early protrematous brachiopods: evidence from *Crozonorthis*. *Palaeontology*, 41, 601-603.
- Young, T.P., 1989. Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of Western Europe. In T.P. Young W.E.G. Taylor (eds.): *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society of London, Special Publication, 46, 51-63.
- Young, T.P., 1990. Ordovician sedimentary facies and faunas of Southwest Europe: palaeogeographic and tectonic implications. In W.S. McKerrow, C.R. Scotese (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society of London, Memoir, 12, 421-430.
- Young, T.P., 1992. Ooidal ironstones from Ordovician Gondwana: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 99, 321-347.
- Zeitz, U., Nollau, G., 1984. Ordoviz und Silur im Sil-Synclorium südlich Ponferrada (Provinz León), NW-Spanien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 135, 211-222.
- Zhou, Z.-Y., Dean, W.T., Luo H.-L., 1998. Early Ordovician trilobites from Dali, west Yunnan, China, and their palaeogeographical significance. *Palaeontology*, 41, 429-460.

LÁMINAS

PLATES

Lámina I

Algunos bivalvos (1-6), rostroconchas (7-11) y braquiópodos (12-22) del Ordovícico Medio de las localidades estudiadas: 1, sur de Nava (Asturias, loc. PM-LU-3); 2-8 y 18-21, norte de Cunas (León, loc. TR-III); 9-11, Valdavidó (León, loc. TR-II); 12-16, grupo de canteras Castañeiro (Casaio, Ourense); 22, O Robledo da Lastra (Ourense, loc. RO-I).

1-2. *Coxiconchia britannica* (ROUAULT, 1851), molde compuesto e interno de dos valvas izquierdas, respectivamente MGM-1246-O (1, x 1,5) y MGM-1247-O (2, x 2,2), este último mostrando las impresiones musculares adductoras (la anterior está incompleta) y la corona de inserciones accesorias dispuesta entre ambos (formada por dos fuertes retractores pediales más cuatro marcas de anclaje visceral subcirculares).

3. *Praeleda costae* (SHARPE, 1853), molde interno deformado de una valva derecha, MGM-1248-O (x 2,4)

4. *Cadomia britannica* (BABIN, 1966), molde interno de una valva derecha, MGM-1249-O (x 2,2)

5-6. *Redonia deshayesi* ROUAULT, 1851, moldes internos de dos valvas derechas, MGM-1250 y 1251-O (x 3,2 y x 2,8, respectivamente)

7-8. *Ribeiria pholadiformis* SHARPE, 1853, molde interno algo deformado, MGM-1252-O, en vista lateral izquierda (7, x 1,7) y anterior (8, x 1,8)

9-11. *Tolmachovia* n. sp., molde interno en matriz de la cara lateral derecha, mostrando el contorno exterior de la concha (9, MGM-1253a-O, x 2,6) y molde interno carente de la pirámide umbonal, en vistas lateral izquierda y dorsal (10-11, MGM-1254-O, ambas x 2)

12-20. Orthacea indet., 12, molde interno de una valva ventral, MGM-1255-O (x 1,4); 13, molde interno de una valva dorsal, MGM-1256-O (x 1,5); 14-15, vaciados en látex del molde interno y externo de una valva dorsal, MGM-1257-O (x 1,7); 16, vaciado en látex del molde externo de una valva ventral, MGM-1258-O (x 2); 17, moldes internos de dos valvas ventrales, MGM-1259a-O (x 2); 18, vaciado en látex de un molde interno dorsal (izquierda) y de un molde externo ventral (derecha), MGM-1259b-O (x 2); 19, vaciado en látex de los moldes externos de varias conchas con las valvas unidas, Litoteca MAGNA, muestra 11-11/AD-167-JM (x 1); 20, vaciado en látex de un molde interno dorsal (arriba) y un molde externo ventral (abajo), MGM-1260-O (x 2)

21. *Monobolina* sp., vaciado en látex del molde externo de una valva ventral, deformada oblicuamente, en la que se marcan los fuertes relieves internos correspondientes a la *vascula lateralia*, MGM-1261-O (x 2)

22. *Palaeoglossa?* sp., valva ventral de gran tamaño mostrando líneas de crecimiento e indicios de estriación radial, MGM-1262-O (x 1,5).

Plate I

Some Middle Ordovician bivalves (1-6), rostroconchs (7-11) and brachiopods (12-22) from the studied localities: 1, south of Nava (Asturias province, loc. PM-LU-3); 2-8 and 18-21, north of Cunas (León province, loc. TR-III); 9-11, Valdavidó (León province, loc. TR-II); 12-16, Castañeiro group of quarries (Casaio, Ourense province); 22, O Robledo da Lastra (Ourense province, loc. RO-I).

1-2. *Coxiconchia britannica* (ROUAULT, 1851), composite and internal moulds of two left valves, MGM-1246-O (1, x 1,5) and MGM-1247-O (2, x 2,2) respectively, showing in 2) the adductor muscle scars (the anterior is not complete) and the accesoric muscle scars between them (corresponding to strong pedal retractors and four smaller, subcircular visceral attachment muscles).

3. *Praeleda costae* (SHARPE, 1853), internal mould of a distorted right valve, MGM-1248-O (x 2,4).

4. *Cadomia britannica* (BABIN, 1966), internal mould of a right valve MGM-1249-O (x 2,2).

5-6. *Redonia deshayesi* ROUAULT, 1851, internal moulds of two right valves, MGM-1250 and 1251-O (x 3,2 and x 2,8, respectively).

7-8. *Ribeiria pholadiformis* SHARPE, 1853, internal mould MGM-1252-O, somewhat distorted, in left lateral (7, x 1,7) and anterior (8, x 1,8) views.

9-11. *Tolmachovia* n. sp., internal mould in matrix, showing the external outline of the right side of the conch (9, MGM-1253a-O, x 2,6), and an internal mould lacking the umbonal end, show in left lateral and dorsal views (10-11, respectively, MGM-1254-O, both x 2).

12-20. Orthacea indet., 12, internal mould of a ventral valve, MGM-1255-O (x 1,4); 13, internal mould of a dorsal valve, MGM-1256-O (x 1,5); 14-15, latex cast of the internal and external mould of a dorsal valve, MGM-1257-O (x 1,7); 16, latex cast of external mould of a ventral, MGM-1258-O (x 2); 17, internal moulds of two ventral valves, MGM-1259a-O (x 2); 18, latex cast of a dorsal internal mould (left) and a ventral external mould (on the right), MGM-1259b-O (x 2); 19, latex cast of exteriors of several conjoined shells, Lithoteca MAGNA, sample 11-11/AD-167-JM (x 1); 20, latex cast of a dorsal internal mould (above) and a ventral external mould (below), MGM-1260-O (x 2).

21. *Monobolina* sp., latex cast of the external mould of an obliquely deformed ventral valve, with prominent internal reliefs corresponding to the *vascula lateralia*, MGM-1261-O (x 2).

22. *Palaeoglossa?* sp., external view of ventral valve, showing growth lines and traces of radial striations, MGM-1262-O (x 1,5).

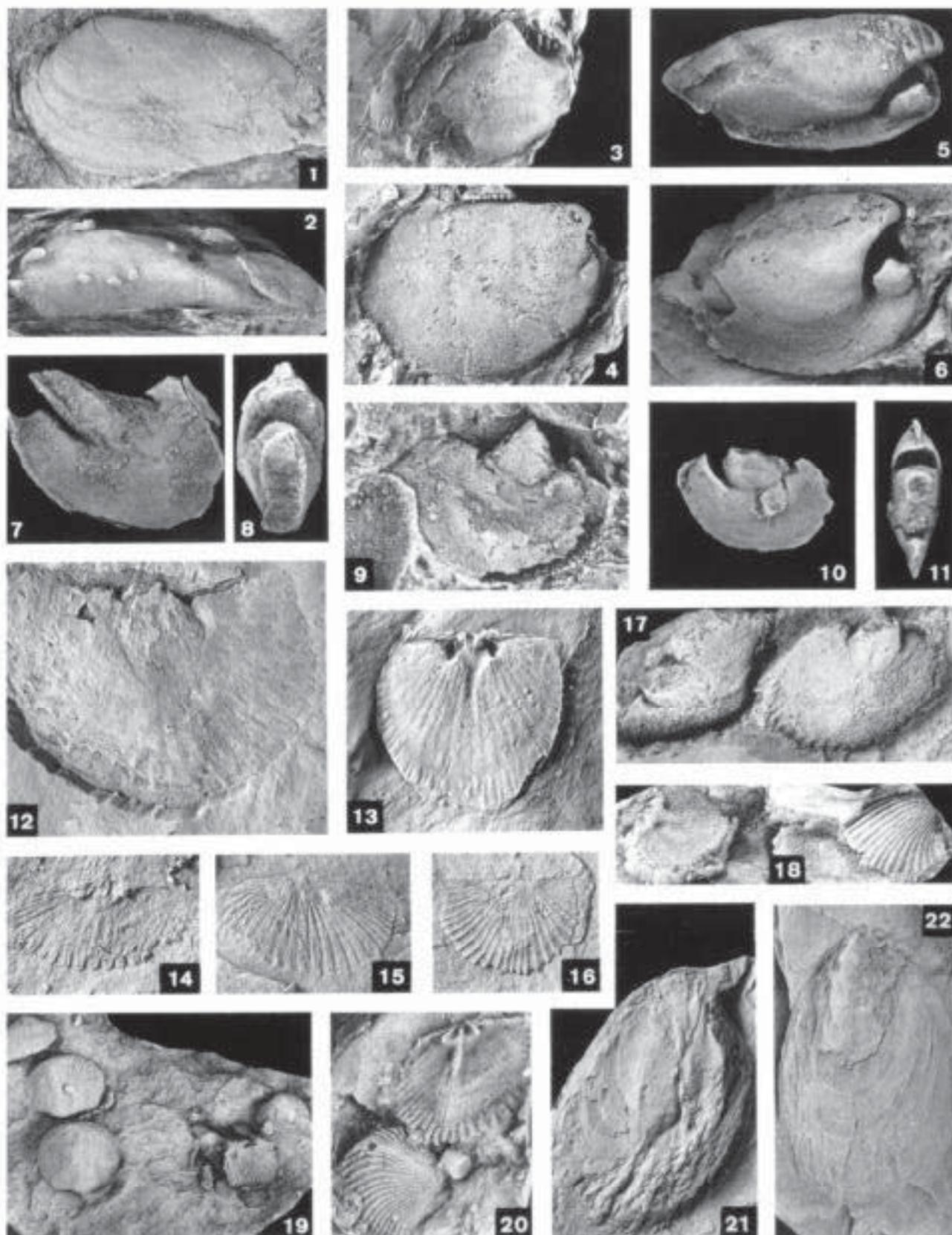


Lámina II

Brachiopods, graptolites, trilobites, molluscs and equinoderms from the Ordovician Middle of various localities in northwestern Spain: 1-3, south of Nava (Asturias, levels PM-LU-3 and PM-LU-1); 4-5, 17, O Robledo (Ourense, loc. RO-I); 6, 9, northeast of El Condado (Asturias, sigla COLI); 7, 10, 19, Los Barrios de Luna (León); 8, 12-14, Cunas (León, loc. TR-III); 11, Manzanal del Puerto (León, loc. MP-I); 15, San Mamede (Lugo, loc. VILL-II); 16, southwest of Ribadeo (Lugo, loc. RB-I); 18, San Pedro de las Herrerías (Zamora, loc. MH-I); 20, Valdavidó (León, loc. TR-II).

- 1-3. *Heterorthina* cf. *morgatensis* MÉLOU, 1975, vaciado en látex del molde externo de una valva dorsal (1, MGM-1310-O, x 4) y de otro molde interno dorsal (2, MGM-1311-O, x 4,2); 3, molde interno de una valva ventral (MGM-1312-O, x 3,5).
- 4-5. *Didymograptus* (*Expansograptus*)? *mancus* GUTIÉRREZ-MARCO, 1986 (nom. nud.), región proximal de un radosoma, con sícula visible (4, MGM-1313-O, x 3,6), y fragmento de estipe (5, MGM-1314-O, x 2).
6. *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD, 1840), radosoma en vista anversa, MGM-1315-O (x 5,5);
7. *Eoglyptograptus* sp., radosoma MGM-1317-O, asociado a una valva de *Quadrijugator marcoi* VANNIER, 1986, visible a la derecha del graptolito, como una pequeña forma subcuadrada con tres lóbulos paralelos (x 4,3).
8. *Asaphina* indet., vaciado en látex de una librigena deformada, mostrando la superficie visual (parte anterior a la izquierda, vista oblicuo lateral), MGM-1319-O (x 2)
9. *Phacopidina micheli* (TROMELIN, 1877), molde interno de un ejemplar mal conservado, MGM-1316-O (x 3,5).
10. *Prionocheilus mendax* (VANEK, 1965), molde interno de un pigidio aplastado, MGM-1318-O (x 6,8).
11. *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN, 1977, molde interno de un cranidio muy deformado, MGM-1320-O (x 1,6).
- 12-14. *Orthocerida* indet., 12-13, molde interno de un fragmento del fragmocono, mostrando un tabique y la inserción de los tres siguientes en el relleno sifonal, MGM-1321-O (ambas x 2,4); 14, vaciado en látex de un sector de la cámara de habitación, mostrando la ornamentación externa (apertura hacia abajo), MGM-1322-O (x 4,4).
- 15-16. *Simuitidae* indet., aspecto de dos ejemplares comprimidos, MGM-1323-O (15, vaciado en látex x 1,8) y MGM-1324-O (16, x 1,7), respectivamente.
17. *Basilicus*? sp., fragmento del molde interno de un pigidio deformado de gran tamaño, MGM-1325-O (x 0,7).
18. cf. *Nobiliasaphus*? sp., pigidio muy deformado, mostrando la punta caudal y la segmentación en el área pleural derecha, MGM-1326-O (x 2).
19. *Ophiuroidea* (*Stenurida*) indet., fragmento de uno de los brazos en vista dorsal (parte distal hacia abajo), mostrando osículos laterales espinosos, MGM-1327-O (x 2,3).
20. *Porambonites*? sp., molde interno de una valva ventral, MGM-1328-O (x 2,3).

Plate II

Some Middle Ordovician brachiopods, graptolites, trilobites, molluscs and echinoderms from NW Spain. Localities: 1-3, south of Nava (Asturias, fossil beds PM-LU-3 and PM-LU-1); 4-5, 17, O Robledo (Ourense province, loc. RO-I); 6, 9, northeast from El Condado (Asturias, loc. COLI); 7, 10, 19, Los Barrios de Luna (León province); 8, 12-14, Cunas (León prov., loc. TR-III); 11, Manzanal del Puerto (León prov., loc. MP-I); 15, San Mamede (Lugo province, loc. VILL-II); 16, southwest of Ribadeo (Lugo prov., loc. RB-I); 18, San Pedro de las Herrerías (Zamora province, loc. MH-I); 20, Valdavidó (León prov., loc. TR-II).

- 1-3. *Heterorthina* cf. *morgatensis* MÉLOU, 1975, latex cast of the external mould of a dorsal valve (1, MGM-1310-O, x 4), latex cast of a dorsal internal mould (2, MGM-1311-O, x 4,2), and internal mould of a ventral valve (3, MGM-1312-O, x 3,5).
- 4-5. *Didymograptus* (*Expansograptus*)? *mancus* GUTIÉRREZ-MARCO, 1986 (nom. nud.), proximal fragment showing the sicula (4, MGM-1313-O, x 3,6) and detail of another stipe fragment (5, MGM-1314-O, x 2).
6. *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD, 1840), rhabdosome in obverse view, MGM-1315-O (x 5,5).
7. *Eoglyptograptus* sp., rhabdosome MGM-1317-O, in association with *Quadrijugator marcoi* VANNIER, 1986 (small subquadrate valve with three parallel lobes visible to the right of graptolite), x 4,3.
8. *Asaphina* indet., latex cast of a deformed free cheek in oblique lateral view (anterior tip to the left), MGM-1319-O (x 2).
9. *Phacopidina micheli* (TROMELIN, 1877), internal mould of a badly preserved specimen, MGM-1316-O (x 3,5).
10. *Prionocheilus mendax* (VANEK, 1965), internal mould of a flattened pygidium, MGM-1318-O (x 6,8).
11. *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN, 1977, internal mould of a strongly deformed cranidium, MGM-1320-O (x 1,6).
- 12-14. *Orthocerida* indet., 12-13, internal mould of a shell fragment, showing convex septum at the apical end of the body chamber and the spacing of the following three septae of phragmocone, indicated by their traces on the siphuncle (MGM-1321-O, both x 2,4); 14, latex cast showing details of the external ornamentation on the body chamber (aperture down), MGM-1322-O (x 4,4)
- 15-16. *Simuitidae* indet., latex cast of two compressed (left) and flattened (right) shells, MGM-1323-O (x 1,8) and MGM-1324-O (x 1,7), respectively;
17. *Basilicus*? sp., internal mould of a fragmentary pygidium, highly deformed and of large size, MGM-1325-O (x 0,7)
18. cf. *Nobiliasaphus*? sp., strongly flattened and deformed pygidium, showing the pygidial spine (center down) and some vestiges of segmentation on the right pleural field, MGM-1326-O (x 2)
19. *Ophiuroidea* (*Stenurida*) indet., dorsal surface of an incomplete arm, distal tip downwardly oriented, showing lateral arm plates with attached spines, MGM-1327-O (x 2,3)
20. *Porambonites*? sp., internal mould of a ventral valve, MGM-1328-O (x 2,3).

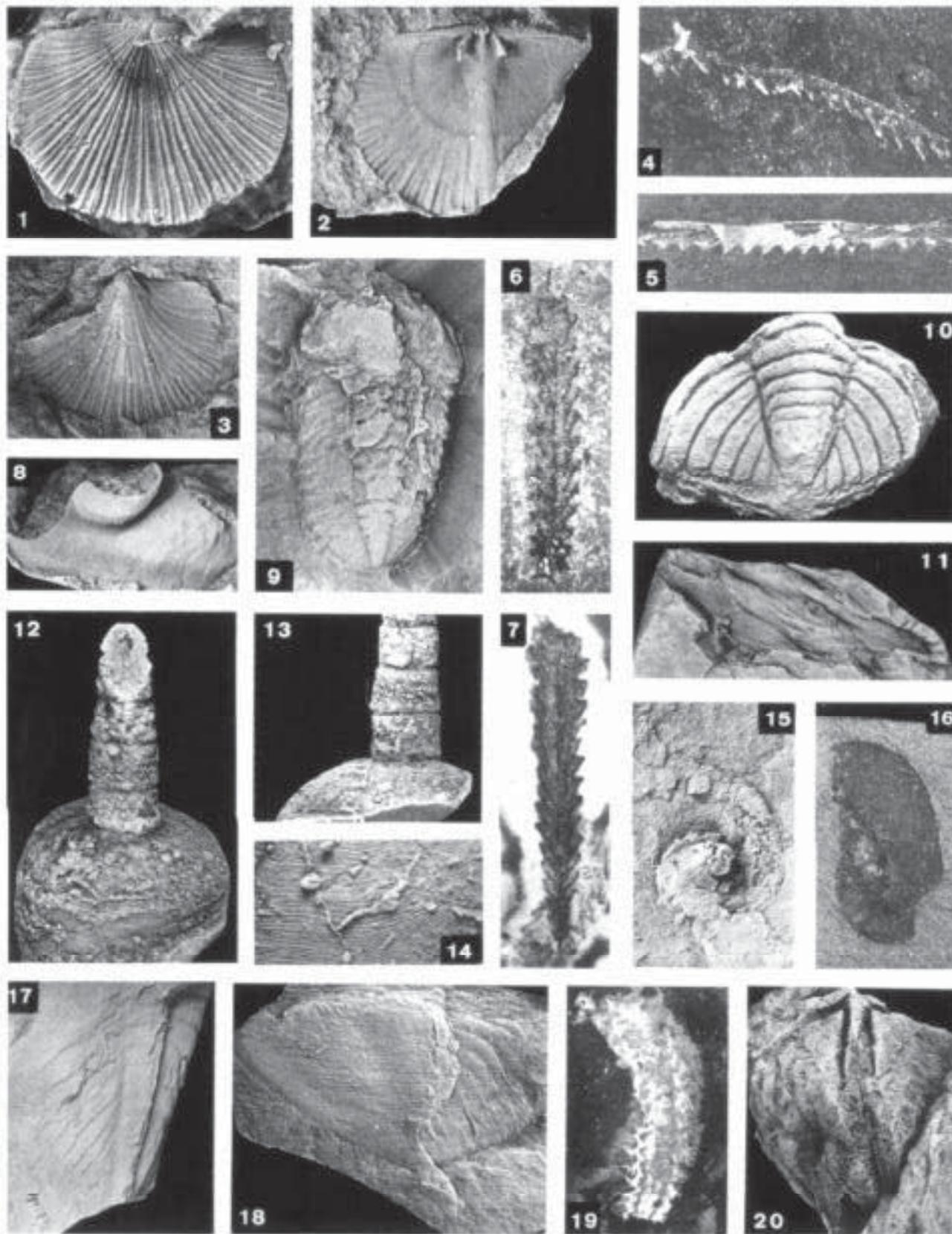


Lámina III

Trilobites (1-12) y braquiópodo inarticulado (13) del Oretaniense superior del Sinclinal de Villaodrid. Localidades: 1-2, San Tirso de Abres (Asturias); 3, Xinzo (Lugo, loc. VLL-I); 4, Vilargondurfe (Lugo, loc. VILL-III); 5, 10-11, San Mamede (Lugo, loc. VILL-II); 6-9, A Pontenova (Lugo, loc. PN-I); 12-13, suroeste de Ribadeo (Lugo, loc. RB-I).

- 1 y 12. *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER, 1843), 1, exuvio sin librigenas, original de Hernández Sampelayo (1915, 1931), MGM-469-O (x 0,75); 2, aspecto ventral del cefalón, con librigena, doblez e hipostoma articulados, MGM-1298-O (x 1)
2. *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, 1970, vaciado en látex del molde externo de un cefalón+tórax, algo deformado, MGM-1299-O (loc. ST-I, x 1,3)
3. *Zeliszella* cf. *toledana* (HAMMANN, 1971), molde interno de un ejemplar completo, MGM-1300-O (x 1,4)
4. *Asaphina* indet., vaciado en látex de una librigena piritizada, mostrando la superficie visual y la punta genal, MGM-1301-O (x 1)
5. *Isabelinia glabrata* (SALTER, 1853), vaciado en látex de un pigidio de gran tamaño, MGM-1302-O (x 0,5)
- 6-8. *Eodalmantina* cf. *macrophthalma* (BRONGNIART in DESMAREST, 1822), vaciado en látex de dos cefalones y de un ejemplar completo mostrando la punta caudal, MGM-1303-O (x 2,4), MGM-1304-O (x 1,7) y MGM-1305-O (x 0,9), respectivamente
9. *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN, 1977, vaciado en látex de un hipostoma completo, MGM-1306-O (x 2)
10. *Raphiophoridae?* indet., vaciado en látex de una asociación de tórax+pigidio con diversos restos cefálicos, MGM-1307-O (x 1,5)
11. *Salterocoryphe* sp., vaciado en látex de un ejemplar casi completo, MGM-1308-O (x 1,6)
13. *Palaeoglossa?* sp., fragmento de una valva ventral de gran tamaño, MGM-1309-O (x 1,3).

Plate III

Some upper Oretanian trilobites (Figs. 1-12) and inarticulate brachiopod (Fig. 13) from the Luearca Shales of the Villaodrid Syncline. Localities: 1-2, San Tirso de Abres (Asturias province); 3, Xinzo (Lugo province, loc. VLL-I); 4, Vilargondurfe (Lugo prov., loc. VILL-III); 5, 10-11, San Mamede (Lugo prov., loc. VILL-II); 6-9, A Pontenova (Lugo prov., loc. PN-I); 12-13, southwest of Ribadeo (Lugo prov., loc. RB-I).

- 1 and 12. *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER, 1843), 1, incomplete exuvium without free cheeks, original from Hernández Sampelayo (1915, 1931), MGM-469-O (x 0,75); 2, ventral aspect of a cephalon with articulated free cheek, cephalic doublure and hypostome, MGM-1298-O (x 1).
2. *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, 1970, latex cast of external mould of cephalon+thorax, somewhat deformed, MGM-1299-O (loc. ST-I, x 1,3).
3. *Zeliszella* cf. *toledana* (HAMMANN, 1971), internal mould of complete specimen, MGM-1300-O (x 1,4).
4. *Asaphina* indet., latex cast of a pyritized free cheek, showing visual surface and genal spine, MGM-1301-O (x 1).
5. *Isabelinia glabrata* (SALTER, 1853), latex cast of a large pygidium, MGM-1302-O (x 0,5).
- 6-8. *Eodalmantina* cf. *macrophthalma* (BRONGNIART in DESMAREST, 1822), latex cast of two cephalons and a complete specimen showing the pygidial spine, MGM-1303-O (x 2,4), MGM-1304-O (x 1,7) and MGM-1305-O (x 0,9), respectively.
9. *Neseuretus* cf. *avus* HAMMANN, 1977, latex cast of a complete hypostome, MGM-1306-O (x 2).
10. *Raphiophoridae?* indet., latex cast of a thorax+pygidium surrounded by diverse cephalic fragments, MGM-1307-O (x 1,5).
11. *Salterocoryphe* sp., latex cast of an almost complete specimen, MGM-1308-O (x 1,6).
13. *Palaeoglossa?* sp., fragment of a large ventral valve, MGM-1309-O (x 1,3).

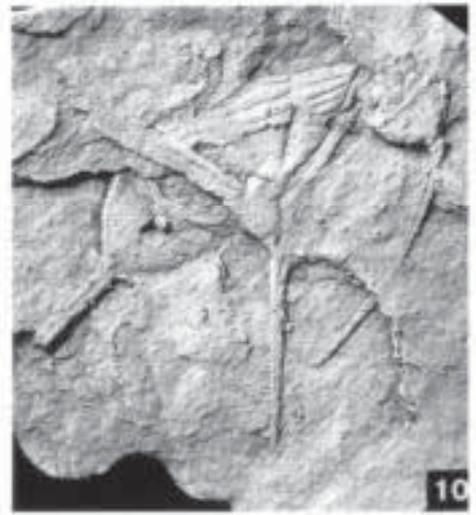
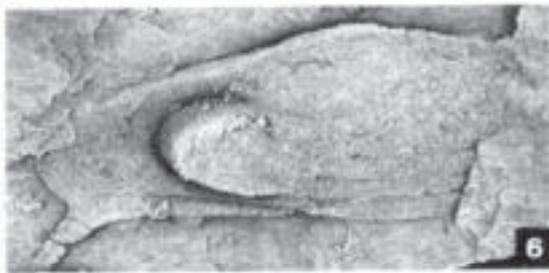


Lámina IV

Graptolites, braquiópodos y trilobites oretanienses de diversas localidades del noroeste de España: 1-3, San Mamede (Lugo, loc. VILL-II); 4, Xinzo (Lugo, loc. VLL-I); 5, A Pontenova (Lugo, loc. PN-I); 6, 9, 11, Vilaodríz (Lugo, loc. VILL-I); 7-8, 10, 14-15, Manzanal del Puerto (León, loc. MP-I); 12, 21, San Facundo (León, loc. SF-I); 13, 22, O Robledo (Ourense, loc. RO-I); 16, suroeste de Brañuelas (León, loc. MP-II); 17-20, Viforcós (León, loc. VIF-I). Todos del Oretaniense superior excepto las Figs. 6-11, 13-15 y 22, del Oretaniense inferior.

1-3. *Cacemia ribeiroi* (SHARPE, 1853), 1, molde externo de una valva ventral, MGM-1276-O (x 1,6); 2, vaciado en látex del molde externo de otra valva ventral, MGM-1277-O (x 1,6); 3, aspecto dorsal de un ejemplar con valvas articuladas, MGM-1278-O (x 1,6).

4-5, 12, 16-20. *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON, 1839), 4, región distal de un rabdosoma de gran talla, MGM-1279-O (x 1); 5, rabdosoma mostrando recrecimientos corticales entre la sícula y las primeras tecas, MGM-1280-O (x 1); 12, rabdosoma patológico, MGM-1281-O (x 2,8); 16, rabdosoma deformado en esquistos estaurolíticos, MGM-1282-O (x 1,6); 17-20, rabdosomas deformados MGM-1283-O (x 1,4), MGM-1284-O (x 1,4), MGM-1285-O (x 1) y MGM-1286-O (x 2,1), respectivamente.

6-7, 10. *Didymograptus (D.) artus* ELLES y WOOD, 1901, varios rabdosomas en las muestras MGM-1287-O (x 1,6), MGM-1288-O (x 2,3) y MGM-1289-O (x 2,2), respectivamente.

8. *Acrograptus affinis* (NICHOLSON, 1869), detalle de una estipe mostrando la escasa inclinación de las tecas, MGM-1290-O (x 2,2).

9. *Didymograptus (Expansograptus)? mancus* GUTIÉRREZ-MARCO, 1986 (nom. nud.), fragmento distal de una estipe de más de 5 mm de anchura, cuyo tamaño contrasta con el de un rabdosoma pendiente conservado cerca del ángulo inferior derecho, MGM-1291-O (x 0,75).

11. *Didymograptus (Jenkinsograptus) cf. spinulosus* (PERNER, 1895), fragmento proximal de rabdosoma, MGM-1292-O (x 5).

13. *Acrograptus cf. acutidens* (ELLES y WOOD, 1901), detalle de una estipe en la que resaltan las denticulaciones tecales, MGM-1293-O (x 2).

14-15. *Archiclimacograptus cf. confertus* (LAPWORTH in HOPKINSON y LAPWORTH, 1875), fragmento proximal (MGM-1294-O, x 2) y colonia en vista subescalariforme (MGM-1295-O, x 1,5), respectivamente.

21. *Diplograptina* gen. et sp. indet., rabdosoma en vista escalariforme, MGM-1296-O (x 2,3).

22. *Pradoella cf. pradoi* HAMMANN, 1977, cranidio deformado en vista dorsal, MGM-1297-O (x 1,1).

Plate IV

Some Oretanian graptolites, brachiopods and trilobites from the following localities in NW Spain: 1-3, San Mamede (Lugo province, loc. VILL-II); 4, Xinzo (Lugo prov., loc. VLL-I); 5, A Pontenova (Lugo prov., loc. PN-I); 6, 9, 11, Vilaodríz (Lugo prov., loc. VILL-I); 7-8, 10, 14-15, Manzanal del Puerto (León province, loc. MP-I); 12, 21, San Facundo (León prov., loc. SF-I); 13, 22, O Robledo (Ourense province, loc. RO-I); 16, southwest of Brañuelas (León prov., loc. MP-II); 17-20, Viforcós (León prov., loc. VIF-I). All from upper Oretanian rocks, except for Figs. 6-11, 13-15 y 22, coming from lower Oretanian beds.

1-3. *Cacemia ribeiroi* (SHARPE, 1853), 1, external mould of a ventral valve, MGM-1276-O (x 1,6); 2, latex cast of external mould of ventral valve, MGM-1277-O (x 1,6); 3, dorsal view of matching valves, MGM-1278-O (x 1,6).

4-5, 12, 16-20. *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON, 1839), 4, distal part of a large rhabdosome, MGM-1279-O (x 1); 5, gerontic rhabdosome showing pakrianus-like proximal sheath, MGM-1280-O (x 1); 12, somewhat pathologic rhabdosome, MGM-1281-O (x 2,8); 16, deformed rhabdosome in staurolithic schists, MGM-1282-O (x 1,6); 17-20, four tectonically deformed rhabdosomes, MGM-1283-O (x 1,4), MGM-1284-O (x 1,4), MGM-1285-O (x 1) and MGM-1286-O (x 2,1), respectively.

6-7, 10. *Didymograptus (D.) artus* ELLES y WOOD, 1901, several rhabdosomes on the samples MGM-1287-O (x 1,6), MGM-1288-O (x 2,3) and MGM-1289-O (x 2,2), respectively.

8. *Acrograptus affinis* (NICHOLSON, 1869), detail of a stipe showing the gently inclined thecae, MGM-1290-O (x 2,2).

9. *Didymograptus (Expansograptus)? mancus* GUTIÉRREZ-MARCO, 1986 (nom. nud.), distal stipe fragment of remarkable width (5 mm), contrasting with the small size of a pendent rhabdosome associated in the same sample (bottom right), MGM-1291-O (x 0,75).

11. *Didymograptus (Jenkinsograptus) cf. spinulosus* (PERNER, 1895), proximal fragment of rhabdosome, MGM-1292-O (x 5).

13. *Acrograptus cf. acutidens* (ELLES y WOOD, 1901), detail of a stipe with denticulated thecae, MGM-1293-O (x 2).

14-15. *Archiclimacograptus cf. confertus* (LAPWORTH in HOPKINSON y LAPWORTH, 1875), proximal fragment (MGM-1294-O, x 2) and rhabdosome in subsclariform view (MGM-1295-O, x 1,5), respectively.

21. *Diplograptina* gen. et sp. indet., rhabdosome in scalariform view, MGM-1296-O (x 2,3).

22. *Pradoella cf. pradoi* HAMMANN, 1977, dorsal view of a deformed cranidium, MGM-1297-O (x 1,1).

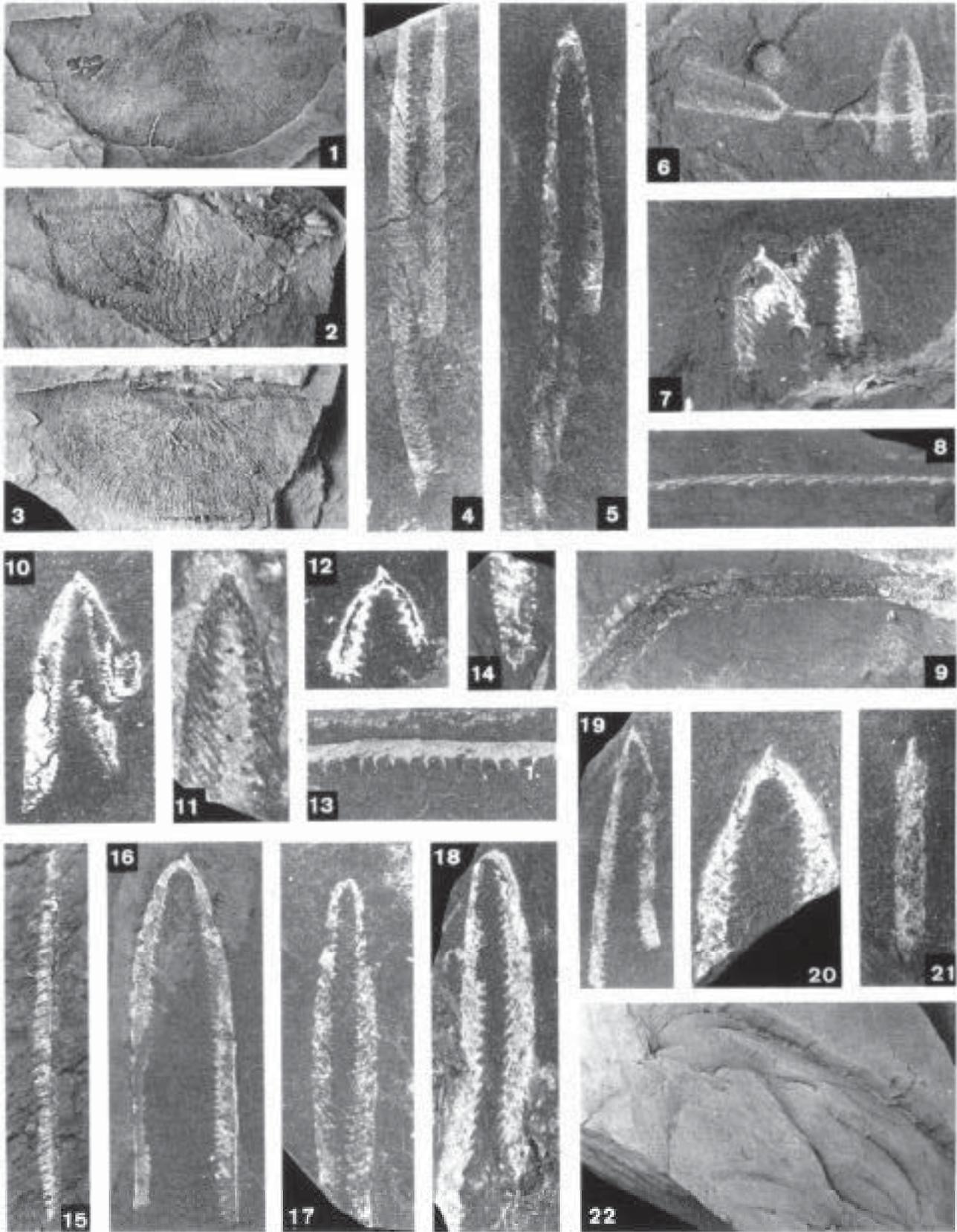


Lámina V

Graptolitos y trilobites del Oretaniense superior de Paradaseca (León, loc. PAR-I, Sinclinorio de Vega de Espinareda).

1-2. *Pterograptus* cf. *hammanni* GUTIÉRREZ-MARCO, 1986 (nom. nud.), región proximal de dos radosomas parcialmente superpuestos, cuyas estipes principales de los extremos izquierdo y derecho se presentan comprimidas al "modo bryograptido", permitiendo observar el proceso de emisión de estipes secundarias (1, MGM-1263-O, x 2); en la otra figura se aprecia una acumulación de estipes de al menos otro par de ejemplares (MGM-1264-O, x 1,5).

3-7, 11-12. *Didymograptus* (*D.*) *murchisoni* (BECK in MURCHISON, 1839), diversos radosomas comprimidos en pizarras, algunos de los cuales muestran recrecimientos corticales en la región proximal (Figs. 3 y 5), y otros son vaciados en látex de moldes en relieve parcial (Fig. 7, colonia en vista reversa con desarrollo proximal de tipo artus -un solo canal de cruce-; Fig. 12, colonia juvenil con estipes divergentes), ejemplares MGM-1265-O (3, x 1,8), MGM-1266-O (4, x 1), MGM-1267-O (5, x 2,1), MGM-1268-O (6, radosoma juvenil, x 3,6), MGM-1269-O (7, x 5,9), MGM-1270-O (11, x 3,3) y MGM-1271-O (12, x 3,3).

8. *Eodalmanitina* sp., vaciado en látex del cranidio MGM-1273-O (x 2,4).

9. *Colpocoryphe* cf. *rouaulti* HENRY, 1970, vaciado en látex del cranidio MGM-1274-O (x 2).

10. *Diplograptina* gen. et sp. indet., colonia juvenil comprimida, con larga vírgula, MGM-1272-O (x 3).

13. *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tournemini* (ROUAULT, 1847), vaciado en látex de un ejemplar enrollado, parcialmente desarticulado durante la compactación, MGM-1275-O (x 2,6).

Plate V

Upper Oretanian graptolites and trilobites from Paradaseca locality (PAR-I, León province, Vega de Espinareda Synclinorium).

1-2. *Pterograptus* cf. *hammanni* GUTIÉRREZ-MARCO, 1986 (nom. nud.), 1, proximal region of two partially superposed radosomes (MGM-1263-O, x 2), showing the cladial branching of one stipe in each specimen ("bryograptid manner" of preservation); 2, accumulation of secondary stipes of at least two different radosomes (see a main stipe on the left), MGM-1264-O (x 1,5).

3-7, 11-12. *Didymograptus* (*D.*) *murchisoni* (BECK in MURCHISON, 1839), several radosomes of this species, some of them gerontic and with cortical overgrowths on the proximal end (Figs. 3 and 5), some others juvenile (Figs. 6 and 12, the latter with divergent stipes) and two of them preserved in partial relief (latex casts Figs. 7 and 12, 7 showing an artus type proximal development in reverse view); samples MGM-1265-O (3, x 1,8), MGM-1266-O (4, x 1), MGM-1267-O (5, x 2,1), MGM-1268-O (6, x 3,6), MGM-1269-O (7, x 5,9), MGM-1270-O (11, x 3,3) and MGM-1271-O (12, x 3,3).

8. *Eodalmanitina* sp., latex cast of a cranidium MGM-1273-O (x 2,4).

9. *Colpocoryphe* cf. *rouaulti* HENRY, 1970, latex cast of a cranidium MGM-1274-O (x 2).

10. *Diplograptina* gen. et sp. indet., young radosome with a long virgula, MGM-1272-O (x 3).

13. *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tournemini* (ROUAULT, 1847), latex cast of an enrolled specimen, partially disarticulated during compaction, MGM-1275-O (x 2,6).

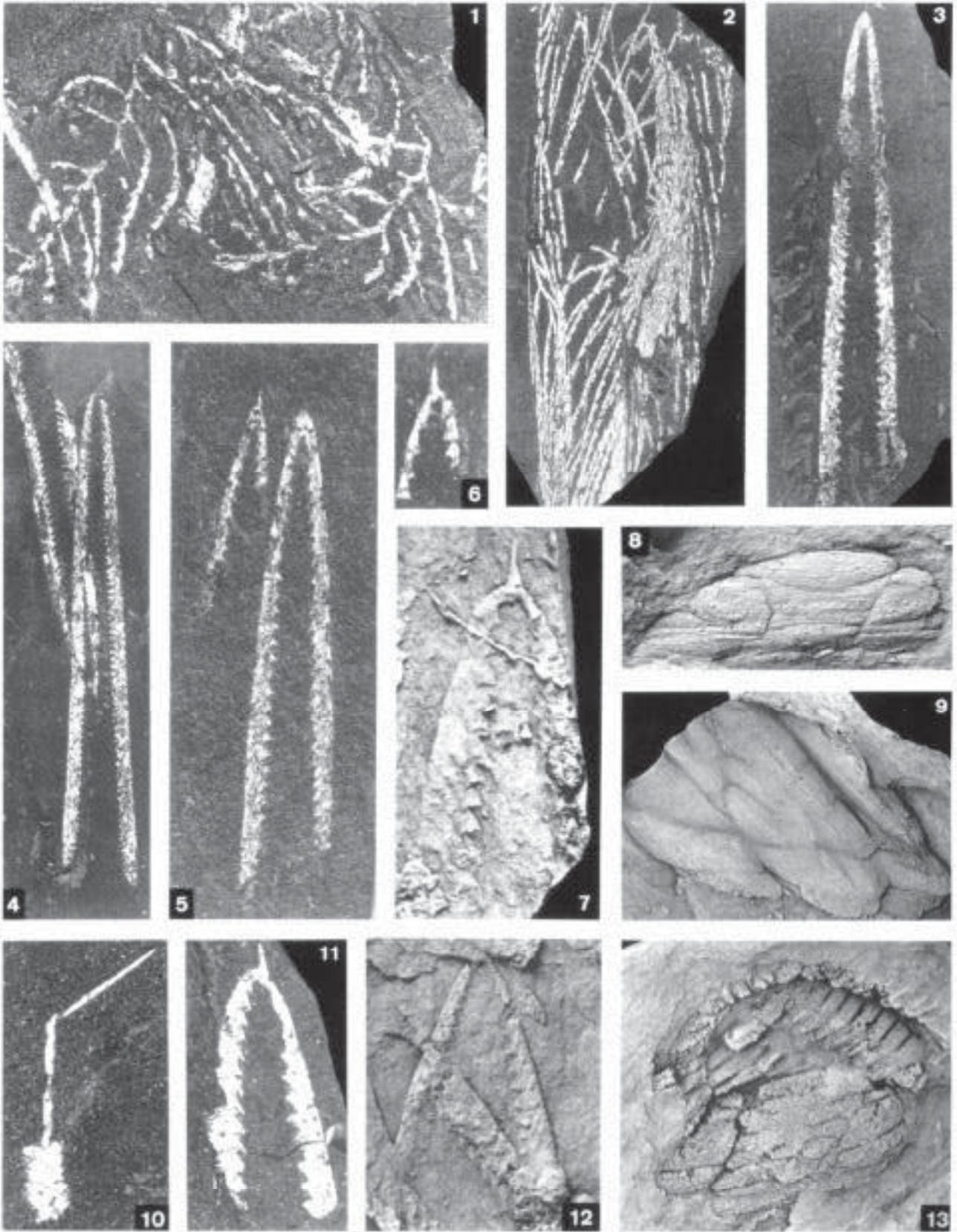


Lámina VI

Fósiles del Ordovícico Medio de Los Barrios de Luna (León).

1. *Eccoptochile almadenensis* ROMANO, 1980, ejemplar completo, con pigidio abatido bajo el tórax, MGM-1336-O (x 2,6).
2. *Phacopidina micheli* (TROMELIN, 1877), vaciado en látex del molde externo de un ejemplar completo, MGM-1337-O (x 3,6).
- 3-4. *Zeliszella toledana* (HAMMANN, 1971), vaciado en látex del molde externo de un ejemplar carente del área preglabellar (3: MGM-1338-O, x 4,5) y de otro ejemplar enrollado y aplastado (4: MGM-1339-O, x 5).
- 5-6. *Prionocheilus mendax* (VANEK, 1965), vaciado en látex del molde externo de un exuvio parcialmente desarticulado (5: MGM-1340-O, x 2,5) y aspecto ventral del cefalón mostrando el hipostoma (6: MGM-1341-O, x 5).
7. *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, 1970, molde interno de un cranidio+tórax con hipostoma, MGM-1342-O (x 3).
8. *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST, 1817), vaciado en látex del molde externo de un cranidio, deformado por compactación, MGM-1343-O (x 5).
- 9-10. *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE, 1846), molde interno de un ejemplar juvenil desarticulado (9: MGM-1344-O, x 3,5) y detalle en látex de la segmentación axial de un pigidio (10: MGM-1345-O, x 5).
11. *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER, 1843), doblez ventral del cefalón y librigena mostrando la doblez, MGM-1346-O (x 1,8).
12. *Anatifopsis* sp., molde interno de una placa adoral, MGM-1347-O (x 3,7).
13. *Eoglyptograptus* sp., acumulación de rhabdosomas en el plano de sedimentación, MGM-1348-O (x 2,6).
14. *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD, 1840) en asociación con un fragmento distal de *Eoglyptograptus* sp. (a la derecha), MGM-1349-O (x 3,6).

Plate VI

Middle Ordovician fossils from Los Barrios de Luna (León province).

1. *Eccoptochile almadenensis* ROMANO, 1980, partially enrolled specimen, MGM-1336-O (x 2,6).
2. *Phacopidina micheli* (DE TROMELIN, 1877), latex cast of a complete exoskeleton, MGM-1337-O (x 3,6).
- 3-4. *Zeliszella toledana* (HAMMANN, 1971), latex cast of the external mould of an incomplete specimen, lacking the preglabellar area (3: MGM-1338-O, x 4,5), and flattened and enrolled specimen (4: MGM-1339-O, x 5).
- 5-6. *Prionocheilus mendax* (VANEK, 1965), latex cast of the external mould of a partially disarticulated exuvium (5: MGM-1340-O, x 2,5) and ventral aspect of a cephalon showing the hypostome (6: MGM-1341-O, x 5).
7. *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, 1970, internal mould of a cranium+thorax showing the hypostome, MGM-1342-O (x 3).
8. *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST, 1817), latex cast of an external mould of cranium, deformed by compaction, MGM-1343-O (x 5).
- 9-10. *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE, 1846), internal mould of a juvenile disarticulated specimen (9: MGM-1344-O, x 3,5) and detail of the axial segmentation of a pygidium (10: MGM-1345-O, x 5).
11. *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER, 1843), ventral doubleure of a cephalon (right) and free cheek showing the doubleure in the genal angle (left), MGM-1346-O (x 1,8).
12. *Anatifopsis* sp., internal mould of an adoral plate, MGM-1347-O (x 3,7).
13. *Eoglyptograptus* sp., rhabdosome accumulation on bedding plane, MGM-1348-O (x 2,6).
14. *Pseudamplexograptus distichus* (EICHWALD, 1840) associated to a distal fragment of *Eoglyptograptus* sp. (right), MGM-1349-O (x 3,6).

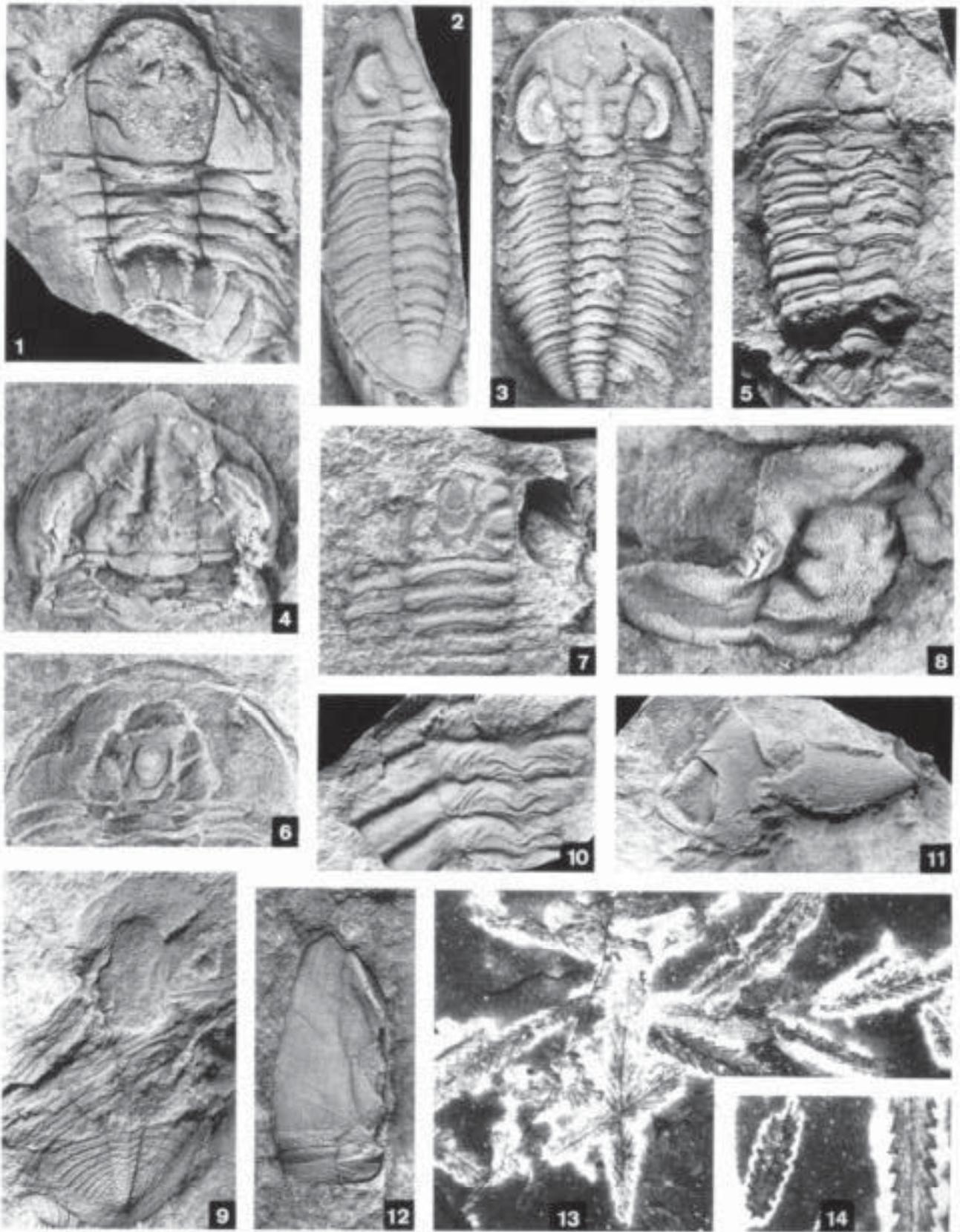


Lámina VII

Trilobites del Ordovícico Medio de la localidad de Peña Mayor (al sur de Nava, Asturias: Formación Sueve). Todos los ejemplares proceden del horizonte paleontológico PM-LU-3.

1-9. *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST, 1822), 1-3, vaciado en látex del cranidio MGM-1329-O, en vistas dorsal (1), oblicua anterior (2) y oblicua lateral (3) mostrando la ornamentación y el relieve de los lóbulos palpebrales (todos x 2,2); 4-5, vaciado en látex de otro cranidio en vista dorsal (4) y lateral oblicua (5), mostrando las fuertes crestas oculares y las fosetas hipostomales, MGM-1330-O (x 2); 6-9, molde interno del pigidio MGM-1331-O en vistas oblicua lateral (6, x 2,2), posterior (7, x 4,5) e inferior (8, aprox. x 4), en cuyo borde destaca el relleno de los canales, correspondientes a los poros que se concentran en el margen inferior del pigidio (Fig. 8, aprox. x 4).

10-12. *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER, 1843), 10, molde interno de un ejemplar juvenil, en el que se aprecia la doblez pigidial y los elementos ventrales del cefalón, incluyendo el hipostoma in situ, MGM-1332-O (x 1,7); 11, vaciado en látex de la doblez ventral de una librigena, MGM-1333-O (x 2,8); 12, vaciado en látex mostrando las crestas en terraza de una doblez cefálica (a la izquierda) y el aspecto interno de una librigena (a la derecha), MGM-1334a-O (x 2,5).

13. *Selenopeltis* sp., fragmento izquierdo de un segmento torácico, MGM-1335-O (x 3,5).

14. *Crozonaspis* sp., vaciado en látex de un fragmento pigidial, MGM-1334b-O (x 3,4).

Plate VII

Middle Ordovician trilobites from the Sueve Formation at Peña Mayor (south of Nava, Asturias). All the specimens belong to the paleontological horizon PM-LU-3.

1-9. *Neseuretus tristani* (BRONGNIART in DESMAREST, 1822), 1-3, latex cast of a cranidium MGM-1329-O, in dorsal (1), oblique anterior (2) and oblique lateral (3) views, showing the ornamentation of the external surface and the prominent palpebral lobes (all x 2,2); 4-5, latex cast of another cranidium in dorsal (4) and lateral oblique (5) views, showing strong ocular crests and hypostomal pits, MGM-1330-O (x 2); 6-9, internal mould of pygidium MGM-1331-O in oblique lateral (6, x 2,2), posterior (7, x 4,5) and lower (8, aprox. x 4) views, showing the matrix-filled pore-channels concentrated along the lower rim of the pygidium (Fig. 8, ca. x 4).

10-12. *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER, 1843), 10, internal mould of a young exoskeleton, showing the cephalic doublure with in situ hypostome and ventral parts of free cheeks, MGM-1332-O (x 1,7); 11, latex cast of the ventral doublure of a free cheek, MGM-1333-O (x 2,8); 12, latex casts showing the terrace lines in a cephalic doublure (left) and the internal aspect of a free cheek (right), MGM-1334a-O (x 2,5).

13. *Selenopeltis* sp., incomplete thoracic segment (left part), MGM-1335-O (x 3,5).

14. *Crozonaspis* sp., latex cast of an incomplete pygidium, MGM-1334b-O (x 3,4).

