

# LITOESTRATIGRAFÍA DE LA BANDA ESQUISTOSA DE MONTEFERRO-EL ROSAL (MACIZO IBÉRICO, PROVINCIA DE PONTEVEDRA)

J.M.Toyos

C/ Marbella 60, 28034 Madrid (jmtoyos@wanadoo.es).

**Resumen:** La banda esquistosa de Monteferro-El Rosal, situada en el suroeste de la provincia de Pontevedra, constituye una estrecha franja de rocas metasedimentarias orientada en dirección norte-sur, bordeada por rocas graníticas. Las rocas que componen la banda presentan una intensa deformación polifásica sinmetamórfica, producida durante la Orogenia Varisca. Estas litologías corresponden a una sucesión siliciclástica con un espesor total aparente de unos 2.000 m, en la cual se han diferenciado seis unidades litoestratigráficas, cuyas edades abarcan, probablemente, desde el Cámbrico hasta el Silúrico. En dicha sucesión se puede deducir la existencia de dos discontinuidades principales, que se situarían, supuestamente, una en la base del Ordovícico y otra próxima al límite Ordovícico-Silúrico. Se ha establecido también una correlación de estas litologías con las de otras áreas cercanas: el ángulo noroccidental de Portugal y el Área Esquistosa de Galicia Central.

**Palabras clave:** Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes, Macizo Ibérico, Metasedimentos paleozoicos, Zona Centro-Ibérica.

**Abstract:** The Monteferro-El Rosal schistose band, located in the southwestern part of Pontevedra province (Spain), is a north-south trending narrow belt of metasedimentary rocks, flanked by granitoids. Rocks present in this band show strong synmetamorphic polyphasic deformation, produced during the Variscan Orogeny. These lithologies belong to a siliciclastic succession with about 2,000 m of total apparent thickness, where six lithostratigraphic units were differentiated, with ages likely ranging from Cambrian to Silurian. Two main stratigraphic discontinuities can be deduced in this succession, that are located one at the bottom of Ordovician and the other near the Ordovician-Silurian boundary. A correlation of these lithologies with others from nearby regions (the northwestern corner of Portugal and the Galicia Central Schistose Area) was also proposed.

**Key words:** Central-Iberian Zone, Galicia-Trás-os-Montes Schistose Domain, Iberian Massif, Palaeozoic metasediments.

Toyos, J.M. (2003): Litoestratigrafía de la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal (Macizo Ibérico, provincia de Pontevedra). *Rev. Soc. Geol. España*, 16(3-4): 213-226.

El objetivo de este trabajo es describir las características litoestratigráficas de una pequeña región situada en la zona más interna de la Cadena Varisca, en el noroeste de la Península Ibérica. El área investigada se localiza en el suroeste de la provincia de Pontevedra, formando una franja con una superficie de unos 200 km<sup>2</sup> que se extiende en dirección norte-sur desde la península de Monteferro y la bahía de Bayona, en la ría de Vigo, hasta el valle del río Miño, en las proximidades de su desembocadura, donde se sitúa la frontera con Portugal. Dicha zona corresponde al sector occidental de las hojas del M.T.N. a escala 1:50.000 N°261 (Tuy) y N°299 (Tomíño), y comprende parte de los términos municipales de Nigrán, Bayona, Gondomar, Oya, Tomíño y El Rosal (Figs. 1 y 2).

Morfológicamente, la zona se caracteriza por poseer un relieve moderadamente accidentado, definido por sierras y valles con una dirección norte-sur predominante. Destacan entre aquellas, la sierra de La Grova, al noroeste, con una cota máxima de 663 m, y la sierra de Argallo, en la mitad meridional, que se extiende desde el Alto de Pedrada (519 m) hasta la ribera del Miño.

Las rocas graníticas y los esquistos constituyen las litologías esenciales que aparecen en la zona, con unas condiciones de afloramiento bastante variables; los mejores afloramientos se sitúan en las partes más elevadas de las sierras antes mencionadas y en los sectores de la costa, mientras que en el resto de la zona son bastante escasos al existir un amplio desarrollo del suelo y la vegetación, especialmente en las extensas áreas ocupadas por bosques de pino y eucalipto.

De acuerdo con la división en zonas del Macizo Ibérico de Julivert *et al.* (1972), basada en la de Lotze (1945), el área de estudio se encuadra en la Zona Centro-Ibérica. Según la división propuesta por Farias *et al.* (1987), esta área pertenecería al Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (Arenas *et al.*, 1988), dentro de la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (Fig. 1), la cual ha sido interpretada como una gran unidad autóctona cabalgante sobre el resto de la Zona Centro-Ibérica. Al nordeste del área investigada se localiza el extremo meridional de la Unidad de Malpica-Tuy (Ortega y Gil Ibarra, 1983; Llana Fúnez, 1999), perteneciente al Dominio de los Complejos con rocas máficas y relacionadas (Arenas *et al.*, 1988).

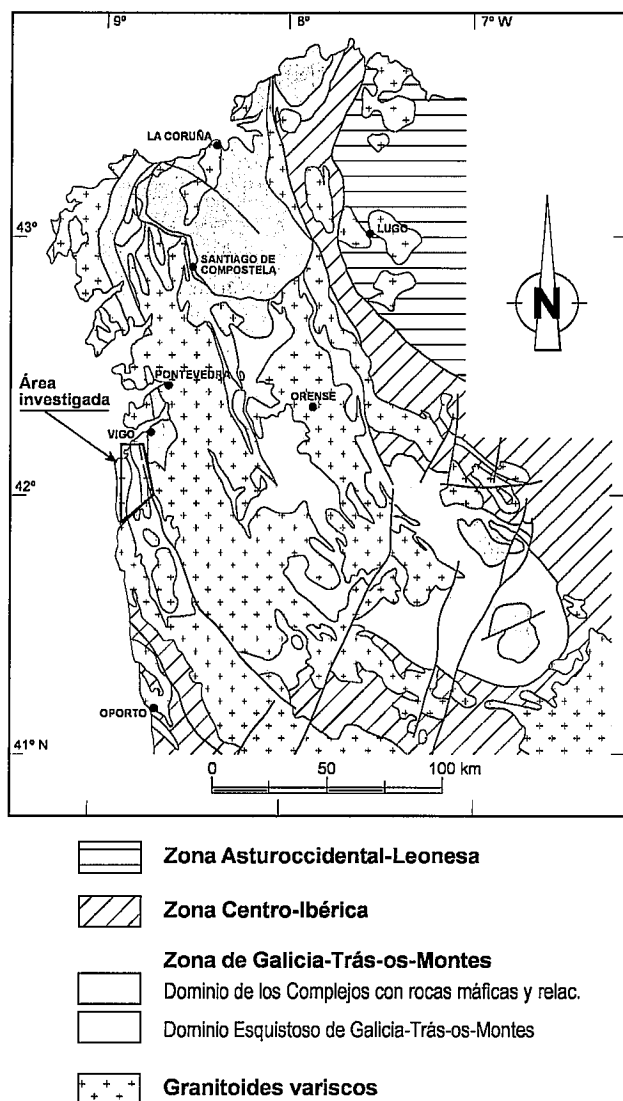


Figura 1.- Situación del área de estudio en el contexto geológico del noroeste de la Península Ibérica. División en zonas según Fariás *et al.* (1987).

Geológicamente, la zona se caracteriza por la presencia de una estrecha banda de rocas metasedimentarias, con una anchura de 1,5 a 4 km, que se extiende en dirección norte-sur, paralelamente a las estructuras variscas, estando limitada al este y al oeste por granitoides. En el interior de esta banda esquistosa existen también varios cuerpos graníticos de menor entidad y un abundante número de diques graníticos, pegmatíticos y aplíticos de dimensiones muy variadas. Dicha banda se prolonga hacia el norte, apareciendo en varios sectores de la costa atlántica de Galicia, y hacia el sur, en Portugal, donde adquiere una mayor anchura y extensión de afloramientos.

Los principales rasgos estructurales que configuran este dominio son debidos a los diversos procesos de deformación y metamorfismo producidos durante el desarrollo de la Orogenia Varisca. La estructura de la banda esquistosa está definida fundamentalmente por pliegues a distintas escalas que corresponden a dos generaciones principales (fases  $D_1$  y  $D_3$  regionales), y diversas bandas de cizalla longitudinales subverticales,

de carácter frágil-dúctil, junto con una serie de fallas transversales. Su evolución metamórfica se caracteriza por el solapamiento de dos eventos, uno de metamorfismo regional progrado y otro posterior, de grado medio y baja presión, relacionado con la intrusión de granitoides.

### Antecedentes

Las primeras referencias a la geología de esta región son las de Schulz (1834, 1835), que indica en su Mapa petrográfico del Reino de Galicia las litologías existentes en este sector, que corresponden a lo que él denomina el "Terreno primitivo"; en dicha cartografía queda ya delimitada a grandes rasgos la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal. Valenzuela y Ozores (1856) describe también las características geológicas más destacables de este sector y hace a su vez referencia a la citada banda esquistosa. En las cartografías y memorias correspondientes a la primera serie del Mapa Geológico de España 1:50.000, hojas de Tuy (López de Azcona *et al.*, 1953a, 1953b) y Tomiño-Caminha (Parga Pondal *et al.*, 1963), se recoge una información más extensa de la geología de la región.

Tiene especial importancia el trabajo de Buiskool Toxopeus *et al.* (1978), que hace referencia a una zona ligeramente más amplia que la del presente estudio. Dicha publicación es una síntesis de las investigaciones realizadas por estos autores holandeses entre 1969 y 1973, que incluyeron una cartografía de la zona a escala 1:25.000, la descripción de la litoestratigrafía en la banda de rocas metasedimentarias y su correlación con el noroeste de Portugal, un estudio petrográfico de las distintas litologías, y un estudio de la tectónica y metamorfismo. Con este trabajo quedaron bastante bien definidos los principales rasgos geológicos de esta área.

Entre 1978 y 1981 se elaboraron las cartografías de las hojas de Tuy (261) y Tomiño (299), de la segunda serie del Mapa Geológico de España (Pliego Dones *et al.*, 1978, 1981; y Abril Hurtado, 1981) que, en relación con la zona de estudio, aportaron datos algo más detallados de índole principalmente litoestratigráfica, petrológica y cartográfica. Posteriormente, en la Hoja de Pontevedra-La Guardia (16-26) del Mapa Geológico de España 1:200.000 (Abril Hurtado e Iglesias, 1985), se ampliaron y actualizaron los conocimientos sobre la geología de la región, aunque, como es lógico, dada la escala de trabajo, los avances más destacables se dieron en los aspectos relativos a la interpretación y correlación a escala regional y no a nivel de detalle.

Entre 1989 y 1994 se realizaron en la zona una serie de trabajos de prospección minera por parte del I.G.M.E. que supusieron un importante progreso en el conocimiento en detalle de la geología de esta región (Burkhardt e Iglesias, 1989; Urbano *et al.*, 1992, 1993; Urbano, 1994a, 1994b). El estudio realizado por Toyos (1995), parte de cuyos resultados se exponen aquí, se desarrolló paralelamente a la ejecución de estos últimos trabajos y en estrecha relación con ellos.

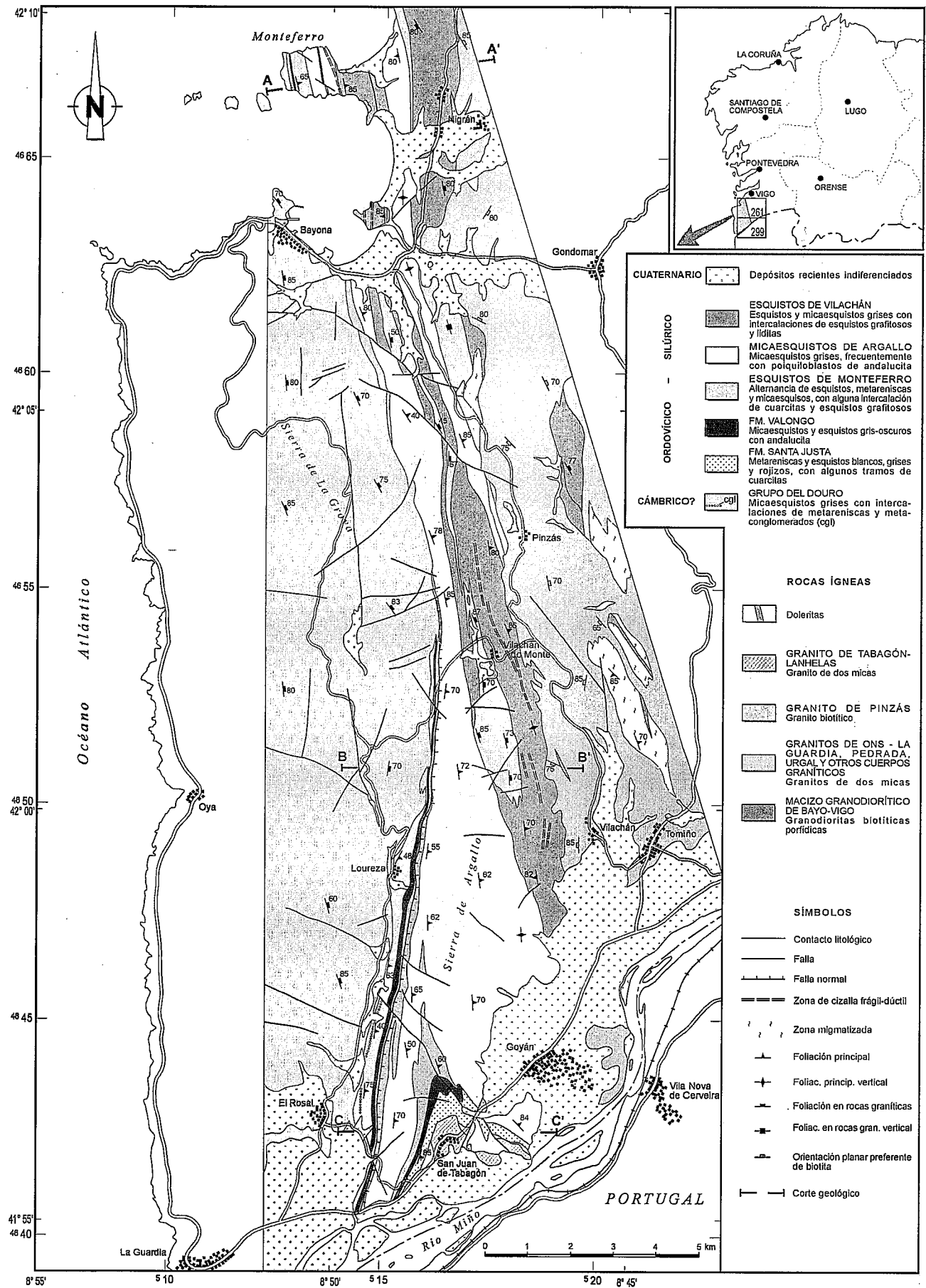


Figura 2.- Mapa geológico del área de Monteferro-El Rosal.

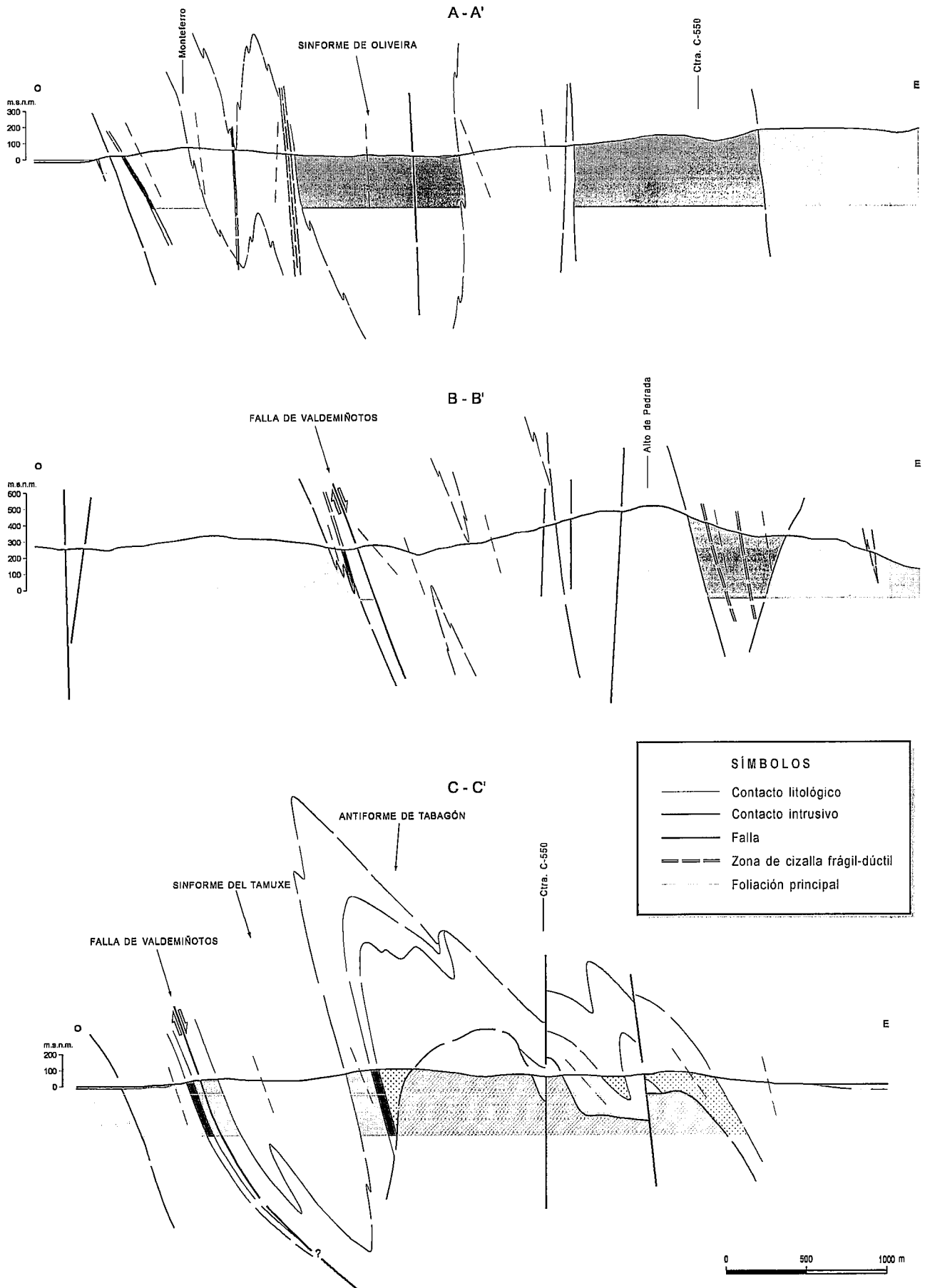


Figura 3.- Cortes geológicos (ver situación y leyenda litológica en Fig. 2).

### División litoestratigráfica

En los trabajos precedentes más significativos, las descripciones de la litoestratigrafía de la banda metasedimentaria en la que se centra este estudio son, en líneas generales, esencialmente coincidentes. Sin embargo, se han ido aplicando en cada caso denominaciones diversas que han dado lugar a una cierta multiplicidad terminológica. Buiskool Toxopeus *et al.* (1978), basándose en una correlación con las sucesiones litológicas del noroeste de Portugal, diferencian tres unidades litoestratigráficas: Complejo Esquisto-grauváquico, Serie Variable y Serie Monótona, que atribuyen respectivamente al Precámbrico-Cámbrico, Ordovícico y Silúrico; indicando que en esta área presentan espesores notablemente más reducidos que en Portugal. En el Mapa Geológico de España 1:50.000 (Pliego Dones *et al.*, 1978, 1981; y Abril Hurtado, 1981) se engloban todas las litologías presentes en la banda bajo la denominación de Complejo Monteferro-El Rosal, aunque en las memorias correspondientes se indica la existencia de dos conjuntos litológicos distintos: El Complejo Esquisto-grauváquico (Proterozoico-Cámbrico Inferior?) y una serie supraordovícica en la que pueden diferenciarse cuatro tramos. En la Hoja de Pontevedra-La Guardia (16-26) del Mapa Geológico de España 1:200.000 (Abril Hurtado e Iglesias, 1985), se separan las litologías pertenecientes al Complejo Esquisto-grauváquico del resto, a las que se da el nombre de Complejo El Rosal-La Lanzada-Xuno y cuya edad se atribuye al Silúrico; esta denominación se aplica también a otros afloramientos de litologías similares que aparecen en el ámbito de dicha hoja tanto al oeste como al este de la Unidad de Malpica-Tuy.

La división adoptada en este trabajo se ha basado en las anteriormente citadas, así como en las descripciones correspondientes al sector del noroeste de Portugal que constituye la prolongación de esta banda esquisto-

sa al sur del Miño (Pereira *et al.*, 1989; Cabral *et al.*, 1992), en el que también se han realizado observaciones para poder comparar y correlacionar las litologías de ambas áreas. Esta correlación tiene especial interés, puesto que en el área portuguesa se cuenta con un conocimiento de las sucesiones más completo y con dataciones más precisas. Se ha procurado en lo posible mantener las denominaciones que allí se han utilizado, tal como aparecen reflejadas en el Mapa Geológico de Portugal 1:200.000 (Pereira *et al.*, 1989; Cabral *et al.*, 1992).

Las litologías que aparecen en la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal son relativamente monótonas y no presentan niveles guía destacables que faciliten la separación de unidades litológicas. Por otra parte, estas rocas han sufrido una importante deformación polifásica y un metamorfismo de grado medio, lo que ha contribuido a dificultar aún más el reconocimiento de la estratigrafía original y de las estructuras sedimentarias. En particular, hay que destacar la importante transformación de algunas litologías a causa del desarrollo de abundantes porfiroblastos de andalucita, que a veces presentan variaciones en su morfología y tamaño dentro de una misma formación, lo cual puede conducir a errores en su identificación. No obstante, puesto que la aparición y características de los minerales metamórficos dependen de la composición original de las rocas, en ocasiones pueden también servir de ayuda para la diferenciación litoestratigráfica.

El estudio litoestratigráfico realizado, unido al estructural, ha supuesto la elaboración de una cartografía geológica detallada, a escala 1:10.000, que aparece sintetizada en el mapa de la Fig. 2. Los rasgos esenciales de la macroestructura de la banda pueden observarse en los tres cortes geológicos representativos que se muestran en la Fig. 3. La característica más destacada de este dominio, desde el punto de vista estructural, es el intenso desarrollo de la deformación de D<sub>3</sub>, que es la que

| Buiskool Toxopeus <i>et al.</i> 1978 | Pliego Dones <i>et al.</i> 1978, 1981<br>Abril Hurtado 1981 |                               | Abril Hurtado e Iglesias 1985            | DIVISIÓN PROPUESTA       |
|--------------------------------------|---|-------------------------------|--|--------------------------|
| SERIE MONÓTONA                       | COMPLEJO MONTEFERRO - EL ROSAL                              | SERIE SUPRAORDOVÍCICA         | COMPLEJO EL ROSAL -<br>LA LANZADA - XUNO | ESQUISTOS DE VILACHÁN    |
| SERIE VARIABLE                       |   |                               |  | MICAESQUISTOS DE ARGALLO |
|                                      |   |                               |  | ESQUISTOS DE MONTEFERRO  |
|                                      |   |                               |  | FORMACIÓN VALONGO        |
| COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO        |   | COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO | COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO            | GRUPO DEL DOURO          |

Figura 4.- Correspondencia entre las divisiones litoestratigráficas anteriores referidas en el texto y la que se ha adoptado en este trabajo.

ha dado lugar a las estructuras más patentes a todas las escalas. Estas estructuras son fundamentalmente pliegues apretados a isoclinales, con plano axial subvertical o ligeramente vergentes al oeste, y con ejes, en general, buzando al norte. En relación con estos pliegues, aparece una foliación de plano axial muy penetrativa, desarrollada en todo tipo de litologías dentro de la banda esquistosa, que es habitualmente la foliación principal (Toyos, 1995).

En la Fig. 4 se presenta un cuadro que indica la correspondencia entre las distintas divisiones litoestratigráficas de otros autores, ya mencionadas, y las seis unidades litoestratigráficas diferenciadas en este trabajo, que a continuación se van a describir. Como referencia para la descripción, se han elegido tres sectores representativos con suficiente exposición y continuidad de afloramientos; estos sectores son, de N a S: la península de Monteferro, la sierra de Argallo junto con su prolongación hacia el sur (sector de Tabagón) y el sector de El Rosal-Loureira (ver Figs. 2 y 5). En el diagrama de columnas de la Fig. 5 se encuentran esquematizadas las principales características de la litoestratigrafía en el dominio investigado.

*Grupo del Douro*

La parte más baja observable de la sucesión metasedimentaria está constituida por litologías semejantes a las que componen la parte superior del Complejo Esquisto-grauváquico anteordovícico (Costa, 1950; Teixeira, 1954, 1955), al que posteriormente se ha de-

nominado Grupo del Douro (Sousa, 1982).

Se trata de una sucesión integrada por micaesquistos grises, frecuentemente con tonos de alteración rojizos, en los que se intercalan capas de espesor centimétrico a decimétrico de metareniscas, cuarcitas y metaconglomerados cuarzosos. En los micaesquistos suelen aparecer niveles con blastos de andalucita de tamaño milimétrico y color grisáceo.

Las capas y tramos de conglomerados y microconglomerados, cuyo aspecto puede observarse en la Fig. 6a, son sin duda la litología más característica de esta unidad; en este sector suelen tener una continuidad lateral relativamente limitada, estando bastante peor representados que en el área portuguesa, donde presentan mayor continuidad y espesores, hasta el punto de ser considerados como una formación independiente dentro del Grupo del Douro (Fm. de São Domingos; Sousa, 1982; Cabral *et al.*, 1992). Habitualmente se trata de capas lenticulares de microconglomerados cuarzosos, con espesores centimétricos a decimétricos y extensión métrica a decamétrica, por lo general muy esporádicas. La textura es clasto-soportada y los granos de cuarzo suelen estar muy deformados. La mayor parte de estos niveles no son cartografiables por sus reducidas dimensiones; sin embargo, en el sector de El Rosal-Loureira existe un tramo de 25-30 m de espesor que aflora a lo largo de unos 2 km y está constituido esencialmente por microconglomerados con algunas intercalaciones de metareniscas. Otros afloramientos destacables de estos microconglomerados se encuentran en el ángulo suro-

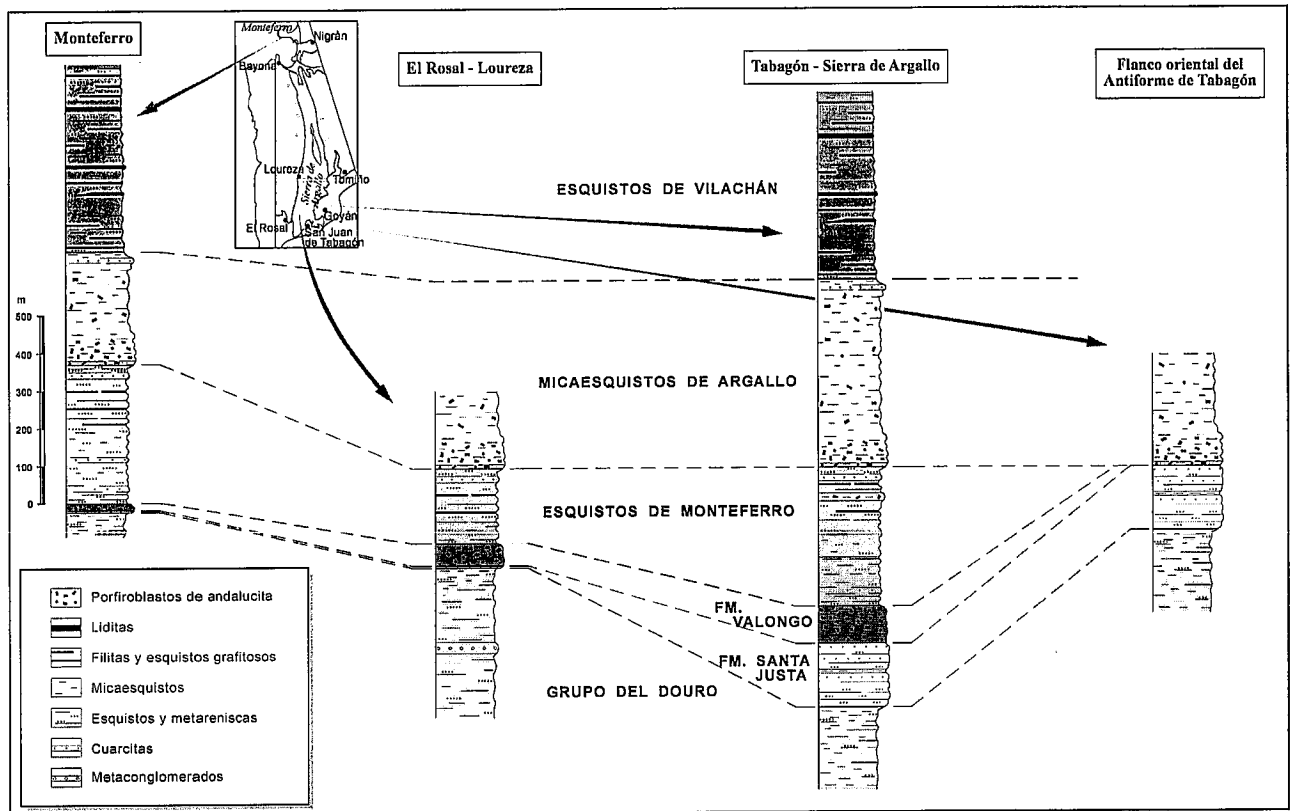


Figura 5.- Diagrama de correlación de las columnas correspondientes a los sectores representativos tomados como referencia en la descripción litoestratigráfica de la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal.

cidental de la península de Monteferro, donde aparecen también, asociados a ellos, algunos niveles de rocas calcosilicatadas de espesor centimétrico.

Los afloramientos correspondientes al Grupo del Douro en el área de estudio son bastante reducidos. Se localizan exclusivamente a lo largo del borde occidental de la banda esquistosa (Monteferro y sector de El Rosal-Loureira) y en la parte central del extremo meridional (núcleo del Antiforme de Tabagón). El espesor máximo que se llega a observar es de unos 450 m, encontrándose el muro siempre limitado por contactos intrusivos de granitos.

La edad atribuida al Grupo del Douro es Neoproterozoico-Cámbrico (Sousa, 1982), y, concretamente, las formaciones Desejosa y São Domingos, que constituyen la parte superior del Grupo, corresponderían al Cámbrico (Cabral *et al.*, 1992).

En Portugal, el Grupo del Douro suele presentar una discordancia angular respecto a las formaciones del Ordovícico Inferior suprayacentes que, según las zonas, resulta más o menos patente. En el área en que nos encontramos no se observa ninguna oblicuidad estructural en relación con el contacto que marca el techo del Grupo del Douro, pero sí hay cambios notables en los espesores de la unidad suprayacente (Fm. Santa Justa), que se comentarán a continuación; por este motivo se asume la existencia de dicha discontinuidad, que aparecería aquí esencialmente con carácter de paraconformidad.

#### Formación Santa Justa

Esta formación fue definida por Romano y Diggins (1973-74) en la región del Anticlinal de Valongo (al este de Oporto) y es equivalente a la Cuarcita Armoricana (Hernández Sampelayo, 1942), aunque las diferencias que presenta respecto a la facies típica de esta última justifican una denominación distinta, que se ha mantenido también para los niveles que ocupan una posición estratigráfica similar en la zona noroccidental de Portugal (Pereira *et al.*, 1989; Cabral *et al.*, 1992). La edad que se le asigna en su área tipo, basada en icnofósiles, es Arenig (Cabral *et al.*, 1992; Couto *et al.*, 1997).

En el área investigada, los principales afloramientos de esta formación se encuentran en el sector del Antiforme de Tabagón (extremo meridional), donde presenta un espesor de 170-180 m. Está constituida esencialmente por metareniscas de grano fino a medio, de color blanco-amarillento y rojizo, en capas de espesor centimétrico a decimétrico, con frecuentes laminaciones (Fig. 6b). En las metareniscas aparecen intercalados varios tramos de orden métrico de esquistos blancos y grises, y, en la mitad superior, algunas capas de cuarcitas de grano medio a grueso. En las metareniscas y cuarcitas pueden observarse a veces laminaciones cruzadas (Fig. 6c) y granoselección positiva. También se observan, intercalados hacia la parte media de la sucesión, dos o tres niveles granatíferos de espesor centimétrico, muy característicos, probablemente originados a

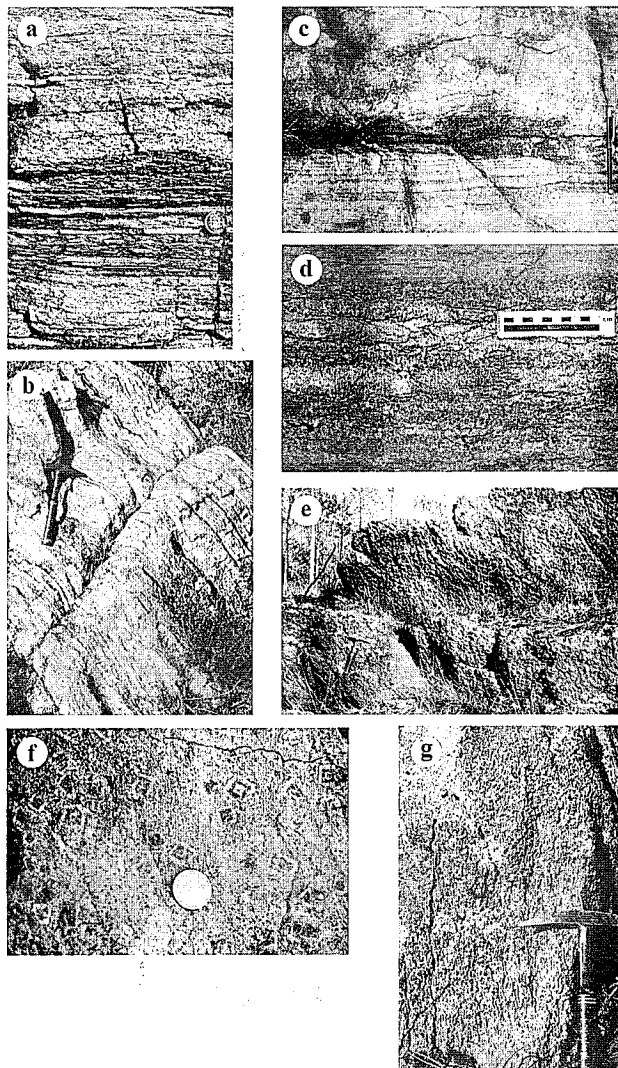


Figura 6.- a) Metaconglomerados cuarzosos característicos del Grupo del Douro (península de Monteferro). b) Aspecto de las metareniscas y cuarcitas de la Fm. Santa Justa (sector de Tabagón). c) Laminación cruzada en cuarcitas de la Fm. Santa Justa. d) Metareniscas rojizas con niveles granatíferos (Fm. Santa Justa). e) Micaesquistos con gruesos porfiroblastos idiomorfos de andalucita pertenecientes a la Fm. Valongo (sector de El Rosal-Loureira). f) Detalle de la litología anterior en el que pueden observarse secciones con zonación de los porfiroblastos de andalucita. g) Aspecto de los micaesquistos con andalucita de la Fm. Valongo en el sector de Tabagón.

partir de capas ferruginosas (Fig. 6d).

En el sector de Tabagón no se aprecia un contacto neto con el Grupo del Douro ni aparecen niveles de conglomerados o microconglomerados en la base, por lo que se ha situado el límite entre ambas unidades donde comienzan a ser dominantes los niveles de metareniscas sobre los micaesquistos.

A lo largo del borde occidental de la banda esquistosa esta formación estaría representada por un nivel discontinuo de cuarcitas muy recrystalizadas, con espesores no superiores a 40 cm, que aparece sobre el Grupo del Douro, a muro de la Fm. Valongo; por este motivo, a lo largo de dicho borde no se ha representado en la cartografía la Fm. Santa Justa, apareciendo la Fm. Valongo directamente en contac-

to con el Grupo del Douro.

### *Formación Valongo*

Esta formación fue también definida por Romano y Diggens (1973-74) en la misma área que la Fm. Santa Justa, donde aparece en contacto gradual con ella. En dicho sector, la fauna de trilobites y graptolitos que contiene permite datarla en su mayor parte como Llanvirn-Llandeilo, exceptuando un tramo basal que corresponde a la parte superior del Arenig (Cabral *et al.*, 1992; Couto *et al.* 1997).

En la zona que nos ocupa, al igual que en el ángulo noroccidental de Portugal, las litologías típicamente pizarrosas que componen esta unidad experimentan una notable transformación por efecto del metamorfismo, de modo que se presentan como micaesquistos y esquistos gris-oscuros con abundantes porfiroblastos de andalucita de color grisáceo.

El aspecto de estos micaesquistos andalucíticos es relativamente variable, dependiendo de la morfología, el tamaño, el color y la abundancia de los porfiroblastos de andalucita; se trata habitualmente de blastos de andalucita de color grisáceo, muchas veces con hábito prismático y orientados al azar. En el sector de El Rosal, presentan un tramo de 15 a 20 m, intercalado en la parte central, con porfiroblastos idiomorfos de andalucita de gran tamaño (prismas de hasta 1 cm de sección por 4 cm de longitud), frecuentemente con zonación y orientados al azar (Fig. 6e y 6f). En el Antiforme de Tabagón el aspecto es bastante distinto, existiendo una notable cantidad de blastos de andalucita milimétricos con morfologías esferoidales a prismáticas que dan a la superficie de la roca una apariencia granular (Fig. 6g).

El contacto con la Fm. Santa Justa, o con el Grupo del Douro cuando aquélla no está presente, es siempre bastante neto. En la cartografía es patente el adelgazamiento progresivo de esta formación hacia el norte, a lo largo del área de estudio; en el sector de El Rosal presenta espesores máximos en torno a los 100 m, mientras que en el extremo septentrional (Monteferro), su potencia alcanza tan sólo los 20 m.

### *Esquistos de Monteferro*

Sobre la formación anterior y en contacto más o menos neto con ella, se encuentra una unidad en la que alternan esquistos y micaesquistos, de colores grises y marrones, con intercalaciones de cuarzo-esquistos y metareniscas grises y gris-claros (Fig. 7a). Presenta también esporádicas intercalaciones de anfíbolitas de espesor centimétrico a decimétrico y escasa continuidad lateral, que suelen aparecer formando boudins (Fig. 7b). En la mitad superior de la unidad se intercalan varios tramos de filitas y esquistos grafitosos, y algunas capas cuarcíticas blancas y grises. Los esquistos, metareniscas y cuarcitas aparecen ordinariamente en capas de espesor centi-

métrico, frecuentemente con laminación paralela y, en algún caso excepcional, con laminación cruzada.

Esta unidad toma el nombre de la península de Monteferro, donde puede observarse una sección bastante representativa a lo largo de la costa meridional. Los espesores que presenta son notablemente variables, especialmente en el sector del Antiforme de Tabagón (ver Figs. 5 y 8), siendo su máxima potencia de unos 350 m.

### *Micaesquistos de Argallo*

Esta unidad está constituida fundamentalmente por micaesquistos grises, con colores de alteración ocre y amarillentos, en general bastante homogéneos, aunque en algunos tramos presentan laminaciones arenosas y capas de metarenisca de espesor centimétrico. Aflora extensamente a lo largo de la sierra de Argallo, de donde toma el nombre.

Su espesor no es fácil de precisar, teniendo en cuenta los numerosos pliegues que le afectan y el carácter monótono de su litología que dificulta el control estructural. Se puede estimar una potencia mínima de 300 m, aunque aparentemente en algunas zonas debe poseer espesores bastante mayores (hasta alrededor de 500 m) para poder explicar la amplitud de sus afloramientos, como ocurre en la sierra de Argallo.

En los tramos inferiores es frecuente la presencia de abundantes poiquiloblastos de andalucita de tamaño centimétrico, a veces muy sericitizados (Fig. 7c y 7d). Hay también un tramo basal de micaesquistos gris-oscuros con porfiroblastos idiomorfos de quiastolita de color rosado, que aparece de modo discontinuo (Fig. 7e); su espesor suele oscilar entre 1 y 8 m.

Existen en la unidad algunas intercalaciones de esquistos grafitosos de espesor centimétrico a decimétrico, muy esporádicas. Hacia el techo suele aparecer un tramo de varias decenas de metros con intercalaciones de capas cuarcíticas, en el que los micaesquistos presentan abundantes venas de segregación de cuarzo.

En el flanco oriental del Antiforme de Tabagón, el muro de esta unidad corta progresivamente hacia el sureste a los Esquistos de Monteferro y a la Formación Valongo, hasta situarse directamente sobre la Formación Santa Justa (Fig. 2). Esta oblicuidad cartográfica queda bien reflejada en el esquema de la Fig. 8, elaborado a partir de una fotografía aérea a escala aproximada 1:5.000. Para explicar esta situación, que probablemente guarda relación con la ya mencionada variabilidad de espesor en los Esquistos de Monteferro, habría varias interpretaciones posibles: puede tratarse de una discordancia cartográfica en la base de los Micaesquistos de Argallo, o bien podría existir un contacto mecánico producido por una falla o cabalgamiento. Puesto que no se han encontrado estructuras o rocas de falla en relación con este contacto, se admite como más probable la primera interpretación.



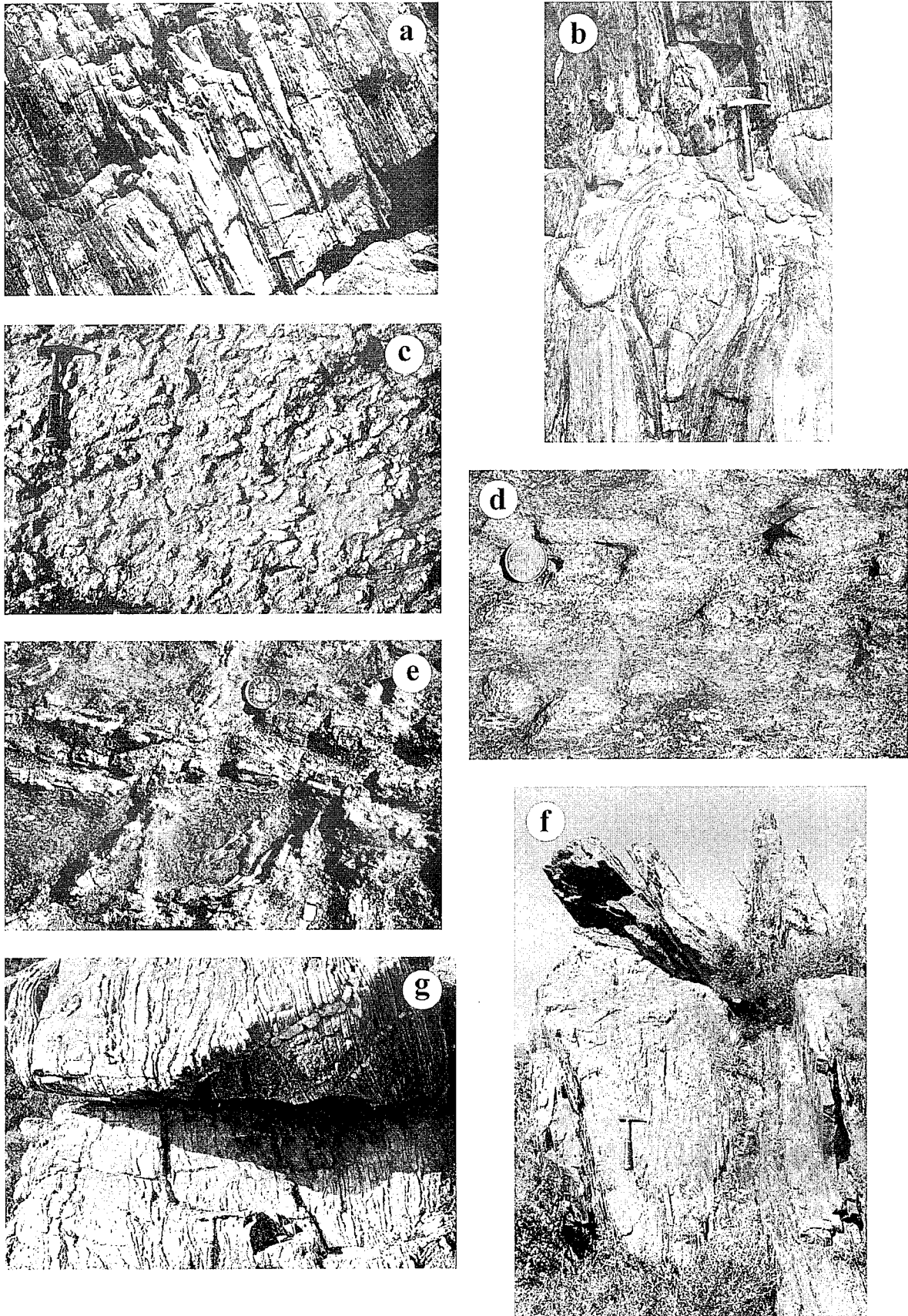


Figura 7.- a) Esquistos y metareniscas pertenecientes a los Esquistos de Monteferro (península de Monteferro). b) Boudins en un nivel de anfibolitas intercalado en los Esquistos de Monteferro. c) Micaesquistos con poiquiloblastos de andalucita (Micaesquistos de Argallo). d) Detalle de los poiquiloblastos de andalucita, en gran parte sericitizados (Micaesquistos de Argallo). e) Porfiroblastos de quiastolita en el tramo basal de los Micaesquistos de Argallo. f) Crestón de cuarzoesquistos grafitosos (litas), en los Esquistos de Vilachán. g) Aspecto de las litas silicificadas (Esquistos de Vilachán).

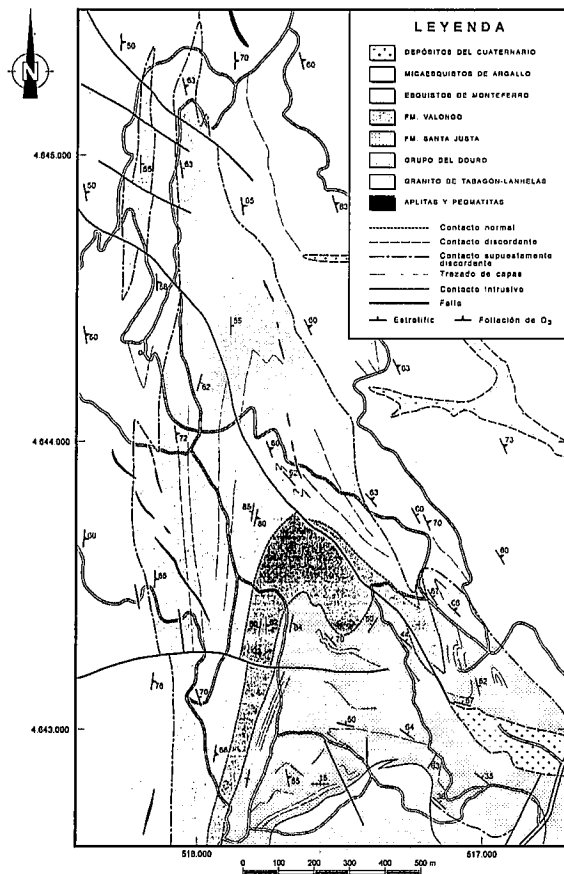


Figura 8.- Esquema geológico del Antiforme de Tabagón. Puede observarse la oblicuidad cartográfica que existe entre los Micaesquistos de Argallo y las unidades infrayacentes. (Ver también corte C-C' en la Fig. 3).

### Esquistos de Vilachán

Ocupando la parte más alta de la sucesión, se encuentra una unidad compuesta por esquistos y micaesquistos grises en los que se intercalan frecuentes tramos de filitas y esquistos grafitosos, y liditas, de espesor decimétrico a métrico. También se han observado algunas intercalaciones ocasionales de anfibolitas, esquistos con anfíbol y rocas calcosilicatadas, con espesores centimétricos. Las liditas suelen aparecer formando crestones, debido a su mayor resistencia a la erosión (Fig. 7f), y con frecuencia se encuentran silicificadas y decoloradas como consecuencia de los procesos metamórficos, adquiriendo un aspecto similar al de una cuarcita muy recrystalizada (Fig. 7g).

El tránsito de los Micaesquistos de Argallo a esta unidad es gradual, habiéndose situado el contacto donde comienzan a aparecer los primeros tramos de esquistos que llevan asociadas intercalaciones grafitosas. Los afloramientos más representativos se encuentran entre las localidades de Vilachán y Vilachán do Monte, y el espesor máximo que llega a observarse es de unos 500 m.

En el noroeste de Portugal, los niveles de filitas y esquistos grafitosos han suministrado fósiles de graptolitos silúricos en diversos puntos (Romariz, 1969), siendo más abundantes los yacimientos reconocidos en la

región del Anticlinal de Valongo que en zonas más septentrionales, donde el grado metamórfico es mayor. Se han identificado asociaciones tanto del Llandovery como del Wenlock. De las localidades que se citan, la más próxima a la zona de estudio es la de Barroso-Nogueira, situada al nordeste de Viana do Castelo, donde aflora una sucesión correlacionable con los Esquistos de Vilachán; en dicho punto se ha descrito una asociación de graptolitos de probable edad Llandovery (Romariz, 1969). De acuerdo con esto, parece razonable asignar a esta unidad una edad Silúrico inferior, sin hacer mayores precisiones por el momento.

### Correlación con áreas próximas

Tras la descripción de la litoestratigrafía de la banda esquistosa, se tratará de correlacionar ésta con la de otras regiones cercanas: el sector noroccidental de Portugal, al que ya se han hecho diversas referencias, y el Área Esquistosa de Galicia Central, representativa del Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (DEGTM).

#### Ángulo noroccidental de Portugal

Esta zona constituye, como ya se ha indicado, la prolongación hacia el sur del área de estudio (ver Fig. 9) y, por tanto, la correlación entre ambas no debería plantear, en principio, grandes problemas. De hecho, el establecimiento de las unidades litoestratigráficas se ha basado en gran parte en la división litoestratigráfica realizada en el área portuguesa, y se han puesto ya de manifiesto la correspondencia y las ligeras variaciones que presentan las formaciones con la misma denominación a uno y otro lado del Miño: el Grupo del Douro, la Fm. Santa Justa y la Fm. Valongo. Sin embargo, en lo que respecta al resto de la sucesión metasedimentaria, se plantean algunas discrepancias, más bien de tipo interpretativo, que deberán ser discutidas.

Las tres unidades que se sitúan sobre la Fm. Valongo (Esquistos de Monteferro, Micaesquistos de Argallo y Esquistos de Vilachán) se corresponden en líneas generales con las litologías del área portuguesa incluidas en la Unidad del Miño Central y Occidental (UMCO), dentro de la cual no se han establecido divisiones, atribuyéndosele una edad Llandovery-Wenlock (Pereira *et al.*, 1989; Cabral *et al.*, 1992). Descripciones más detalladas de la estratigrafía observable en la región situada al sur del Miño (Coelho *et al.*, 1988; Coelho, 1993) permiten corroborar que en dicho sector están presentes las tres unidades citadas y, probablemente, también tramos más altos de la sucesión.

Ahora bien, en la zona portuguesa existe un accidente tectónico, denominado Cabalgamiento de Vila Verde, que se ha interpretado como un límite entre dos dominios distintos (Ribeiro y Pereira, 1986; Pereira *et al.*, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990; Cabral *et al.*, 1992): (1) El Autóctono de la Zona Centro-Ibérica, al oeste, en el que aparecen el Grupo del Douro y las Fms. Santa Justa, Valongo y Sobrido; y (2) El Complejo Cabalgante

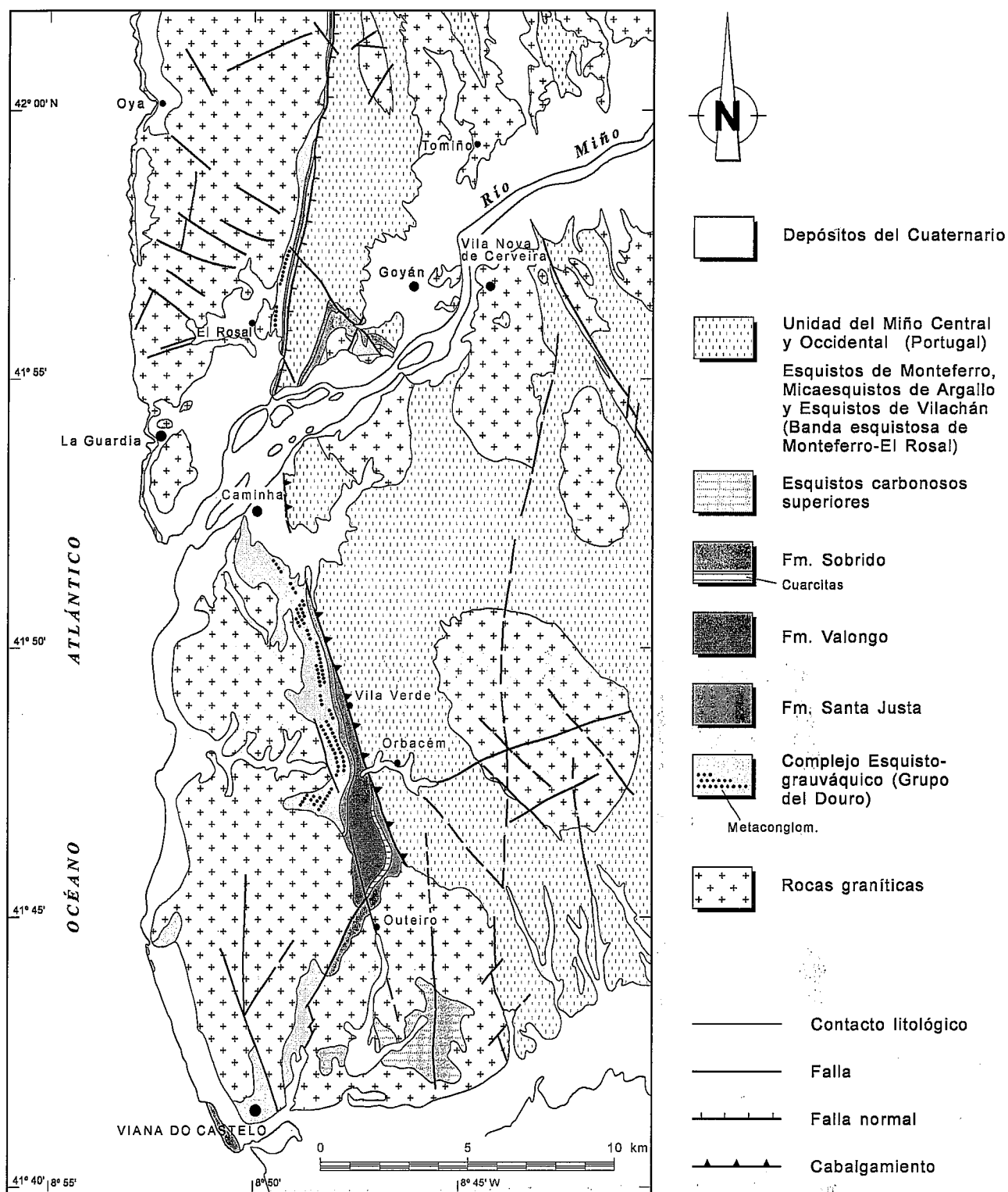


Figura 9.- Mapa geológico del ángulo noroccidental de Portugal y de la parte sur del área de estudio, elaborado a partir de los Mapas Geológicos 1:200.000 de Portugal (Pereira *et al.*, 1989) y España (Abril Hurtado e Iglesias, 1985) y de datos propios.

Parautóctono, al E, equivalente al DEGTM, al que corresponde la UMCO (ver Fig. 9).

En la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal se puede observar, no obstante, que las formaciones que se corresponden con la UMCO se disponen en sucesión normal sobre la Fm. Valongo, sin que exista un contacto de tipo mecánico entre ellas. No se han identificado litologías que puedan correlacionarse con la Fm. Sobri-

do, presente en el área portuguesa, constituida por grauvas masivas que engloban cantos de diversas litologías, con un nivel basal discontinuo de cuarcitas. Esta formación, que ha sido asimilada a las "pelitas con fragmentos" del Hirnantiense (Robardet *et al.*, 1980; Robardet y Doré, 1998), presenta una discordancia de bajo ángulo en su base, y muestra localmente reducciones de espesor notables (Cabral *et al.*, 1992; Couto *et al.*, 1997);

dicha discordancia podría corresponderse con la que se sitúa a muro de los Micaesquistos de Argallo.

En la región del Anticlinal de Valongo, sobre la Fm. Sobrido y en tránsito gradual con ella, aparecen dos unidades compuestas esencialmente por pizarras graptolíticas y filitas grises y negras grafitosas, con intercalaciones de lilitas, denominadas Esquistos Carbonosos Inferiores y Esquistos Carbonosos Superiores, cuya edad se considera Llandovery-Wenlock (Cabral *et al.*, 1992; Couto *et al.*, 1997). Estas litologías son comparables, con ligeras diferencias, a las de los Micaesquistos de Argallo y Esquistos de Vilachán.

El único accidente tectónico que aparece al norte del río Miño en una posición similar a la del Cabalgamiento de Vila Verde es la denominada Falla de Valdemiñotos (Toyos, 1995): se trata de una falla con un trazado subparalelo al de las unidades litoestratigráficas, que en la mayor parte de su recorrido se sitúa dentro de los Esquistos de Monteferro (ver Figs. 2 y 9). El juego más importante que ha tenido esta fractura es de tipo normal, y el desplazamiento que produce se amortigua progresivamente hacia el norte, hasta su terminación al oeste de Vilachán do Monte. No existen evidencias de que la Falla de Valdemiñotos se sobreimponga a un cabalgamiento previo, y, en cualquier caso, la magnitud del desplazamiento que puede deducirse para ella es lo suficientemente pequeño como para rechazar la posibilidad de que pueda constituir un límite entre dominios de muy diferentes características. Por tanto, debe concluirse que la sucesión que se observa en la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal corresponde a un único dominio sedimentario, lo cual contrasta netamente con el esquema que se ha aplicado al área portuguesa adyacente. Un estudio detallado de la estructura y litoestratigrafía de la UMCO podría aportar datos decisivos para resolver esta aparente problemática.

En la Fig. 10 queda reflejada gráficamente la correlación que se propone entre la sucesión litoestratigráfica definida en el área de estudio y la correspondiente a la región del Anticlinal de Valongo (Cabral *et al.*, 1992; Couto *et al.*, 1997).

#### Área Esquistosa de Galicia Central (AEGC)

Aunque se encuentra más alejada del área de estudio, también pueden establecerse correspondencias entre ésta y el AEGC, que es una de las regiones a partir de las cuales se ha establecido la litoestratigrafía característica del Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (DEGTM, Farias *et al.*, 1987; Arenas *et al.*, 1988; Barrera *et al.*, 1989).

El conjunto integrado por los Esquistos de Monteferro, los Micaesquistos de Argallo y los Esquistos de Vilachán constituye una sucesión litológica equiparable a la del Grupo de Nogueira, tal como fue definido originalmente por Marquínez (1981, 1984) en el AEGC, con un tramo inferior compuesto por micaesquistos y cuarzoesquistos, y un tramo superior caracterizado por las abundantes intercalaciones de micaesquistos y cuarci-

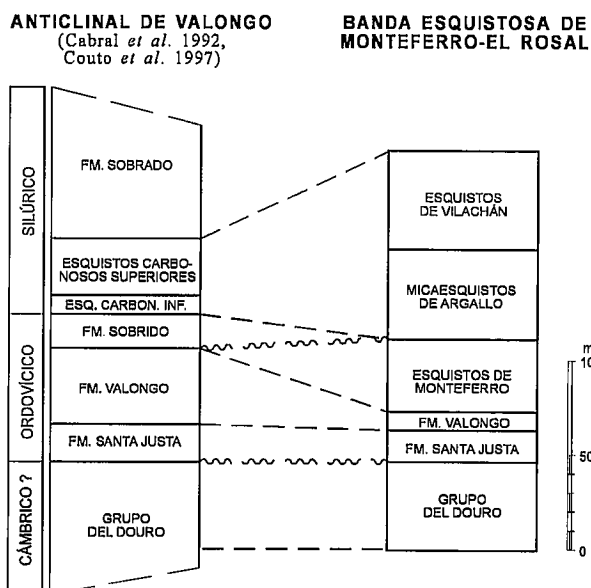


Figura 10.- Correlación de las unidades litoestratigráficas definidas en la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal con las correspondientes al ángulo noroccidental de Portugal (región del Anticlinal de Valongo). Se indican con trazos ondulados las discontinuidades estratigráficas de primer orden. (Ver explicación en el texto).

tas grafitosas. Según Marcos y Llana Fúnez (en prensa), en el AEGC y sectores adyacentes el Grupo de Nogueira ocuparía la parte inferior del DEGTM, quedando su muro limitado por el cabalgamiento basal de esta lámina parautóctona, de modo que no son observables niveles más bajos de la sucesión. La edad del Grupo de Nogueira es incierta pero habitualmente ha sido correlacionado con litologías del Silúrico (Marquínez, 1984; Barrera *et al.*, 1989).

En resumen, puede decirse que la sucesión litoestratigráfica de la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal es comparable a la de algunos sectores del denominado Autóctono de la Zona Centro-Ibérica (Anticlinal de Valongo), con algunas variaciones respecto a ésta en las unidades correspondientes al Ordoevico superior y Silúrico, las cuales, a su vez, muestran bastante semejanza con las de otras áreas del DEGTM (Área Esquistosa de Galicia Central). Por este motivo, el presente estudio aporta nuevos datos que habrán de ser considerados de cara a un conocimiento más preciso de la cronoestratigrafía de la sucesión presente en el DEGTM y de sus relaciones con la que aparece en el Autóctono de la Zona Centro-Ibérica.

#### Discusión y conclusiones

La banda esquistosa de Monteferro-El Rosal está constituida esencialmente por rocas que corresponden a una sucesión metasedimentaria de carácter siliciclástico, con un espesor total aparente de unos 2.000 m, en la que se han diferenciado seis unidades litoestratigráficas denominadas, de muro a techo: Grupo del Douro, Formación Santa Justa, Formación Valongo, Esquistos de Monteferro, Micaesquistos de Argallo y Esquistos

de Vilachán. Los sedimentos que han dado lugar a estas litologías se habrían depositado entre el Cámbrico y el Silúrico, sobre un zócalo más antiguo que no llega a aflorar en este sector.

Las unidades litoestratigráficas descritas pueden ser correlacionadas con las que han sido definidas en la parte noroccidental de Portugal, aunque se plantea una discrepancia interpretativa entre ambos sectores, pues en el área portuguesa aparecen diferenciados dos dominios (Autóctono de la Zona Centro-Ibérica y DEGTM) separados por un cabalgamiento (Cabalgamiento de Vila Verde), mientras que, en el área de estudio, las unidades correlacionables con ambos dominios se encuentran aparentemente en sucesión normal (ver Figs. 9 y 10).

También se ha establecido una posible correlación con otro sector del DEGTM más alejado: el Área Esquistosa de Galicia Central, en lo que respecta a la parte superior de la sucesión. Concretamente, las litologías de los Esquistos de Monteferro, los Micaesquistos de Argallo y los Esquistos de Vilachán son semejantes a las que allí se incluyen en el Grupo de Nogueira.

En la sucesión descrita en la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal, parecen existir dos discontinuidades principales que se situarían: (1) en el contacto entre el Grupo del Douro y la Fm. Santa Justa o, donde ésta no aparece, la Fm. Valongo (en esta área, se trataría habitualmente de una paraconformidad); y (2) en la base de los Micaesquistos de Argallo (paraconformidad o discordancia de bajo ángulo, según los sectores). Cabe establecer una correspondencia entre estas dos discontinuidades y las dos discordancias de primer orden que se observan a escala regional en el Paleozoico Inferior de la Zona Centro-Ibérica, situadas una en la base del Ordovícico y otra en el Ordovícico terminal, próxima al límite con el Silúrico (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990); dicha correspondencia es coherente con las edades estimadas para las formaciones referidas. Son destacables las variaciones de espesor que muestran algunas formaciones (en particular la Fm. Santa Justa y los Esquistos de Monteferro) en relación con las dos discontinuidades mencionadas, llegando incluso a la desaparición local. Como han supuesto diversos autores para otros sectores de la Cordillera Varisca (Ballard *et al.*, 1986; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Brun *et al.*, 1991; Martínez Catalán *et al.*, 1992), es probable que estas discontinuidades estén relacionadas con procesos de fracturación y basculamiento de bloques, que habrían tenido lugar en el marco de una tectónica extensional desarrollada durante el Paleozoico Inferior en el margen continental septentrional de Gondwana.

Finalmente, se reitera el interés que posee el estudio detallado de la geología de la banda esquistosa de Monteferro-El Rosal y de las áreas adyacentes, en Galicia y Portugal, de cara al avance en el conocimiento del DEGTM y al esclarecimiento de sus relaciones con el Autóctono de la Zona Centro-Ibérica.

## Agradecimientos

El autor agradece la revisión crítica realizada por los doctores P. Farias y F.J. Fernández, cuyas sugerencias han contribuido a mejorar el texto original y a actualizar el enfoque de algunos aspectos del trabajo.

## Referencias

- Abril Hurtado, J. (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 299 (Tomíño)*. IGME, Madrid.
- Abril Hurtado, J. e Iglesias, M. (1985): *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja n° 16/26 (Pontevedra-La Guardia)*. IGME, Madrid.
- Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Iburguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Ortega, E., Pablo Maciá, J.G., Peinado, M. y Rodríguez Fernández, L.R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. En: *II Congreso Geológico de España*. Simposios. Temas Geológico Mineros, 9: 75-84.
- Ballard, J.F., Brun, J.P. y Durand, J. (1986): La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieure en Bretagne Centrale: signature d'un épisode de distension ordovicienne. *Comptes Rendues de l'Académie de Sciences de Paris*, 303: 1327-1332.
- Barrera, J.L., Farias, P., González Lodeiro, F., Marquínez, J.L., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Olmo Sanz, A. y Pablo Maciá, J.G. (1989): *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja n° 17/27 (Ourense-Verín)*. ITGE, Madrid.
- Brun, J.P., Ballard, J.F. y Le Corre, C. (1991): Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold belt of Central-Brittany (France): field evidence and computer models. *Journal of Structural Geology*, 13: 419-429.
- Buiskool Toxopeus, J.M.A.; Haalebos, P.E.M.; y Van Overmeeren, F.A. (1978): An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, Spain). *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, 27: 93-110.
- Burkhardt, R. e Iglesias, M. (1989): Investigación geológico-minera en la Reserva Estatal "Tomíño" para Au, Nb, Ta, Sn y W. IGME., informe inédito n.° 11235.
- Cabral, M., Cramez, P., Moreira, A., Noronha, F., Oliveira, J.M.S., Pereira, E., Farinha Ramos, J.M., Reis, M.L., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. y Simões, M. (1992): *Carta Geológica de Portugal 1:200.000*, noticia explicativa da folha 1. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Coelho, J., Perrin, M.; y García D. (1988): The Geological Setting of the Tungsten Skarn Ore from Covas - V.N. Cerveira (NW Portugal). *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto*, 96: 5-42.
- Coelho, J. (1993): Os "Skarns" cálcicos, pós-magmáticos, mineralizados em scheelite do Distrito Mineiro de Covas, V.N. de Cerveira, (Norte de Portugal). *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico*, Fac. Ciências, Univ. do Porto, 2: 328 pp.
- Costa, J.C. da (1950): *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 28 p.
- Couto, H., Piçarra, J.M. y Gutiérrez-Marco, J.C. (1997): El Paleozoico del anticlinal de Valongo (Portugal). En: *XIII Jornadas de Paleontología "Fósiles de Galicia"*. V Reunión Internacional Proyecto 351 PICG "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana". Libro de resúmenes y excursiones (A. Grandal d'Anglade, J.C. Gutiérrez Marco, y L. Santos Fidalgo, Eds.). Sociedad Española de Paleontología, 270-290.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J.,

- Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Maciá, J. G. y Rodríguez Fernández, L. R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico*, Fac. Ciências, Univ. do Porto, 1: 411-431.
- Gutiérrez Marco, J.C., San José, M.A. y Pieren, A.P. (1990): Autochthonous Sequences: Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, Berlín, 160-171.
- Hernández Sampelayo, P. (1942): Explicación del nuevo Mapa Geológico de España. El Sistema Siluriano. *Memorias del IGME*, 2 (1 y 2): 848 p.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.E.N. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000*. IGME, Madrid.
- Llana Fúnez, S. (1999): *La Estructura de la Unidad de Malpica-Tui (Cordillera Varisca en Iberia)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.
- López de Azcona, J.M., Martín Cardoso, G., Parga Pondal, I., Teixeira, C., Asunção, C.T. y Oliveira, J. (1953a): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 261 (Tuy)*. IGME, Madrid.
- López de Azcona, J.M., Martín Cardoso, G., Parga Pondal, I., y Torre Enciso, E. (1953b): *Mapa Geológico de España, 1:50.000, hoja n° 261 (Tuy)*. IGME, Madrid.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. (Trad. en: *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, 5: 149-166).
- Marcos, A. y Llana Fúnez, S. (en prensa): Estratigrafía y estructura de la lámina tectónica del Para-autóctono y de su autóctono en el área de Chantada (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 23.
- Marquínez, J.L. (1981): Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (Zona de Lalín-Forcarei-Beariz). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2: 135-154.
- Marquínez, J.L. (1984): La geología del Area Esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). IGME, Madrid. *Colección Memorias*, 100: 231 p.
- Martínez Catalán, J.R., Hacar Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A. y González Lodeiro, F. (1992): 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.
- Nery Delgado, J.F. (1908): *Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique*. Commission du Service Géologique du Portugal, Lisboa, 245 p.
- Ortega, E. y Gil Ibarra, I. (1983): La Unidad de Malpica-Tuy ("Complejo Antiguo" - "Fosa Blastomilonítica"). En: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*. Tomo I. IGME, Madrid, 430-440.
- Parga Pondal, I., López de Azcona, D., Martín Cardoso, G., Teixeira, C. y Perdigão, D.J.C. (1963): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 299 (Tomiño-Caminha)*. IGME, Madrid.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Carvalho, G., Noronha F., Ferreira, N. y Monteiro, J.H. (1989): *Carta Geológica de Portugal 1:200.000, folha 1*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Pliego Dones, D.V., Rubio Navas, J. y Abril Hurtado, J. (1978): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 261 (Tuy)*. IGME, Madrid.
- Pliego Dones, D.V., Abril Hurtado, J. y Rubio Navas, J. (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000, memoria explicativa de la hoja n° 261 (Tuy)*. IGME, Madrid.
- Ribeiro, A. y Pereira, E. (1986): Flake tectonics in the NW Iberia Variscides. *Maleo. Boletim Informativo da Sociedade Geológica de Portugal*, 2 (13): 38.
- Ribeiro, A., Pereira, E. y Dias, E. (1990): Allochthonous Sequences. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. En: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, Berlín, 220-236.
- Robardet, M., Vegas, R. y Paris, F. (1980): El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica Salmanticensis*, 16: 103-121.
- Robardet, M.; y Doré, F. (1988): The late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: North-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66: 19-31.
- Romano, M. y Diggins, J.N. (1973-74): The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, North Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 57: 23-54.
- Romariz, C. (1969): Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 53: 107-161.
- Schulz, G. (1834): *Mapa petrográfico del Reino de Galicia*. Litogr. de F. de la Torre, Madrid.
- Schulz, G. (1835): *Descripción geognóstica del Reino de Galicia*. Imp. Herederos de Collado, Madrid, 52 p.
- Sousa, M.B. (1982): *Litoestratigrafía e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico - Grupo do Douro (NE de Portugal)*. Tesis Doctoral, Univ. Coimbra, 222 p.
- Teixeira, C. (1954): Os conglomerados do Complexo Xisto-graúvácico ante-silúrico. Sua importancia geológica e paleogeográfica. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 35: 33-49.
- Teixeira, C. (1955): *Notas sobre a geología de Portugal. O Complexo xisto-graúvácico ante-ordovíciano*. Edic. del autor, Lisboa, 50 p.
- Toyos, J.M. (1995): *Estructura y mineralizaciones auríferas del área de Tomiño*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 212 p.
- Urbano, R.; Toyos, J.M.; y Asensio, B. (1992): Mineralizaciones auríferas filonianas en el área de Tomiño (Pontevedra). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17: 341-348.
- Urbano, R.; Toyos, J.M.; y Ramírez de Mora, F. (1993): *Exploración minera en Reservas Estatales (Sector Noroeste)*. Reserva "Tomiño". IGME, informe inédito n.º 11332.
- Urbano, R. (1994a): *Exploración minera en Reservas Estatales (Sector Noroeste)*. Reserva "Tomiño" (Sector Valdemiñotos). IGME, informe inédito n.º 11388.
- Urbano, R. (1994b): Exploración minera de yacimientos de oro por el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). *Boletín Geológico y Minero*, 105 (6): 537-549.
- Valenzuela y Ozores, A. (1856): Memoria geognóstica-agrícola sobre la provincia de Pontevedra. *Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 4: 1-114.

Manuscrito recibido el 22 de mayo de 2003

Aceptado el manuscrito revisado el 21 de noviembre de 2003