



IGME

25

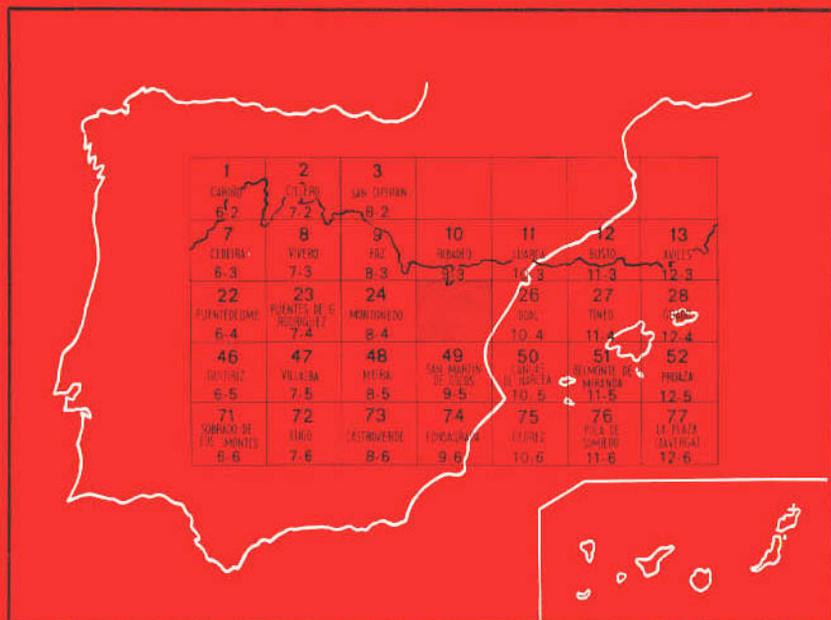
9-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VEGADEO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VEGADEO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes autores:

En *Cartografía*: A. Marcos y A. Pérez-Estaún.

En la *Memoria*: A. Marcos, A. Pérez-Estaún, F. J. Martínez e I. Vargas (Geología Económica).

En *Geología de campo y gabinete*: M. L. Arboleya, F. Bastida, J. Galán, M. Julivert, A. Marcos, F. J. Martínez, I. Méndez, A. Pérez-Estaún, F. J. A. Pulgar, F. Ruiz, O. Suárez, I. Vargas e I. Zamarreño.

En *Estudio paleontológico*: J. Truyols.

En *Estudio petrológico*: F. J. Martínez.

En *Geología Económica*: J. Galán, F. Ruiz e I. Vargas.

Supervisión y control del IGME: A. Huerga.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 33.907 - 1980

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja de Vegadeo se sitúa desde el punto de vista geológico dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972) y con excepción de los depósitos cuaternarios, se encuentra constituida en su totalidad por materiales de edad paleozoico inferior.

Con excepción de algunos afloramientos reducidos de las calizas del Cámbrico Inferior, la Hoja está formada por materiales detríticos y pizarrosos, ocupando la mayor extensión la amplia sucesión de cuarcitas, areniscas y pizarras de la Serie de los Cabos.

Desde el punto de vista estructural, la Hoja se caracteriza por la existencia de grandes pliegues de traza axial aproximadamente N-S y cabalgamientos más o menos paralelos a los anteriores.

Las primeras referencias a la región comprendida dentro del ámbito de la Hoja se remontan a mediados del pasado siglo con las publicaciones de SCHULZ (1834, 1858). Dentro de la primera etapa del conocimiento geológico de esta región cabe situar las obras de BARROIS (1877, 1882) —con el establecimiento de la primera sucesión estratigráfica—, ADARO & JUNQUERA (1916) y HERNANDEZ SAMPELAYO (1914, 1915 a y b, 1916, 1924, 1931, 1933, 1935 a, b, c y d, 1942). En épocas más recientes deben citarse las publicaciones de VALDES LEAL (1965), WALTER (1963, 1965, 1966 a y b, 1968), SDZUY (1968) y MARCOS (1970, 1971 a y b, 1973).

Entre otras publicaciones, que si bien no se refieren concretamente al área de la Hoja inciden directamente en ella, pueden destacarse las de LOTZE (1945, 1957, 1958), LOTZE & SDZUY (1961), MATTE (1964, 1967, 1968) y CAPDEVILA (1967, 1968).

- 1.- Sinclinal de Villadriid.
- 2.- Anticlinal del Eo.
- 3.- Anticlinal de Espina.
- 4.- Cabalgamiento basal del manto de Mondedo.
- 5.- Cabalgamiento de los Oscos.
- 6.- Anticlinal de San Martín-La Caridad.

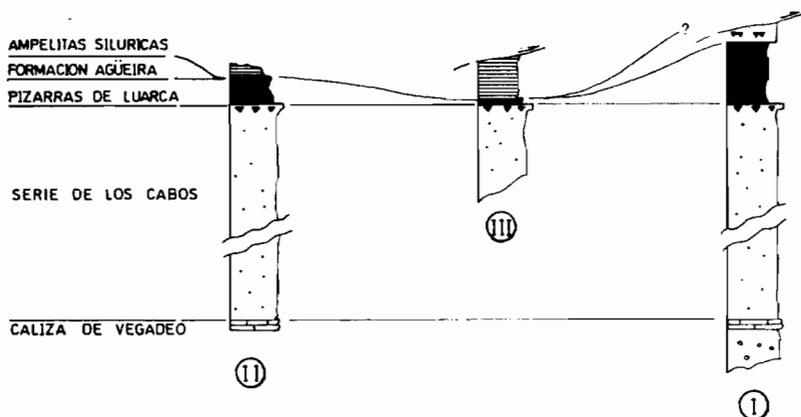
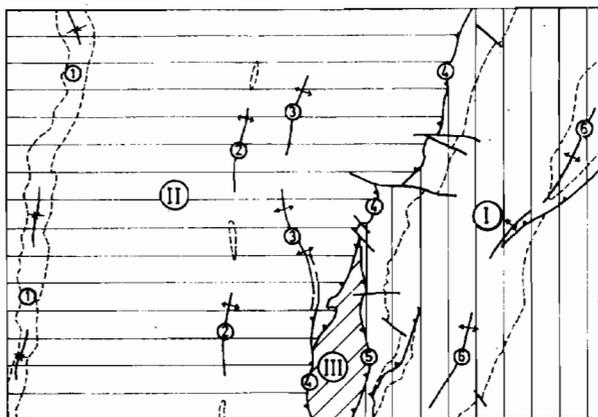


Figura 1.—Principales estructuras citadas en el texto y sucesión estratigráfica en las regiones paleogeográficas diferenciadas en la Hoja.

2 ESTRATIGRAFIA

Dejando aparte los terrenos cuaternarios, dentro del ámbito de la Hoja se encuentran representadas tres zonas separadas por cabalgamientos en las que la sucesión estratigráfica presenta importantes variaciones (fig. 1). En la región de La Bobia (I) existe una sucesión estratigráfica completa y

espesa desde el Cámbrico al Ordovícico Superior, mientras que en las regiones del Eo (II) y La Garganta (III) los materiales silúricos se apoyan sobre las pizarras de Luarca, existiendo por tanto una laguna estratigráfica. En adición, las características sedimentológicas de la Serie de los Cabos son diferentes en las regiones I y II, como más adelante veremos. La sucesión estratigráfica presente en cada una de estas tres regiones se encuentra sintetizada en la figura 1. En términos generales, estas regiones equivalen a los Dominios del Navia y Alto Sil (I), Dominio del manto de Mondoñedo (II) y escama de Santa Eulalia de Oscos (III), establecidos por MARCOS (1973).

En conjunto se encuentran representadas las siguientes formaciones:

1. Cuarcitas de Cándana (Cámbrico Inferior).
2. Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio?).
3. Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior).
4. Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio).
5. Formación Agüeira (Ordovícico Medio?-Superior).
6. Pizarras y ampelitas silúricas (Llandovery Medio-Wenlock Superior).

2.1 CAMBRICO Y ORDOVICICO INFERIOR

Con la excepción de un nivel carbonatado correspondiente a la parte más alta del Cámbrico Inferior, el resto de los materiales comprendidos en estas edades consisten principalmente en series detríticas y pizarrosas.

2.1.1 EL CAMBRICO INFERIOR E INFERIOR-MEDIO?: LAS CUARCITAS DE CANDANA (CA₁) Y LA CALIZA DE VEGADEO (CA₁₋₂)

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja (Cuarcitas de Cándana, de LOTZE) quedan reducidos al núcleo del anticlinal de San Martín-La Caridad. Si bien la escasez de afloramientos dificulta la obtención de una sucesión estratigráfica, puede comprobarse la presencia de areniscas feldespáticas de grano grueso semejantes a las que forman las Cuarcitas de Cándana o las Areniscas de La Herrería (COMTE, 1938) en la mitad oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa y Zona Cantábrica (LOTZE, 1957).

La formación siguiente, la Caliza de Vegadeo, constituye varios afloramientos a lo largo de la Hoja, formando siempre el núcleo de estructuras anti-formales; así, aflora intermitentemente a lo largo de los anticlinales del Eo y Espina, y por encima de las Cuarcitas de Cándana en el núcleo del anticlinal de La Caridad-San Martín (ver esquema geológico en la figura 1). En términos generales, en afloramiento se trata de calizas grises o blanquecinas y dolomías marrones en las que si bien macroscópicamente se observan ciertas características (por ej., laminaciones y diferencias en tamaño de grano), al microscopio se comprueba que la textura primitiva de la roca se encuentra destruida por efecto del metamorfismo y deformación. Los niveles supe-

riores de esta formación están constituidos en los anticlinales del Eo y Espina por calizas y calcoesquistos con tonos ligeramente rosados en los que cerca de Ouria se ha podido comprobar la existencia de restos de Trilobites. Niveles semejantes a estos últimos pueden observarse en la misma Caliza de Vegadeo en otras localidades de la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAMARREÑO et al., 1975) y por sus características pueden considerarse equivalentes al miembro superior de la Formación Láncara en la Zona Cantábrica (ZAMARREÑO, 1972).

2.1.2 EL CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂; CA₂-O_{1p}; O_{1as})

La Serie de los Cabos presenta diferencias suficientemente acusadas en las regiones de La Bobia y del Eo que justifican una descripción separada. En la región de La Bobia (ver fig. 1), esta formación está constituida por unos 3.000 m. de areniscas y cuarcitas con pizarras intercaladas, sin que sea posible una subdivisión en miembros a efectos cartográficos; un resumen de sus características litológicas puede verse en MARCOS (1973, pp. 18) y MARCOS & PULGAR (in litt.). Desde el punto de vista sedimentológico, la Serie de los Cabos en esta región evidencia una gran variedad de facies, principalmente intermareales, lagunares, de barras de arena y «off-shore bar», constituyendo un modelo complejo (BALDWIN, 1975). Si bien no se han realizado análisis sedimentológicos detallados en este sector, parece evidente que el modelo propuesto por BALDWIN (*op. cit.*), es perfectamente aplicable. Fuera del ámbito de la Hoja, en el corte de la costa cantábrica la división estratigráfica de la Serie de los Cabos ha podido ser realizada; los niveles situados por encima de la Caliza de Vegadeo (pizarras ocres o verdes), no han aportado fósiles en este sector, si bien por comparación con otras localidades deben corresponder al Cámbrico Medio. Según MARCOS & PULGAR (in litt.) solamente alrededor de los 1.200 m. culminantes pertenecen al Ordovícico Inferior (Tremadoc y Arenig), representando el resto al Cámbrico Superior.

En la región del Eo es posible diferenciar litológicamente varios miembros dentro de la Serie de los Cabos, algunos de los cuales se encuentran reflejados en la cartografía. La figura 2 muestra las características litológicas de la Serie de los Cabos y la denominación de los diferentes tramos de acuerdo con la nomenclatura establecida por WALTER (1963, 1965, 1966, 1968). Tal como puede apreciarse en la figura, por encima de las pizarras con Trilobites (200 m., máximo), se destaca la existencia de un grueso paquete de areniscas (Capas de Bres, 1.250 m.) a las que siguen pizarras con esporádicas intercalaciones de areniscas en la parte inferior (Capas de Taramundi, 3.350 m.); sobre estas pizarras se sitúan sin tránsito gradual las Capas del Eo (200 m.), que culminan con un horizonte delgado de cuarcitas. El espesor

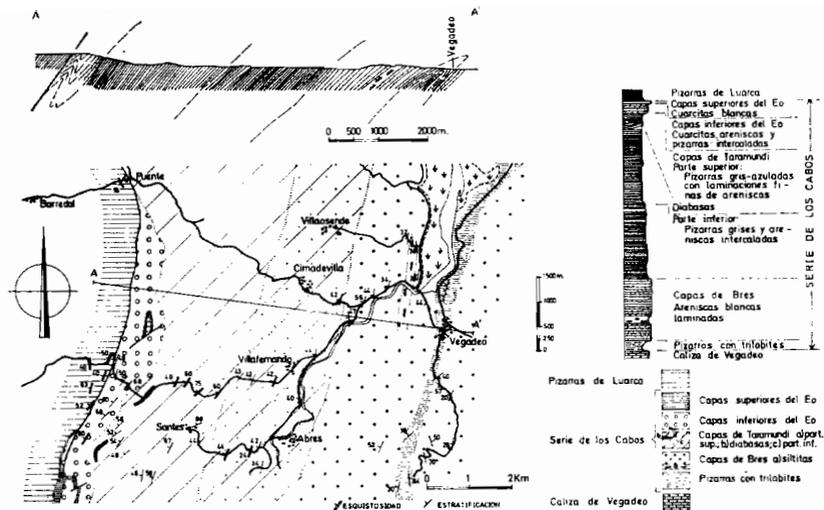


Figura 2.—Características litológicas y división estratigráfica de la Serie de los Cabos en la región del Eo.

total de la Serie de este sector supera los 4.500 m. Por lo que respecta a sus características sedimentológicas, es de señalar la notable diferencia que existe entre la Serie de los Cabos en esta región y la anteriormente considerada. Así, solamente las Capas del Eo son comparables a la parte alta de la Serie de los Cabos en la región de La Bobia, en cuanto a la litología y tipos de estructuras sedimentarias que contiene. Descendiendo en la sucesión estratigráfica, las capas de Taramundi son predominantemente pelíticas y no poseen facies de *Cruziana* o *Skolithos*; las Capas de Bres están constituidas por areniscas con laminación paralela y cruzada tabular de bajo ángulo y no poseen tampoco estos tipos de facies.

Por lo que respecta a la edad de la Serie de los Cabos en la región del Eo, los niveles inferiores de pizarras contienen una abundante fauna de Trilobites, ya conocida desde antiguo [BARROIS, 1877, 1882] (fig. 3). Los principales yacimientos se sitúan en los alrededores de Vegadeo [BARROIS, 1877, 1882], [LOTZE, 1961], Presa [MELENDEZ & ASENSIO AMOR, 1964] y Bres [WALTER, 1963, 1968; SDZUY, 1968]. Los niveles fosilíferos más bajos recogidos por SDZUY (1968) contienen una fauna con *Acadolenus* cf. *decorus* SDZUY, *Perenopsella* p. *pokrovskajae* SDZUY, *Condylopyge* cf. *carinata* WEST., etcétera, que corresponden a un nivel bajo dentro del Cámbrico Medio (sub-piso de *Acadolenus* de SDZUY, 1971). Por encima de este horizonte SDZUY

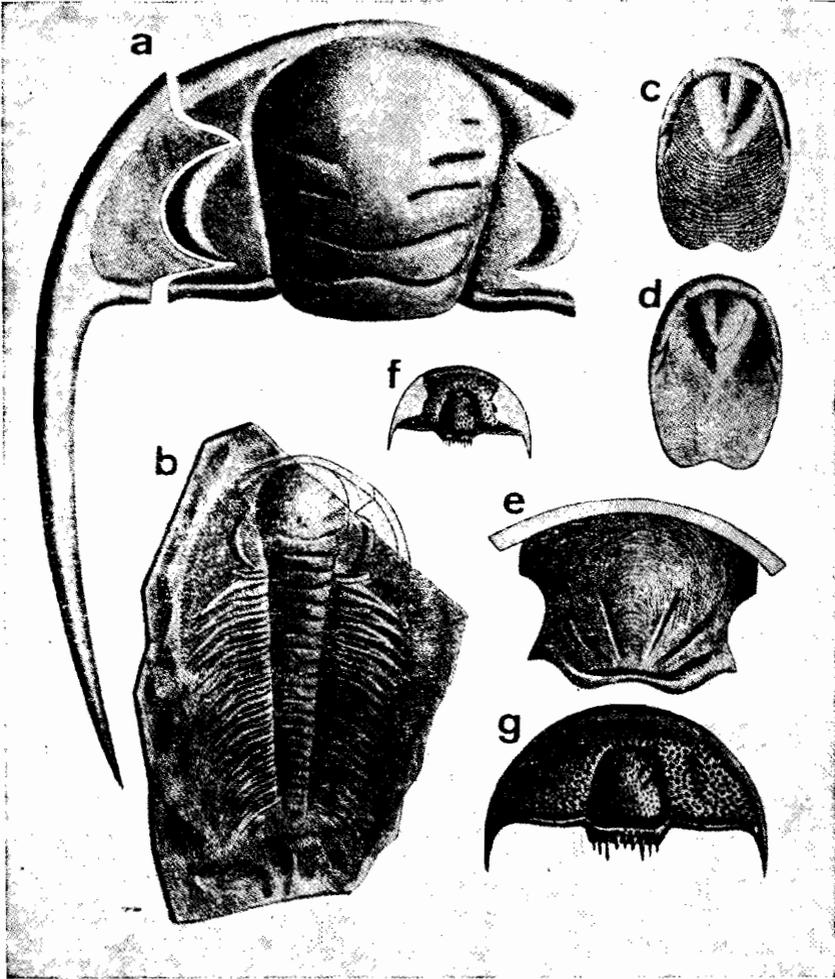


Figura 3.—Trilobites del Cámbrico Medio de Vegadeo, según BARROIS (1882, lám .IV, simplificada). a, b, c, d, e. Paradoxides barrendei; fig. Conocephalites castroi.

recolectó faunas en 35 horizontes más, separados en total 30 m.; estas faunas representan los diferentes subpisos distinguidos por dicho autor dentro del Cámbrico Medio hasta el subpiso de *Solenopleuropsis* (niveles 34-36). El resto de la Serie de los Cabos hasta las Capas del Eo, no contiene fósiles que permitan precisar su edad, aunque dada la continuidad estratigráfica el Cámbrico Superior debe encontrarse probablemente representado. Las Capas del Eo, contienen especies de *Cruziana* del «Grupo *rugosa*» (SEILACHER, 1970) en diversas localidades a lo largo del sinclinal de Villaodrid; estas pistas permiten considerar estos niveles como pertenecientes al Ordovícico Inferior, sin más precisiones.

2.2 ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O₂; O_{2as})

Por encima de los materiales de la Serie de los Cabos se sitúa en todo el ámbito de la Hoja una sucesión principalmente constituida por pizarras negras que desde BARROIS (1882) se denominan Pizarras de Luarca. Esta formación muestra una gran uniformidad de facies en toda la zona, si bien su espesor varía considerablemente de unas regiones a otras (fig. 4). En esta figura se representan asimismo las características litológicas de las Pizarras de Luarca; como puede apreciarse, entre la Serie de los Cabos y esta formación existen siempre niveles constituidos por pizarras con algunas capas de areniscas y cuarcitas («Serie de transición»). El resto de la formación está formado por pizarras negras lustrosas ricas en piritita. Hacia la parte superior suelen presentar intercalaciones arenosas y en el sinclinal de Villaodrid la sucesión culmina con un horizonte cuarcítico delgado (O_{2as}). Este nivel cuarcítico podría representar tanto la base del Silúrico como los materiales más altos del Ordovícico conservados en este sinclinal (WALTER, 1968).

Por lo que respecta a su edad, las Pizarras de Luarca han sido atribuidas

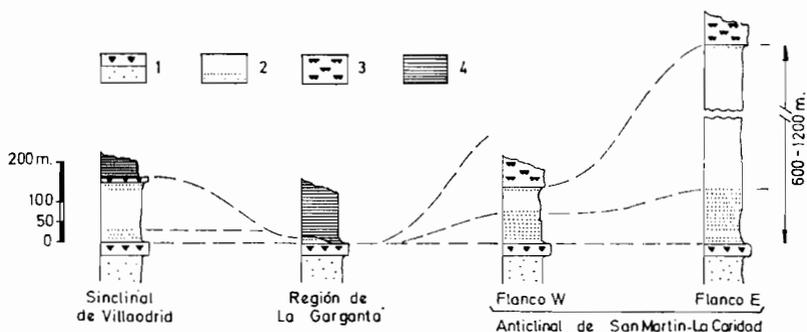


Figura 4.—Variaciones en el espesor y características litológicas de las Pizarras de Luarca.

al Ordovícico Medio desde el hallazgo realizado por PRADO (1857) de la «fauna 2.ª» en los alrededores de Luarca. Esta edad se ha visto confirmada posteriormente por otros autores en gran número de localidades (BARROIS, 1882; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915, 1924; LLOPIS, 1961; WALTER, 1965, 1966, 1968; MARCOS, 1970, 1973).

Dentro de la Hoja, a partir de la primera referencia de SCHULZ (1834) a faunas en Puente (en el límite NO de la Hoja), se han podido localizar numerosos yacimientos a lo largo del sinclinal de Villaodrid (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; WALTER, 1968); en estos yacimientos destaca principalmente la presencia de *Didymograptus murchisoni* BECK y *Neseuretus tristani* (BRONG.) (ver WALTER, 1968, p. 33). Del mismo modo, en el flanco occidental del anticlinal de San Martín-La Caridad, MARCOS (1973, p. 30 y fig. 15) cita la presencia de *Didymograptus* cf. *stabilis* ELLES & WOOD. Los graptolites antes citados, que se encuentran siempre a menos de 30 m. de la cuarcita superior del Eo, permiten reportar al Llanvirn los niveles basales de las Pizarras de Luarca. Por comparación con otras regiones (Zona Cantábrica, JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT & HENRY, 1968) se puede asumir que el Llandeilo se encuentra asimismo representado dentro de esta formación.

2.3 ORDOVICICO MEDIO?-SUPERIOR: LA FORMACION AGÜEIRA

(O₂₋₃; O_{2-3q})

Por encima de las Pizarras de Luarca, a todo lo largo del flanco O del anticlinal de San Martín-La Caridad, se sitúan pizarras grises con intercalaciones arenosas que por su posición son comparables a la Formación Agüeira (MARCOS, 1970, 1973; CRIMES, MARCOS & PEREZ-ESTAUN, 1974). Un nivel de cuarcitas blancas (O_{2-3q}) se sitúa cerca de la base de esta formación destacando claramente en el relieve. El límite entre las Pizarras de Luarca y la Formación Agüeira es muy difícil de precisar en este sector, dado que existe una amplia zona de tránsito. El cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo trunca esta formación impidiendo el afloramiento de los niveles más superiores. Dada la ausencia de fósiles la atribución de estos niveles al Ordovícico Medio?-Superior se ha realizado con base en los datos procedentes de otras localidades dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974).

2.4 EL SILURICO (S₁₋₁^{A-B})

El Silúrico está formado exclusivamente por ampelitas grises y pizarras negras con cloritoide y presenta una gran uniformidad de facies en todo el ámbito de la Hoja. Desde el punto de vista litológico únicamente se puede destacar la existencia en los alrededores de La Garganta, de algunos niveles con nódulos arcillosos.

La edad de estos niveles ha podido ser establecida con base a un gran número de yacimientos fosilíferos de graptolites (*Monograptus* y otros) tanto en el sinclinal de Villadrid (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; WALTER, 1968) como en la región de La Garganta (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1916; MARCOS & PHILIPPOT, 1972; MARCOS, 1973). Todos los datos paleontológicos apuntan hacia una edad Llandovery Medio-Superior a Wenlock Superior.

2.5 CUATERNARIO (QAI; QL; QM; QP; Q)

En la cartografía que acompaña a esta Memoria se han representado diferentes terrenos cuaternarios. En el mapa figuran como depósitos aluviales modernos (QAI) los fondos de los ríos principales. En la ría del Eo se desarrollan marismas fangosas (QM) y algunos depósitos de arena formando barras (QP). Los coluviones y derrubios de ladera (QL) alcanzan cierta importancia en relación con los materiales cuarcíticos que normalmente ocupan cotas elevadas en la topografía. Por último, se han señalado también otros depósitos cuaternarios indiferenciados (Q).

3 TECTONICA

Las estructuras que se desarrollan en el ámbito de la Hoja han sido esencialmente formadas en el transcurso de la orogénesis herciniana. Durante esta orogénesis tienen lugar tres fases principales de deformación que al superponerse dan lugar a la estructura actual (MARCOS, 1973). El metamorfismo regional que acompaña a la deformación es siempre de bajo grado, como se verá más adelante.

3.1 LAS GRANDES ESTRUCTURAS

De la observación del mapa y los cortes geológicos puede deducirse la existencia de una serie de pliegues y cabalgamientos que en general presentan trazas axiales y direcciones NNE-SSO. Estas grandes estructuras no pasaron desapercibidas a los autores antiguos, quedando reflejadas en algunos de sus trabajos (fig. 5). Algunas estructuras muestran una geometría compleja debido a la superposición de pliegues o bien debido a los cabalgamientos. Desde el punto de vista estructural, la Hoja queda dividida en dos partes por el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo y cabalgamiento de Oscos (fig. 1). Al E de estos cabalgamientos la estructura más importante está constituida por el anticlinal de San Martín-La Caridad cuyo núcleo es cortado por una escama de pequeña importancia; esta estructura es el resultado de la interferencia de la primera y tercera fase de deformación, como queda evidenciado en los cortes que acompañan al mapa. Al O del cabal-

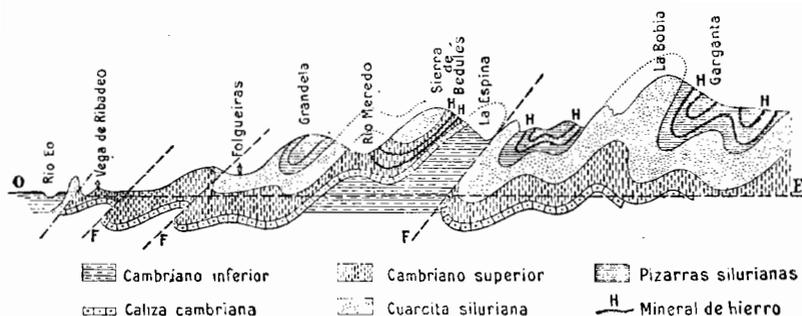


Figura 5.—Corte desde Vegadeo a La Bobia, Según ADARO & JUNQUERA (1916).

gamiento e inmediatamente detrás de él (hasta el anticlinal del Eo) se sitúa un área fuertemente plegada, en dos de cuyos núcleos anticlinales aflora la Caliza de Vegadeo, y que se interpreta como la parte frontal del manto de Mondoñedo. Desde el anticlinal del Eo y hasta el O se sitúa una serie monoclinal hasta llegar al sinclinal de Villadrid (fig. 2). El sinclinal de Villadrid es una estructura muy apretada mostrando una fuerte deformación en su núcleo que está constituido predominantemente por pizarras ordovícicas y silúricas; la gran deformación hace que el núcleo presente alguna complejidad estructural debida fundamentalmente a la existencia de pequeñas escamas.

3.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

La existencia de varios tipos de estructuras superpuestas ponen de manifiesto tres fases importantes de deformación. La primera fase se caracteriza por pliegues vergentes al E acompañados de una esquistosidad de flujo; la segunda fase se pone de manifiesto por cabalgamientos y la tercera consiste en pliegues acompañados generalmente por una esquistosidad de crenulación. Con posterioridad a esta fase de deformación se desarrollan algunas estructuras tardías que no modifican generalmente a las anteriores, al menos desde el punto de vista cartográfico.

3.2.1 PRIMERA FASE

Como ya ha sido expresado anteriormente, los pliegues vergentes al E y sobre todo la esquistosidad de flujo que los acompaña son las estructuras que corresponden a esta fase. La escala de los pliegues es muy variable, como corresponde a un sistema de pliegues que se halla regionalmente extendido. Aunque los pliegues varían algo en su geometría según los ma-

teriales en los que se desarrollan, puede decirse en general que se trata de pliegues asimétricos, cilíndricos y cuya morfología es de tipo similar o próximo y también de tipo chevron. Los ejes de los pliegues se disponen subhorizontalmente y con dirección próxima a NNE-SSO. En los materiales correspondientes a la Serie de los Cabos y debido sobre todo a la alternancia de niveles de distinta competencia es frecuente la existencia de boudins en los que la dirección de sus cuellos es subparalela a la de los ejes de los pliegues. La esquistosidad de flujo relacionada con los pliegues es muy penetrativa aunque en los niveles cuarcíticos de la Serie de los Cabos presenta un menor desarrollo; microscópicamente viene definida por la orientación de los minerales constituyentes de la roca. La disposición actual de esta esquistosidad de flujo no es la original sino que se debe a la superposición de otras estructuras; a este respecto, en el extremo SO de la Hoja y en los cortes geológicos es claramente visible que la esquistosidad de flujo se encuentra plegada. La deformación interna sufrida por las rocas durante esta fase se pone de manifiesto, entre otras cosas, por la existencia de objetos preorogénicos deformados. Entre estos objetos preorogénicos destaca la existencia de fósiles que en la actualidad se encuentran fuertemente distorsionados (Graptolites, Trilobites y Braquiópodos, principalmente). Dentro de la Hoja se han realizado medidas cuantitativas de esta deformación interna sobre Trilobites situados sobre los planos de esquistosidad en dos localidades diferentes (fig. 6, localidades 1 y 2) utilizando el método de WELLMAN

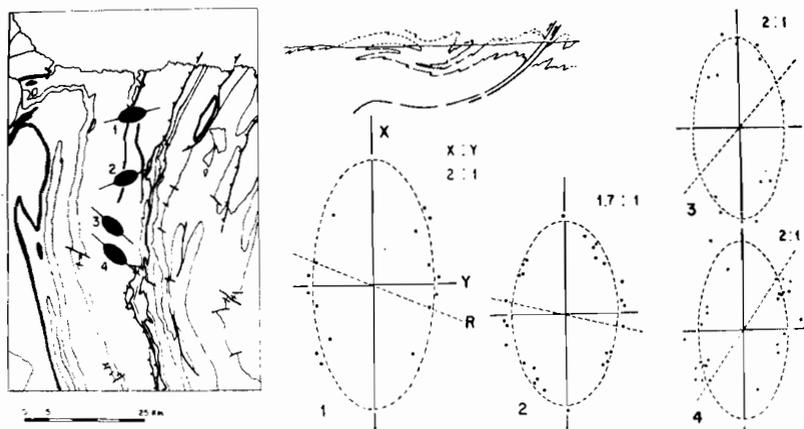


Figura 6.—Medidas de deformación interna realizadas sobre Trilobites deformados usando el método de WELLMAN (1962). Localidades: 1, alrededores de Presa, cerca de Vegadeo; 2, Bres; 3, Vega de Logares, y 4, Villardíaz (según A. MARCOS & J. A. PULGAR, datos inéditos).

(1962). Los resultados obtenidos definen elipses con relaciones X : Y de Z : 1 y 1,7 por 101. Estos resultados son coherentes con los que se pueden obtener en regiones comparables en otras cordilleras de plegamiento (CLOOS, 1971; WOOD, 1974).

3.2.2 CABALGAMIENTOS Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

La segunda fase de deformación se caracteriza por la existencia de cabalgamientos y estructuras menores asociadas a los mismos. Aparte de pequeñas escamas existen dos cabalgamientos importantes en el ámbito de la Hoja: el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo y el cabalgamiento de Oscos. Los cabalgamientos cortan a las estructuras de primera fase y son deformados por la tercera fase. En las proximidades de los mismos se encuentra una serie de estructuras asociadas que básicamente son pliegues de pequeño tamaño y una esquistosidad de crenulación que los acompaña. Esta esquistosidad llega a ser muy penetrativa y evidencia la existencia de procesos de presión-disolución durante su desarrollo; asimismo y en relación con la misma se registra la cristalización de algunos minerales, en particular de cloritoide en los materiales silúricos. Al O del núcleo del anticlinal del Eo y en una gran extensión se observa la existencia de una esquistosidad de crenulación muy penetrativa y dispuesta subhorizontalmente que podría haberse originado en relación con esta segunda fase de deformación.

3.2.3 TERCERA FASE

Durante esta fase de deformación aparecen estructuras de distinto orden de dimensiones para cuya observación pueden usarse dos superficies de referencia: la estratificación y la esquistosidad de flujo de primera fase. Las estructuras mayores corresponden a pliegues de gran radio. Toda la región situada al O del cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo constituye el flanco E de un gran sinclinal de tercera fase. Al E de dicho cabalgamiento aparecen, por el contrario, varios pliegues como puede observarse en el corte que acompaña al mapa. Estos pliegues son aproximadamente homoaxiales con los de primera fase dando lugar a interferencias del tipo de RAMSAY (1967) (MARCOS, 1973); así, algunos anticlinales de primera fase presentan formas de «gancho» (ver cortes). Las estructuras menores que acompañan a los pliegues citados son muy diversos; se trata de pliegues de pequeño tamaño y morfología de tipo kink o similar y a veces de una esquistosidad de crenulación. La esquistosidad de crenulación viene definida por un microplegamiento de la esquistosidad de flujo. Es frecuente la existencia de un bandeo tectónico («tectonic banding») resultado de procesos de presión-disolución en relación con la misma. La distribución especial de «kink bands»

y crenulaciones no es uniforme en toda la Hoja, sino que su existencia viene controlada por el tipo de anisotropía preexistente y la orientación de la misma (MARCOS & PULGAR, in litt.).

3.2.4 DEFORMACIONES TARDIAS

Con posterioridad a las estructuras formadas durante las tres fases de deformación ya citadas, aparecen otras de menor importancia y que no modifican sustancialmente la estructura global preexistente; se trata de un sistema de diaclasas de trazado ESE-ONO paralelamente al cual aparecen algunos kink bands, zonas de cizalla y fallas. Todas estas estructuras tienden a indicar un acortamiento perpendicular al evidenciado durante las fases anteriores.

4 METAMORFISMO

Los materiales paleozoicos presentes en la Hoja, fueron afectados por un metamorfismo regional de bajo grado perteneciente a la facies de los esquistos verdes. Las diversas paragénesis observadas permiten definir dos grupos, caracterizados en un caso por la presencia de clorita y en otro por la biotita o cloritoide.

Las asociaciones minerales más frecuentes, en las que el cuarzo está presente como fase mineral en exceso, son:

- I Clorita-moscovita
- II Clorita-moscovita-albita
- III Clorita-moscovita-microclina-albita
- IV Biotita-clorita-moscovita
- V Biotita-clorita-moscovita-microclina-albita
- VI Cloritoide-clorita-moscovita

Aparte de estos minerales, existen pequeñas cantidades de pirita, grafito, apatito, clrcón, rutilo y turmalina.

Más del 50 por 100 de las muestras observadas contienen biotita y la distribución de este mineral a través de la Hoja, aunque a grandes rasgos es errática, muestra una concentración preferentemente en ciertas zonas, como por ejemplo a lo largo del anticlinal del Eo o en el flanco oriental del anticlinal de San Martín-La Caridad. En esta última zona la biotita se presenta en poiquiloblastos postectónicos asociada a andalucita o cordierita, lo cual prueba su origen en relación más o menos inmediata con el efecto térmico de rocas ígneas subyacentes (granitos de Boal y El Pato). La aparición de la biotita en el resto de la Hoja podría estar condicionada por un control litológico o estructural.

La aparición del cloritoide, que prácticamente queda restringida a las Pizarras de Luarca y con más frecuencia a las ampelitas y pizarras silúricas, supone un control químico indudable. En este sentido, la génesis del cloritoide estaría condicionada por un alto contenido en Al y Fe y bajo en K en los sedimentos. Este hecho viene además demostrado por la incompatibilidad del cloritoide y la biotita.

La esquistosidad de flujo de primera fase viene definida fundamentalmente por la cristalización sintectónica de clorita y sericita. Sin embargo, se observa que la blastesis de la clorita comienza con anterioridad a la primera fase y que en algunas zonas se desarrolla posteriormente a la misma. La biotita sólo en muy contados casos muestra relaciones que podrían ser consideradas como sintectónicas con la primera fase; en la mayoría de las ocasiones se trata de cristales claramente postectónicos. El cloritoide muestra un largo período de cristalización, encontrándose cristales pre, sin y postectónicos con respecto a la primera fase e incluso sin y postectónicos con respecto a la segunda fase.

En el sector oriental de la Hoja, en relación con el metamorfismo de contacto se encuentran generalmente paragénesis tales como:

- I Cuarzo-moscovita-clorita-biotita-andalucita
- II Cuarzo-moscovita-clorita-biotita
- III Cuarzo-moscovita-clorita-(biotita)-(cordierita)

En la última de estas paragénesis, la biotita y la cordierita se encuentran retromorfoseadas a clorita y pinnita. Estos minerales son de cristalización postectónica, aunque en algunos casos se observan poiquiloblastos de clorita rodeados por la esquistosidad y con inclusiones alineadas ligeramente giradas respecto a la esquistosidad desarrollada en la matriz.

Por lo que respecta al metamorfismo regional, las paragénesis observadas no permiten deducir su tipo. De acuerdo con los datos que existen sobre el metamorfismo regional en la Zona Asturoccidental-leonesa (CAPDEVILA, 1969) estas paragénesis corresponden al comienzo de un metamorfismo de tipo intermedio de baja presión.

5 METAVULCANITAS (ϵ^2)

Hacia la parte superior de las capas de Taramundi, dentro de la Serie de los Cabos, en la región del Eo (ver fig. 3), se sitúa un nivel de rocas volcánicas que aflora en varias localidades. Macroscópicamente es una roca de color verde oscuro que se encuentra afectada por la esquistosidad de flujo de primera fase. Un estudio detallado de estas rocas ha sido realizado por WALTER (1968, pp. 43-44). Se trata de una roca en parte granuda, cuya

composición mineralógica es: clinopiroxeno, plagioclasas (An_{40-60}), un anfíbol secundario del tipo de la tremolita-actinolita (principalmente dispuesta a lo largo de las superficies de esquistosidad), hornblenda pseudomorfoseando los piroxenos y esfena. Como consecuencia de la sausrutización de las plagioclasas éstas se transforman en albita y produciéndose como minerales secundarios epidota y sericita. También se encuentra clorita y cuarzo en cantidades muy pequeñas.

Dada su composición mineralógica y su textura relictiva, estas rocas pueden considerarse, de acuerdo con WALTER (1968), como diabasas.

6 ROCAS INTRUSIVAS (γ ; F; q)

Los afloramientos de rocas intrusivas en esta Hoja se limitan al stock situado cerca de El Pato. Este afloramiento ha sido estudiado en detalle por SUAREZ (1970). Se trata de granitos y granodioritas con carácter generalmente porfídico, entre los cuales existen todos los términos de paso (γ). Mineralógicamente están compuestos por cuarzo, plagioclasas (que en las granodioritas presentan frecuentes sineusis y un contenido en An que oscila entre An_{36-38}) y feldespato potásico (que en las facies de composición granítica se presenta como megacristales zonados) y biotita —fuertemente pleocroica, a veces cloritizada, con esfena en los planos de exfoliación; la biotita es claramente predominante sobre la moscovita, siendo este último un mineral secundario originado a partir de biotita o feldespato potásico preexistente (SUAREZ, 1970). Como accesorios existen: epidota, esfena, apatito, circon y calcita. Por sus características, esta roca es comparable al granito de Boal situado más al NE.

Aparte de estas rocas se han representado en la cartografía algunos filones de rocas ácidas (F) y diques de cuarzo (q).

7 HISTORIA GEOLOGICA

Para realizar un análisis sobre la evolución estratigráfica y estructural de los materiales paleozoicos presentes en esta Hoja es preciso tener en cuenta el ámbito regional en que se encuentra. El área aquí estudiada corresponde a la zona Asturoccidental-leonesa, para la cual es bien conocida su evolución sedimentológica y tectónica (MATTE, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). Desde principios del Cámbrico hasta el fin del Arenig la sedimentación es de tipo cárstico, con la salvedad del nivel carbonatado de la Caliza de Vegadeo, y tiene lugar en condiciones marinas someras. El Ordovícico Medio está representado por pizarras negras, piritosas, deposti-

tadas probablemente en un medio euxínico. Durante el Ordovícico Superior tiene lugar el depósito de sedimentos con carácter turbidítico en un amplio surco que comenzaría en la parte O de la Hoja y adquiriría su mejor desarrollo en la zona del Navia (Hojas de Luarca, Boal, San Martín, etc.); en la parte E de la Hoja no existen por el contrario depósitos de esta edad. De esta forma, desde el Cámbrico hasta el Ordovícico Superior se desarrolla un ciclo sedimentario de tipo geosinclinal que queda interrumpido en el Silúrico. Los materiales silúricos son transgresivos sobre los anteriores y en la Garganta y sinclinal de Villaodrid se apoyan sobre el Ordovícico Medio, existiendo en consecuencia una laguna estratigráfica. Todas estas rocas sufrieron una deformación y metamorfismo durante la orogénesis herciniana. Han sido reconocidos tres tipos principales de deformación. La primera fase produce pliegues tumbados o asimétricos, vergentes al E, con ejes subhorizontales de dirección NNE-SSO, y acompañados de una esquistosidad de flujo. La segunda fase de deformación produce cabalgamientos que presentan pequeños pliegues y esquistosidad de crenulación asociadas. La tercera fase da lugar a un replegamiento general de la zona originando una gran variedad de estructuras (pliegues, kink bands, crenulaciones) homoaxiales con las fases anteriores. Durante la deformación herciniana se desarrolla un metamorfismo regional de bajo grado.

8 GEOLOGIA ECONOMICA

8.1 MINERIA

8.1.1 MINAS E INDICIOS MINERALES

En el capítulo minero destacan más por su número que por su importancia los indicios de minerales de hierro. El número de ellos supera la treintena, habiendo sido objeto de explotación más o menos intensiva en seis localidades.

El grupo de labores más importante fue realizado por la Sociedad Minera de Villaodrid, en una zona próxima a Puente Nuevo (en la N-640, de Vega-deo a Lugo). El grupo minero consta de un total de 21 concesiones. El transporte de mineral se hacía por un ferrocarril minero de unos 35 Km. hasta el puerto de Ribadeo. Permanecen paradas desde la década de los cuarenta. En posición geológica similar se encuentra otra mina, con importancia mucho menor, al N de este grupo minero. Se trata de la mina Victoria María, próxima al pueblo de San Andrés, en el concejo de San Tirso de Abres.

Otra explotación de mineral de Fe es la mina de La Excomulgada. Fue explotada hasta el año 1964, siendo extraído el mineral, como en el caso

anterior, por el puerto de Ribadeo. Contiene indicios de Pb y Zn y se trata de un mineral bastante complejo.

Otra mina de cierta importancia es la ubicada en el Couso de Montealegre, próxima a la carretera Vegadeo-Boal, en la desviación a Meredo. La fase de explotación más moderna, hasta hace quince años, transformaba el mineral en bocamina, donde se observan los restos de un antiguo horno.

En Monte Bedures y Busdemouros hay otras dos labores, en la actualidad inactivas. La segunda, próxima a la carretera de Vegadeo a Fonsagrada, fue explotada por Fábrica de Mieres hasta fechas relativamente recientes. A esta empresa pertenecen las minas de Péligo y de Grilo o de la Cáliga, más al N de las citadas.

Hay, finalmente, un elevado número de calicatas, registros y zanjonos más o menos repartidos por toda la zona, tales como Jordi, Fuente de Loureiro (con algunos pocillos), Santé, etc.

Desde un punto de vista geológico se trata, en general, de mineralizaciones con carácter estratiforme, abundantes en los niveles altos intermedios y basales, próximos a la caliza de Vegadeo. Entre algunos de los afloramientos y minas citados se observa una cierta alineación, como ocurre entre los de Busdemouros, Monte Bedures, Couso de Montealegre, Péligo y Cáliga. Las características de la mineralización apuntan, en principio, hacia una alineación de tipo estratiforme con influencia tectónica.

Mineralógicamente, hay un claro predominio de óxidos (oligisto, goetita, limonita), encontrándose los carbonatos en proporción menor. En algunos casos, los minerales oxidados procederían de la alteración secundaria de los últimos.

Localmente están en relación con fracturas, con enriquecimientos esporádicos en el cruce de distintos sistemas (Jordi y otros).

Otros elementos presentes son el plomo y el zinc, que han sido objeto de pequeñas explotaciones de vida efímera. Se pueden citar la mina de El Pato, en la concesión Misa, con algo de plata y la mina de Llanteiro próxima a la anterior con indicios de wolframio. La primera, en el borde del granito de El Pato, y la segunda, más alejada, pero encajando en pizarras de Luarca que han sufrido un importante metamorfismo de contacto.

Al N de La Garganta, en Peñatomil, hay indicios de Pb, conteniendo según algunas referencias algo de Sb y As. Parecen relacionados con fracturas.

Al O de la Hoja se citan dos indicios de Sn y Zn próximos a Trabadela, en el flanco E del sinclinal de Villaodrid que no han podido ser confirmados.

El panorama minero se completa con el yacimiento de Fe-Mn de Vega de Ouria y las citas no constatadas de indicios de oro en el arroyo de Folcueira y en el río Porcia, entre aquella localidad y Candaosa, más al N.

El primero fue estudiado por N. LLOPIS y reconocido para el presente trabajo. Se llega a la conclusión de que se trata de un yacimiento sedimen-

tario con varios niveles, que dan una potencia mineralizada de 12 m. y que en el tramo más rico tiene un promedio de sólo 8 por 100 MnO₂.

Durante los dos últimos años IMINSA ha realizado un estudio geoquímico para plomo y zinc en los sedimentos aluvionares de la red de drenaje, especialmente intensa en al mitad oriental de la Hoja. Dada la extensión a estudiar, así como el elevado número de muestras a analizar, el trabajo se encuentra en fase de realización, por lo que no es posible adelantar resultados. En el ámbito de la Hoja de Vegadeo, se han tomado hasta el momento unas 225 muestras.

8.1.2 ROCAS INDUSTRIALES

La zona es parcialmente pobre en cuanto a materiales de construcción. Hay abundancia de pizarras y cuarcitas, ampliamente utilizadas en la arquitectura regional por su dureza, y dada su fisuración, por la relativa facilidad de arranque y trabajo. Hay calizas, escasas, que en su momento y previa obtención de la cal fueron básicas en la fabricación de morteros.

Por otra parte, son muy escasos los materiales utilizables como áridos, estando representados por los cantos y arenas de depósitos aluviales de carácter cuarcítico, pero con elevada proporción de pizarras, a veces dominante. Los canchales en las cuarcitas de la serie de los Cabos, son fuente de piedra machacada así como las propias bandas de cuarcitas, en las cuales se ubican algunas canteras.

Existe un gran número de explotaciones reducidas, con laboreo de carácter circunstancial, temporalmente restringido a las ocasiones en que hay demanda local o regional. En todo caso vamos a referirnos expresamente a aquellas que, dentro de su pequeño interés económico, destacan en el ámbito de la zona.

La caliza de Vegadeo se utiliza tanto para la obtención de piedra machacada como de cal. Ha sido especialmente beneficiada con esta última finalidad, de tal forma que los «hornos de cal» jalonan su recorrido de N a S en los puntos donde aflora, tales como Vegadeo, Ouria, Las Mestas, etc. Estos hornos están actualmente fuera de servicio. Piedra machacada se obtuvo en las dos primeras localidades.

En la actualidad hay dos canteras en activo que laborean las cuarcitas de la serie de los Cabos en sus niveles inferiores. Las dos se localizan en las cercanías de Vegadeo. Una de ellas, al N, adjunta a la de caliza ya citada, a la altura del Km. 369 de la N-632 de Oviedo-La Coruña. La segunda al S, en el Km. 2 de la carretera de Vegadeo a Fonsagrada. La primera es la más importante, con una producción de unos 8.000 m³/mes de piedra machacada.

En la parte occidental, en el flanco E del sinclinal de Villaodrid hay diabasas intercaladas en la parte alta de la serie de los Cabos. En Trabadela

son objeto de explotación como piedra ornamental, existiendo una cantera que se trabajó unos ocho años, estando parada en la actualidad desde hace unos dos años.

En Valinaseca, Regocorto y San Esteban, en el flanco E del sinclinal de Villaodrid, hay explotaciones de pizarras de Luarca. Este material por su fiabilidad y consistencia tiene utilidad como piedra de tejar. La primera se encuentra en clara situación de abandono. La de Regocorto, en actividad desde hace dos años, se halla parada en la actualidad.

8.2 HIDROGEOLOGIA

Las características hidrogeológicas de la zona están fuertemente condicionadas por la litología y tectónica de los materiales existentes. Estos poseen una débil porosidad por su naturaleza generalmente arcillosa, lo que determina que la acumulación y circulación del agua en su seno esté íntimamente ligada con la existencia de discontinuidades estructurales tales como fracturas, diaclasas y la propia estratificación y esquistosidad. Es por esto que, dado el predominio existente de rocas con fuerte participación de elementos de grano fino a arcillas y la fuerte tectonización a que han sido sometidas solamente existen en la zona aguas de tipo fisural actuando las zonas con mayor fracturación como colectores primarios: cabalgamientos, fallas importantes, etc.

De reducida importancia deben considerarse los fenómenos de tipo cárstico existentes en las calizas de Vegadeo, dada la pequeña potencia y extensión superficial de la misma.

Esto es lo referente a aguas subterráneas profundas. De tipo más superficial, con mayor relación con la meteorología local y las variaciones estacionales, puede considerarse las aguas de tipo subálveo y en relación con los depósitos de ladera.

Las primeras tienen una cierta importancia en las llanuras aluviales, extensas en la parte baja del río Eo y en las reducidas de los otros cursos fluviales de la región, todos ellos de escasa longitud y someros depósitos. En el tramo final del río Eo, donde forma la ría de Ribadeo e incluso al S de Vegadeo, debe existir una cierta influencia marina, más intensa cuanto más hacia la costa.

9 BIBLIOGRAFIA

ADARO, L. de, & JUNQUERA, G. (1916).—«Hierros de Asturias». *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.* (Criaderos de hierro de España, t. II), 610 pp., 35 figs., 12 láms. Madrid.

- BALDWIN, C. T. (1975).—«The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW Spain». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 1, pp. 1-16. Oviedo.
- BARROIS, Ch. (1877).—«Relación de un viaje geológico por España, leída en la Sociedad Geológica del Norte». *Bol. Com. Map. Geol. España*, t. IV, pp. 373-382. Madrid.
- (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 2, núm. 1, 630 pp., 20 láms. Lille.
- CAPDEVILA, R. (1967).—«Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale Asturies, Leon)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 7, pp. 277-278, 1 figs. París.
- (1968).—«Les types de métamorphisme "intermédiaires de basse pression" dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 266, pp. 1924-1927, 2 figs. París.
- (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne)». Thèse, Univ. de Montpellier, 430 pp.
- CLOOS, E. (1971).—«Microtectonics along the Western Edge of the blue ridge, Maryland and Virginia». *Studies in Geology*, núm. 20, 234 pp., The Johns Hopkins University.
- COMTE, P. (1938).—«La succession lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne)». *71 Congr. Soc. sav. Nice*, pp. 181-183. Nice.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A., & PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations». *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, vol. 15, pp. 169-184, 4 figs.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1914).—«Estudio geológico de la costa de la provincia de Lugo. (Estudio de la denudación de la costa de la provincia de Lugo)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXIV (t. XIV, 2.ª ser. 1913), pp. 81-171, 50 figs., 1 map., 3 láms. Madrid.
- (1915a).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXVI (t. XVI, 2.ª ser.), pp. 277-303, 8 láms., 1 map. Madrid.
- (1915b).—Nota adicional al «Estudio de la denudación de la costa en la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXVI (t. XVI, 2.ª ser.), pp. 304-305.
- (1916).—«Criaderos de hierro de Los Oscos y criaderos de Luarca». *Criaderos de hierro de España*, t. II (Criaderos de Asturias), pp. 611-668, 13 figs., 4 láms. Madrid.
- (1924).—«Rectificación geológica de las Cuencas del Navia y del Iblas». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XLV (t. V, 3.ª ser., 1924), pp. 253-261, 1 fig. Madrid.

- (1931).—«Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia» (Tomo II). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. IV, 1 vol., 561 pp. Madrid.
- (1933).—«El Cambriano en España». *XVI Intern. Geol. Congr.* Washington, 200 pp.
- (1935a).—«Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia» (Tomo III, fasc. 1.º). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. IV, 1 vol., 373 pp. Madrid.
- (1935b).—«Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia» (Tomo III, fasc. 2.º). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. IV, 1 vol., 396 pp. Madrid.
- (1935c).—«Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia» (Tomo IV). *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- (1935d).—«Explicación del nuevo mapa geológico de España en escala 1:1.000.000. El sistema Cambriano». *Mem. Ins. Geol. Min. España*, t. 1, pp. 291-525, 19 figs., 22 láms. Madrid.
- (1942).—«El Sistema Siluriano». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 2 (I, II), 1 vol., 848 pp. Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., & CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- 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». *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 4, pp. 1-4. Oviedo.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varsiziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.* núm. 6, pp. 78-92, Berlín (Traducido por J. M.ª Ríos: «Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica». *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166, 1 fig., 2 cuadros. Madrid, 1950).
- (1957).—«Zum Alter nordwestspanischer Quarzlit-Sandstein Folgen». *Neues Jb. Geol. Palaönt., Mh.*, vol. 10, pp. 464-471. Stuttgart.
- (1958).—«Zur Stratigraphie des spanischen kambriums». *Geologie*, año 7, núms. 3-6, pp. 727-750, Berlín (Traducido por J. Gómez de Llarena: «Sobre la Estratigrafía del Cámbrico español». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 61, pp. 131-164. Madrid, 1961).
- LOTZE, F., & SDZUY, K. (1961).—«Das kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie». *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl.*, núms. 6-8, pp. 1-141 (283-693), 34 láms. Mainz (Traducido por J. Gómez de Llarena: «El Cámbrico de España». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 75, 256 pp., 48 figs. Madrid, 1970).
- LLOPIS LLADO, N. (1961).—«Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio». *Brev. Geol. Astur.*, año V, núms. 3-4, pp. 3-52, 11 figs., 1 lám., 1 map. Oviedo.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XIV, núm. 2, pp. 13-28, 18 figs. Oviedo.

- (1971a).—«Las deformaciones hercínianas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península». *Brev. Geol. Astur.*, año XV, núm. 1, pp. 2-6, 5 figs. Oviedo.
- (1971b).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase hercíniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XV, núm. 4, pp. 59-64, 5 figs. Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercíniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol.*, núm. 6, pp. 1-113, 68 láms., 66 figs. Oviedo.
- MARCOS, A., & PHILIPPOT, A. (1972).—«Nota sobre el Silúrico del Occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XVI, núm. 3, pp. 39-42, 2 figs. Oviedo.
- MARCOS, A., & PULGAR, J. A. (in litt.).—«Mapa geológico de España E. 1.50.000, Hoja núm. 10-03 (11) (Luarca)». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MATTE, Ph. (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 259, pp. 1981-1984, 2 figs. París.
- (1967).—«La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice; variation de son pendage parallèlement et perpendiculairement aux structures, et rôle des phases de déformation ultérieures». *In Colloque sur les étages tectoniques*, pp. 243-251, 4 figs. Neuchâtel.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 láms. Grenoble.
- MELENDEZ, B., & ASENSIO AMOR, I. (1964).—«El yacimiento de trilobites del Cámbrico Medio de Presa (Monte Pruida, Castropol, Asturias)». *Brev. Geol. Astur.*, año VIII, núms. 1-4, pp. 28-36, 1 fig., 2 láms. Oviedo.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«La sucesión ordovícica en el dominio del alto Sil (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XVIII, núm. 4, pp. 53-57, Oviedo.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona asturoccidental-leonesa (W de León, NW de España)». Tesis. Universidad de Oviedo.
- PRADO, C. de (1857).—«Lettre à M. de Verneuil sur les terrains siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2è sér., t. XV, pp. 91-93. París.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». McGraw Hill Co., 1 vol., 568 pp. New York.
- SCHULZ, G. (1834).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia». Madrid.
- (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». Edit. José González, 1 vol., 138 pp., 1 map. 1:400.000 (fecha 1857), 1 map. topográfico, 1 lám. cortes. Madrid.

- SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geol.*, núm. 2, pp. 45-58, 1 fig. Oviedo.
- (1971).—«La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España». *I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econom.*, sección 1 (Geol.), t. II, pp. 769-782, 2 tabs. Madrid-Lisboa.
- SEILACHER, A. (1970).—«A *Cruziana* stratigraphy of "nonfossiliferous" Paleozoic sandstones». In CRIMES, T. P., & HARPER, J. C. (Eds.): *Trace Fossils. Geol. J. Spec. Issue*, núm. 3, pp. 447-476.
- SUAREZ MENDEZ, O. (1970).—«Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-leonesa (NW de España)». Tesis doct. Univ. Salamanca, 283 pp., 81 figs., 35 láms. Salamanca.
- VALDÉS LEAL, J. (1965).—«La tectónica de Los Oscos (Asturias)». *Est. Geol.*, vol. XX, pp. 271-283, 13 figs., 2 maps., 2 láms. cortes. Madrid.
- WALTER, R. (1963).—«Beitrag zur stratigraphie das Kambriums in Galicien (Nordwest-Spanien)». *Neues Jb. Paläont. Abh.*, t. 117, pp. 360-371, 1 map. Stuttgart.
- (1965).—«Die unterschiedliche Entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und westlich des kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest-Spaniens)». *Neue Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 12, pp. 740-753, 3 figs. Stuttgart.
- (1966a).—«Resultado de investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO de España)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 89, pp. 7-16, 3 figs. Madrid.
- (1966b).—«Die Entwicklung des Altpaläozoikums in Nordwest-Galicien (NW-Spanien)». *Z. deutsch. geol. Ges.*, vol. 115, pp. 919-920, Hannover.
- (1968).—«Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70, 8 figs., 5 láms., Stuttgart.
- WELLMAN, H. W. (1962).—«A graphic method for analysing fossil distortion caused by tectonic deformation». *Geol. Mag.*, núm. 99, pp. 348-352.
- WOOD, D. S. (1974).—«Current views of the development of slaty cleavage». *Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci.*, vol. 2, pp. 369-401.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Estudio de las series carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica». *Trabajos de Geol.*, núm. 5, pp. 1-118. Oviedo.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J.; BELLAMY, J., & RABU, D. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona astur-occidental-leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48, 4 figs. Oviedo.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3

