

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BECERREA

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 en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En Cartografía: Alberto Marcos, Andrés Pérez-Estaún, Javier A. Pulgar, Fernando Bastida e Ignacio Vargas (granito de Ancares).

En la Memoria: Alberto Marcos, Andrés Pérez-Estaún, Javier A. Pulgar, Fernando Bastida y Francisco Ruiz (Geología económica).

En sedimentología de rocas carbonatadas: Isabel Méndez.

En rocas ígneas: Ofelia Suárez.

En Metamorfismo: Francisco J. Martínez y María L. Arboleya.

En Paleontología: Jaime Truyols y Alberto Marcos (icnofósiles).

Habiendo colaborado: Manuel García (cartografía), Teófilo Concha y Eugenio Valdegrama.

Supervisión: Argimiro Huerga Rodríguez.

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 - 24.998 - 1980

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Becerreá se sitúa en el extremo oriental de la provincia de Lugo e incluye en sus extremos NE. y SE. dos pequeñas porciones de las de Oviedo y León, respectivamente.

Desde el punto de vista orográfico, en el relieve destaca la existencia de líneas de cordales (Sierras de Airelos, Murias, Chao de Prada, Granda de Roxo, Pedreo, etc.) que descienden suavemente de SE. a NO. desde el pie de los macizos de Ancares y Miravalles, cuyas laderas ocupan el extremo SE. de la Hoja. La altura de estos cordales supera los 1.200 m. al pie de los Ancares y los niveles medios de cumbres descienden progresivamente hasta los 700-800 m. hacia el río Navia. De acuerdo con LLOPIS (1954), estos cordales constituirían los restos de una antigua penillanura, suavemente inclinada hacia el NO., y fuertemente disecada en la actualidad por encajamiento de la red hidrográfica. Algunas cumbres, formadas por los materiales más resistentes a la erosión, se destacan por encima de los restos de esta penillanura (por ejemplo, las cumbres de Restelo, 1.013 m., en la Sierra de Pedruñales, y Lago, 1.045 m., en la Sierra de Calamouco). Excepto el río Navia, cuyo curso discurre de SO. a NE., el resto de los ríos se disponen predominantemente en una dirección SE.-NO., al igual que los cordales antes citados, paralelamente a las estructuras hercinianas dominantes en la región.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa de LOTZE (1945) y se encuentra constituida esencialmente por metasedimentos de edad Paleozoico Inferior, con un gran predominio de rocas arenosas y pizarrosas; un importante afloramiento de

rocas plutónicas se sitúa en el extremo SE. de la Hoja (granito de Ancares).

Las publicaciones sobre geología más antiguas que hacen referencia al ámbito de la Hoja, se centran casi siempre sobre la minería, haciendo referencia en particular a los minerales de hierro. En este contexto se inscriben las publicaciones de PAILLETTE (in ADARO & JUNQUERA, 1916, pp. 192), SCHULZ (1834, 1858), ADARO & JUNQUERA (1916) y HERNANDEZ SAMPELAYO (1931, 1942). Las bases de la estratigrafía de la región se encuentran en los trabajos de BARROIS (1882) y del mismo HERNANDEZ SAMPELAYO (1914, 1915, 1931, 1942), si bien alguna de estas publicaciones escapa del contexto de la Hoja.

Entre las publicaciones modernas que hacen referencia a la Hoja o inciden directamente sobre la misma, pueden citarse las de LOTZE (1945, 1957), LLOPIS (1954), LOTZE & SDZUY (1961), HAGELSKAMP (1963), WALTER (1963, 1968), MATTE (1968), CAPDEVILA (1969), JARITZ & WALTER (1970), SUAREZ-MENDEZ (1970, 1974), MARCOS (1973) y PEREZ-ESTAUN (1975).

La elaboración de la presente Hoja se ha visto beneficiada por los estudios realizados en las Hojas vecinas por diferentes autores (ver IGME, Hojas núms. 48, 49, 73, 74 y 98).

2 ESTRATIGRAFIA

Tal como se ha señalado anteriormente, la mayor parte de la Hoja se encuentra constituida por materiales correspondientes al Paleozoico Inferior. La división estratigráfica adoptada en este trabajo coincide en general con la establecida en las Hojas vecinas; las formaciones diferenciadas son, de abajo arriba:

- Cuarzitas de Cándana (Cámbrico Inferior).
- Calizas de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio).
- Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior).
- Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio).
- Formación Agüeira (Ordovícico Medio-Superior).
- Cuarzita de Vega de Espinareda (Ordovícico Superior).
- Pizarras y ampelitas silúricas.

Aparte de estos materiales solamente se diferencian en la Hoja diversos tipos de depósitos cuaternarios.

Desde el punto de vista paleogeográfico, la Hoja se encuentra dividida en dos partes por el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (figura 1) (MARCOS 1973). Al E. de dicho cabalgamiento, se sitúa el Dominio del Navia y Alto Sil, donde existe una potente sucesión de materiales del

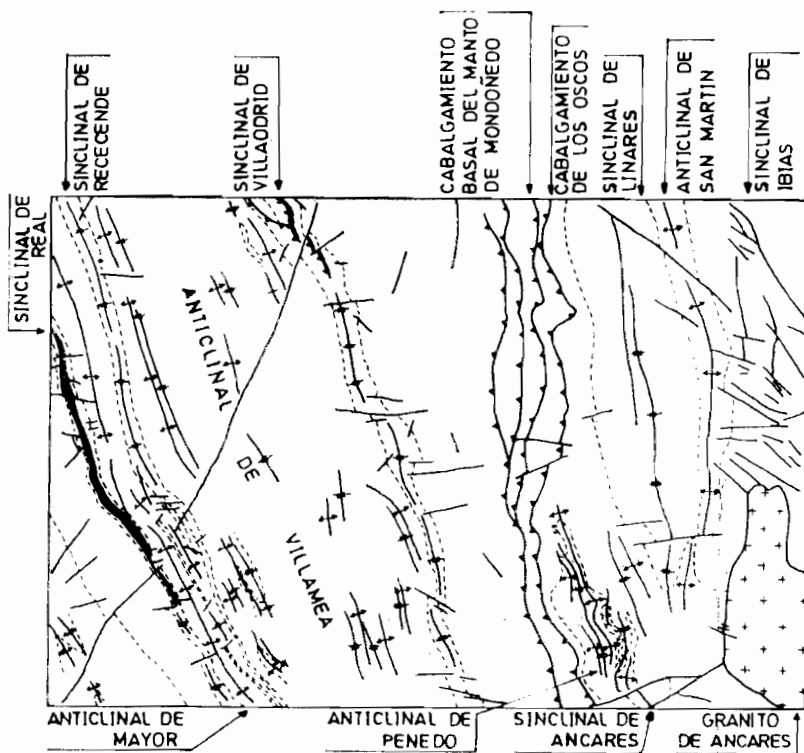


Figura 1.—Mapa índice, mostrando la situación de las estructuras mencionadas en el texto.

Ordovícico Medio y Superior; al O., en el Dominio del Manto de Mondoñedo, los materiales silúricos se apoyan directamente sobre materiales del Ordovícico Medio. Estos dos dominios paleogeográficos, que originalmente debían encontrarse muy alejados, se hallan en el momento actual juntos debido a la magnitud del cabalgamiento. En la dirección de las estructuras no existen variaciones paleogeográficas notables.

En el Cuadro I puede observarse la división estratigráfica establecida por HAGELSKAMP (1963), esencialmente para el Dominio del Manto de Mondoñedo en el ámbito de la hoja, y las denominaciones utilizadas por este autor para las diferentes formaciones. Estas formaciones coinciden a grandes rasgos con las establecidas posteriormente por WALTER (1968) más al

CUADRO I

SERIE CLASTICA	Pizarras del. Ser (>250m.)	ORDOVICICO
	Capas de Pedrea (25-45m.)	
SERIE CARBONATADA	Cuarcita de Murias 190-250m.	CAMBRICO
	Capas de Aranda max 3500m.	
SERIE CLASTICA	Capas de Mera > 500m.	SUPERIOR
	Capas de Cancelada 100-120m	MEDIO
SERIE CLASTICA	Caliza de Abraira 95-105m.	INFERIOR

Norte, que son las utilizadas comúnmente en este dominio. El Cuadro II muestra las equivalencias entre las formaciones propuestas por ambos autores.

2.1 CAMBRICO INFERIOR: CUARCITA DE CANDANA (CA_{1q3}) Y LA SERIE DE ALTERNANCIAS (CA_{1e2}; CA_{1c3})

De acuerdo con WALTER (1966, 1968), la Cuarcita de Cándana se considera dividida en tres miembros: Cuarcita de Cándana inferior, Pizarras de

CUADRO II

	HAGELSKAMP (1963)	WALTER (1968)
Ordovícico	Pizarras del Ser Capas de Pedreo Cuarcita de Murias	Pizarras de Luarca (Serie de transición) [Capas superiores del río Eo [Capas inferiores del río Eo
Cámbrico superior	Capas de Aranda	Capas de Villamea
Cámbrico medio	Capas de Mera Capas de Cancelada	Capas superiores de Riotorto Capas inferiores de Riotorto
Cámbrico inferior	Caliza de Abraira	Caliza de Vegadeo

Cándana y Cuarcita de Cándana superior; de estos miembros solamente el superior se encuentra representado en al Hoja. Por encima de estas cuarcitas, una sucesión pizarrosa (Serie de alternancias), da ya paso a las Calizas de Vegadeo. Los afloramientos de estos niveles quedan reducidos al extremo SO. de la Hoja.

La Cuarcita de Cándana superior (CA₁q₃) está representada por cuarcitas y areniscas feldespáticas blancas o amarillentas en capas de espesor variable (desde 10-30 cm. a 1 m.), frecuentemente con laminaciones cruzadas, alternando con pizarras. Por encima de la cuarcita se desarrolla una monótona sucesión de pizarras de tonos grises, pardos o verdosos, con un espesor próximo a los 300 m. (CA₁e₃). Los 10 m. inferiores de esta sucesión están constituidos por pizarras muy negras, satinadas y ricas en pirita. En el resto de la sucesión existen en algunos lugares delgadas intercalaciones de areniscas, nódulos calcáreos y en una localidad, representada en la cartografía, un horizonte carbonatado de 12 m. de espesor. En este horizonte se diferencian en el afloramiento calizas, esquistos calcáreos y esquistos con nódulos calcáreos. La textura original de estas rocas se encuentra destruida como consecuencia de la deformación, observándose en algunas muestras una laminación de origen tectónico. Desde el punto de vista petrográfico se trata de calizas recristalizadas y dolomitizadas epigenéticamente, conteniendo cuarzo terrígeno que en ocasiones alcanza un porcentaje importante (15-20 por 100); en algunas láminas se observan restos orgánicos que podrían corresponder a Equinodermos, si bien su identificación es difícil.

Los niveles culminantes están constituidos por esquistos arcillosos de tonos blanquecinos o verdes muy pálidos. En estos niveles, en localidades situadas fuera de la Hoja, WALTER (1963, 1966, 1968) cita la presencia de faunas de Trilobites del Cámbrico Inferior (*Metadoxides*, *Dolerolenus* y otros).

2.2 CAMBRICO INFERIOR-MEDIO: LAS CALIZAS DE VEGADEO (CA_{1,2})

Las Calizas de Vegadeo afloran de modo completo en el flanco O. del sinclinal de Real, a lo largo de una amplia franja de trazado NNO-SSE. que pasa por Becerreá. Otros afloramientos discontinuos, donde solamente se encuentra representada una parte de la formación, se sitúan a lo largo del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y escamas asociadas.

En el primero de los afloramientos citados, pueden diferenciarse tres miembros en las Calizas de Vegadeo:

A) Un miembro inferior, constituido por una alternancia de pizarras, calizas y dolomías gris-pardo, a las que suceden calizas finamente estratificadas de color gris oscuro con pizarras verdes intercaladas. Estas calizas se presentan en capas de poco espesor (excepcionalmente alcanzan los 3 m.) y son a veces oolíticas o nodulosas. En relación con este nivel existen mineralizaciones de hierro.

B) Un miembro medio formado por: a) calizas laminadas dolomitizadas de color gris claro, con algún nivel pizarroso intercalado; b) calizas tableadas de color gris oscuro, a veces finamente laminadas, con nódulos de chert e impregnaciones de mineral de hierro; c) calizas dolomíticas de color gris-pardo y dolomías con pizarras grises, pardas o rojizas intercaladas.

C) Un miembro superior constituido por calizas gris oscuro de grano fino, masivas y pizarras amarillentas. Cerca de la base se sitúa un nivel que presenta restos de equinodermos. Las calizas se encuentran muy recristalizadas y presentan nódulos de chert y mineralizaciones de hierro. Hacia el techo comienzan a ser más abundantes las pizarras.

Los espesores estimados para estos miembros son 100-120, 60-80 y 30 m., respectivamente.

Esta sucesión es comparable a la establecida por ZAMARREÑO et al. (1975) y ZAMARREÑO & PEREJON (1976) en los alrededores de Ponferrada.

En el resto de las localidades mencionadas al principio, los afloramientos de las Calizas de Vegadeo son, por lo general, muy reducidos, de forma que no es posible establecer la sucesión estratigráfica. En estas localidades las muestras estudiadas se hallan muy marmorizadas, por lo que no es posible observar su textura original, si bien es probable que correspondan en su mayor parte al miembro superior.

De acuerdo con DEBRENNE & ZAMARREÑO (1975) puede admitirse una edad Cámbrico Inferior-Medio para esta formación.

2.3 CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂; CA₂-O_{1p}; O_{1as}; O_{1q}; O₁)

En el Dominio del Manto de Mondoñedo se sitúan los afloramientos más importantes de la Serie de los Cabos. En este Dominio, pueden diferenciarse de abajo arriba los siguientes miembros en esta formación (figura 2, A, B):

a) Por encima de las Calizas de Vegadeo, en el flanco oriental del sinclinal de Villaodrid, se sitúan niveles de pizarras y siltitas de tonos claros (verdes, blancos o amarillentos) (CA₂). En localidades situadas al N de la Hoja, estos niveles contienen faunas de trilobites del Cámbrico Medio. El espesor no excede los 150 m. Este miembro no ha sido diferenciado en la cartografía en el flanco O del sinclinal de Real.

b) Una potente sucesión de pizarras grises, pardas o verdosas con areniscas intercaladas (Capas de Villamea) (CA₂-O_{1p}). Las pizarras muestran generalmente finas laminaciones de areniscas o siltitas. Las capas de areniscas suelen contener laminación paralela. En los muros de algunas capas existen *groove, prod* y más raramente *flute casts*, generalmente a muy pequeña escala (estas estructuras sedimentarias son particularmente visibles en el corte de la carretera Madrid-La Coruña, entre los km. 464 y 466). El espesor de las capas de Villamea varía desde 2.200 m., en el flanco oriental del sinclinal de Villaodrid (figura 2, B), a menos de 1.000 m., en el flanco O del sinclinal de Real (figura 2, A). No se ha localizado ningún tipo de fósiles en este miembro.

c) Areniscas y cuarcitas blancas con pizarras grises o negras intercaladas (Capas inferiores del Eo) (O_{1as}). Las capas de arenisca muestran generalmente estratificaciones cruzadas. En los sinclinales de Real y Recende dentro de este miembro existen niveles cuarcíticos discontinuos y de poco espesor, que han sido diferenciados en la cartografía (O_{1q}). El espesor medio de este miembro es del orden de los 200 m., si bien existen variaciones locales de cierta importancia. *Skolithos* y *Cruziana* son icnofósiles relativamente frecuentes en las Capas inferiores del Eo. En particular, *Skolithos* es abundante en los niveles más altos; *Cruziana furcifera* y *C. goldfussi* se han localizado en dos localidades diferentes del sinclinal de Real.

d) Cuarcitas blancas (Cuarcitas superiores del Eo) (O₁). Su espesor varía entre 20 y 50 m. A veces se presentan como dos bancos de cuarcitas separados por una intercalación de pizarras y areniscas y otras veces aparecen como un nivel cuarcítico masivo y sin intercalaciones. Debido a esto, en la cartografía, se han diferenciado una o dos bandas de cuarcita. Contienen los mismos géneros de icnofósiles que los niveles subyacentes.

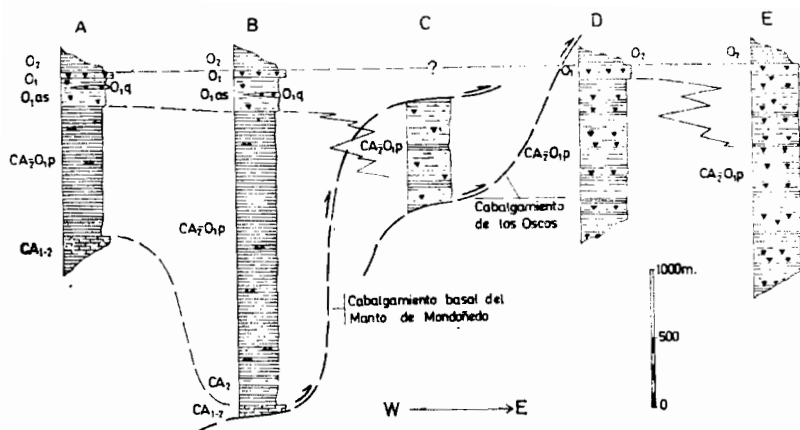


Figura 2.—Sucesión estratigráfica de la Serie de los Cabos. A, flanco O del sinclinal de Real; B, sinclinal de Villadrid; C, escama de Santa Eulalia; D, anticlinal de Penedo; E, extremo SE. de la Hoja.

Los materiales de la Serie de los Cabos situados entre el cabalgamiento de los Oscos y el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (escama de Santa Eulalia), muestran ya una litología diferente, si bien su posición estratigráfica precisa no puede ser establecida, dado que la sucesión se encuentra truncada por superficies de cabalgamiento. Allí se trata esencialmente de materiales detríticos —areniscas y cuarcitas con pizarras intercaladas— que probablemente equivaldrían a las Capas inferiores del Eo y/o a las Capas de Villamea (figura 2, C).

En el Dominio del Navia y Alto Sil, la Serie de los Cabos aflora en el anticlinal de Penedo y en el extremo SE de la Hoja; en ambas localidades solamente se encuentra representada la parte alta de la formación. En el anticlinal de Penedo, la Serie de los Cabos está constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras, que culmina con un horizonte cuarcítico de unos 50 m. de espesor (figura 2, D). En el extremo SE de la Hoja no se establece ninguna división estratigráfica en la Serie de los Cabos, ya que toda la sucesión está constituida esencialmente por cuarcitas con escasas pizarras intercaladas (figura 2, E).

Las estructuras sedimentarias presentes en la Serie de los Cabos (capas tabulares, a veces irregulares, con estratificación cruzada tabular y ripples, en las Capas del Eo; capas tabulares con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela y ondulada en las Capas de Villamea) junto con la presencia de icnofósiles de los géneros *Cruziana* y *Skolithos*, sugieren un depósito en un medio marino somero.

Dentro de la Serie de los Cabos no se han encontrado cuerpos fósiles en el ámbito de la Hoja, si bien su edad puede establecerse por comparación con áreas vecinas. Así, los niveles basales de esta formación contienen al N de la Hoja trilobites del Cámbrico Medio, ya conocidos desde BARROIS (1882) (ver, entre otros, SDZUY, 1968; WALTER, 1968; MARCOS, 1973, e IGME, Hojas núms. 10, 24, 49 y 74). El resto de la sucesión hasta las Capas inferiores del Eo no contienen fósiles que permitan precisar su edad. Las Capas del Eo presentan especies de *Cruziana* del Grupo *rugosa*, atribuibles ya al Ordovícico Inferior. En conclusión, la Serie de los Cabos abarcaría en el tiempo desde el Cámbrico Medio al Ordovícico Inferior; el límite superior de edad viene confirmado por la existencia de faunas de graptolites de edad Llanvirn en las Pizarras de Luarca, situadas inmediatamente por encima de esta formación.

2.4 ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O₂; O₂P)

Por encima de la Serie de los Cabos se sitúa una formación esencialmente constituida por pizarras negras lustrosas, ricas en piritita, denominadas Pizarras de Luarca. El límite entre la Serie de los Cabos y las Pizarras de Luarca puede establecerse sin dificultad en el campo para efectos cartográficos. No obstante, los niveles basales de las Pizarras de Luarca están constituidos en prácticamente todas las localidades por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras negras, que dan lugar a un paso gradual con la Serie de los Cabos. El espesor de esta «serie de transición» (no representada en la cartografía) raramente supera los 50 m. (figura 3).

En el Dominio del Manto de Mondoñedo, materiales silúricos se superponen directamente a las Pizarras de Luarca, que muestran en general un espesor muy reducido. En el sinclinal de Real se localizan en esta formación niveles con fragmentos de rocas volcánicas, cuarzos volcánicos y también fragmentos de fósiles. En una localidad aislada se ha encontrado en el sinclinal de Villaodrid una roca volcánica de unos pocos centímetros de espesor. En general, el espesor de las Pizarras de Luarca se reduce de E a O, desde el sinclinal de Villaodrid (máximo de 250 m.) al de Real, donde no supera en algunos lugares los 50 m.

En el dominio del Navia y Alto Sil, el espesor de esta formación puede estimarse en unos 1.500 m. y está constituida por una monótona sucesión de pizarras negras. Un nivel de pizarras más compactas (O₂P) se ha diferenciado en la cartografía en el extremo NE de la Hoja.

Las Pizarras de Luarca pueden atribuirse al Ordovícico Medio de acuerdo con los datos proporcionados por diversos autores (PRADO, 1857; BARROIS, 1882; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915, 1924; LLOPIS, 1961; WALTER, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974, 1975).

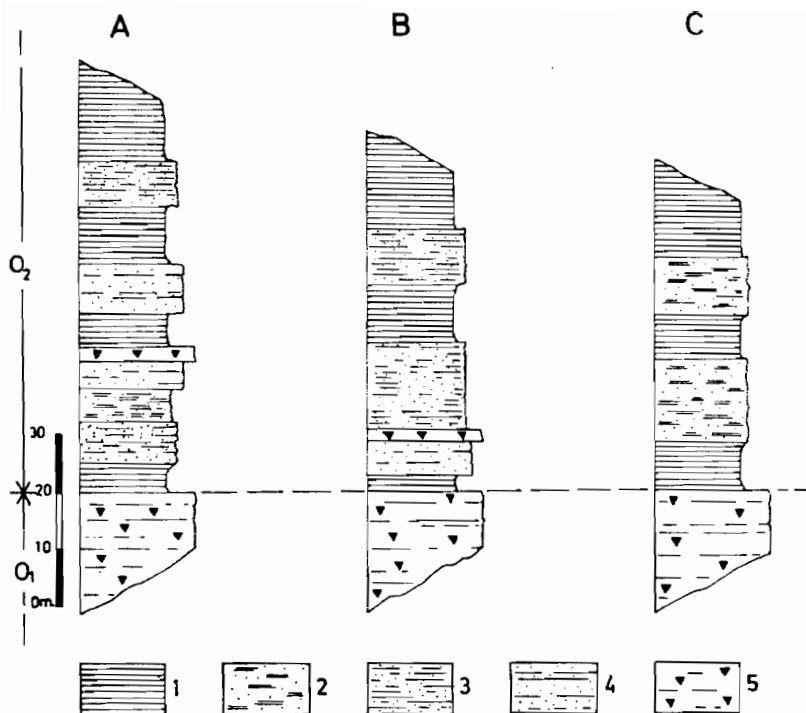


Figura 3.—Niveles de transición entre la Serie de los Cabos y las Pizarras de Luarca en el sinclinal de Villaodrid (según HAGELSKAMP, 1962). A, Carretera de Villanueva de Cervantes a Santa Marta (extremo norte de la Hoja 125, Los Nogales); B y C, Carretera de Becerreá a Navia de Suarna (flancos SO. y NE. del sinclinal, respectivamente). 1. Pizarras negras; 2. Pizarras arenosas; 3. Areniscas tableadas; 4. Areniscas en capas y bancos gruesos; 5. Cuarcitas.

2.5 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR: LA FORMACION AGÜEIRA (O_{2,3}; O_{2,3q})

La formación Agüeira se encuentra representada solamente en el Dominio del Navia y Alto Sil, donde ocupa principalmente dos grandes estructuras sinformales (sinclinales de Linares e Ibias, ver figura 1). Esta formación se apoya sobre las Pizarras de Luarca y en el pequeño sinclinal de Ancares situado al sur de Robledo, en el extremo suroriental de la Hoja, puede apreciarse que culmina con la Cuarcita de Vega, que da paso ya a los

niveles silúricos. En el resto de la Hoja esta formación no se encuentra representada, existiendo allí, por tanto, una laguna estratigráfica entre el Ordovícico Medio y el Llandovery Medio.

Desde el punto de vista litológico, la Formación Agüeira se encuentra constituida por areniscas, cuarcitas, pizarras grises con laminaciones de areniscas y pizarras negras. La distribución de estos términos litológicos varía en sentido vertical y lateral dentro de la formación. En términos generales, la sucesión comienza con pizarras grises con laminaciones y muestra un paso gradual con la formación subyacente (Pizarras de Luarca); este hecho dificulta en ocasiones el establecimiento de un límite preciso entre ambas formaciones. Cerca de la base y en el flanco O. del sinclinal más oriental, se sitúan dos niveles de cuarcitas blancas (O_{2-3q}) bien desarrolladas a lo largo del valle de Rao, donde alcanzan los 25-50 m. de espesor. Entre ambos niveles de cuarcita se sitúan pizarras negras, muy semejantes a los materiales silúricos, que serán descritos más adelante. El resto de la formación está constituido por una sucesión de areniscas, cuarcitas, siltitas y pizarras que varía considerablemente de unos lugares a otros.

La formación Agüeira se considera constituida en este sector por turbiditas, en el sentido adoptado por MUTTI & RICCI LUCCHI (1972). La facies de estas turbiditas varía en gran manera tanto en sentido vertical como lateral. En términos generales, las facies más «distales» corresponden al flanco O. del sinclinal de Ancares y las más «proximales» se sitúan por encima de los niveles cuarcíticos al E. del valle de Rao. Las facies más «distales» están representadas por pelitas con laminaciones de arenisca en capas muy delgadas con una relación arenisca/pelita muy baja; las facies «proximales» se caracterizan por capas gruesas de arenisca (30-100 cm.) con poco material pelítico y, por tanto, con una relación arenisca/pelita alta.

La escasez de marcas de corriente en los muros de las capas no permite establecer con seguridad la dirección de las paleocorrientes. Con base a los datos generales existentes sobre la formación Agüeira, pueden suponerse direcciones S.-N.

No han sido localizados dentro de la Hoja fósiles que permitan precisar la edad de la formación; una edad Ordovícico Superior puede asumirse con base a los yacimientos fosilíferos localizados en áreas vecinas (MARCOS, 1971; PEREZ-ESTAUN, 1974). El yacimiento fosilífero más próximo se sitúa en la Hoja de Degaña (100) (ver IGME, in litt).

2.6 ORDOVICICO SUPERIOR: LA CUARCITA DE VEGA (O₃)

Los afloramientos de esta formación quedan reducidos a un pequeño sinclinal situado en el extremo SE. de la Hoja. En este sector, la formación

Agüeira culmina con un horizonte de cuarcitas blancas de espesor no superior a los 5 m.; este nivel, a pesar de su reducido espesor, es comparable a la Cuarcita de Vega descrita más al SE. (MATTE, 1968; PEREZ-ESTAUN, 1974, 1975).

Desde el punto de vista estratigráfico, la Cuarcita de Vega se encuentra claramente ligada a la sedimentación de la formación Agüeira; en efecto, esta última formación presenta hacia la parte superior una unidad secuencial negativa (thickening & coarsening upward) de la que la Cuarcita de Vega representa el nivel culminante. Las características de la sedimentación cambian después bruscamente con el depósito de los primeros materiales silúricos.

El hecho de que en las pizarras situadas inmediatamente por encima de la Cuarcita de Vega aparezcan faunas de graptolites de edad Llandovery Inferior (PEREZ ESTAUN, 1975), permite atribuirla al Ordovícico Superior (Caradoc o Ashgill).

2.7 SILURICO: AMPELITAS Y PIZARRAS NEGRAS (S)

Dentro del Dominio del Manto de Mondoñedo, los materiales silúricos se apoyan sobre las Pizarras de Luarca y se encuentran ocupando discontinuamente los núcleos de los sinclinales de Villaodrid y Rececende. Los afloramientos son en general reducidos, estando los materiales afectados por una fuerte tectonización; en estas condiciones, en la cartografía se ha representado el Silúrico tan sólo en aquellas localidades donde su presencia se encuentra bien probada. Desde el punto de vista litológico, el Silúrico está representado por pizarras negras compactas, frecuentemente ricas en cloritoide, y ampelitas negras o grises. En la mayor parte de los afloramientos pueden encontrarse restos de graptolites, generalmente mal conservados por efecto de la deformación y metamorfismo.

En el Dominio del Navia y Alto Sil, los materiales silúricos quedan confinados a un estrecho sinclinal situado en el extremo suroriental de la Hoja. Allí, los materiales silúricos, muy semejantes a los descritos anteriormente, se apoyan sobre la Cuarcita de Vega.

De acuerdo con los datos paleontológicos existentes en áreas vecinas, puede atribuirse una edad Llandovery Medio-Superior a Wenlock Superior para estos materiales (ver HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; WALTER, 1968; MARCOS & PHILIPPOT, 1972); por lo que respecta al afloramiento suroriental, antes citado, puede admitirse que el Llandovery Inferior se encuentra ya representado en los niveles basales (PEREZ-ESTAUN, 1975).

En el ámbito de la Hoja únicamente ha podido localizarse un yacimiento en el sinclinal de Real con graptolites clasificables, entre los que se ha reconocido: *Monograptus cf. dubius* SUESS.

2.8 CUATERNARIO (Q; QAI; QL; QCd; QMG; QFG; QT; QT₁; QT₂; QT₃)

Dejando aparte los suelos, sobre los que se desarrolla una cubierta vegetal prácticamente continua, que adquieren cierta importancia e impiden en muchos casos la observación del sustrato, diferentes tipos de depósitos cuaternarios se han representado en la Hoja. Por su importancia, trataremos separadamente los depósitos glaciares de los Ancares y los sistemas de terrazas de los ríos Navia y Ser. Aparte de estos, en el mapa se representan: depósitos aluviales modernos (QAI) que rellenan cauces actuales; conos de deyección de torrentes (QCd); derrubios y coluviones de ladera (QL), que alcanzan importancia en zonas cuarcíticas elevadas y, por último, materiales cuaternarios indiferenciados (Q).

2.8.1 LOS DEPOSITOS GLACIARES

Los depósitos de origen glaciar quedan confinados a las zonas topográficamente más elevadas situadas en la vertiente N. de la Sierra de Ancares, en el ángulo SE. de la Hoja. Estos depósitos constituyen una evidencia del glaciario pleistoceno que afectó a esta zona. Los depósitos más importantes son los restos de morrenas (QMG), constituidos por una acumulación de fragmentos heterométricos de materiales principalmente graníticos (desde materiales arcillosos procedentes de la disgregación física y química de las rocas a bloques de granito de varios metros cúbicos). Por su particular buen estado de conservación destacan las morrenas laterales y frontal del valle de Bous o Piornedo. También en relación con las últimas etapas del glaciario se desarrollan depósitos de tipo fluvio-glaciar (QFG).

2.8.2 LAS TERRAZAS DE LOS RIOS NAVIA Y SER

En el río Navia, aguas abajo de Puentes de Gatín, y en el curso alto del río Ser, se localizan un gran número de terrazas a distintos niveles, correspondientes a diferentes etapas en la evolución de estos ríos. Todas estas terrazas están constituidas por depósitos aluviales típicos (cantos rodados, principalmente de cuarcitas, en una matriz arenosa y arcillosa), aunque algunas de ellas han sufrido una degradación importante.

En el valle del Navia se diferencian claramente tres niveles de terrazas (figura 4). Las más antiguas (QT₁) se sitúan a una altura media de 505-515 m. en Villar de Candelada y Frayán y descienden suavemente hasta los 435-445 m. en los alrededores de Mera; estas terrazas se sitúan por término medio a unos 150 m. por encima del curso actual del río. El nivel intermedio de terrazas (QT₂) se sitúa próximo a los 450 m. hacia Vi-

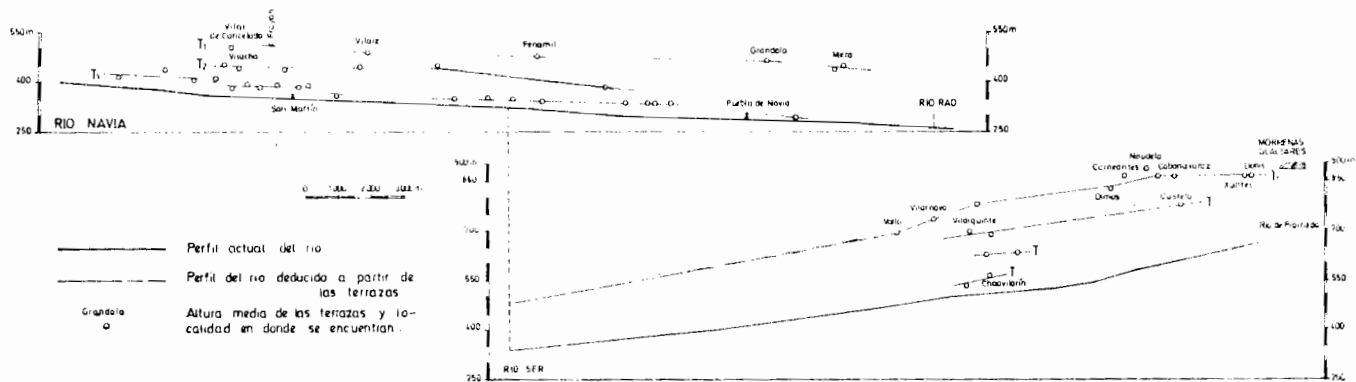


Figura 4.—Niveles de terrazas de los ríos Navia y Ser.

lachá, manteniéndose aproximadamente en este nivel hasta Balajaz, para descender luego a 385 m. al pie de Villagoncide; la altura media de estas terrazas sobre el curso actual es de 85-100 m. Las terrazas más modernas (QT₃) se disponen a una altura media de 425 m. en Puentes de Gatín y Liber y descienden progresivamente hasta los 290 m. al E. de Navia de Suarna; su altura sobre el curso actual es generalmente inferior a los 40 m.

En el río Ser (figura 4), los niveles de terrazas quedan reducidos a su curso alto, encontrándose varios niveles de terrazas desde los alrededores de Vallo y Vilaquinte hasta el pie de los Ancares. Las terrazas del nivel superior se encuentran fuertemente degradadas en el curso alto (terrazas situadas entre Olmos y Donís), donde prácticamente existen tan sólo las hombreras sobre las que se apoyaban, quedando conservado muy poco del material detrítico. Tal como se muestra en la figura 4, estas terrazas se sitúan directamente a continuación de las morrenas glaciares y probablemente deben ser consideradas como terrazas fluvio-glaciares que constituyen los restos de una antigua *outwash plain*. La altura media de estas terrazas en el curso alto es de 850 m. y a partir de Corneantes desciende progresivamente hasta 690 m. en Vallo, situándose a unos 200-250 m. por encima del curso actual. Este nivel superior de terrazas se considera equivalente a las terrazas más antiguas del río Navia antes citadas. Por debajo de estas terrazas se sitúan en los alrededores de Vilaquinte al menos otros tres niveles; dada la dificultad de correlación con los niveles inferiores del río Navia, antes citados, en el mapa figuran como terrazas indiferenciadas (QT).

3 TECTONICA

Dejando aparte los trabajos antiguos que se refieren más o menos directamente a la estructura de la Hoja (SCHULZ, 1834, 1858; ADARO & JUNQUERA, 1916; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1931, 1942), las primeras referencias directas a la tectónica de esta región se encuentran en HAGELSKAMP (1962) y MARCOS (1973). Ambos autores establecieron una cartografía parcial de la Hoja, describiendo también las principales estructuras y su desarrollo temporal. Por su impacto directo en la geología estructural de la región, pueden destacarse las publicaciones de MATTE (1964, 1967, 1968), WALTER (1966, 1968), MARCOS (1971 a, b, 1973) y PEREZ-ESTAUN (1975). La reciente elaboración de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, núms. 10, 11, 12, 24, 25, 26, 48, 49, 50, 73, 74, 98, 100, 125 y 126, que se sitúan dentro del mismo dominio estructural, ha contribuido indirectamente a un conocimiento más preciso de la tectónica de la Hoja y a encuadrarla adecuadamente en el marco regional.

3.1 LA ESTRUCTURA GENERAL A ESCALA CARTOGRAFICA

De la observación de la cartografía destaca, en primer lugar, la existencia de grandes pliegues anticlinales y sinclinales que atraviesan la Hoja de N. a S. (pliegues de Real, Mayor, Rececende, Villamea, etc., ver figura 1). La mayor parte de estas estructuras corresponde a la primera fase de deformación, si bien se encuentran modificadas en mayor o menor grado por la superposición de los pliegues originados durante la tercera fase, que son esencialmente homoaxiales con ellos. En segundo lugar, la Hoja se encuentra dividida en dos partes por grandes cabalgamientos, claramente visibles en la cartografía, que separan —como hemos visto anteriormente— dominios paleogeográficos diferentes. Estos cabalgamientos se sitúan en el tiempo entre las dos fases de plegamiento arriba mencionadas. Todas estas estructuras, pliegues y cabalgamientos, se prosiguen a lo largo de decenas de Km. a través de la zona Asturoccidental-leonesa (ver, por ejemplo, MARCOS, 1973 y PEREZ-ESTAUN, 1975). Estas estructuras no son, sin embargo, las únicas que se encuentran reflejadas en la cartografía; a este respecto, existe una red de fallas —principalmente verticales— relativamente más tardías que se reparten en toda la Hoja con direcciones diferentes.

3.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

De acuerdo con los rasgos generales anteriormente expuestos, la deformación en el ámbito de la Hoja tuvo lugar en tres fases principales, que originan una deformación interna importante en las rocas e incluyen el desarrollo de esquistosidad. Las últimas pulsaciones de esta deformación general dieron lugar principalmente a una fracturación general de la zona. Esta deformación general tuvo lugar en el transcurso de la orogénesis herciniana.

3.2.1 PRIMERA FASE

Durante la primera fase herciniana se originan pliegues acompañados por una esquistosidad de flujo (S_1) totalmente generalizada en la Hoja. En el dominio del Manto de Mondoñedo, los grandes pliegues de esta fase (anticlinales de Mayor y Villamea y sinclinales de Real, Rececende y Villaodrid) son estructuras estrechas y alargadas, de traza axial NNO.-SSE. Estos pliegues son isoclinales, de eje subhorizontal y constantemente vergentes al E. En el dominio del Navia y Alto Sil, los pliegues de primera fase evidencian en general un menor aplastamiento y sus superficies axiales se encuentran más verticalizadas. Los pliegues menores que acompañan a los grandes pliegues muestran características comparables a ellos; así, se

trata de pliegues isoclinales o asimétricos, de tipo similar y prácticamente cilíndricos. Una esquistosidad de flujo (*slaty cleavage*) se dispone generalmente paralela a las superficies axiales. Esta esquistosidad conduce a una importante reorganización de los constituyentes minerales de las rocas a las que afecta, acompañada por procesos de recristalización y disolución por presión. En consecuencia, las rocas adquieren una textura esquistosa, particularmente bien desarrollada en materiales pelíticos.

Las estructuras antes citadas —pliegues y esquistosidad— muestran de E. a O. a través de la Hoja una progresiva verticalización. Este hecho, común en otras secciones comparables de la Zona Asturoccidental-leonesa, se interpreta en función de deformación posteriores y no como un hecho original (MARCOS, 1973).

La lineación de intersección —originada por la intersección de la esquistosidad S_1 y la estratificación— se dispone subhorizontalmente, paralela a los ejes de los pliegues, y es común en los materiales de la Hoja. Lineaciones de crecimiento de minerales (*stretching lineation*) y de estiramiento de objetos preorogénicos (principalmente oolitos y nódulos) se observan en diversas localidades, si bien el modelo geométrico que definen no se encuentra bien establecido.

3.2.2 SEGUNDA FASE

Al desarrollo de los pliegues de primera fase sigue la formación de cabalgamientos, que se sitúan principalmente formando el límite entre los Dominios del Navia y Alto Sil y del Manto de Mondoñedo (figura 1). El trazado de estos accidentes es aproximadamente N.-S. y el «transporte tectónico» se realiza hacia el E. En todos estos cabalgamientos, la estratificación se mantiene subparalela a la superficie de fractura, tanto en el compartimento cabalgante como en el cabalgado.

El cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo está formado en la mitad norte de la Hoja por tres escamas, en las que las pizarras verdes basales de la Serie de los Cabos o las Calizas de Vegadeo constituyen el material cabalgante; el material cabalgado está formado en todos los casos por niveles más altos de la Serie de los Cabos. La escama más occidental desaparece hacia el Norte en una estructura anticlinal (ver IGME, Hoja núm. 74, Fonsagrada) y hacia el Sur, estas tres escamas se unen constituyendo un cabalgamiento único.

La unidad cabalgante más oriental es la escama de Santa Eulalia de Oscos (MARCOS, 1973), constituida en la Hoja solamente por materiales de la Serie de los Cabos que cabalgan constantemente sobre las Pizarras de Luarca.

La importancia de estos cabalgamientos resalta cuando se consideran aspectos regionales y paleogeográficos. Así, la sucesión estratigráfica y la

facies del Paleozoico Inferior es marcadamente diferente a un lado y otro de ellos, tal como se ha indicado en el capítulo de estratigrafía. Desde el punto de vista regional, se comprueba que estos cabalgamientos se prosiguen a lo largo de más de 200 km., desde la costa cantábrica hasta desaparecer bajo los sedimentos terciarios de la Meseta, a la altura de Astorga (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1975). Estos hechos pueden dar una medida de la importancia del acortamiento tangencial implicado en el desarrollo de estos cabalgamientos.

Como es común en la Zona Asturoccidental-leonesa (MARCOS, 1971, 1973; PEREZ ESTAUN, 1975), en relación con los cabalgamientos se observan en algunas localidades pliegues menores y esquistosidad de crenulación, si bien en el ámbito de la Hoja estas estructuras menores no alcanzan un gran desarrollo.

3.2.3 TERCERA FASE

La tercera fase de deformación se caracteriza en el NO. de la Península por un replegamiento general de las estructuras precedentes. En el ámbito de la Hoja conduce principalmente a una verticalización general de los pliegues y cabalgamientos antes citados. Toda el área situada al O. del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo constituye en general el flanco oriental de un gran sinforme de tercera fase; en consecuencia, a este respecto, en la Hoja destaca la progresiva verticalización de la esquistosidad primaria de O. a E.

A la escala del afloramiento, los pliegues de tercera fase no son muy numerosos, aunque pueden observarse en diversas localidades (figura 5).

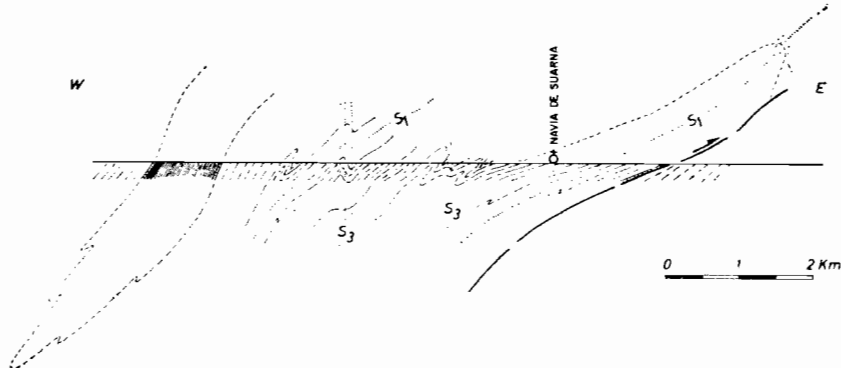


Figura 5.—Corte a lo largo de la carretera Becerreá-Navia de Suarna (km. 20 a 31), mostrando la disposición de las estructuras de primera y tercera fase. S_1 y S_3 , esquistosidades de primera y tercera fase. Según MARCOS, 1973, modificada.

Acompañando a estos pliegues se desarrolla una esquistosidad de crenulación subvertical, que sólo localmente llega a ser una estructura penetrativa en las rocas.

3.2.4 DEFORMACIONES TARDIAS

Después del desarrollo de las tres fases de deformación antes citadas, la estructura de la Hoja se encuentra ya prácticamente completada. Sin embargo, con posterioridad a ella se originan aún una serie de estructuras a escala cartográfica —esencialmente fallas— y del afloramiento —diaclasas, crenulaciones y *kink-bands*— que constituirían las últimas manifestaciones de la orogénesis herciniana.

Distribuidos por la Hoja de modo irregular, se encuentran crenulaciones y *kink-bands* subhorizontales. Estas estructuras parecen relacionadas con fallas verticales, de trazado paralelo a las estructuras principales, y se desarrollan esencialmente en materiales dotados de una anisotropía previa bien definida.

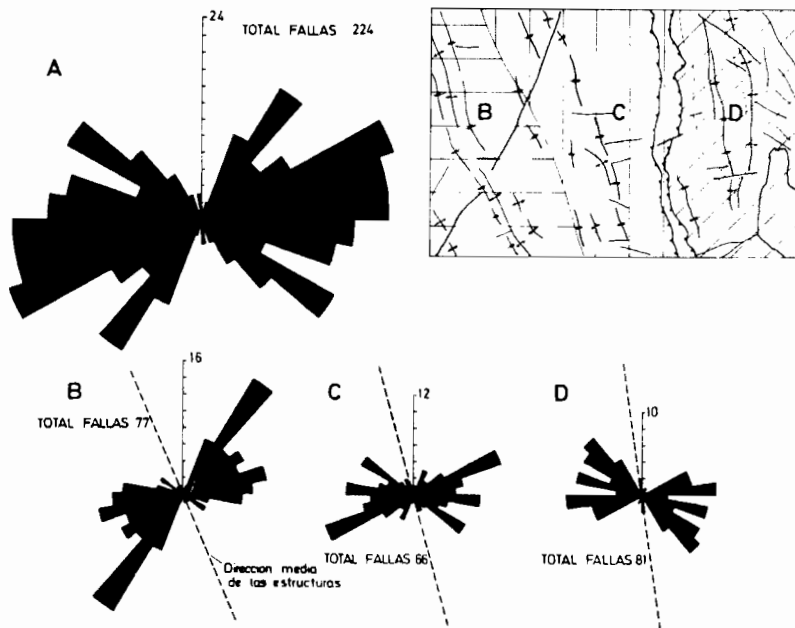


Figura 6.—Diagramas en rosa mostrando la orientación de las fracturas tardías en la Hoja (para explicación, ver texto).

Por lo que respecta a las fallas, se trata en general de fracturas subverticales que comportan zonas de brechificación. Su orientación general en la Hoja se muestra en la figura 6 A; de este diagrama, se deduce la existencia de un sistema dominante de dirección media aproximada N75E. Sin embargo, si se obtienen diagramas para diferentes sectores dentro de la Hoja, elegidos según franjas paralelas a las estructuras, se puede comprobar que la orientación media aproximada de las fracturas pasa desde N55E. en la parte occidental de la Hoja a N80E. en la central y N110E. en la occidental (figura 6 B, C y D). Este cambio en la orientación de las fallas podría estar parcialmente controlado por la diferente orientación media de la anisotropía y las estructuras en cada uno de los tres sectores (ver figura 6).

Las diaclasas son muy abundantes en la Hoja y se encuentran bien desarrolladas en los niveles más competentes (cuarcitas, calizas, areniscas y pizarras masivas). En general, se trata de diaclasas subverticales, con superficies ornamentadas, que se disponen transversalmente a las estructuras principales, con lo cual parece evidente su relación con las fracturas antes citadas. *Kink-bands* verticales, paralelos a las diaclasas, se originan con frecuencia en los materiales pizarrosos.

4 METAMORFISMO

Todos los materiales paleozoicos de la Hoja de Becerreá sufrieron un metamorfismo que tuvo lugar durante la orogénesis hercínica. Existen dos tipos de metamorfismo, uno de ellos regional y otro más local, metamorfismo de contacto, relacionado con las intrusiones graníticas, en particular con el Granito de Ancares.

4.1 METAMORFISMO REGIONAL

Todos los terrenos pertenecientes a esta Hoja se encuentran en la facies metamórfica de las pizarras verdes. Por lo que respecta a la zonación metamórfica, se encuentran en la zona de la clorita en su mayor parte, mientras que la zona de la biotita sólo aparece esporádica y puntualmente. Desde el punto de vista textural los diferentes materiales metamorfizados se transforman en mármoles, cuarcitas, metapsamitas y pizarras o filitas. Las paragénesis más frecuentes presentes en las rocas detríticas son las siguientes:

- Cuarzo-sericita-clorita
- cuarzo-sericita-clorita-albita
- cuarzo-sericita-clorita-albita-biotita
- cuarzo-sericita-clorita-cloritoide

El cloritoide es un mineral que se encuentra confinado a las pizarras negras ordovícicas, como ocurre en toda la Zona Asturoccidental-leonesa, lo que implica una estrecha relación entre la aparición de este mineral y la composición química de la roca.

Como minerales accesorios más normales en los tipos de rocas citados están: circón, turmalina, grafito, minerales opacos y agujas o agregados lenticulares de rutilo, ilmenita y leucoxeno (GARCIA DE FIGUEROLA & MARTIN CALVO, 1969). También parece haber esfena en algunas pizarras de la Serie de los Cabos.

El tipo de metamorfismo no es posible definirlo dentro del ámbito de la Hoja debido a los escasos minerales progradados que aparecen. Por comparación con lo que ocurre en el resto de la Zona Asturoccidental-leonesa, parece que este metamorfismo representa el comienzo de un metamorfismo de tipo intermedio de baja presión, probablemente de más baja presión que el que se observa en el Domo de Lugo.

4.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

En los bordes del granito de los Ancares se desarrolla una aureola térmica que origina una serie de rocas de metamorfismo de contacto. Las asociaciones minerales más comunes en este tipo de rocas son:

- Cuarzo-biotita-andalucita-moscovita
- cuarzo-biotita-andalucita-moscovita-clorita-pinnita
- cuarzo-biotita-andalucita-moscovita-pinnita
- cuarzo-biotita-andalucita-cordierita-microclina

La presencia de andalucita o cordierita o bien de ambos a la vez parece deberse a un efecto de la composición química de la roca.

En lo que respecta a la repartición espacial del metamorfismo de contacto, se observa que en la parte occidental del granito de Ancares tiene una aureola de contacto restringido; sin embargo, al norte de este granito se encuentran paragénesis de metamorfismo de contacto a unos 5 km. de distancia del borde del plutón. El domo térmico con el que está relacionado el granito debía tener, por tanto, una forma alargada de dirección N.-S. y probablemente una evolución relativamente larga en el tiempo, como lo prueba el que las paragénesis del metamorfismo de contacto existentes en las partes más alejadas presentan cuarzo-sericita-clorita-cloritoide y cristales de quistolita totalmente pseudomorfoseadas a una masa de sericita.

4.3 RELACIONES CRISTALIZACION-DEFORMACION

La evolución del metamorfismo abarca un largo período de tiempo. El mineral de cristalización más precoz parece ser la clorita, ya que se ob-

servan cristales de este mineral a veces de gran tamaño doblados y deformados en relación con la esquistosidad de flujo (S_1). Esto demuestra que la clorita comienza su crecimiento pre-fase 1 o es sincinemática precoz en relación con la misma. La biotita invariablemente es tardía en relación con la S_1 y es frecuente encontrar en las metapsamitas que contienen biotita texturas de recristalización estática. El cloritoide es un mineral que muestra relaciones variadas con las fases de deformación. Así, el NO. de la Hoja, en las pizarras de Luarca, el cloritoide es claramente anterior a la esquistosidad de crenulación. Al N. del granito de los Ancares existen cristales de este mineral desde precoces con respecto a la esquistosidad de flujo (S_1) hasta claramente posteriores. La andalucita y la cordierita de las pizarras moteadas del metamorfismo de contacto son claramente posteriores a la esquistosidad de flujo (S_1) y también fosilizan a los micropliegues de la crenulación. Este hecho indicaría por tanto que la intrusión granítica es postectónica en relación con las fases de crenulación (S_3). No obstante, la asociación andalucita-cloritoide, claramente anterior a la citada, podría indicar que el domo térmico con el que se encuentra relacionado el granito de los Ancares había comenzado su evolución muy tempranamente, aunque su culminación térmica coincidente con la intrusión es claramente tardía.

5 ROCAS IGNEAS

5.1 EL GRANITO DE ANCARES (γ_m^2 ; γ_{mb}^2)

Constituye un macizo alargado, muy estrecho en la parte norte, que desarrolla una importante aureola de metamorfismo térmico en contacto con la Formación Agüeira, pizarras de Luarca y Serie de los Cabos.

Petrográficamente es un leucogranito con moscovita y/o biotita, diferenciándose tres facies:

- 1) Granito de dos micas con megacristales (γ_{mb}^2)
- 2) Granito moscovítico de grano medio (γ_m^2)
- 3) Granito aplítico

Los dos primeros tipos tienen textura hipidiomórfica y el tercero alotriomórfica.

La distribución de estas tres facies es zonada, ocupando el granito de dos micas y megacristales la parte central del plutón y el granito moscovítico la externa, mientras que la facies aplítica corresponde a gran parte de la apófisis norte y a algunos diques y diferenciaciones dentro de los otros tipos.

Existe una tectonización bastante importante en gran parte de la mitad norte del macizo. Se trata de una deformación cataclástica acompañada de recristalización en cuarzo y, en menor grado, en feldespatos.

Con respecto a la composición mineralógica, a continuación se citan los diferentes minerales junto con una descripción de sus características más destacadas.

El cuarzo es siempre anhedral y aparece en agrupaciones granulares o bien con carácter intersticial en cristales de menor tamaño. Suele presentar extinción ondulante y algunas granulaciones.

El feldespato potásico presenta generalmente el maclado típico de la microclina y se presenta en cristales idiomorfos, a veces de gran desarrollo, constituyendo los megacristales, y en formas anhedrales. Los primeros incluyen abundantes plagioclasas y cuarzo, suelen ser peritéticos y abundan más en las facies de dos micas y moscovíticas. La microclina anhedral es un mineral tardío, que puede corroer y sustituir a las plagioclasas; existe en todos los granitos, siendo en los alíticos casi la única variedad.

Las plagioclasas suelen ser subhedrales y presentar un zonado muy débil con sólo núcleo y zona externa. La composición es de Albita-Oligoclasa con 12-16 por 100 de An en la facies de dos micas y 10-12 por 100 en la moscovítica.

La moscovita en láminas grandes asociada a feldespatos y cuarzo es a veces blástica con bordes simplectéticos. En la facies de dos micas es más abundante que la biotita, a la que engloba y parece sustituir.

La biotita se presenta en láminas de menor desarrollo, a veces agrupadas, y en general está bastante cloritizada.

Entre los accesorios el granate es bastante frecuente, particularmente en los granitos sin biotita; se presenta en cristales idiomorfos con algunas fracturas y sustituido por clorita. La turmalina de color verdoso es abundante en algunas aplitas, lo mismo que el topacio, caracterizado por inclusiones muy abundantes asociado a feldespatos, cuarzo y moscovita. También existen algo de casiterita y berilo.

De acuerdo con el contexto geológico y con las características del metamorfismo de contacto antes mencionadas, puede considerarse al granito de Ancares como postectónico y epizonal. Desde el punto de vista petrológico y químico es comparable a los granitos anatéticos de dos micas con megacristales o, dentro del conjunto de granitos variscos de la Península, al grupo c de granitoides mesocrustales de CAPDEVILA, CORRETGE & FLOOR (1973). Su intrusión es post-Fase 3, ya que los minerales de contacto la incluyen, y probablemente se deba a mecanismos de inyección forzada.

Teniendo en cuenta la distribución zonada y la falta de diferencias químicas entre los distintos tipos, se ha interpretado las facies moscovítica y alítica como diferenciaciones de borde y techo del granito de dos micas, probablemente originadas por la elevación de la presión de fluidos (P_{H_2O})

en las etapas finales de cristalización (SUAREZ, 1974). Minerales ricos en H₂O y volátiles como moscovita, turmalina, topacio, berilo, etc., tendrían su origen en esas fases fluidas.

5.2 ROCAS FILONIANAS (FAP; q)

En el cortejo filoniano del granito de Ancares se encuentran principalmente diques de aptitas, y más raramente de pegmatitas, que afectan tanto al granito como a la roca encajante. Las pegmatitas se sitúan generalmente en la parte central de los diques de aptita. Desde el punto de vista mineralógico destaca en estas rocas la abundancia de minerales neumatolíticos, principalmente turmalina, topacio, granate, y menos frecuentemente, berilo y casiterita.

Repartidos por toda la Hoja se encuentran también diques de cuarzo (q).

6 HISTORIA GEOLOGICA

Desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, los materiales paleozoicos de la Hoja de Becerreá ocupan dos dominios paleogeográficos diferentes, que han sido denominados Dominio del Navia y Alto Sil y Dominio del Manto de Mondoñedo (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). A grandes rasgos, estos dominios ocupan respectivamente la mitad oriental y occidental de la Hoja y se encuentran separados por un importante accidente tectónico: el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (ver figura 1). Desde el Cámbrico Inferior hasta el Ordovícico Medio puede admitirse en general una historia común para estos dos dominios, en lo que se refiere a condiciones de sedimentación. El registro estratigráfico más antiguo del que se dispone en el ámbito de la Hoja corresponde al Cámbrico Inferior, edad en que se depositan los niveles carbonatados de la Formación Vegadeo. La historia se prosigue con una sedimentación detrítica (Serie de los Cabos). Ambas formaciones muestran evidencias de depósito en un medio marino de aguas poco profundas. En el Ordovícico Medio las condiciones de sedimentación cambian, depositándose facies de pizarras negras (Pizarras de Luarca) en un medio euxínico y probablemente en aguas de mayor profundidad. Si bien las Pizarras de Luarca se encuentran representadas tanto en el Dominio del Navia y Alto Sil como en el del Manto de Mondoñedo, debe destacarse que en este último muestran un espesor mucho más reducido. A partir del Ordovícico Medio, la diferenciación en dos dominios es ya muy clara. Así, en el Dominio del Navia y Alto Sil se depositan durante parte del Ordovícico Medio y en el superior materiales con facies turbidíticas (Formación Agüeira); estos materiales faltan por completo en el Dominio del Manto de Mondoñedo. Sobre los materiales antes citados se

depositaron con posterioridad en régimen transgresivo las pizarras y ampolitas silúricas.

Durante la orogénesis herciniana, probablemente desde los comienzos del Carbonífero Superior, a juzgar por los datos regionales, todos los materiales paleozoicos cuya evolución se ha descrito, sufrieron una deformación polifásica acompañada por un metamorfismo regional de bajo grado. Esta deformación se caracteriza por el desarrollo de estructuras de carácter tangencial durante la primera y segunda fase (pliegues y cabalgamientos, respectivamente, con marcada vergencia E.), seguidas por una tercera fase de replegamiento general (*serrage*). Las últimas pulsaciones de la orogénesis herciniana se caracterizan en el ámbito de la Hoja por el emplazamiento de granitos tardíos (granito de Ancares) y por una fracturación general.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 HIDROGEOLOGIA

En general, la litología de los materiales presentes en la Hoja no favorece la infiltración y el almacenamiento de agua subterránea. En este aspecto, hay que destacar, por un lado, la gran abundancia de materiales pizarrosos con una porosidad eficaz primaria muy baja. Por otro lado, las calizas alternan frecuentemente con dolomías, no forman acumulaciones grandes y presentan un grado de karstificación muy incipiente como para dar lugar a capas acuíferas importantes. A todo ello hay que añadir que el metamorfismo regional sufrido por todas estas rocas ha disminuido aún más su porosidad y, por tanto, sus posibilidades acuíferas.

La facies de grano grueso del granito de Ancares puede favorecer localmente el almacenamiento y transmisión del agua subterránea, principalmente en su zona superficial alterada donde, al aumentar su porosidad, estos materiales se convierten en acuíferos. No obstante, las zonas de descarga de estos acuíferos superficiales presentan una clara influencia estacional, que hace suponer que no se trata de reservas importantes.

En lo que se refiere a los depósitos cuaternarios, hay que decir que sus afloramientos poseen individualmente poca extensión, por lo cual sólo pueden dar lugar a almacenamientos pequeños fuertemente influidos por las variaciones estacionales.

Al margen de las consideraciones litológicas precedentes, hay que destacar la existencia de una importante red de fracturas que pueden favorecer localmente la infiltración y circulación de agua subterránea. En este sentido las fracturas mayores y más abiertas actúan como colectores en su área de influencia, siendo zonas preferentes de circulación.

7.2 MINERIA

La principal actividad minera desarrollada dentro de esta Hoja lo ha sido para minerales de hierro, sin que en ningún momento su importancia la haya hecho trascendentes.

En primer lugar, debe citarse la presencia de pirita (S_2Fe) diseminada en ciertos niveles de la Serie de los Cabos, que eventualmente puede constituir reducidas concentraciones locales. Si bien en algunos puntos es apreciable aún la pirita, normalmente los minerales presentes son goethita [$FeO(OH)$] y limonita [$FeO(OH) \cdot nH_2O$]. Dadas sus dimensiones y disposición, así como su irregularidad, no han sido objeto de actividad minera.

En la parte oriental de la Hoja existe una alineación de indicios ferruginosos desde Ansar, al N., a las proximidades de Murias, al S. Son mineralizaciones constituidas por nódulos y concreciones piritosas, normalmente oxidadas, e indicios siderosos, que se presentan interstratificados en las pizarras negras próximas a las cuarcitas de la Formación Agüeira. El laboreo ha sido a cielo abierto, y de dimensiones limitadas localmente, no observándose la existencia de labores subterráneas, sin que pueda descartarse su existencia dada la antigüedad de los trabajos. Los minerales extraídos en esta zona eran tratados en un horno en la ferrería que existía en Murias.

Hacia el S., al O. del granito de Ancares (Robledo, Donis, Castelo), se localizan una serie de afloramientos de mineral constituido por limonita con carácter brechoide, con cantos de pizarras incluidos. Su disposición irregular, y aparentemente, sólo superficial, induce a relacionarlos más con concentraciones supergénicas desarrolladas sobre suelos que con yacimientos primarios subyacentes.

En la parte central de la Hoja, y en relación con las pizarras de Luarda del sinclinal de Villaodrid, se localiza una alineación de indicios de hierro. La mineralización, constituida por limonita, y en algunos casos goethita, se halla interstratificadas dentro de las pizarras con potencias variables de 0,50 a 2 m.; el mineral contiene sílice, en proporción del 8-10 por 100; y fósforo (0,5-1 por 100), con Fe por debajo del 50 por 100. El laboreo realizado ha sido muy reducido, y antiguo, consistente en pequeños desmontes sobre mineral, de lo que el más importante se sitúa entre las localidades de Paradela y Mazaira.

Actualmente, se realizan trabajos de prospección geológico-minera para minerales de plomo y zinc, en la casi totalidad de la superficie de la Hoja. Estas investigaciones se dirigen principalmente a la Serie de los Cabos, en el nivel río Eo inferior, en busca de yacimientos estratiformes. La principal actividad se desarrolla en la zona de Villaverde, Son y Robledo de Son, en la parte central, y en Lago, al oeste.

7.3 ROCAS INDUSTRIALES

En la parte SO. de la Hoja, en las proximidades de Becerreá, se localizan las dos únicas explotaciones activas en la actualidad. Situadas ambas sobre la formación Vegadeo, se dedican al arranque de rocas carbonatadas para su uso como áridos.

El aprovechamiento de otros tipos de rocas (areniscas, cuarcitas, pizarras o granito) se realiza de manera esporádica en algunos lugares, sin que exista actividad industrial propiamente dicha.

8 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. De & JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. España*, Criaderos de hierro de España, t. II, 1 vol. texto, pp. 1-610, 1 vol. láms., Madrid.
- APALATEGUI ISASA, O. (1974).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja número 98 (08-07) Baralla». *Inst. Geol. Min. de España*, Madrid.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur le terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mém. Soc. Geol. Nord.*, t. 2, núm. 1, 630 pp.
- CAPDEVILA, R. (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.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L. G. & FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». *Bull. Soc. Geol. France*, serie 7, (XV), pp. 209-228.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonates dans le NW. de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 2, pp. 17-27.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. & MARTIN CALVO, M. (1969).—«Filitas con rutilo autógeno y cloritoide en el pantano de Navia (Asturias)». *Brev. Geol. Astu.*, año XIII, núm. 1, pp. 13-16. (Oviedo.)
- HAGELSKAMP, H. (1963).—«Stratigraphie und Tektonik im Gebiet des oberen Rio Navia (Prov. Lugo)». *Tesis Doctoral Univ. Münster*.
- 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. Esp.*, t. XXXIV (t. XIV, 2.ª ser., 1913), pp. 81-171. Madrid.
- (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. Esp.*, t. 36 (t. XVI, 2.ª ser.), pp. 277-303. Madrid.

- [1924].—«Rectificación geológica de las Cuencas del Navia y del Ibiás». *Bol. Inst. Geol. Esp.*, t. XLV (t. V, 3.º ser., 1924), pp. 253-261. Madrid.
- [1931].—«Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia (Tomo II)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. IV, 1 vol., 561 pp. Madrid.
- [1942].—«El sistema siluriano». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, Expl. nuevo mapa geol. Esp., t. 2 (I, II), 848 pp. Madrid.
- HERNANDEZ URROZ, J. & DIVAR RODRIGUEZ, J. (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 73 (08-06) Castroverde». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- HERNANDEZ URROZ, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J. R. & CORRAL, J. L. (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 125 (09-08) Los Nogales». *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- IGME (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 24 (08-05) Mondoñedo».
- (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 100 (10-07) Degaña».
- (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 126 (10-08) Vega de Espinareda».
- JARITZ, W. & WALTER, R. [1970].—«Faziesuntersuchungen im Alpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien un Prov. Lugo)». *Geol. Jb.*, vol. 88, pp. 509-552. Hannover.
- LOTZE, F. [1945].—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92, Berlín. (Traducido por J. M. RIOS: «Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica». *Pub. Ext. Geol. España*, 1 vol., pp. 149-166.)
- [1957].—«Zun Alter nordwstspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen». *N. Jb. Geol. Paläont. Mn.*, vol. 10, pp. 464-471. Stuttgart.
- LOTZE, F. & SDZUY, K. [1961].—«Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie». *Akad. Wiss. Lit. Abh. math. naturw. Kl.*, núms. 6-8, pp. 1-411 (283-693). Mainz. (Traducido por J. GOMEZ DE LLARENA: «El Cámbrico de España». *Mem. Ist. Geol. Min. España*, t. 75, 256 pp. Madrid, 1970.)
- LLOPIS LLADO, N. [1954].—«Sobre la morfología de los Picos Ancares y Miravalles». *Las Ciencias*, año XIX, núm. 3, pp. 627-643, 5 figs. Madrid.
- [1961].—«Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de Wolframio». *Brev. Geol. Ast.*, A. V. núms. 3-4, pp. 3-52. Oviedo.
- MARCOS, A. [1971].—«Las deformaciones hercinianas en el Occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NO. de la Península». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 1, pp. 2-6. Oviedo.
- [1971 b].—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas, originados en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 4, pp. 59-64. Oviedo.

- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NO. de España)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 6, pp. 3-113. Oviedo.
- (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 49 (09-05). Memoria explicativa según A. MARCOS y F. RUIZ». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MARCOS, A. & ARBOLEYA, M. L. (1974).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 12 (11-03) Busto. Memoria explicativa según A. MARCOS». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MARCOS, A. & BASTIDA, F. (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 10 (09-03) Ribadeo. Memoria explicativa según A. MARCOS, F. BASTIDA y J. GALAN». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MARCOS, A. & PEREZ ESTAUN, A. (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 25 (09-04) Vegadeo. Memoria explicativa según A. MARCOS, A. PEREZ ESTAUN, F. J. MARTINEZ e I. VARGAS». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MARCOS, A. & PHILIPPOT, A. (1972).—«Nota sobre el Silúrico del Occidente de Asturias (NO. de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XVI, núm. 3, pp. 39-42. Oviedo.
- MARCOS, A. & PULGAR, J. A. (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 11 (10-03) Luarca». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 26 (10-04) Boal. Memoria explicativa según A. MARCOS, J. A. PULGAR y F. J. MARTINEZ». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MARCOS, A.; MARTINEZ, F. J.; JULIVERT, M. & PULGAR, J. A. (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 50 (10-05) Cangas de Narcea». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J. A. & BASTIDA, F. (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 74 (09-06) Fonsagrada. Memoria explicativa según A. MARCOS, A. PEREZ ESTAUN, J. A. PULGAR, F. BASTIDA e I. VARGAS». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F.; DE PABLO MACIA, J. G. & PEREZ GONZALEZ, A. (in lit.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 48 (08-05) Meira». *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- MATTE, M. P. (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, pp. 1981-1984. París.
- (1967).—«Le précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord. Ouest de L'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772. París.
- (1968).—«Precisions sur le Precambrien superieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements précam-

- briens du Nord-Ouest de l'Espagne». *Rev. Geog. Fis. et Geol. Dynam.* (2), vol X, fasc. 3, pp. 205-211. París.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972).—«Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, núm. 11, pp. 161-199.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974).—«La sucesión ordovícica en el Dominio del alto Sil (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España)». *Breviora Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 4.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa (O. de León) (NO. de España)». *Tesis Univ. de Oviedo*.
- PRADO, C. de (1857).—«Lettre a M. de Vernevil sur les terrains siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Geol. France*, 2 ser., t. 15, pp. 91-93. París.
- 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.
- SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte Cámbrica de los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 2, pp. 45-58.
- SUAREZ-MENDEZ, O. (1970).—«Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-leonesa (NO. de España)». *Tesis Doct. Univ. Salamanca*, 283 pp.
- (1974).—«Estudio petrológico y geoquímico del granito de Ancares (Asturias-Lugo) (España)». *Estudios Geológicos*, vol. XXX, pp. 167-178. Instituto Lucas Mallada CSIC (España).
- WALTER, R. (1963).—«Beitrag zur stratigraphie das Kambriums in Galicien (Nordwest-Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, t. 117, pp. 360-371. Stuttgart.
- (1966).—«Resultado de investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO. España)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 89, pp. 7-16. Madrid.
- (1968).—«Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70. Stuttgart.
- ZAMARREÑO, I. & PEREJON (1976).—«El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España); tipos de facies y faunas de Arqueociatos». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L. & JULIVERT, M. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.