



IGME

192

11-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LUCILLO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LUCILLO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: Félix Velando, Ldo. en Ciencias Geológicas; Francisco Orviz, Ing. de Minas; Jerónimo Matas, Ldo. en Ciencias Geológicas, y A. Pérez Estaun, Dr. en Ciencias Geológicas.

En la *Memoria*: Félix Velando y Jerónimo Matas, Ldos. en Ciencias Geológicas

En *Petrografía*: F. J. Martínez, Dr. en Ciencias Geológicas.

En *Paleontología*: A. Marcos, Dr. en Ciencias Geológicas, y H. Mansilla, Ing. de Minas.

Supervisión IGME: L. R. Rodríguez Fernández, Ldo. en Ciencias Geológicas.

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 - 24.121 - 1981

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

INTRODUCCION

En la Hoja de Lucillo afloran fundamentalmente terrenos paleozoicos, que hacia el Este son recubiertos por materiales neógenos de la Cuenca del Duero.

Está comprendida en la zona Asturoccidental-leonesa y presenta las características paleogeográficas y estructurales señaladas para ello por LOTZE (1945) y MARCOS (1973).

Aparte de algunas referencias antiguas, los trabajos concernientes a esta Hoja se deben fundamentalmente a: P. H. SAMPELAYO (1951), P. MATTE (1968) y G. NOLLAU (1968). Recientemente, PEREZ ESTAUN (1975), en su área de tesis, divide la zona Asturoccidental-leonesa en una serie de dominios: Dominio del Navia y alto Sil, Dominio del Manto de Mondoñedo-Peñalba y Dominio de Truchas; en estos dos últimos está situada el área de estudio.

En esta Hoja, las grandes estructuras siguen aproximadamente la dirección hercínica NO-SE. Se trata de pliegues de gran envergadura e importantes cabalgamientos. En relación con los primeros se desarrolla esquistosidad de flujo y metamorfismo regional de bajo grado.

Intercaladas en el Cámbrico-Ordovícico Inferior hay manifestaciones efusivas de poco espesor, estudiadas por NOLLAU (1965). También existen estratos con aportes volcánicos durante el Ordovícico Inferior y Medio.

1 ESTRATIGRAFIA

Los materiales paleozoicos abarcan desde el Cámbrico Inferior al Silúrico.

A pesar de la gran homogeneidad litológica (predominio de sedimentos detríticos) existen profundas diferencias cronoestratigráficas. Dado que la

posición actual de las distintas formaciones paleozoicas está condicionada por la tectónica, que ha implicado traslaciones más o menos importantes, es difícil reconstruir su disposición original en la Cuenca.

Para su estudio se divide la Hoja en tres zonas, que se corresponden a tres grandes estructuras de extensión regional, ya citadas por otros autores (MATTE, 1968; PEREZ ESTAUN, 1975) y que de Sur a Norte son: a) Sinclinal de Truchas; b) Sinclinal de Peñalba, y c) Anticlinorio de Somoza.

La formación que se atribuye a la Serie Cándana-Herrería se estudia aparte, ya que está limitada por dos importantes accidentes tectónicos y no tiene continuidad estratigráfica con ninguna de las series de los anteriores dominios dentro de la Hoja.

La estratigrafía es diferente en las tres zonas. Los límites entre ellas se han señalado fundamentalmente en base a criterios estructurales que pueden no coincidir con sus ámbitos sedimentarios.

Los depósitos rojos, poco potentes, que afloran en la zona oriental de la Hoja son de origen continental. Se les atribuye al Neógeno.

1.1 CAMBRICO INFERIOR. FORMACION CANDANA (CA₁)

El Cámbrico Inferior está representado por la Formación Cándana (independientemente de la Caliza de Vegadeo, cuya descripción se hará en otro apartado) denominada así por LOTZE (1967) y Herrería por COMPTE (1908).

Aflora en una estrecha banda que, con dirección NO-SE, atraviesa la Hoja desde Bouzas, pasando por el sur de Filiel hasta desaparecer bajo los depósitos Neógenos; se presenta muy replegada e incompleta, ya que está limitada al Norte y al Sur por dos grandes accidentes de cuya naturaleza se tratará en el capítulo de Tectónica.

El límite Norte, con la Serie de los Cabos, presenta claras muestras de tectonización, siendo también muy característica la presencia de varios puntos de intercalaciones calizas con margas blancas y negras. El contacto meridional es más problemático, dada la similitud litológica del tramo superior de Cándana con las Pizarras de Luarca que lo limitan. Su trazado se basa fundamentalmente en la presencia de un conglomerado, situado muy cerca del límite superior del Cándana aflorante. Existen también otros criterios menos determinantes, como son la presencia de una pequeña depresión en el contacto donde son muy abundantes los cuarzos de exudación y la existencia de algún punto de señales de tectonización.

La serie presente en la Hoja es parcial, mostrando únicamente el tramo medio y superior de la sucesión (faltan los paquetes cuarcíticos de la base y los tramos carbonatados potentes que les siguen).

Se trata de una sucesión que desde el límite inferior tectónico, hacia el techo, consta de los siguientes tramos:

a) Alternancia de pizarras y cuarcitas con intercalaciones calcáreas discon-

tinuas cuya potencia oscila entre 0,20 y 4 metros (se trata de calizas marmóreas, dolomías y calcoesquistos, en los cuales y debido a la recristalización y tectonización, es difícil observar las estructuras sedimentarias originales). Potencia 90 metros.

- b) Serie detrítica formada por finas alternancias de areniscas feldespáticas de grano muy fino y pizarras negras satinadas. Dentro de ellas destacan algunos estratos (10-20 cm.) de cuarcitas esquistosas. El aspecto en campo de este tramo es muy característico por su laminación y disposición (en él son frecuentes las trasposiciones, observándose a veces «internal boudinage»). Potencia 300 metros.
- c) Destaca por su continuidad un nivel de pizarras arcillosas negras, sin brillo, grafíticas, con óxidos de hierro, fácilmente deleznales; su potencia no sobrepasa los 5 metros en esta Hoja, aunque adquiere mayor desarrollo en las Hojas colindantes.
- d) Al techo de las pizarras anteriores se encuentra un conglomerado muy continuo. Hacia el Oeste, y fuera de la Hoja, aumenta considerablemente de potencia (alcanza los 60 metros), donde ha sido denominado por PEREZ ESTAUN (1975) Conglomerado de Peñalba (CA₁cg). En la zona estudiada su potencia es del orden decimétrico, excepto al Oeste de Pobladura de la Sierra, donde llega a tener más de 3 metros, en varias capas, que se acuñan hacia los extremos.

Al microscopio se observa formado por granos de cuarzo con extinción ondulante en una matriz con textura granoblástica. En el campo son difícilmente visibles los granos de cuarzo alargados según la esquistosidad principal que se desarrolla en la matriz cuarzosa.

En esta zona puede tomarse como nivel guía para marcar la posición estratigráfica, y por esa causa se ha representado en la cartografía aun exagerando su potencia. Por encima del conglomerado y hasta el límite superior, siguen pizarras negras y localmente algún estrato de cuarcita y más raramente de caliza. Potencia aproximada 10-20 metros.

En el ámbito de la Hoja no han sido hallados fósiles que permitan confirmar la edad Cámbrico Inferior atribuida a esta formación.

En la zona Asturoccidental-leonesa se han encontrado trilobites y arqueociatos en la parte superior de la Formación (LOTZE, 1961; SDZUY, 1961; DEBRENNE y LOTZE, 1963) e icnofósiles diversos (*Cruziana*, *Astropolithon*, *Rusophicus*, etc.) en varios niveles de la misma, que atestiguan su atribución al Cámbrico Inferior.

1.2 DOMINIO DEL ANTICLINORIO DE SOMOZA

Ocupa la mayor parte de la zona estudiada, al norte de una línea imaginaria que con dirección hercínica seguiría el curso del río Duerna hasta Pobladura, y desde allí al arroyo de Piedrafita.

Los materiales expuestos en el núcleo del anticlinal (además de la Caliza de Vegadeo) son conocidos regionalmente con la denominación de Serie de los Cabos. En el ángulo NE, concordantemente sobre la cuarcita culminante de esta serie, se depositan pizarras del Ordovícico Medio, quedando interrumpida la serie por el cabalgamiento que desde Molinaseca discurre por la Hoja de Bembibre. Al norte de este accidente y formando parte del Sinclinal de Castrillo, afloran nuevamente pizarras del Ordovícico Medio y cuarcitas del Ordovícico Superior?

1.2.1 CAMBRICO INFERIOR-MEDIO. CALIZA DE VEGADEO (CA₁₋₂)

Se encuentra en relación con el cabalgamiento que discurre por la zona central de este dominio (Prada, Compludo, Espinoso, etc.). Sus afloramientos son discontinuos, siendo muy difícil precisar si se encuentra en su posición normal respecto a la serie de los Cabos o se trata de laminaciones originadas por el citado cabalgamiento. Parece confirmar esta segunda hipótesis la heterogeneidad de afloramientos; se trata de retazos calizo-dolomíticos, o bien de calcoesquistos, de restos de calizas margosas y margas, o de microbrechas grisáceo-amarillentas con aspecto estratiforme, donde coexisten elementos silíceos y carbonatos. El afloramiento más extenso se encuentra en los alrededores de Espinoso de Compludo; allí puede obtenerse el corte siguiente, en la base: Pizarras, esquistos de sericita y cuarzo, milonizados con intercalaciones de dolomías, microbrechas amarillentas y calcoesquistos grisáceo-amarillentos, 20 metros, siguen 5 metros de calizas marmóreas negras, y a continuación margas, calcoesquistos, cuarcitas y pizarras de potencia muy variable. En cartografía se ha representado la zona brechoide y los afloramientos calizos.

Hacia el Oeste la Caliza de Vegadeo (Hojas de Silván y Ponferrada) adquiere mayor desarrollo. En esta última se han encontrado fósiles (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975, y ZAMARREÑO et al., 1975), que permiten atribuir la base de esta formación al Cámbrico Inferior. Respecto a la edad del techo, los únicos datos existentes proceden de otras áreas, y se refieren a trilobites localizados en la parte baja de la Serie de los Cabos (SDZUY, 1971) que corresponden ya al Cámbrico Medio. ZAMARREÑO et al. (1975), por comparación con el miembro alto de la Caliza de Láncara (de la zona Cantábrica) le atribuye edad Cámbrico Medio.

Por tanto, se atribuye a la Caliza de Vegadeo una edad Cámbrico Inferior-Medio.

1.2.2 CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR (CA₂-O₁). SERIE DE LOS CABOS

Ocupa prácticamente la totalidad del área correspondiente al dominio del Anticlinorio de Somoza.

No puede establecerse una sucesión completa debido a los accidentes tectónicos que la afectan. Está constituida por una potente sucesión que alcanza los 2.000 metros de sedimentos detríticos marino-someros. Existen notables diferencias entre la serie situada al Norte y al Sur del cabalgamiento, por lo cual se describirán separadamente.

En la parte septentrional, si se admite un hundimiento de la serie hacia el Este, como se comprobará en el apartado de Tectónica, se diferencia un tramo eminentemente cuarcítico en la base (Cuarcitas de Compludo). Se trata de cuarcitas amarillentas en estratos de varios metros con intercalaciones de pizarras grises arenosas, que en conjunto alcanzan los 250 metros; sigue una serie de alternancias típicas en los Cabos, de pizarras gris amarillentas con bancos de cuarcitas y areniscas de orden decimétrico. La proporción de pizarras sobre las cuarcitas es bastante mayor que en el tramo anterior, pero varía localmente. Es digno de señalar la existencia de niveles, con una fina laminación, muy ricos en albita y clorita, por lo que se le podría atribuir un posible origen volcánico. Potencia 1.600-1.700 m.

Hacia el Este la serie se hace más pizarrosa. Cerca del techo de la sucesión, que culmina con las Cuarcitas de la Maluenga, se destaca en la topografía un nivel fundamentalmente cuarcítico de unos 80-100 m. de espesor.

La Serie de los Cabos, situada al sur del cabalgamiento de Compludo, se diferencia de la descrita anteriormente por su monotonía, ya que se trata de un conjunto de alternancias pelítico-psamíticas, en las que no destacan los potentes niveles de cuarcitas allí descritas, siendo también mayor la fracción pelítica dentro de estas alternancias. Intercalados en la serie, se localizan unos filones-capa de diabasas (ξ) cuya textura y mineralogía están modificadas por el metamorfismo regional (se describirán más detalladamente en el apartado de Petrografía).

Tanto en un sector como en otro, en la Serie de los Cabos son frecuentes estructuras sedimentarias como estratificaciones cruzadas normalmente tabulares, laminaciones paralelas, laminación «flaser», ripples y loads casts. Son frecuentes los icnofósiles (*Skolithus*, *Crucianas*, etc.).

Siguiendo el modelo sedimentológico propuesto por BALDWIN (1975) en la Costa Cantábrica para la Serie y perfectamente aplicable en esta área, la Serie de los Cabos está constituida por depósitos marinos someros con gran variedad de facies, intermareales, barras de arena, etc.

Regionalmente se le atribuye una edad Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, en base a los yacimientos de trilobites que se encuentran en la parte más baja, y a las diferentes especies de icnofósiles localizadas a lo largo de toda la serie (*Cruziana semiplicata* SALTER, *Cruziana rugosa* y *furcifera* D'ORBIGNY, etc.).

1.2.3 ORDOVICICO INFERIOR-MEDIO (O₁₋₂). CUARCITAS DE LA MALUENGA

En el flanco Norte del anticlinorio de Somoza, al techo de la Serie de los Cabos, se ha cartografiado un tramo eminentemente cuarcítico de 120-130 metros de potencia que podría representar a las cuarcitas del Arenigiense. Se trata de estratos cuarcíticos de 30-50 m. con algunas intercalaciones de pizarras y cuarcitas en capas más delgadas. El paso a las pizarras suprayacentes, se hace a través de una serie de alternancias de pizarras negras, cuarcitas y areniscas (10 metros) equivalentes a la Serie de Transición.

Por correlación estratigráfica se le atribuye edad Ordovícico Inferior, paso al Ordovícico Medio.

1.2.4 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR. PIZARRAS NEGRAS DEL SINCLINAL DE CASTRILLO (O₂₋₃)

Encima del tramo descrito anteriormente, sigue un paquete de pizarras arcillosas oscuras, prácticamente sin componentes arenosos, intensamente plegadas con una esquistosidad de flujo. La serie queda cortada por el cabalgamiento de la Maluenga. Al N de éste, afloran términos altos de la sucesión; se trata de una monótona serie de pizarras arcillosas, oscuras, gris azuladas. Cabe señalar que el tramo intermedio de la serie donde existen areniscas, cuarcitas e intercalaciones de Fe sedimentario, no aflora debido al cabalgamiento anteriormente citado.

En esta área no se han encontrado fósiles pero en áreas vecinas existen numerosos yacimientos de graptolítidos (VELANDO y MARTINEZ DIAZ, 1973; PEREZ ESTAUN, 1974) que permiten atribuirlos al Ordovícico Medio.

1.2.5 ORDOVICICO SUPERIOR. CUARCITA DE BRAÑUELAS (O₃)

Concordantes con las pizarras del tramo anterior, se encuentra un paquete de cuarzoarenitas de unos 150 m. de potencia, sobre el cual descansa fuera de la Hoja un tramo de pizarras y ampelitas limosas con fauna silúrica.

Se trata de cuarzoarenitas, con matriz arcillosa, abundante mica blanca detrítica y con algunas intercalaciones de pizarras.

No existen criterios paleontológicos para precisar su edad. Siguiendo ideas de geología regional, se atribuyen al Ordovícico Superior, sin prejuicio de que posteriores trabajos puedan asignarle edad cierta que bien podría ser Silúrica.

1.3 DOMINIO DEL SINCLINAL DE PEÑALBA

Lo constituye una estrecha franja de materiales que comprenden desde el Ordovícico Inferior hasta el Silúrico inclusive, y que con dirección NO-SE

van desde el sur de Bouzas hasta el arroyo de Valdespino, al sur de su confluencia con el río Duerna, donde desaparecen bajo los depósitos neógenos continentales.

Es importante destacar una serie de hechos estratigráficos, que marcan profundas diferencias con los dominios adyacentes. Son la existencia de una potente serie de alternancias pelítico-psamíticas, situadas al muro de las pizarras de Luarca, sin que afloren los niveles característicos de cuarcita del Arenigiense, de gran importancia en el Dominio más meridional.

Las pizarras del Ordovícico Medio tienen la misma litología que en toda la zona, pero su potencia es muy inferior, lo que da lugar a que se especule sobre la existencia de un umbral durante el Ordovícico Medio (PEREZ ESTAUN, 1975). Por último, los términos superiores presentan rasgos interesantes a destacar: existe una importante discordancia en la base del Silúrico, que hace que se deposite en el flanco N del sinclinal directamente sobre el Ordovícico Inferior. En la base del Silúrico se encuentran unas calizas de gran potencia en algunos puntos, aunque generalmente aparecen de forma discontinua, así como un «hard-ground» que a veces llega a 2 m. de potencia. Hacia el O (fuera de la Hoja), sobre el Silúrico se sitúa el Devónico calcáreo que constituye el núcleo del sinclinal.

Los límites de este dominio quedarían, según los criterios anteriormente expuestos, de la siguiente manera: el norte lo marca el gran accidente tectónico que lo pone en contacto con los materiales de la formación Cándana-Herrería; el meridional podría tomarse según una línea imaginaria que pasase por el flanco norte del Anticlinorio del Teleno.

1.3.1 ORDOVICICO INFERIOR-MEDIO (O₁₋₂)

Aflora en dos bandas continuas, en los dos flancos del Sinclinal de Peñalba.

Es una alternancia de pizarras y cuarcitas, de espesor variable.

NOLLAU (1966) y otros autores consideran que se trata de una serie de transición entre las cuarcitas del Arenigiense y las pizarras del Llandello, esto es difícil de comprobar, pues se observa que precisamente en el flanco N del Anticlinorio del Teleno, la serie de transición definida con propiedad, tienen muy poca potencia y una litología de grandes bancos de areniscas con esquistosidad, no reconocibles en el tramo que se describe. En la zona oriental se presenta con una potencia mínima de 200 metros, sin que se encuentre un tramo de cuarcitas comparable a la cuarcita armoricana. Por ello se considera este tramo como un cambio lateral de facies de la cuarcita del Arenigiense y la serie de transición; sin embargo, hay que tener presente que no se ha encontrado fauna, ni cambios litológicos que permitan

definir el muro, por lo cual queda abierta la posibilidad de la existencia en profundidad de la cuarcita armoricana o de la Serie de los Cabos.

En el flanco S del Sinclinal de Peñalba esta formación la constituyen una alternancia de cuarcitas y pizarras que hacia el SO presenta poca potencia en afloramiento; las cuarcitas son grises, en bancos métricos, localmente de varios metros, muy recrystalizadas, alternando con pizarras grises oscuras con abundantes micas detríticas. Hacia el techo el contacto con las pizarras superiores es gradual, disminuyendo la potencia en las cuarcitas hasta el orden decimétrico.

Esta misma banda hacia el NO se hace más pizarrosa, disminuyendo la potencia de los bancos cuarcíticos; básicamente es una alternancia de pizarras negras y grises, lustrosas, con cuarcitas grises recrystalizadas, variando la abundancia relativa según los tramos; hacia el techo se observan algunos bancos más pizarrosos con una fina laminación, abundantes pistas (Scolicia, etc.) y estructuras sedimentarias. Localmente y hacia el techo se encuentran areniscas ferruginosas y pizarras detríticas que podrían corresponder a la serie de transición típica definida del Anticlinorio del Teleno.

Se ha cartografiado un nivel formado por material vulcanosedimentario (O_{1-2}^V) y que aparece interestratificado hacia el techo de la formación constituyendo un pequeño anticlinal al SO de Molinaferrera, junto al arroyo del Cabrito. Estas intercalaciones son frecuentes regionalmente en el Ordovícico.

Los icnofósiles encontrados no permiten datar estos materiales. NOLLAU (1968) cita la presencia de *Cruciana golfussi* ROUAULT. Si se correlacionan los términos superiores con la serie de Transición definida en el dominio de Truchas como tránsito del Ordovícico Medio, se podría asignar a toda esta formación una edad Ordovícico Inferior, paso al Ordovícico Medio.

1.3.2 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR (O_{2-3}). PIZARRAS DE LUARCA

Presenta una litología común, en toda la zona Asturoccidental-leonesa. Son pizarras negras y grises, lustrosas, con cubos de piritita diseminados, marcada pizarrosidad y gran consistencia.

Es importante señalar su poca potencia en este dominio. En el flanco N del Sinclinal de Peñalba, donde localmente el Silúrico se deposita en discordancia sobre el Ordovícico Inferior, puede que exista algún retazo de estas pizarras, pero, debido a que el contacto está retocado por fallas y a la similitud litológica con los tramos adyacentes, no es fácil precisarlo. En la franja más septentrional, la serie aparece cortada por el cabalgamiento sobre la Serie de Cándana.

La franja más meridional de Pizarras de Luarca alcanza una potencia de 100 metros en las zonas central y oriental respectivamente, potencia que disminuye hacia el Oeste, de tal forma que en el camino del Morredero no sobrepasa los 10 metros.

Si bien en esta Hoja no se ha encontrado fauna, las numerosas dataciones regionales permiten atribuir este tramo al Ordovícico Medio-Superior.

1.3.3 SILURICO: CALIZA AQUIANA (Sc) Y TRAMOS PELITICOS (S)

La sedimentación continua y de características muy similares que viene desarrollándose desde el Cámbrico, se interrumpe al final del Ordovícico Superior, representado en amplios sectores de la zona Asturoccidental-leonesa por las turbiditas de la Formación Agueira, que indican ya la existencia de una cierta inestabilidad en la cuenca. Los materiales silúricos Inician su depósito con calizas arrecifales sobre diferentes pisos, lo cual da idea de una acordancia enmascarada por las fases tectónicas, fundamentalmente por la primera en la que se genera una esquistosidad de flujo muy marcada en los materiales pelíticos.

Si se analiza la irregular distribución regional de los afloramientos silúricos, sorprende que, en este dominio, se disponga en una estrecha franja, muy uniforme, de gran longitud y paralela a las estructuras hercínicas, lo cual hace pensar en una disposición inicial dirigida por estructuras incipientes sinsedimentarias.

Caliza Aquiana.—En la base del Silúrico? aparece un tramo carbonatado conocido regionalmente como calizas de la Aquiana, muy potentes en el extremo occidental y en la Hoja adyacente (Silván), hacia el Este disminuyen rápidamente de espesor, encontrándose únicamente como lentejones arrosariados a modo de boudins a lo largo del contacto; en ambos flancos del sinclinal y con señales de tectonización. Esta disposición puede ser debida en parte a estiramiento tectónico. En cartografía, sobre todo hacia el E se ha exagerado su potencia para poder representarlos. Se trata de calizas mármóreas blancas, con un fino bandeado gris, masivas, con gran abundancia de restos de briozoos y crinoides; localmente tienen tramos de calizas arenosas. NOLLAU (1968) cita en ellos braquiópodos (*Rhynchonella* y *Orthoceratites*).

La edad de esta formación es bastante problemática. MATTE (1968) atribuyó estas calizas al Ashgill por su parecido con otras calizas de equinodermos en la Cordillera Ibérica. En la presente Hoja se le atribuye al Silúrico, con las naturales reservas, dado que si se observa la cartografía, aparece claramente asociada a las ampelitas silúricas y discordantes sobre los tramos inferiores.

En la base del Silúrico s.s. se encuentra un hard-ground (formado por la acreción de suelos ferrolíticos) que adquiere gran desarrollo (hasta dos metros de potencia) donde no afloran las calizas de la Aquiana. Localmente aparece también un estrato de 1 metro de cuarcita.

Tramos pelíticos (S).—La sucesión sigue con unas pizarras negras y am-

pelitas, que constituyen un nivel guía por su color negro, que destaca claramente en el campo del resto de las formaciones.

La potencia, bastante uniforme, puede establecerse en 250 m.

Son pizarras y ampelitas negras grafitosas con óxido de hierro, que se presenta en cubos de pirita en las zonas menos ampelíticas, y a veces en nódulos. Una característica muy llamativa son unas venillas de caliza que las recorren transversalmente a la esquistosidad. Otro criterio importante para diferenciar estas pizarras es su contenido en cloritoide, pretectónico respecto a la primera fase de deformación.

Contiene abundantes faunas de graptolites: *Monograptus comunis* (LAP. W.), *Monograptus priodon* (BRONN.), *Monograptus riccartonensis* (LAP. W.), *Monograptus chimaera* (BARR.), *Monograptus roemeri* (BARR.), *Monograptus* sp. y tallos de Crinoideos, que van desde el Llandovery hasta el Ludlow y trilobites que indican una edad Wenlock (NOLLAU, 1965, 1966).

1.4 DOMINIO DEL SINCLINORIO DE TRUCHAS

El dominio más meridional o del Sinclinorio de Truchas, incluye un conjunto de materiales que siguiendo la dirección hercínica ocupan la esquina SO de la Hoja. Del conjunto de términos que incluye este dominio, solamente afloran en la Hoja los tres intermedios, faltando el más bajo formado por el potente complejo pizarroso con intercalaciones cuarcíticas infrayacentes a la cuarcita armoricana y los superiores (Formación Agúeira y tramos silúricos).

En el área de este dominio se desarrolla el Anticlinorio del Teleno, estructura de gran envergadura, formada básicamente por una serie de pliegues similares bastante apretados. En el núcleo de este anticlinorio aflora la cuarcita del Arenigiense, sobre la cual descansa la Serie de Transición que da paso a las pizarras del Ordovícico Medio (Pizarras de Luarca).

1.4.1 ORDOVICICO INFERIOR (O₁)

Potente sucesión de cuarcitas blancas muy recristalizadas de gran dureza que dan un relieve muy característico, con grandes alturas (Teleno, 2.188 metros) en las que se forman extensos canchales donde es fácil encontrar bloques de hasta varios metros cúbicos.

Están dispuestas en estratos muy potentes (del orden métrico) separadas por niveles de pizarras lustrosas y areniscas de varios decímetros. En el flanco norte del anticlinorio, si bien el espesor de los estratos de cuarcita se mantiene constante, aumenta la cantidad de pizarras en los niveles de separación.

Al no observarse el muro, la potencia estimada de 300 metros representa solamente la serie aflorante.

Son ricas en estructuras sedimentarias primarias, estratificación cruzada, marcas de corriente, etc., y pistas de trilobites: *Cruciana rugosa* (D'ORBIGNY), *Cruciana furcifera* (D'ORB.), *Cruciana goldfussi* (ROUAULT). Esta asociación, junto a sus características litoestratigráficas, permiten atribuir estos niveles al Arenigiense.

1.4.2 ORDOVICICO INFERIOR-MEDIO. SERIE DE TRANSICION (O₁₋₂)

El paso de las cuarcitas del Arenigiense a las pizarras del Ordovícico Medio es gradual y viene dado por una sucesión de pizarras, areniscas y cuarcitas que presenta caracteres diferentes en uno y otro flanco del Anticlinorio del Teleno.

En el flanco sur, el límite se establece inmediatamente encima de unos grandes estratos de cuarcita blanca; se inicia por una alternancia de cuarcitas grises y areniscas en bancos de orden decimétrico con niveles de varios metros de pizarras negras. La proporción de pizarras aumenta conforme se asciende en la serie, hasta desaparecer totalmente los niveles de cuarcita y arenisca; en ese punto se marca el límite con la formación suprayacente (Pizarras de Luarca).

En los estratos de cuarcita y arenisca, por razones de competencia, adquieren un notable desarrollo las estructuras de primera fase, observándose numerosas charnelas de pliegues similares con esquistosidad de plano axial en abanico, pliegues falla, boudinage, etc.

Hacia el techo de la Serie de Transición, se encuentran varios estratos, cuyo número y potencia varía lateralmente, de areniscas ferruginosas, con óxidos de Fe en oolitos y matriz de igual mineralogía. Proporcionan gran cantidad de cantos ferruginosos en toda la ladera sur.

La potencia de la Serie de Transición es aproximadamente de 150 metros.

En el flanco norte y comprendiendo el cierre periclinal de la estructura, la serie presenta características algo diferentes. Es más difícil establecer el límite con el tramo infrayacente, como ya se ha descrito. En el techo del Arenigiense las cuarcitas tienen gran cantidad de pizarras intercaladas.

La serie de transición está formada aquí por pizarras negras muy arenosas con intercalaciones de estratos decimétricos de cuarcita y bancos de areniscas, en algunos casos feldespáticas. No se han encontrado indicios de areniscas ferruginosas. Potencia aproximada, 50 metros.

Como datos para fijar su edad, se conoce la existencia de *Didymograptus* en la base de las pizarras de Luarca (PEREZ ESTAUN, 1975) dentro de este dominio, asimismo, y en los afloramientos de la Serie de Transición, se han localizado icnofósiles (*Cruciana* cf. *goldfussi*, ROUAULT). En base a lo expuesto se sitúa cronológicamente a la Serie de Transición en el paso del Ordovícico Inferior al Ordovícico Medio.

1.4.3 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR (O_{2-3}). PIZARRAS DE LUARCA

Por último, concordante con los tramos anteriores, se deposita una potente serie pizarrosa con algunas intercalaciones arenosas y vulcanosedimentarias.

Es una serie pelítica con una pizarrosidad muy marcada (debida a la primera esquistosidad) y de gran consistencia; predominan los colores grises y negros, abundan los cubos de pirita, a veces de tamaño considerable.

Al sur del Picón se ha cartografiado uno de los niveles vulcanosedimentarios (O_{2-3}^V), frecuentes en estas formaciones, sobre todo en el tramo inferior de estas pizarras, como se comprueba en áreas próximas, más al Sur. Se ha citado, PEREZ ESTAUN (1975) y en la elaboración de la Hoja de Castrocontrigo, hallazgos de fósiles que confirman la edad Ordovícica de estos materiales.

Más al Sur las pizarras, al subir en la Serie, tienen intercalaciones arenosas, sus dimensiones varían de unos metros a varias decenas. Los lentejones más pequeños suelen acuñarse o pasar lateralmente a pizarras.

Por sus dimensiones se ha cartografiado (O_{2-3}^A) una alternancia de pizarras y areniscas amarillentas, con algunos estratos de cuarcitas; éstas presentan grandes estructuras sedimentarias de carga y nódulos de compactación de gran tamaño.

Este término (O_{2-3}) no aflora en su totalidad, por lo que la potencia es deducida de estudios en áreas adyacentes, que dan aproximadamente 700 a 800 metros.

Como se ha citado repetidas veces, se atribuye edad Ordovícico Medio a estas pizarras.

1.5 NEOGENO (T_c^B)

Discordantes y suprayacentes sobre las formaciones anteriormente descritas, se sitúan unos sedimentos, esencialmente terrígenos, que si bien dentro de la Hoja y en los afloramientos observados, no existen criterios para atribuirle una cronología cierta, regionalmente, trabajos y dataciones recientes, en la serie de Astorga-Benavides, donde esta formación se encuentra discordante sobre sedimentos del Mioceno Medio-Superior, han permitido datarlos como Pontiense y posible Plioceno Inferior.

Por las características observadas en esta formación, podrían establecerse dos zonas dentro de los afloramientos de la Hoja: El sector SE y el NE.

1.5.1 EL SECTOR SE

Se caracteriza por la abundancia de depósitos terrígenos groseros y por su colorido rojizo y amarillento. En conjunto los afloramientos muestran una secuencia lateral grano-decrecientes de NO a SE. Los sedimentos están

constituidos esencialmente por conglomerados de cantos de cuarzo, cuarcita y arenisca muy redondeados en una matriz arenoso-lutítica de color rojizo o amarillento. Esporádicamente puede observarse cantos de pizarra y cantos blandos.

Los conglomerados normalmente presentan un buzamiento original inferior a los 10° y se sitúan rellenando paleocanales en contacto erosivo con la secuencia infrayacente, dando como resultado una superposición de secuencias grano-decrecientes en la vertical.

Las arenas presentan estratificación cruzada en surco, de media escala, y las capas lutíticas laminación paralela y cruzada.

Las concentraciones diferenciales de carbonatos, óxidos de hierro y materia orgánica originan texturas moteadas, visibles, por el cambio de color rojizo a gris en estos sedimentos lutíticos.

Localmente los conglomerados tienen cambios laterales de potencia y sufren acuñamientos o bien se disponen en paleocanales aislados en forma de lentejones dentro de las secuencias terrígenas más finas.

El relieve paleozoico ha influido decisivamente en la estructura de estos depósitos; como puede observarse en diversos afloramientos, el eje mayor de los paleocanales se adapta a los paleovalles premiocenos, condicionando la dirección de aportes y las secuencias grano-decrecientes en la horizontal en el sentido anteriormente citado.

1.5.2 SECTOR NE

Los sedimentos terciarios que afloran en el sector Centro y NE de la Hoja, presentan variaciones litológicas sensibles con los anteriormente citados. Pueden resumirse en las siguientes: El volumen de terrígenos finos, lutitas en general, con relación a las fracciones groseras es muy superior; los esporádicos afloramientos de conglomerados, no presentan una estructura definida (paleocanales, bancos, etc.), antes, al contrario, se encuentra en mezcla íntima con la matriz (trama abierta). Su redondeamiento es muy nulo o muy pequeño, y por último su composición litológica es igualmente diferente con un porcentaje de pizarras y esquistos mayoritario.

Normalmente el color es rojo, sin apenas variaciones en todos los puntos observados. La estratificación es difusa o masiva y no se observan en ningún punto estructuras sedimentarias.

Medio sedimentario.—Si bien para el sector SE es claro que se trata de sedimentos fluviales de alta energía, pero con unas directrices de aporte bien definidas, las características de los depósitos del sector NE tipo conglomerado esencialmente nos hace pensar en una serie intermitente de descargas terrígenas con alternancia muy esporádica de régimen fluvial de alta energía.

1.6 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Las formaciones cuaternarias no son demasiado extensas; pueden diferenciarse los materiales principalmente aluviales del centro y norte de la Hoja y los depósitos de origen glaciario y periglacial de la zona meridional.

En cuanto a los segundos, el glaciario alcanzó cierta importancia en las cotas más altas, especialmente en las laderas de la Sierra del Teleno. La acción erosiva de los glaciares cuaternarios se manifiesta de forma patente por los depósitos morrénicos, constituidos fundamentalmente por materiales cuarcíticos y arenas gruesas, por los circos de paredes verticales y fondos planos y por algunas pequeñas lagunas colgadas. Se observan varios episodios glaciares, el último de ellos dio lugar a los depósitos actuales más altos. Estos materiales glaciares están retocados por las aguas torrenciales y se pueden considerar como fluvio-glaciares (QGL).

Posiblemente relacionado con fenómenos de gelifracción se ha desarrollado los enormes canchales de cuarcitas que aparecen en las laderas del Teleno (QL).

En la zona centro y oriental se observa una superficie de erosión, que peneplaniza esencialmente el Terciario, afectando de forma diferencial al Paleozoico de los bordes, según su litología.

Fundamentalmente se trata de un glacis de erosión, si bien, y a favor del relieve originado, existen depósitos de poca extensión y espesor.

Los escasos afloramientos están constituidos por conglomerados de cuarcitas, muy bien redondeados, con una débil película de alteración ferruginosa en una matriz arenoso-lutítica muy escasa. El color es amarillento-blanquecino y no se ha encontrado ningún tipo de estructuras sedimentarias.

El redondeamiento de las cuarcitas y de la fracción arena gruesa, aún teniendo en consideración que se trata de sedimentos policíclicos, dado el corto recorrido de los materiales, nos hace pensar en un medio fluvial con una red detrítica, con cauces pequeños y variables, intermitentes en sus aportes y energía moderada a alta. La alteración ferruginosa de los bolos de cuarcita, si bien puede ser igualmente heredada, es típica de climas semiáridos.

En relación con los numerosos cursos de agua, se encuentran varios depósitos aluviales, de muy distinta composición, según los terrenos aflorantes en sus cuencas de recepción (QAl). En el río Duerna se ha cartografiado una terraza (Qt) formada por cantos cuarcíticos y materiales arcillosos.

Se ha diferenciado, además, el cuaternario antrópico (QAn), tanto por su considerable extensión como por su litología, formado en su mayor parte por amontonamientos de cantos redondeados, muchos con pátina ferruginosa procedentes de las labores mineras antiguas de lavado de los terrigenos del Neógeno.

Finalmente, se representa en cartografía un Cuaternario indiferenciado (Q) que agrupa depósitos recientes de muy diversos orígenes y cuya atribución a algunos de los cuaternarios citados anteriormente, presenta serios problemas. Por ejemplo, varios pequeños afloramientos junto al río Duerna, formados por el depósito de sedimentos transportados por arrolladas que provienen del Neógeno y de los sedimentos antrópicos sueltos.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

En este capítulo se tratará exclusivamente de los materiales paleozoicos, ya que los depósitos neógenos tienen disposición horizontal.

La estructura de la Hoja, así como el metamorfismo de los materiales, son consecuencia de la orogénesis herciniana. No existe evidencia de fenómenos tectónicos anteriores si exceptuamos las intrusiones diabásicas, el vulcanismo del Ordovícico Medio y la posibilidad de movimientos epirogénicos de no gran importancia.

Se distinguen tres grandes dominios estructurales. Aún cuando los esfuerzos que actuaron sobre los materiales fueran semejantes, se observan netas diferencias en la cartografía, motivadas por la distinta potencia de las series en cada uno de ellos. Así, en los dominios septentrional y meridional con gran cantidad de sedimentos, las megaestructuras son relativamente simples, mientras en el dominio que las separa la cartografía se hace más compleja.

Dentro de la orogenia herciniana pueden distinguirse varias fases de deformación. En relación con una de ellas se desarrollan cabalgamientos que constituyen un rasgo de gran importancia en el contexto estructural de la Hoja.

2.2 FASES HERCINICAS DE DEFORMACION

Las fases de deformación que regionalmente afectan a la zona Asturoccidental-leonesa (MARCOS, 1972; PEREZ ESTAUN, 1975), están bien representadas en el área estudiada.

Las primeras estructuras originadas son pliegues con esquistosidad de flujo, de plano axial; en segundo lugar se observan cabalgamientos que cortan las estructuras precedentes con dirección aproximadamente paralela a ellos y sentido en general hacia el Norte. A estas estructuras se les superpone un plegamiento de la misma dirección, apreciable en las superficies de esquistosidad de la primera fase. Por último, se desarrollan estructuras más superficiales perpendiculares a las anteriores.

Regionalmente se aprecia una fracturación que afecta a todas las estructuras.

2.2.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION

La primera fase de deformación origina estructuras de muy diversos órdenes de dimensiones, desde anticlinorios y sinclinorios que atraviesan la Hoja, hasta estructuras microscópicas. La característica más importante es la génesis de una esquistosidad de flujo de plano axial de los pliegues.

La geometría de los pliegues es variable dependiendo de la naturaleza de los materiales y de su disposición. En general se trata de pliegues cilíndricos en los tramos más cuarcíticos y potentes, hasta similares en las alternancias y en los niveles pelíticos.

La dirección de los pliegues, muy homogénea en toda el área, es N 110-120 E.

En el campo se observan numerosos mesopliegues que representan los pliegues menores asociados a las grandes estructuras originadas durante esta fase; son particularmente interesantes los ejemplos que muestra la Serie de Transición en el Anticlinorio del Teleno y las Cuarcitas de la Maluenga, al este de Rabanal Viejo.

En general, se trata de pliegues asimétricos con vergencia original al Norte, aunque posteriormente ésta fue modificada por fases posteriores.

La esquistosidad varía desde una esquistosidad de fractura dispuesta en abanico en las charnelas de los pliegues de cuarcitas, a una esquistosidad de flujo de plano axial intensamente desarrollada en los niveles pelíticos, donde llega a ser la única superficie visible. La disolución por presión, recristalización y ordenación de minerales micáceos, así como rotación de minerales preexistentes, pueden considerarse como los factores más importantes en la formación de esta esquistosidad.

Se observan dos lineaciones: una en las superficies de estratificación (muy visibles en los estratos cuarcíticos de la Serie de los Cabos) y que representa la intersección de esta superficie con S_1 y otra visible en las superficies de esquistosidad originada por la orientación de minerales, ambas con igual dirección que los ejes de los pliegues.

En relación con esta fase, se observan también boudins, deformación de objetos preorogénicos, estructuras de transposición, etc.

2.2.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Da lugar a cabalgamientos que presentan estructuras menores asociadas. Modifican la disposición de la primera esquistosidad, y a su vez están afectados por las fases posteriores.

En esta Hoja este tipo de estructuras es de enorme importancia; por

su causa se ponen en contacto formaciones de muy distinta edad y ámbito sedimentario, planteando problemas cuya solución sólo se puede apuntar con criterios de geología regional.

Se puede hacer una división, tanto por la naturaleza de la superficie de deslizamiento, como por la disposición actual de los materiales afectados. Un primer tipo incluiría los de Molinaferrera y el de Prada de la Sierra, que muestran una estructura típica de cabalgamiento de materiales más antiguos sobre otros más modernos; su envergadura, aunque es difícil de precisar, no presupone grandes desplazamientos, pues afecta a términos del mismo dominio. Estos cabalgamientos podrían entrar en el esquema de varios autores, en el sentido de que en definitiva son respuestas en forma de fractura al proseguir los esfuerzos que originan los pliegues. Hay que señalar en ellos que la superficie de deslizamiento presenta características comunes, es una superficie de trazado rectilíneo prácticamente paralela a las estructuras, subvertical y con desarrollo de milonitización más o menos acentuado. A este esquema pertenece también el cabalgamiento de la Maluenga, de observación incompleta en esta Hoja.

De muy distinta naturaleza es el accidente tectónico de Pobladura, que presenta grandes diferencias con los anteriores; en primer lugar, superpone materiales más modernos sobre otros más antiguos; esta superposición hace suponer un acortamiento en el espacio de grandes dimensiones, por las potentes series que desaparecen.

Por último, en el campo, la superficie de deslizamiento pasa casi totalmente desapercibida, lo que obliga a buscar criterios de estratigrafía regionales (ya que faltan datos paleontológicos) para explicar este accidente. La presencia del conglomerado de Peñalba ya señalado en el capítulo de Estratigrafía como nivel-guía, y su pertenencia al Cámbrico Inferior, es clara en la nueva carretera de Orense, al O de Toral de los Vados (SO de la Hoja de Ponferrada). En este corte y de S a N puede observarse una sucesión continua desde la Caliza de Vegadeo hasta la parte inferior de la Formación Cándana-Herrería (Cámbrico Inferior) y en él se encuentra el conglomerado de Peñalba, que en esta parte se muestra como microconglomerados y areniscas de grano grueso que muestran importantes paleocanales.

La lectura del mapa parece favorable a la interpretación de este accidente tectónico como una falla normal, dado que al situarse el Cámbrico Inferior en la parte S de la falla y el Ordovícico Inferior y Medio en la parte N, la edad relativa de estos materiales así parece indicarlo. No obstante, una interpretación en este sentido no puede hacerse de forma tan simple, dado que existen pliegues con anterioridad a estas fallas. Es preciso, por tanto, tener en cuenta una serie de hechos a la hora de interpretar esta estructura:

— La naturaleza de la superficie de fractura en los lugares en que se observa, muestra estructuras asociadas, que son las que normalmente carac-

terizan a los cabalgamientos en la Zona Asturoccidental-leonesa (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1975). Así, por ejemplo, en el arroyo de Las Fraguas (al S del camino de Molinaferrera a Pobladura), en las proximidades de esta fractura aparecen pliegues asimétricos que presentan ejes curvados y muy inclinados al E, acompañados de una esquistosidad de crenulación. Los pliegues, de tamaño centimétrico, varían mucho en morfología y la esquistosidad de crenulación que los acompaña presenta un desarrollo muy desigual, presentando siempre fenómenos producidos por disolución por presión (tectonic banding).

La observación de la figura 1 podría explicar este accidente del modo siguiente: El anticlinorio de Toral de los Vados de considerables dimensiones, con núcleo precámbrico, sería cortado por una superficie de deslizamiento más horizontal que la superficie media (RAMSAY, 1977) de los pliegues menores del flanco sur con un desplazamiento hacia el N que no rebasara las dimensiones transversales de la estructura anteriormente citada.

Por otra parte, la existencia de cabalgamientos con posterioridad a los pliegues correspondientes a la primera fase de deformación ha sido plenamente demostrada en la Zona Asturoccidental-leonesa (MARCOS, 1973, Hojas MAGNA núms. 25, 49, 50, 74, 75). Como ejemplos de este hecho general merece la pena destacar el cabalgamiento de Allande (Hojas a Escala 1:200.000 de Avilés y de Cangas de Narcea) que en una gran parte de su trazado pone en contacto los materiales precámbricos del núcleo del Antiforme del Narcea con la Formación Herrería, apareciendo como una falla normal y no es sino en la parte N y en las proximidades de la costa cuando se observa la verdadera naturaleza de este accidente, tratándose de un cabalgamiento que sitúa al Cámbrico Inferior sobre el Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior. Otro claro ejemplo lo constituye la escama de Oscos (Hojas de Vegadeo, Fonsagrada, San Martín de Oscos) en la que en algunos lugares es el Silúrico el que cabalga sobre el Cámbrico, mientras que en otros los materiales cámbricos cabalgan sobre los ordovícicos. Esta aparente contradicción es únicamente explicable si se tiene en cuenta que existen pliegues con anterioridad a los cabalgamientos y que los cabalgamientos cortan oblicuamente a los pliegues.

Por todas estas circunstancias interpretamos el accidente tectónico de Pobladura como un cabalgamiento que corta a pliegues anteriores, de la primera fase de deformación, teniendo en cuenta que una afirmación absoluta en este sentido no puede hacerse.

La dificultad de localizar la zona de cabalgamiento en el campo habría que relacionarla con su génesis, en unas condiciones de presión, temperatura y profundidad muy peculiares, para producir la suficiente plasticidad de los materiales pelíticos.

El cabalgamiento de Molinaferrera nace muy al Oeste, en el flanco inverso del pliegue acostado de Mondoñedo; en la Hoja sigue un trazado

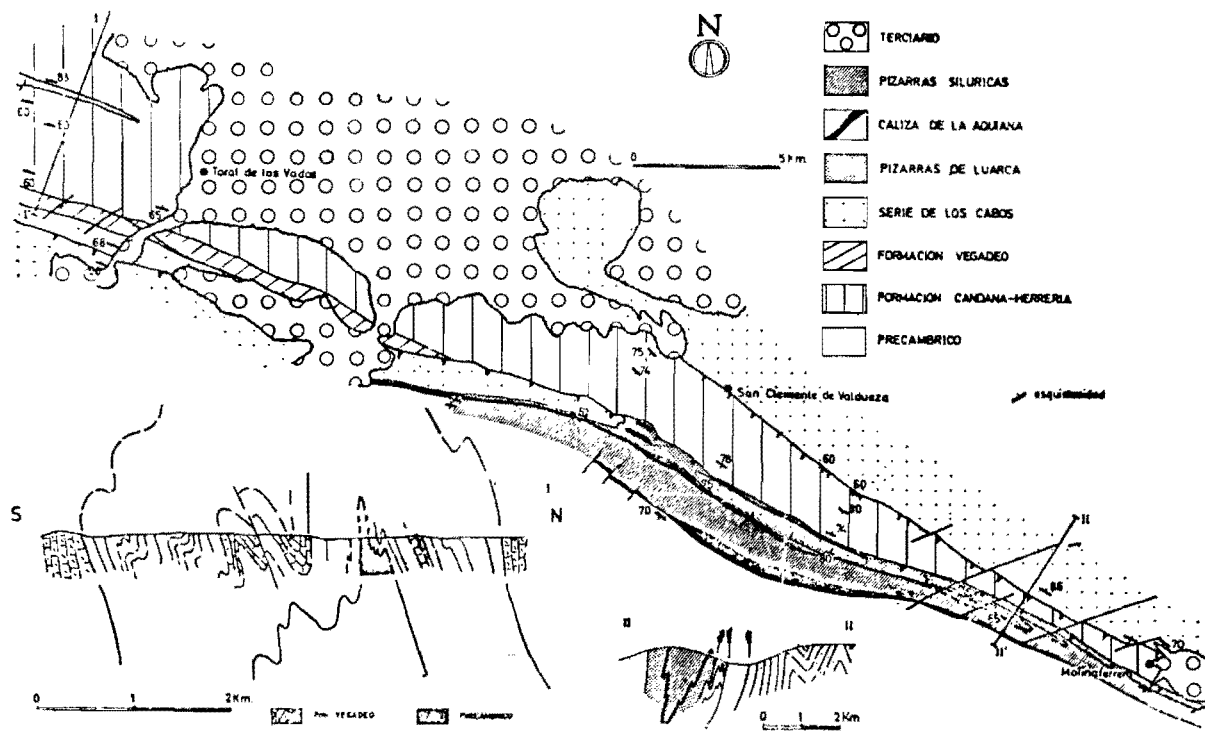


Figura 1

rectilíneo fácilmente cartografiable por la zona tectonizada que le acompaña, a favor de la cual discurre el río Duerna.

La inclinación de la superficie del cabalgamiento se acerca bastante a la vertical; esta posición, como en el resto de los cabalgamientos de la Hoja, es debida a deformaciones posteriores, ya que originalmente el ángulo entre la superficie de cabalgamiento y la horizontal debió ser pequeño.

El cabalgamiento de Prada, situado en el flanco inverso de un pliegue de primera fase, tiene un desarrollo mucho más importante de lo habitual en cuanto a brechas tectónicas se refiere. Concretamente, al NO de Compludo (véase cartografía), en un accidente subsidiario del cabalgamiento principal, se desarrolla una potencia de brechas de más de 30 metros, representada en el mapa.

Las brechas presentan en conjunto un aspecto masivo, en detalle se trata de clastos de cuarcitas y pizarras en una matriz esquistosada. Aunque este afloramiento es el más espectacular, a lo largo del trazado de este cabalgamiento, se encuentran microbrechas y la serie calcárea de Vegadeo sumamente tectonizada.

2.2.3 TERCERA FASE DE DEFORMACION

Penetrativa a escala mesoscópica y en menor grado a escala microscópica. No produce metamorfismo. Un hecho importante a señalar es que al ser esta fase posterior a las dos primeras, las superficies de discontinuidad a las que afecta son las establecidas en la primera fase, sobre todo en los niveles pelíticos. Genera estructuras de plegamiento de igual dirección que las de la primera fase, por lo cual no se observan fácilmente estructuras de superposición. Produce pliegues de diversas escalas. Los mayores son de gran radio, difíciles de captar en un área restringida.

Toda la Hoja está en el flanco meridional de un antiformal (fig. 2).

A escala de la Hoja, esta fase se manifiesta con la verticalización general de las estructuras anteriores y la variación en el buzamiento de la esquistosidad, lo que implica cambios en la vergencia de los pliegues de la primera fase. Esto se manifiesta muy claramente en los cortes realizados, a través del anticlinorio del Somoza. Asimismo en zonas pelíticas, como en las Pizarras de Luarca, se pone de manifiesto que los cambios bruscos en el buzamiento de la esquistosidad se debe a kink-bands de orden decamétrico. También se deben a esta fase los pliegues isoclinales de orden métrico que pliegan la esquistosidad de flujo.

La irregular distribución de las estructuras menores (pliegues y esquistosidad de crenulación) así como sus características geométricas, está condicionada por la orientación y naturaleza de las superficies a las que afectan (estratificación y esquistosidad de flujo).

La esquistosidad varía desde una esquistosidad grosera de fractura en

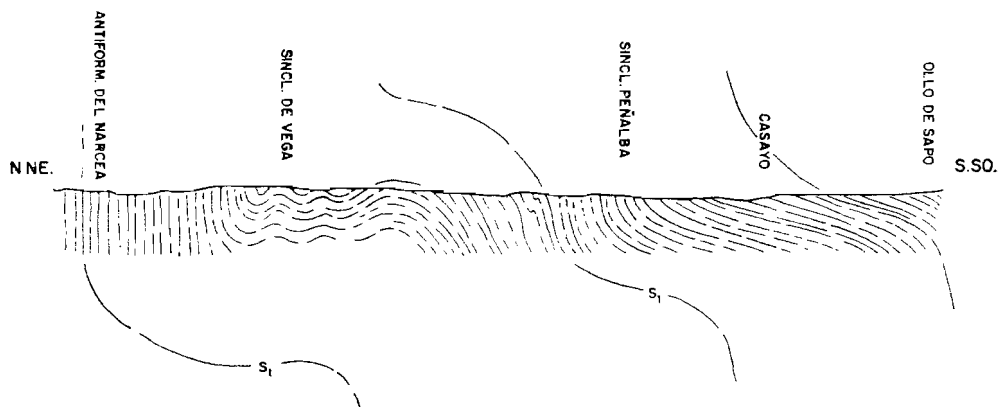


Figura 2

los tramos cuarcíticos a una esquistosidad de crenulación en los tramos pelíticos.

En los tramos más pelíticos se observan unas lineaciones de dirección aproximada N 120 E que representan los ejes de las crenulaciones.

Además de los kink de orden decamétrico ya citados, localmente se observa un gran desarrollo de kink-bands de orden decimétrico, en los que se pueden diferenciar varios juegos de eje horizontal.

Estas estructuras son particularmente notables en las pizarras de Luarca, que ocupan el ángulo SO del área estudiada.

2.2.4 DEFORMACIONES TARDIAS

Se incluyen aquí una serie de estructuras transversales a las citadas anteriormente. Se trata de estructuras de plano axial subvertical y dirección perpendicular al arco astórico, a las cuales habría que atribuir el ligero ondulamiento y cabeceo de los ejes de pliegues de la primera fase. Localmente se producen pliegues de dirección aproximada N-S.

En los niveles pelíticos estas deformaciones tardías llegan a ser más penetrativas y desarrollan kink-bands con la dirección anterior de ejes subverticales y pliegues chevrons.

En el camino del Morredero, en los materiales del Cándana, hay una zona con gran desarrollo de pliegues chevron y angulares que afectan a la esquistosidad principal. Si bien se carece de referencias para situarlos en el tiempo, parecen estar ligados a fallas subverticales que producen movimientos diferenciales entre los materiales que se sitúan entre ellas.

Relacionados con esfuerzos póstumos distensivos y compresivos, se desarrollan varios sistemas de fracturas y diaclasas. Uno de ellos, el de dirección aproximada N 45 E, fue activado posteriormente (sin que sea posible precisar el momento) dando lugar a un deslizamiento con sentido levógiro según las superficies preexistentes trastocando las estructuras y contactos cartográficos.

2.3 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

En el NO de la Península Ibérica las fases de plegamiento herciniano no han podido datarse con precisión por la ausencia de sedimentos carboníferos, si exceptuamos el afloramiento de San Clodio y el Estefaniense discordante de Bembibre-Villablino.

En las zonas externas del arco, L. U. de SITTER (1965) sitúa la primera fase entre el Namuriense y el Westfaliense B, mientras que R. WAGNER (1965) la sitúa en el Westfaliense B Superior. La segunda fase estaría comprendida según L. U. de SITTER entre el Westfaliense y el Estefaniense, mientras WAGNER la sitúa en el Estefaniense B Inferior.

La Hoja está situada en una zona más interna de la Cadena, por lo cual habría que suponer que estas fases debieron ser anteriores en el tiempo a las de las zonas más externas.

Las dataciones de edad absoluta realizadas en las granodioritas contemporáneas a la tercera fase, permiten atribuirles sin gran precisión al Estefaniense, mientras que granodioritas posteriores a la primera fase y anteriores a la tercera dan una edad comprendida entre 310-320 m.a., lo cual situaría a la primera fase con anterioridad al Westfaliense Inferior o al Namuriense Superior.

3 PETROGRAFIA

3.1 EL METAMORFISMO

El conjunto de materiales paleozoicos sufrió durante la orogenia hercínica un metamorfismo de bajo grado epi o mesozonal, que no llega a superar la facies de los esquistos verdes, a la cual y junto a la deformación se deben las transformaciones texturales, estructurales y mineralógicas de las primitivas rocas sedimentarias. A partir de estos sedimentos se originaron filitas, filitas cuarcíticas, cuarcitas y mármoles en general.

En el área noroccidental en materiales de la Serie de los Cabos, se detecta al microscopio una blastesis de minerales postcinemáticos; esta pulsación térmica tardía puede atribuirse a un metamorfismo de contacto pro-

ducido por alguna intrusión ígnea que no aflora en superficie y del tipo del granito de Ponferrada.

El metamorfismo regional no supera normalmente la zona de la clorita, salvo en algunas áreas de muy irregular distribución donde aparece la biotita.

Las paragénesis más frecuentes, considerando en todas el cuarzo como mineral en exceso, son:

Clorita-moscovita
Clorita-moscovita-albita
Clorita-moscovita-albita-feldespato potásico
Moscovita-biotita
Moscovita-plagioclasa-biotita
Cloritoide-clorita-moscovita

El tipo de paragénesis más abundante: cuarzo-moscovita-clorita, está de acuerdo con la composición química de la mayoría de los sedimentos arcillosos y arenosos. Las paragénesis con biotita se encuentran más representadas en los niveles psamíticos; su origen podría asociarse con un efecto favorable de composición mineralógica en las rocas donde se origina (presencia de feldespato potásico).

Las paragénesis con cloritoide están relacionadas con zonas de composición química especial (abundancia de FeO y Al_2O_3).

El bajo grado de metamorfismo no permite precisar el tipo, teniendo en cuenta la aparición de la biotita y el contexto regional podría considerarse como un metamorfismo intermedio de baja presión.

3.2 RELACIONES ENTRE CRISTALIZACION METAMORFICA Y DEFORMACION

La cristalización en el metamorfismo regional se inicia por la nucleación de cloritas, pretectónicas respecto a la esquistosidad de primera fase; estos cristales tienen la exfoliación oblicua respecto a la esquistosidad, a veces están doblados y tienen sombras de presión. La cristalización más importante de clorita y moscovita se produce sintectónicamente con la formación de la esquistosidad, que está definida por estos materiales. El cloritoide es tardi-postectónico a la primera fase.

Durante la tercera fase, donde desarrolla esquistosidad de crenulación, continúa la cristalización de clorita y comienza la biotita.

En la parte noroccidental de la Hoja, la biotita se presenta con un hábito blástico postectónico; los niveles psamíticos tienen un grado de recristalización estática importante. Esto indica que la biotita se origina por una pulsación térmica tardía, que podría estar relacionada con un metamorfismo de contacto ligada al plutonismo granítico, que da los afloramientos graníticos de Ponferrada.

3.3 ROCAS VULCANOSEDIMENTARIAS

Las intercalaciones vulcanosedimentarias (O_{2-3}^v y $O_{1,2}^v$) se han separado en cartografía, más que por su potencia por su importancia estratigráfica, ya que en el núcleo del Sinclinal de Truchas adquieren un notable desarrollo.

Se presentan en el campo como estratos de areniscas ferruginosas. La participación detrítica es muy importante. Están formadas por clorita, albita, sericita y abundante cuarzo, que presenta los típicos (en rocas volcánicas) golfos de corrosión. Dada la gran alteración de los minerales, es difícil deducir la composición de los materiales volcánicos originales.

3.4 ROCAS IGNEAS

Intercaladas en la Serie de los Cabos del Anticlinorio de Somoza, se localizan una serie de intercalaciones diabásicas (E) en forma de cuerpos lenticulares alargados que podrían clasificarse como lacolitos (C. NOLLAU, 1968).

El magma ascendente no debió ser muy fluido ni muy móvil, si se tiene en cuenta la forma exterior del lacolito, su densidad y la ausencia de huecos en la roca. No se observan xenolitos. En campo se muestran como diques capa de una roca azulada a gris verdosa, esquistosada, con aspecto granudo fino que producen una pequeña aureola de contacto.

El análisis de las muestras indica una textura porfídica a intersecional en los bordes, pasando a ofíticas en el interior del cuerpo intrusivo. Estas rocas fueron afectadas posteriormente por las fases de deformación hercínicas que originaron una esquistosidad de flujo en cuyos planos recristalizan calcita, clorita y anfíboles fibrosos. Sobre el origen de algunos de estos minerales secundarios, existe la duda de si son procedentes de alteración en las últimas capas de cristalización o del metamorfismo regional de bajo grado.

Los minerales originarios son: feldespato, rico en anortita, hornblenda y biotita. Como minerales de neoformación se encuentran: cuarzo, epidota, calcita, clorita, albita, etc. La asociación estable, actualmente, comprende albita hasta oligoclasa, clorita, hornblenda, epidota y cuarzo con algunas variantes.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Se inicia la historia geológica conocida en el Cámbrico Inferior, con la sedimentación de materiales fundamentalmente detríticos, con algunos episodios calcáreos en un medio marino poco profundo tipo plataforma.

La caliza de Vegadeo, situada en el límite Cámbrico Inferior y Medio, se originó también en un medio marino somero (ZAMARREÑO et al., 1975).

Desde el Cámbrico Medio hasta el Ordovícico Inferior, predomina la sedimentación detrítica en aguas someras (plataforma continental). No obstante, en este período de tiempo tuvo lugar una subsidencia diferencial que justifica las notables variaciones de espesor entre los materiales del Anticlinorio de Somoza y los de los dos dominios meridionales.

En el Ordovícico Medio se produce una subsidencia de la Cuenca en los dominios de Truchas y Somoza, que permite el depósito de potentes masas de sedimentos pelíticos (pizarras negras con abundante pirita y materia orgánica) con algunas intercalaciones arenosas y depósitos vulcanosedimentarios, en un medio euxínico; en el dominio de Peñalba, el Ordovícico Medio está escasamente representado, y el Ordovícico Superior carece de representación haciendo la salvedad de las calizas de la Aquiana, cuya edad es bastante problemática. De este modo, durante el Ordovícico, en el dominio de Peñalba, se desarrollaría una zona de umbral y al Norte y al Sur dos profundos surcos donde se depositarían las potentes Series de Pizarras de Luarca.

Entre el límite Ordovícico-Silúrico debió producirse una corta interrupción en la sedimentación con desarrollo de suelos ferrolíticos, depósito de calizas arrecifales, etc., etc.

Durante el Silúrico tuvo lugar una sedimentación en medio reductor y a no gran profundidad.

De este modo se desarrolló en la zona Asturoccidental-leonesa un ciclo geosinclinal que no se continúa por etapas de deformación posteriores y los consiguientes depósitos molásicos.

El conjunto de materiales paleozoicos fue deformado durante la orogénesis hercínica, en la que se distinguen tres fases principales de deformación que originaron plegamiento y fracturación y un metamorfismo regional de bajo grado.

Con posterioridad al depósito del Cámbrico (ya que se observa metamorfismo de contacto) y antes de la primera fase de deformación, tuvo lugar la intrusión de los diques de diabasa.

La historia geológica de los materiales paleozoicos, forma parte de un contexto más amplio (zona Asturoccidental-leonesa), sobre la que existen estudios generales de su evolución sedimentológica, tectónica y metamórfica (MARCOS, 1968, 1973; PEREZ ESTAÚN, 1975).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 HIDROGEOLOGIA

En este apartado, considerando su carácter orientativo, sólo se analizan los distintos factores del balance hídrico de un modo general.

Las precipitaciones son relativamente abundantes (800 mm.), la existencia de un relieve accidentado con fuertes pendientes y la naturaleza litológica (más adelante se analizará este detalle) favorecen la escorrentía en detrimento de la infiltración, por lo cual cualquier aprovechamiento de agua debe hacerse lógicamente en los cursos superficiales continuos. No obstante, se exponen a continuación algunas consideraciones sobre las aguas subterráneas:

Los materiales paleozoicos (cuarcitas, areniscas y pizarras fundamentalmente) en conjunto pueden considerarse impermeables, salvo por fisuración y diaclasamiento. Las zonas acuíferas se reducen a zonas donde estas discontinuidades presenten cierta importancia, permitiendo el almacenamiento y circulación de aguas.

Los materiales terciarios y cuaternarios, a pesar de estar formados con gran contenido en detríticos, tienen muy poca potencia, por lo cual únicamente pueden dar lugar a acuíferos superficiales de pequeñas dimensiones.

No obstante, dada la relativa importancia de la pluviometría, hay varios ríos que aunque disminuyen su caudal, no se secan en las estaciones estivales. En la ribera se sitúan las pequeñas poblaciones y los aprovechan tanto para el consumo como para el regadío.

En esta Hoja se encuentra la línea divisoria de aguas de las cuencas del Duero y el Miño. Este límite pasa por Prada, sube al camino del Morredero y luego sigue hacia el S por Noceda, dirigiéndose luego hacia el N. Esta divisoria da lugar a una diferencia de relieve ya que como el nivel de base del Miño es mucho más bajo, sus ríos contribuyentes excavan profundamente y dan un relieve mucho más joven.

5.2 MINERÍA Y ROCAS INDUSTRIALES

Existen en la Hoja algunos indicios mineros que en principio pueden considerarse poco interesantes.

En los yacimientos ligados a la sedimentación del Paleozoico deben citarse las mineralizaciones situadas muy cerca del contacto de la Serie de Transición con las Pizarras de Luarca en el flanco meridional del anticlinorio del Teleno. Se trata de varios niveles de arenisca ferruginosa y oolitos de hierro, que en algunos puntos pasan a ser verdaderas capas de hematites. No se han encontrado evidencias de explotación.

En relación con los diques de diabasa se produce un enriquecimiento mineral de hierro (siderita+cuarzo).

En el tramo carbonatado de la Aquiana, existen indicios de plomo poco importantes.

Siguiendo el río de Compludo, entre el pueblo del mismo nombre y Palacios, existen indicios de wolframita y schelita, en relación con filones de cuarzo conexiónados a su vez con un plutonismo granítico no aflorante confirmado por un metamorfismo de contacto incipiente.

En los depósitos detríticos del Neógeno es conocida la presencia de oro. Existen importantes labores mineras de los romanos que en varias zonas han llegado a modificar la morfología. No existe una concentración especial, estando todas las labores diseminadas en estos depósitos rojos. En la actualidad se siguen investigando estos sedimentos detríticos, tanto para el oro como para otras sustancias, monacita, etc.

Entre las rocas más interesantes se encuentran las Pizarras de Luarca, objeto de intensa explotación en las Hojas colindantes. Tradicionalmente se han explotado en la Hoja en losas y como materiales de construcción. Sería necesario un estudio detallado de estos materiales que mostrase su grado de fracturación, buzamiento, ausencia de crenulaciones, débil esquistosidad de primera fase, exfoliación apropiada, ausencia de cubos de pirita, grosor de la capa meteorizada, etc.

Las formaciones carbonatadas (Calizas de la Aquiana) pueden servir para áridos de trituración y en algunos casos favorables, dada su composición y recristalización (mármoles) podrían utilizarse como rocas ornamentales. Igualmente pueden utilizarse para áridos de trituración las areniscas y cuarcitas. Los diques de diabasa pueden proporcionar un excelente material a utilizar en la construcción de carreteras.

En los depósitos recientes (Neógeno y Cuaternario) pueden obtenerse gran cantidad de áridos, dada la abundancia de conglomerados.

6 BIBLIOGRAFIA

- 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. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mém. Soc. Géol. Nord.*, t. 2, núm. 1, p. 630, 20 láms., Lille.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord orientale (NW de l'Espagne)». *Thèse Univ. Montpellier*, 1 vol., 430 pp.
- CAPDEVILA, R. & VIALETTE, Y. (1965).—«Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au Strontium sur des granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 260, pp. 5081-5083.
- (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 270, pp. 2527-2530, Paris.
- 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.
- MARCOS, A. & TRUYOLS, J. (1972).—«L' évolution paleogeographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, sér. C, t. IV, fasc. 1, pp. 1-7.
- LLOPIS, N. & FONTBOTE, J. M. (1959).—«Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Dpto. Geogr. Aplicada Inst. Elcano, CSIC*, 134 pp., Zaragoza.
- MARCOS, A. (1971).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas, originadas en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XV, núm. 4, pp. 59-64, Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol.*, núm. 6, pp. 3-113, Oviedo.
- MATAS, J. (1976).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 230 (Castrocontrigo). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- MATTE, Ph. (1967).—«Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les series précambriennes plies internes de l'arc galicien». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772, Paris.
- (1969).—«Sobre el Volcanismo siluriano del Sinclinal de Truchas (NW de España)». *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 80, pp. 175-178.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice [Espagne]». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 láms., Grenoble.
- NOLLAU, G. (1965).—«Ein Intrusivdiabas im Altpalaozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine antometamorphen bis epizonal regionalmetamorphen Einformungen». *Beitr. Miner. Petr.*, vol. 11, pp. 662-694, Heidelberg.
- (1966).—«Spuren pleistozaver vereisung in der Sierra del Teleno (NW Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaont. Min.*, vol. 8, pp. 472-480, Stuttgart.
- (1968).—«Stratigraphie, magmatismus und Tektonik des Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest-Spanien». *Geotek. Forsch.*, vol. 27, I-II, pp. 71-146.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974).—«La sucesión ordovícica en el dominio del alto Sil (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, núm. 4, pp. 53-57, Oviedo.
- (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, núm. 2, pp. 23-25, 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*.

- SDZUY, K. (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, Madrid-Lisboa.
- VELANDO, F. & MARTINEZ DIAZ, C. (1973).—«Memoria y Hoja Geológica número 159 (Bembibre). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J. & BELLAMY, J. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XIX.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA