



IGME

127

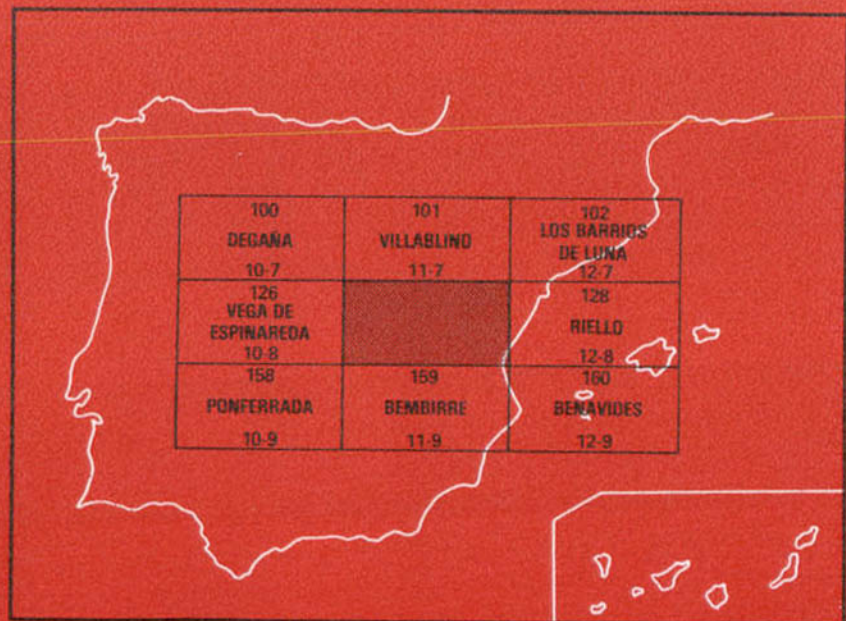
11-8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

NOCEDA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

NOCEDA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Hoja y Memoria elaboradas por ENADIMSA, con normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido los siguientes autores:

Cartografía: Jerónimo Matas González. Para el Estefaniense el equipo del departamento de Minería de ENADIMSA, Leoncio Fernández, Vicente Abejaro y Javier Fernández Pello.

Memoria: Jerónimo Matas y Leoncio Fernández, en lo concerniente al Estefaniense.

Petrografía: Teresa Nodal Ramos, Jerónimo Matas y Félix Velando.

Colaboradores: Luis Martín García, como sedimentólogo de campo y laboratorio.

Dirección y Supervisión: L. Roberto Rodríguez Fernández.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas Bibliográficas.

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

Depósito Legal: M-25289-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

1. INTRODUCCION

La Hoja de Noceda está situada en la provincia de León, en los límites de las comarcas del Bierzo, las Omañas y el valle del alto Sil que recorre su extremo occidental. En su mayor parte es una zona de montaña con muy poca población, que se encuentra repartida en pequeños núcleos en los límites de la hoja. Toda la parte central está despoblada, con pueblos abandonados como Primout, Urdiales de Colinas y prácticamente los Montes de la Ermita en donde sólo permanece una familia.

Los accesos de esta zona, quedan reducidos a las pistas forestales, que se mantienen por la importante labor de repoblación forestal que se está realizando. Las zonas habitadas se reducen a la cabecera del Vallegordo, las Omañas; la zona de Tremor, en auge por la minería del carbón; la depresión de Noceda, dedicada a la agricultura; y el valle del Sil que con la minería y el sector servicios es el área más próspera; Toreno es en la actualidad la mayor población de la Hoja.

Por la esquina NE pasa la divisoria de las cuencas hidrográficas del Duero y del Sil; situándose en la zona la cabecera del Orbigo, afluente del Duero, y los afluentes del Sil, como el río Tremor, Boeza y Primout, además de numerosos arroyos más pequeños. El Sil da lugar a una erosión muy activa, de la que son testigos varias terrazas colgadas, el encajamiento de los ríos y la captura que se observa en el campo de Martín Moro al O de Fasgar. Esto da lugar a relieves muy abruptos especialmente en la parte más septentrional debido a la naturaleza

cuarcítica de los materiales. Los crestones de cuarcitas verticalizadas proporcionan las cotas más altas de la hoja, con el pico Boveda (1.946 m.) y el Catoute (2.029 m.); las pizarras, en cambio, presentan un relieve de lomas altas pero suaves, interrumpidas por los barrancos muy profundos.

Una morfología a destacar es la existencia de numerosas formas glaciares (circos, pequeñas lagunas de origen glacial, etc.), sin apenas depósitos en la actualidad, debido a la remodelación fluvial.

La Hoja de Noceda, desde el punto de vista geológico, está situada en la zona Asturoccidental-leonesa, que es una de las unidades en que ha sido dividido el macizo hercínico de la Península Ibérica por sus características paleogeográficas y estructurales. Estratigráficamente está bien representado desde el Precámbrico indiferenciado hasta el Silúrico; con el mayor espesor de sedimentos del Paleozoico inferior en el N.W. de la Península.

Tectónicamente se encuentra en la zona de metamorfismo y esquistosidad regional, con una serie de estructuras propias de esta Zona. Están además representados materiales estefanienses productivos discordantes, y ligados a grandes fracturas tardihercínicas, y, por último, depósitos terciarios continentales, de poca potencia, similares a los de otras cuencas intramontañosas próximas de la misma edad.

Aunque el conocimiento de la Zona Asturoccidental-leonesa está bastante avanzado, gracias a los trabajos recientes de la Facultad de Oviedo y las Hojas del Plan MAGNA; en el área abarcada por esta hoja existen pocas publicaciones y cartografía poco detallada. Aparte de las síntesis con carácter regional como la de PARGA-PONDAL (1967), esquemas de MATTE (1968), y la síntesis del IGME en la hoja (1:200.000) de Cangas de Narcea efectuada por JULIVERT y cols. (1971); sólo existe la cartografía con base topográfica a escala 1:100.000 efectuada por PEREZ-ESTAUN (1975).

En cuanto a los trabajos que interesan a esta hoja se pueden citar varios; entre los más antiguos los de PRADO (1862); MONREAL (1878), MALLADA (1896), con más interés histórico que geológico; ya más recientemente, en relación con el Paleozoico inferior, VIDAL BOX (1941); MATTE (1968), MARCOS (1973), CRIMES y cols. (1974), PEREZ ESTAUN (1973, 1974, 1975), PARGA y LUQUE (1971), DEBRENNE y ZAMARREÑO (1975); y las Hojas 1:50.000 más próximas, editadas por el IGME, Ponferrada y Bembibre, elaboradas por HERNANDEZ SAMPELAYO (1951, 1952); Riello, por PASTOR GOMEZ (1969), y Bembibre, de VELANDO y MARTINEZ DIAZ (1973).

Refiriéndose a las cuencas Estefanienses, entre otros, los de ALMELA y VALLE DE LERSUNDI (1963); CORRALES y PELAEZ (1968); WARNER (1970) y el Inventario de Carbones del Centro de Estudios de Energía

(1977). Y sobre el Terciario, los trabajos de SLUITER y PANNEKOEK (1964), y DELMAIRE-BRAY (1977), entre otros.

2. ESTRATIGRAFIA

En el área comprendida en esta hoja se diferencian cuatro conjuntos separados por discordancias angulares, que representan las orogenias sucesivas que afectan a este área. El primero son los materiales Precámbricos, escasamente representados, que pertenecen al contacto más interno del Antiforme del Narcea.

Sobre ellos se deposita el Paleozoico inferior en sucesión continua hasta el Silúrico, perteneciendo al dominio del Navia-alto Sil, de acuerdo con la división establecida por MARCOS (1973), aceptada con ligeras modificaciones por PEREZ ESTAUN (1975), y que está delimitado por el Antiforme del Narcea en su base, y el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo.

Paleogeográficamente se trata de un surco en el que se depositan los mayores espesores de sedimentos del Paleozoico inferior en la zona Asturoccidental-leonesa, hecho que se pone de manifiesto en la mitad occidental de la hoja.

La sedimentación es continua hasta la base del Silúrico donde se detecta una laguna estratigráfica por los datos paleontológicos, lo que se confirma en los dominios más meridionales, en los que el Silúrico se deposita en discordancia sobre formaciones más antiguas. La continuidad de la sedimentación se pone de manifiesto por los pasos graduales entre las diferentes formaciones; si no se reconocen todos los pisos es debido a la escasez de fauna existente, tanto por el tipo de sedimentación como por el efecto de la tectónica posterior. Exceptuando las dolomías de la base de la formación Cándana (Cámbrico Inferior) y el nivel carbonatado de la Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio), todos los demás depósitos son detríticos marinos.

En la cartografía se han reconocido las formaciones regionalmente admitidas, de muro a techo son:

- Formación Cándana-Herrería.
- Caliza de Vegadeo.
- Serie de los Cabos.
- Capas de transición.
- Pizarras de Luarca.
- Formación Agüeira.
- Cuarzita de Vega.
- Pizarras y ampelitas silúricas.

El siguiente conjunto discordante es el carbonífero productivo (Estefaniense), está reducido al tercio inferior de la hoja y presenta características de sedimentación propias de cuencas límnicas posorogénicas. Regionalmente siempre se deposita discordante, por lo que se considera como los primeros depósitos después de las principales fases de deformación hercínicas.

Los materiales terciarios están prácticamente reducidos a la depresión de Noceda y se presentan con facies de ambiente continental.

2.1. PRECAMBRICO (PC)

Los terrenos más antiguos representados en la Hoja de Noceda se atribuyen al Precámbrico indiferenciado. Afloran en la esquina nororiental (alrededores de Fasgar), bajo la discordancia de los sedimentos cámbricos, y forman parte del núcleo del Anticlinorio del Narcea, constituido por una ancha banda de materiales precámbricos; y que se extiende, describiendo un arco, desde la costa asturiana hasta cerca de La Robla (provincia de León), donde se introduce debajo de los sedimentos de la cuenca del Duero. Esta estructura separa además la Zona Asturoccidental-leonesa de la Zona Cantábrica.

LOTZE (1956) fue el primero que atribuyó estos materiales al Precámbrico, en los alrededores de Cangas del Narcea, denominándolos Pizarras del Narcea; De SITTER (1962), los describió cerca de Barrios de Luna como Formación Mora dándoles la misma edad. Posteriormente otros autores los han estudiado, especialmente en relación con la discordancia de la base del Cámbrico, que fue discutida al principio, y últimamente intentando establecer una serie con los diferentes tramos litológicos. Entre estos trabajos se pueden citar, por ser más recientes y más próximos a esta hoja los de PASTOR GOMEZ (1969), PARGA Y VEGAS (1972), PEREZ ESTAUN (1973, 1975) y PEREZ ESTAUN Y MARTINEZ (1978).

Se ha observado por el tipo de discordancia angular, y por las linearidades de intersección originadas en la primera fase de deformación hercínica, que estos materiales sufrieron una deformación precámbrica, sin esquistosidad ni metamorfismo, con pliegues asimétricos de traza axial distinta a la dirección de los ejes hercínicos. Debido a esta complicación tectónica, y a la uniformidad litológica que no proporciona horizontes guía, no se ha podido establecer una serie estratigráfica definitiva, aunque varios autores coinciden en separar dos tipos de materiales; uno, con niveles de porfiroides, que son rocas leucocráticas derivadas de la deformación y metamorfismo de depósitos volcánicos y vulcanosedimentarios, y otro, constituido por una alternancia rítmica de

pizarras, areniscas y cuarcitas con características sedimentarias turbidíticas; PEREZ ESTAUN (1973, 1975), para la rama meridional del arco, propone una sucesión constituida en su mayor parte por el tramo turbidítico con intercalaciones de porfiroides hacia la parte inferior. Sin embargo, esta relación no está clara a lo largo del Anticlinorio del Nárcea, además por observaciones hechas en puntos fuera de la hoja, se ha comprobado que las intercalaciones vulcanosedimentarias aparecen a varias alturas de la sucesión estratigráfica.

En cualquier caso en el marco de la hoja aflora únicamente una serie detrítica rítmica, con predominio de los tramos finos; interpretable como facies turbidíticas, pero la deformación y el alto metamorfismo (zona de la biotita) hercínico que hay en esta zona, no permiten observar estructuras sedimentarias. Litológicamente consiste en una alternancia de micasquitos y filitas con biotita, de colores gris y verde satinados y paquetes de cuarcitas feldespáticas amarillentas, con estratificación difusa en su mayor parte; el conjunto está cortado por numerosos filones de cuarzo lechoso. En el camino de Valdepozo se ha observado un nivel conglomerático, con cantos de cuarzo y estratificación irregular.

En lámina delgada se observa que inicialmente las cuarcitas eran subarcosas y posiblemente grauvacas, con clastos de feldespatos (sobre todo plagioclasas), cloritas y cuarzoes, ocasionalmente con golfos de corrosión, en una matriz cuarzo-sericítica o clorítica.

Los micasquitos son similares, pero con predominio casi total de la matriz, y los clastos de menor tamaño. Se observan también laminaciones muy finas, y en una muestra, estratificación gradada.

Por último hay que señalar que en este área el Precámbrico y los metros basales del Cámbrico, están afectados por una fase de metamorfismo estático tardihercínico, que da lugar a una recristalización generalizada, con blastesis de biotita en la isograda más interna, observable fácilmente en el campo y superpuesta al metamorfismo regional de la zona.

2.2. CAMBRICO INFERIOR: FORMACION CANDANA-HERRERIA (CA₁)

En discordancia sobre el Precámbrico se inicia la sucesión paleozoica con una serie detrítica, que contiene tramos evaporíticos en la base, y que termina en el nivel carbonatado del tránsito Cámbrico Inferior-Medio de extensión regional. Fue definida por COMTE (1938), en el río Porma como areniscas de la Herrería, y por LOTZE (1957), en el río Narcea como cuarcitas de Cándana, ambas localidades tipo están en

la Zona Cantábrica; pero tanto en sus límites, como en sus facies, coincide con la serie correspondiente en la Zona Asturoccidental-leonesa, por lo que la denominación adoptada por diversos autores en la actualidad es formación Cándana-Herrería.

En la hoja aflora en los alrededores de Fasgar (extremo NE), en posición monoclinal sobre el Precámbrico (exceptuando las fallas posteriores), formando parte del flanco Meridional del Anticlinorio del Narcea.

El mejor corte dentro de la hoja está en el límite N, Loma de la Bargaña, en donde se ve claramente la discordancia de la base, y se pueden reconocer los distintos miembros separados por algunos autores en zonas próximas. Hacia el E esta formación no presenta ningún corte completo debido en parte al recubrimiento cuaternario, y en parte a la falla que transcurre por el río Vallegordo, que puede hacer desaparecer los metros basales.

La sucesión de muro a techo es la siguiente:

- 50 m. de microconglomerados y areniscas de grano grueso de color blanco y rosado, bien estratificadas en estratos de orden decimétrico, con estratificación cruzada tabular, a veces con muros erosivos, y ritmos positivos de microconglomerados, areniscas y nivelillos de pizarras. La composición litológica es similar en todos los tipos de rocas, están formadas por clastos de cuarzo muy redondeado de color blanco o rosado con diámetros máximos de 1 cm., y en menor proporción feldespatos (plagioclasas sobre todo) y minerales pesados; con cemento silíceo que aumenta en proporción en las areniscas y cuarcitas. En esta hoja todas las muestras están muy recristalizadas. A unos metros antes del techo empiezan a aparecer pizarras en alternancia con areniscas ferruginosas y algunos nivelillos calcáreos.
- El siguiente miembro (CA_{1d}) comienza en transición, con 1-2 m. de estratos calcosilicatados de color amarillento, que pasan a ser dolomías masivas rojizas. La potencia de éstas es ligeramente variable, aumentando hacia el E, siempre del orden de 40-50 m. Estas dolomías están en la actualidad recristalizadas y silicificadas por el metamorfismo hercínico, pero en la Zona Cantábrica, se observa que son dolomías primarias bien estratificadas y con laminaciones paralelas. Constituyen un nivel evaporítico muy extendido y de gran interés desde el punto de vista sedimentológico.
- Siguen de 70 a 80 m. de pizarras verdes, con paquetes de pizarras arenosas (limolíticas) amarillentas, con algunos niveles len-

ticulares de dolomías. Algunos autores han encontrado icnofósiles y PEREZ-ESTAUN (1975) cita pistas de Trilobites.

- Sobre estas pizarras siguen unos 20 m. de una alternancia con pizarras verdes como las anteriores y areniscas o cuarcitas, también verdosas, en paquetes bien estratificados. Hacia el techo las pizarras son grises lustrosas y las cuarcitas en estratos decimétricos blancos; la proporción pizarra/cuarcita disminuye, presentándose el conjunto como una transición entre el miembro anterior y el siguiente, predominantemente cuarcítico. En las areniscas se observa laminación paralela y estratificación cruzada.
- El siguiente tramo destaca en el relieve, se trata de 50-60 m. de cuarcitas de grano grueso, a veces microconglomerados cuarcíferos, de color blanco y rosado por los óxidos de hierro. En lámina delgada se observan clastos de cuarzo redondeados y feldespatos con cemento silíceo, es decir, similares petrológicamente al tramo inferior. Se observa asimismo estratificación cruzada tabular, ripples, laminaciones cruzadas y granoclasificación en los estratos.
- Por último, hasta el techo sigue una alternancia de pizarras grises y cuarcitas en estratos de orden decimétrico, con predominio de las primeras, sobre todo en el contacto con las calizas. Este tramo ha librado en localidades de la Zona Cantábrica (Barrios de Luna, Concha de Artedo) fauna de Trilobites. El espesor se podría estimar en unos 30 m.

El conjunto de la formación representa un período transgresivo de alta energía con facies de plataforma marina somera (icnofósiles) bajo la acción de las mareas; después de la primera transgresión aparecen episodios más tranquilos en medios marinos restringidos, con depósitos de dolomías primarias con laminaciones y alto contenido en sales; las laminaciones podrían corresponder a cambios climáticos, y facies de lagoon con depósitos de lutitas. Posteriormente hay un nuevo episodio transgresivo de alta energía. Estos ciclos sedimentarios debidos a reactivaciones periódicas, se ha detectado a nivel regional (PARGA Y LUQUE, 1971) por discordancias intraformacionales, que llegan a eliminar algunos miembros. Para OELE (1969) y V. DEN BOSCH (1969), en estudios realizados dentro de la Zona Cantábrica, la parte basal de la serie presenta características sedimentarias marinas con influencias deltaicas.

El contenido en fósiles de esta formación es escaso, por tanto, la edad se establece según los datos obtenidos en otras regiones. Hasta las capas del techo en transición con la Caliza de Vegadeo, sólo se han citado pistas (ARBOLEYA, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975), pero en este

tramo los yacimientos de Trilobites y Arqueociatos son relativamente abundantes, en la zona Asturoccidental-leonesa los han encontrado SDZUY, en LOTZE, 1961; DEBRENNE y LOTZE, 1963; FARBER y JARITZ, 1964; WALTER, 1965; MATTE, 1968; SDZUY, 1971; ZAMARREÑO y cols., 1975; DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975, y en la zona Cantábrica, LOTZE y SDZUY, 1961. Todos ellos con faunas de Trilobites del género *Meta-dóxides* y *Dolerolenus*, que confirman la edad Cámbrico Inferior.

2.3. CAMBRICO INFERIOR MEDIO: LA CALIZA DE VEGADEO (CA₁ - 2)

Sobre la formación anterior y concordante se depositan las Calizas de Vegadeo. En la hoja sólo afloran en posición monoclinal, afectadas por la fracturación posterior, en los alrededores de Fasgar. Aflora como una banda estrecha, muy tapada por los derrubios cuaternarios, de manera que a veces sólo se puede seguir por la depresión que causa en el relieve y los sumideros que provoca.

Este nivel es muy continuo tanto en la Zona Asturoccidental-leonesa como en la Zona Cantábrica, por lo que ha sido objeto de numerosos estudios, sobre todo antiguos, atraídos los autores por su continuidad y la fauna que libera. En esta zona fueron descritas ya por BARROIS (1882) como Calizas de la Vega, posteriormente ha tenido otros nombres como Calizas de Cuevas (LOTZE, 1961 en el Sil), Calizas de Cuernos (FARBER y JARITZ, 1964), etc. Sin embargo, los autores más modernos han vuelto a la denominación inicial. En todos estos trabajos se han dado cortes locales, pero hasta ZAMARREÑO y cols. (1975) en Toral de los Vados, no se había dado un corte completo que permita la comparación con la Formación Lancara, equivalente a ésta en la Zona Cantábrica, en donde se ha podido estudiar con más detalle gracias a no haber sufrido metamorfismo.

En esta hoja no se ha podido realizar, por las razones expuestas, un corte completo. Desde el accidente de Fasgar hacia el N aparecen como dolomías, probablemente debido a la dolomitización secundaria, provocada por fluidos ligados a la falla. Desde el accidente hacia el E. consisten en mármoles blancos y grises que conservan las estructuras sedimentarias de las que se deduce que provienen de calizas criptoalgales con laminación paralela; en un afloramiento se ha observado que hacia el techo aparecen facies de calizas nodulosas, lo que confirma las observaciones en la misma banda más al NO., en donde se han encontrado restos de Trilobites y Equinodermos.

Las escasas observaciones no permiten deducir un ambiente sedimentario completo para todo el tramo, pero sí corroboran los estudios

realizados regionalmente, de los que se deduce que en el depósito del tramo inferior existía un ambiente marino tipo intertidal.

Al techo las facies se hacen más profundas, y posiblemente se trate de series condensadas, depositadas siempre bajo el agua.

La potencial inicial de este tramo sería del orden de los 80-100 m., sin embargo, en la hoja por laminaciones tectónicas queda reducida en algunos afloramientos a varios metros.

En cuanto a la edad se establece según los conocimientos regionales. En Toral de los Vadós la parte inferior de las calizas ha librado Arqueociatos que caracterizan al Cámbrico Inferior alto (DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975); y por las facies del techo, similares a las del tramo superior de formación Láncara datadas como Cámbrico medio; se le puede asignar una edad Cámbrico Inferior-Medio.

2.4. CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂-O₁)

Concordante sobre la Caliza de Vegadeo se deposita una potente sucesión detrítica caracterizada por una alternancia de cuarcitas y pizarras con marcado predominio de las primeras. El límite inferior lo marcan las calizas, y el superior, las capas de transición a las Pizarras de Luarca. La denominación proviene de LOTZE (1958) que la definió en la costa asturiana. Ocupa una gran extensión en la Zona Asturoccidental-leonesa, por lo que ha sido objeto de estudio por varios autores, LOTZE y SDZUY (1961), MATTE (1968), MARCOS (1973), PEREZ-ESTAUN (1973, 1978), BALDWIN (1975), etc.

En la hoja ocupa una franja ancha de E. a NO. y como las anteriores formaciones es parte del flanco meridional del Anticlinorio, advirtiéndose una espectacular reducción de potencia desde el meridiano de Fasgar hacia el E. La causa de esto es doble: por un lado, que en esta zona probablemente no haya repeticiones en la serie por cabalgamientos, como sucede hacia el O. y a lo largo del arco, y por otro, que aunque paleogeográficamente se ha ubicado la hoja en el surco del dominio Navia-alto Sil, en realidad está en un borde del surco, y las series hacia el E., siguen con las mismas características, pero de menor potencia, es decir, la subsidencia es menor. Una prueba de esto se tiene en la cuarcita culminante de la Serie de los Cabos, que es un horizonte estratigráfico fácilmente reconocible a nivel regional, en la Zona Cantábrica se conoce como cuarcitas de Barrios; en el dominio del Navia-alto Sil este nivel no se puede diferenciar, debido probablemente a que la gran subsidencia que existía en este surco da lugar a que aumente de potencia y que el límite inferior sea más difuso. Sin embargo, ya en el

extremo oriental de la hoja este nivel resalta en el relieve, y en la Hoja de Riello, PASTOR GOMEZ (1969) lo tiene cartografiado.

A pesar de lo dicho anteriormente el único corte completo, sin riesgo de repeticiones, que se puede hacer es el del camino de Posada de Omaña a Tremor de Arriba, en esta zona la serie se presenta en posición monoclinual con ligeras inversiones que afectan también a la esquistosidad.

La sucesión observada consta de los tramos siguientes:

- 100 m. de pizarras verdes limolíticas y en la base margosas con estratos decimétricos de cuarcitas, descritas en otras localidades, tanto en esta zona como en la Zona Cantábrica y que proporcionan fauna abundante, especialmente Trilobites.
- Sigue un tramo fundamentalmente cuarcítico, que se inicia con alternancia de pizarras y cuarcitas verdosas y culmina con cuarcitas blancas bien estratificadas en bancos de orden métrico, con algunas pizarras grises intercaladas. Las estructuras sedimentarias más comunes son: laminación flasser en las pizarras, y laminaciones cruzadas y ripples, en los estratos de cuarcitas; la potencia estimada es de 400-500 m.
- Continúa la parte intermedia muy monótona con una alternancia de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de color gris claro, a veces rojizas por los óxidos de hierro, en estratos decimétricos y pizarras limolíticas satinadas grises; en este miembro sólo se ha observado un nivel de cuarcitas blancas recristalizadas, con estructura alentejonada. En general, siempre es mayor la proporción de las cuarcitas sobre las pizarras, aunque ésta varía tanto en la sucesión como lateralmente.

Las estructuras sedimentarias son muy abundantes; en las pizarras: laminaciones paralelas, bioturbación y laminación «flasser»; y en las areniscas: laminación paralela, laminaciones cruzadas «ripples», estratificaciones cruzadas tabulares de bajo ángulo, «herring bone», «loads cast» y a veces cantos blandos; asimismo se observan numerosos icnofósiles.

En este corte al N. de Peña Furada se ha cartografiado un nivel de pizarras negras con pirita (CA_2-O_1P), de unos 15 m. de espesor que pasa en transición tanto al techo como al muro y lateralmente a la sucesión descrita; el motivo de haberlo separado es para mostrar que dentro de esta serie pueden haber tramos litológicos similares a las Pizarras de Luarca.

- Por último, al techo de la serie hay un tramo cuarcítico de unos 200 m. El paso es progresivo, empieza con paquetes de cuarcita

bien estratificada de orden métrico con finas intercalaciones pizarrosas, alternando con niveles detríticos y culmina con tramo de 60 m. de cuarcitas blancas normalmente recrystalizadas, bien estratificadas en estratos superiores al m., que proporciona un horizonte bien destacado en la topografía.

En la base de estas cuarcitas (100 m. al S. de la Ermita) hay un nivel de roca vulcanosedimentaria muy alterada (CA₂-O_{1v}) con grandes clastos de feldespatos y anfíboles. Este horizonte volcánico está presente en toda la extensión de la hoja, manifestándose en uno o varios niveles siempre próximos en la serie, generalmente en forma de rocas piroclásticas, en las que el metamorfismo posterior ha borrado en gran parte la composición mineralógica inicial. Únicamente en el camino de Salentinos, en la localidad de Puente Blanco, a un centenar de metros más abajo en la serie, hay un sill (°₁) en el que la parte central no está muy afectada por la deformación y metamorfismo, que se puede clasificar como diabasa anfibólica con textura ofítica de grano medio.

La mineralogía de esta intrusión somera, así como la de las rocas piroclásticas, apunta a un vulcanismo de tipo basáltico, que se puede enmarcar con el detectado en posiciones similares por toda la Zona Asturoccidental-leonesa, Villameriel, PEREZ-ESTAUN (1974); Cabo Peñas, JULIVERT y TRUYOLS (1972); Sinclinorio de Truchas, MATTE (1968), PEREZ-ESTAUN (1974); etc.

En las cuarcitas blancas se observa, aunque raramente debido a su litología tan homogénea y la recrystalización posterior, laminaciones, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y sobre todo icnofósiles: Skolitos y Cruzianas.

El espesor total de esta formación ha sido objeto de discusión. MATTE (1968) en el corte del río Sil establece una potencia de 10.000 m.; sin embargo, en los estudios posteriores, MARCOS (1973), PEREZ-ESTAUN (1974, 1975), y en la realización de las hojas del Plan MAGNA («in litt»), incluido ésta, se han observado cabalgamientos subparalelos a la estratificación que repiten parte de la serie, sin que se observen pliegues; el más evidente es el que deja aparecer en su base tramos de formaciones superiores, pero no se descarta que haya repeticiones por cabalgamientos intraformacionales muy difíciles de detectar, como el que se inicia en Fasgar. En definitiva, según los últimos cálculos, la potencia para el dominio del Navia-alto Sil sería de unos 4.000 m. En el corte realizado, ya en el límite paleogeográfico de este dominio, la potencia estimada es de 2.700 m.

El medio de sedimentación de la Serie de los Cabos es similar en toda la Zona Asturoccidental-leonesa, coincidiendo las conclusiones de los diferentes autores con las obtenidas en esta hoja; se trata, dadas las

estructuras sedimentarias y los abundantes icnofósiles, de un ambiente marino somero, con abundantes aportes, intermareal, probablemente en una zona de plataforma sublitoral; estas características se conservan a lo largo de la sucesión, lo que implica una subsidencia moderada pero continua. Todo esto se confirma con los estudios sedimentológicos detallados de BALDWIN (1975, 1977), en los que establece para esta serie, facies de «tidal flats», barras de arena, y otras de medios marinos de poco fondo.

En la elaboración de la hoja se han encontrado en la parte superior icnofósiles como *Cruziana furcifera*, D'ORBIGNY; *Cr. goldfussi*, ROUALT; *Cr. rugosa*, D'ORBIGNY, *Rusophicus*, *Skolithos*, etc., lo que unido a los datos regionales confirma la edad Arenigiense para la parte superior. La base no está documentada paleontológicamente, pero en otras localidades (en la costa Asturiana) las pizarras verdes han proporcionado Trilobites de edad Cámbrico Medio (FARBER y JARITZ, 1964; SDZUY, 1968; MARCOS, 1973). En consecuencia, la edad establecida, según se admite generalmente, es de Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior. No se puede precisar con los datos actuales a qué altura de la serie estaría ese límite. Ni siquiera si existe Cámbrico Superior, aunque lo más probable, dada la continuidad de la sucesión, es que esté representado en las partes intermedias de la serie.

2.5. ORDOVICICO INFERIOR MEDIO: CAPAS DE TRANSICION (O₁₋₂)

Sobre el nivel culminante de cuarcitas de la Serie de los Cabos hay una «serie de transición» que representa un paso gradual a la formación superior de las Pizarras de Luarca. Está constituida por una alternancia de cuarcitas blancas y pizarras negras en la base, y pizarras con estratos de areniscas hacia el techo. La relación pizarra/arenisca va aumentando progresivamente en la sucesión. Estas capas de transición existen en toda la Zona Asturoccidental-leonesa y las unidades occidentales y meridionales de la Zona Cantábrica. Sin embargo, en las cartografías realizadas, no suele separarse este tramo que se incluye en la formación de las Pizarras de Luarca de edad Ordovícico Medio. En esta hoja hay varias razones para separarlas: primera, que se han encontrado pistas de trilobites que indican que al menos los dos tercios de la sucesión son del Arenigiense; segunda, que tiene unas características litoestratigráficas bien definidas y distintas a las dos formaciones contiguas; y por último, en esta zona, como se ha dicho anteriormente, hay variaciones de facies respecto a las series típicas del dominio Navia-alto Sil, y hay niveles guía utilizados en las cartografías más septentrionales que no se identifican claramente en esta hoja, como la Cuarcita de

Sabugo. Los límites de este tipo de unidades estratigráficas son bastante convencionales, pudiendo variar lateralmente según las zonas; en esta hoja el límite inferior se ha situado en la base de la primera intercalación potente de pizarras negras, y el superior al techo del último estrato de areniscas, que en el extremo oriental son cuarcitas, antes de pasar a las pizarras masivas de la formación superior; en toda la parte central de la hoja estas areniscas son muy ferruginosas.

La sucesión en conjunto es bastante uniforme, pero con variaciones estratigráficas laterales de las capas que la componen. En particular es interesante el afloramiento de la base del cabalgamiento de la Serie de los Cabos, hasta la transversal del Catoute, consiste en una alternancia de pizarras negras y areniscas ferruginosas aparentemente intercaladas en la serie, de manera que es difícil admitir que pasa un cabalgamiento, a partir del Catoute hacia el E., la sucesión cambia y pasa gradualmente a ser dos paquetes potentes de pizarras negras con pirita y en medio una alternancia de cuarcitas y areniscas ferruginosas de unos 40 m. que resalta en el relieve. Un dato importante es que se encuentran siempre a lo largo del afloramiento numerosas Cruzianas en los niveles detríticos groseros.

Aunque el cabalgamiento es prácticamente paralelo a la estratificación, es posible que en algún punto deje aparecer pizarras de la formación superior; sin embargo, dada la litología de estos materiales, esto no se puede afirmar sin evidencias paleontológicas, que no han aparecido en la elaboración de la hoja.

A pesar de las consideraciones anteriores, un corte representativo se obtiene en el camino de las Omañas a Tremor de Arriba.

- Sobre las cuarcitas blancas masivas culminantes de la Serie de los Cabos hay unos metros de alternancias de cuarcitas y pizarras y un tramo de 30 m. de pizarras negras satinadas con abundante pirita; en su base tienen un nivel de rocas vulcanosedimentarias (O_1V_2) con cantos tamaño grava muy alterados, de bastante continuidad lateral, hacia la parte superior hay algún tramo de arenisca ferruginosa.
- Siguen 50 m. de areniscas cuarcitas y pizarras negras detríticas, los estratos son de orden decimétrico, aunque pueden alcanzar espesores de 1/2 a 1 m. Son abundantes las laminaciones paralelas, cruzadas y «ripples». Es mayor la proporción de areniscas y cuarcitas que de pizarras. Al techo las pizarras negras presentan una laminación paralela milimétrica de cuarcitas blancas muy ricas en minerales pesados, que en lámina delgada tienen aspecto de suelos supramareales.
- Sobre estas pizarras aparece un paquete de cuarcitas blancas

con laminación de 8 a 10 m. de espesor. Este nivel se sigue con facilidad en el campo, y con variaciones laterales de espesor a lo largo de todo el afloramiento, probablemente corresponda con el paquete intermedio de areniscas y cuarcitas que aparece debajo del cabalgamiento. Hasta aquí la serie ha librado en varias localidades Cruzianas.

- Sigue un tramo predominantemente pizarroso, particularmente al techo. Son 50 m. de alternancias de pizarras negras con areniscas verdes y ferruginosas y algún estrato de cuarcita, todas de espesor decimétrico.
- La sucesión acaba aquí con un nivel de 10 m. de cuarcitas bien estratificadas y con laminación paralela. Por su posición estratigráfica se podría correlacionar con la Cuarcita de Sabugo, pero de menos potencia y no tan masiva.

En la parte central de la hoja desde Colinas hasta cerca de Páramo del Sil, el techo de la serie es diferente, a este paquete de cuarcitas lo sustituyen unos 50 m. de pizarras arenosas ferruginosas con intercalaciones de areniscas marrones o verdes con oolitos ferruginosos (de magnetita alterada, chamoisita, etc.) y de grano medio; el metamorfismo ha provocado removilización de óxidos de hierro, que impregnan irregularmente este tramo. Petrográficamente las pizarras son diferentes de las estudiadas regionalmente por su alto contenido en clorita y la aparición de cloritoide, lo que da lugar a que se definan como cloritoesquistos. Un dato muy interesante a señalar es que aunque en el campo no se ven, en lámina delgada estos horizontes aparecen ocasionalmente muy ricos en carbonatos, con un aspecto de facies inter a supramareales. Litológicamente este tramo es similar a otros horizontes ricos en hierro, aunque a distinta altura de la serie, como los explotados en los cotos mineros cercanos a Ponferrada (Wagner, S. José, etc.). Es posible que la posición de éstos, más altos en la serie, no coincida en el tiempo con el de la hoja, pero es evidente que las condiciones de sedimentación eran las mismas.

En resumen, el medio sedimentario de este tramo evoluciona desde una zona con abundantes aportes a un medio de aguas tranquilas poco oxigenadas. Toda la serie representa recurrencias de ambos ambientes. Los horizontes ferruginosos probablemente se deban a la llegada a la cuenca de aguas ricas en geles férricos en un medio de alta energía (oolitos).

Este fenómeno se suele dar cuando próximo a la cuenca de sedimentación hay actividad volcánica importante, representada aquí por las intercalaciones vulcanosedimentarias.

Por otra parte, tanto las pistas fósiles como los horizontes suprama-

reales encontrados en los niveles detríticos groseros, parecen indicar que no hay una profundización de la cuenca importante, sino más bien una zona de plataforma inter-supramareal que progresivamente pasa a condiciones de aguas tranquilas en un ambiente reductor, con pocos aportes y claramente submareal.

La edad de estas capas de transición está bastante acotada; como se ha dicho anteriormente, se ha encontrado en numerosos afloramientos de la parte inferior de la sucesión la asociación de *Cruziana turcifera*, O'ORBIGNY; *Cr. goldfussi*, ROUALT; y *Cr. rugosa* D'ORBIGNY; acompañada por otros icnofósiles. Estas pistas se admite generalmente que representan al Arenig.

En cuanto al techo, no ha aparecido fauna, pero la base de la formación superior está bien documentada por Llanvir. Por lo que se adopta el criterio de darle una edad tránsito del Ordovícico Inferior al Ordovícico Medio, como sugiere la propia naturaleza de la serie.

2.6. ORDOVICICO MEDIO: PIZARRAS DE LUARCA (O₂)

Esta formación fue denominada así por BARROIS (1882) en dicha localidad, y es característica de la Zona Asturoccidental-leonesa. En otros dominios se pueden diferenciar tramos litológicos; sin embargo en el Navia-alto Sil, se presenta como una potente sucesión homogénea de pizarras negras de grano fino, lustrosas; con abundante piritita bien cristalizada en cubos y más raramente en nódulos, que en superficie se alteran a limolita. La superficie visible en el campo es la de la esquistosidad de flujo regional; en el marco de la hoja no se encuentran niveles que permitan reconocer la estratificación, solamente en algunos cortes frescos, como el de la carretera de Páramo del Sil a Valdeprado, pequeñas diferencias de tamaño de grano dan lugar a refracciones de la esquistosidad, que permiten deducirla.

Esta formación aflora en la hoja en posición similar a las anteriores, es decir, en conjunto como un moclinal perteneciente al flanco S del Antiforme del Nárcea. Como en la Serie de los Cabos también presenta un espectacular aumento de potencia hacia el Oeste, lo que se explica, como se ha expuesto anteriormente, por aproximarse al surco del dominio Navia-alto Sil. No obstante, hay que tener en cuenta la incidencia que puede tener la tectónica, como se verá en su capítulo; la 3.^a fase de deformación hacia el Oeste no es homoaxial como en la zona oriental, lo que da lugar a inflexiones de la esquistosidad, que se refleja en un aumento de la superficie de afloramiento. En estas condiciones es arriesgado dar una estimación de la potencia real, pero en general se puede decir que es superior a los 1.500 m.

Localmente, tanto en el límite inferior como en el superior, aparecen lentejones irregulares masivos de limolitas feldespáticas, lo que indica una transición a las formaciones contiguas.

En lámina delgada la litología es muy monótona, recrystalizada y orientada en su totalidad por el metamorfismo hercínico, de grano tamaño arcilla; cuyos principales componentes son cuarzo, clorita, micas blancas y en menor proporción minerales pesados (rutilo, circón y epidota), casi siempre impregnadas por grafito y óxidos de hierro.

La fauna que proporciona estos materiales es escasa, se han citado Trilobites, Lamelibranquios y Cistoideos, en Luarca; Braquiópodos, en el Sinclinal de Truchas; y sobre todo la más abundante es de Graptolites, encontrados en varios puntos de la Zona Asturoccidental-leonesa.

Este tipo de materiales formados por pizarras negras de grano fino (arcilla o limo), pobres en fauna, pero ricas en materia orgánica y presencia de pirita, coinciden perfectamente con las facies euxínicas en el sentido de PETTJOHN (1975); estas facies aparecen en medios reductores (por debajo del nivel rico en oxígeno), en condiciones de aguas estancadas con pocos aportes detríticos; bien por la lejanía del área fuente, porque existan umbrales que impidan su circulación, o por características especiales de la erosión del continente. Este tipo de facies, aunque se dan en la actualidad en ambientes muy definidos, no indican ni profundidad ni distancia a las costas. Ahora bien, las facies de tipo somero que aparecen en la base, así como la propia distribución regional de esta formación, con umbrales como el del Dominio de Peñalva inmediatamente al S del que nos encontramos, parecen indicar un medio de depósito restringido, en un surco protegido de los aportes continentales groseros; que incluso se podría situar en una zona de plataforma.

En estas áreas se observan subsidencias muy importantes, que en este caso es además continua, lo que proporciona un alto coeficiente de sedimentación.

En la realización de esta hoja no se han encontrado nuevos datos paleontológicos, pero la edad de la base de la formación está bien definida regionalmente por los hallazgos de Trilobites del género *Calymene* y otros (BARROIS, 1852; PRADO, 1857; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; LLOPIS, 1961) Y Graptolites del género *Didymograptus* (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; MARCOS, 1973; WALTER, 1968; PEREZ-ESTAUN, 1974, 1975). Todos estos datos indican una edad Llanvir. La edad del techo no está documentada, regionalmente se admite como Llandeilo por comparación con el área del Cabo Peñas, en la Zona Cantábrica, donde existen facies similares.

2.7. ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR: FORMACION AGÜEIRA (O₂ - 3)

Sobre la formación anterior en contacto concordante y gradual se sitúa una secuencia detrítica con características turbidíticas. Su presencia fue detectada por varios autores y MARCOS (1970) la definió como Formación Agüeira. Desde entonces se han sucedido varias publicaciones MARCOS (1973); CRIMES y cols. (1974); PEREZ-ESTAUN (1975), que han contribuido mejor a su conocimiento.

En esta hoja aflora extensamente, aunque dadas sus características topográficas, no hay ningún corte completo con buenos afloramientos.

El límite inferior se observa bien en toda la banda septentrional, por lo general es gradual, pero a esta escala se traza bien en la aparición de las primeras laminaciones o estratos de arenisca. Hacia el S en esta formación se da el Sinclinal de Pardamaza y el Anticlinal del Gistreo, en los que se observa el límite superior, que es siempre muy neto. En estos afloramientos la serie es bastante homogénea, aunque con variaciones laterales de facies, si acaso se observa en el núcleo anticlinal un ligero aumento de potencia.

En el afloramiento de la esquina suroriental la secuencia es diferente dentro de las variaciones laterales de facies, propias de estas formaciones, pero no se puede realizar ningún corte, ya que aparece en varios pliegues en los que no aflora ni el muro ni el techo.

Mineralógicamente las areniscas están compuestas por cuarzo principalmente, plagioclasas y fragmentos de rocas enmascaradas por el metamorfismo regional, dentro de una matriz limoso-arcillosa totalmente recrystalizada. El tamaño del grano es fino, de tipo limo. Esto da lugar a una característica en el campo muy peculiar y es que la esquistosidad regional se observa muy difícilmente y queda reducida a los tramos más lutíticos.

Los afloramientos de la formación Agüeira se extienden a todo lo largo del dominio del Navia y alto Sil y parcialmente al dominio de truchas (PEREZ-ESTAUN, 1975), describiendo el arco que dibujan todas las estructuras en la Zona Asturoccidental-leonesa.

La Formación Agüeira está constituida por una alternancia de arenas (media-gruesa), limolitas y lutitas, con algunos niveles cuarcíticos intercalados, sobre todo hacia la base.

Por lo general los tramos arenosos pueden relacionarse con algunas de las facies establecidas por MUTTY y RICCI LUCCHI (1975) para las secuencias turbidíticas. Sin embargo, el modelo de BOUMA (1962 y 1965) para las secuencias turbidíticas, sólo es aplicable en algunos de los tramos de la serie.

Las paleocorrientes determinadas en la Formación Agüeira (al me-

nos en las columnas levantadas en esta hoja) definen un modelo unimodal con un sentido predominante de S^o-N.

El estudio parcial de las facies de estas turbiditas fue realizado por CRIMES, MARCOS y PEREZ-ESTAUN (1974). Estos autores documentaron cuantitativamente los cambios laterales de facies en el sentido de las paleocorrientes, estos cambios se caracterizan principalmente por una disminución de la relación arenas/pelitas, y del espesor de las areniscas desde localidades más próximas a la fuente de los aportes a otras relativamente más distales.

En sentido vertical, los cambios de facies se caracterizan por una reducción del espesor de las areniscas, y de la relación arenisca/pelita.

Las pistas fósiles no son muy abundantes, en trabajos precedentes se han citado varios géneros característicos de aguas profundas, tales como *Spirophyucus*, *Granularia*, *Protopalereodictyon*, *Helminthopsis* y *Cosmorhappe* (CRIMES y cols., 1974). En la formación Agüeira, dentro de la Hoja de Noceda, solo se han identificado *Arenicolites* de bajo fondo.

Dentro de la Hoja de Noceda se han realizado dos cortes estratigráficos detallados dentro de esta formación, localizados en Piedrafitá.

La mala calidad del afloramiento sólo ha permitido estudiar el miembro superior (200 m.) e inferior (300 m.) de la misma (fig. 1); sin embargo, no se han podido realizar observaciones parciales que permitan tener un conocimiento, al menos superficial, del tramo intermedio, cuyas características son muy uniformes.

a) La base de la serie está constituida por las pizarras de Luarca, sobre ellas se sitúa un conjunto de unos 65 m., constituido por areniscas en bancos de 30 cm. a 1 m. (los bancos más potentes se localizan en la base), con intercalaciones pelíticas muy reducidas. Los bancos de areniscas suelen presentar «ripples» a techo y a veces laminación paralela, siendo muy frecuentes las «amalgamaciones». Este tramo no corresponde al modelo clásico de «turbiditas» de BOUMA (1962 y 1965) y de acuerdo con la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), hay que ubicarlas dentro de las facies B₂.

b) 15 m. de areniscas y arcillas en niveles muy delgados. Los bancos de areniscas presentan una secuencia interna de muro a techo constituida por laminación paralela (b, de Bouma), «ripples» (c, de Bouma), laminación paralela (d, de Bouma) y tramo pelítico (e, de Bouma); es decir, presenta una secuencia T.b-e, y según la clasificación de Mutti y Lucchi, corresponde a las facies D₂.

c) 102 m. Areniscas en capas de 15-40 cm., con laminación paralela y «ripples» a techo. Escasas marcas en los muros de los estratos (sólo «load-carts»). El espesor de los intervalos pelíticos es superior al de los tramos anteriores. Corresponden a facies B₂.

Escala en metros	Representación gráfica de la secuencia litológica	Litología y características	MARCA en muros	Secuencia de BOLINA	Dirección de paleo-corrientes	FACIES DE MUTTI Y RICCI LUCCHI	
						Facies	Interpretación
		<p>Quarcitas blancas (CUARCITA DE VEGA)</p> <p>Areniscas (dominantes) de grano medio a grueso; bancos de 0,20-1 m con laminación paralela y ripples. Amalgamaciones. Niveles pelíticos muy reducidos.</p>	Ripples marcas de carga	No aplicable	/	B ₂	Parte interna (a intermedia) de abanico submarino.
		<p>Areniscas de grano fino-medio, tramos pelíticos más desarrollados; con asociación de tramos con "slumping" hacia la base.</p> <p>Areniscas en bancos potentes, a veces en tepales, abundantes "slumping".</p> <p>Tramos pelíticos muy potentes englobando niveles de areniscas con "slumping". Existen numerosos niveles de olistolitos.</p>	<p>Marcas de carga, ripples</p> <p>No aplicable</p>	No aplicable	/	B ₂ F	Abanico submarino. Facies de talud y parte intermedia.
		<p>Areniscas (y/o cuarcitas) en capas muy gruesas. Escasas lentitas.</p>	Groove cast	No aplicable	/	B ₂	Abanico submarino. Parte interna a intermedia?
		<p>Areniscas intercaladas en términos turbiditas arcillosas.</p>		Turb	/	D ₂	
		No observable, directamente.					Turbiditas clásicas de Bouma intercaladas?
		<p>Areniscas con intercalaciones delgadas de arcilla y lutita.</p>	Groove casts Prod casts.	Table	/	C	
		<p>Argilitas (pizarras) oscuras, con algunas láminas de arena muy fina a limo.</p>		Ts	/	D ₃	
		<p>Areniscas y argilitas en tramos muy delgados, en relación a los tramos arenosos.</p>	Load casts groove casts	Tb-e Turb	/	D ₂	
		<p>Areniscas en capas de 15-40 cm con laminación paralela y ripples. Potentes tramos pelíticos.</p>	Ripples load casts	No aplicable	/	B ₂	
		<p>Areniscas y argilitas en tramos muy delgados.</p>	Load casts	Tb-e	/	D ₂	Abanico submarino (abanico intermedio?).
		<p>Areniscas (dominantes) en bancos de 30-1 m (más grueso en la base). Niveles pelíticos muy reducidos. Laminación y ripples. Amalgamaciones.</p>	Ripples	No aplicable	/	B ₂	
		PIZARRAS DE LUARCA					

FIGURA 1

d) 20 m. Características muy semejantes a las del tramo b (incluso en potencia). Secuencias Tb-e y Tc-e de Bouma, y D₂ de Mutti-Lucchi.

e) 100 m. Argilitas (pizarras) oscuras, con algunas intercalaciones arenosas y limosas. Corresponden a secuencia Te (Bouma) y D₃ (Mutti-Lucchi).

Estos tramos constituyen el miembro inferior de la Formación Agüeira.

El miembro intermedio, como ya se ha dicho anteriormente, está en su mayor parte recubierto, por lo que sólo se han hecho observaciones parciales.

El tramo inferior de este miembro, con 70 m. de potencia visible, está constituido por areniscas con intercalaciones de lutitas. En los niveles de areniscas se encuentran secuencias Ta-b/e de Bouma, es decir, corresponden a las «turbiditas clásicas», con facies C de Mutti-Lucchi. Dentro de este tramo se han encontrado algunos braquiópodos, que según PEREZ-ESTAUN (1974) son de edad Caradoc. También son muy frecuentes las pistas de *Arenicolites*.

Hacia el techo de este miembro intermedio, la serie está constituida por areniscas en bancos muy delgados, intercalados en términos lutítico-arcillosos. Los bancos de areniscas presentan una secuencia Tc/e de Bouma, correspondiente a las facies D₂ de Mutti-Lucchi.

Entre el tramo superior e inferior de este miembro, se tiene del orden de 120 m. recubiertos, aunque en pequeños afloramientos se pueden observar arenas y lutitas con facies C y D.

En el miembro superior de la Formación Agüeira; con una potencia del orden de 250 m., se pueden distinguir de muro a techo los tramos:

a) 50 m.: areniscas (y/o cuarcitas) en capas muy gruesas, con tramos lutíticos muy reducidos, que pueden asimilarse a las facies B₂ de Mutti-Lucchi.

b) Existen unos 15 m. de serie recubiertos y sobre éstos un conjunto de 115 m. de areniscas en bancos potentes, a veces lentejonares, con abundantes «slumping».

Los niveles pelíticos son potentes, englobando niveles de areniscas con «slumping». Existen numerosos niveles de olistolitos. Según el modelo de Mutti y Lucchi, corresponderían a las facies F.

c) 47,50 m.: areniscas de grano fino-medio, con tramos lutíticos más desarrollados, con niveles de «slumping» hacia la base. Corresponde a las facies B₂ y F.

d) 37,50 m.: areniscas (dominantes) de grano medio-grueso, en bancos de 0,30-1 m., con laminación paralela y «ripples» a techo. Niveles

lutíticos muy reducidos. Son muy frecuentes las amalgamaciones. Facies B₂.

Encima de este «miembro» se sitúa un tramo de cuarcitas blancas denominadas «Cuarcitas de Vega».

Del estudio de la columna estratigráfica se desprende, aunque con las reservas propias al tener sólo un corte y no completo, la existencia de un ambiente de depósito ligado a un abanico submarino, cuyas paleocorrientes determinadas, definen un modelo unimodal, con dirección predominante S.-NE. Es posible mediante la asociación de facies existentes, identificar diversas subfacies dentro del abanico submarino. Así el «miembro inferior» de la formación con facies B₂ y tramos reducidos de D₂, pueden corresponder a la parte intermedia del abanico. El miembro medio, en donde se encuentran representados las «turbiditas clásicas» correspondientes a las facies C, D₃ y D₂, pueden corresponder a la subfacies de «intercanal». Dentro del miembro superior se distinguen subfacies propias de la parte interna e intermedia del abanico submarino, más una subfacies con abundantes «slumping» (facies F) que pueden ser propias del talud.

En resumen, con el estudio de una sola sección no puede darse una interpretación global de la Formación Agüeira; de todas formas, en el corte estudiado parece tratarse de facies propias de las partes interna e intermedia de un abanico submarino, que progreda; o bien de un sistema de abanicos que tuvieran su origen en pulsaciones tectónicas. Tampoco existen criterios sólidos para hablar de profundidades, aunque la existencia de pistas de *Arenicolites* y facies de talud pudiera interpretarse como aguas no muy profundas.

Por último, hay un dato importante, hallado en esta hoja al N. de S. Justo de Cabanillas. Se trata de un sill, incartografiado a esta escala, de rocas plutónicas probablemente básicas, interstratificadas en la sucesión. Son en la actualidad diabasas anfibióticas, cuya composición original es difícil de precisar por la acción del metamorfismo regional. Esto demuestra que la actividad ígnea en la Zona Asturoccidental-leonesa, es más continuada de lo que en principio se ha creído.

Durante la elaboración de la Hoja se han encontrado Braquiópodos al N. de Noceda a unos metros encima del muro, esto unido al yacimiento encontrado por PEREZ-ESTAUN (1974), que ha librado fauna de Braquiópodos de edad Caradoc, confirmada regionalmente por MARCOS (1970), permite asegurar que esta formación es, al menos, de esa edad, pero ningún autor descarta que los metros basales sean Llandeilo, por lo que a falta de unas precisiones, se acepta una edad Ordovícico Superior.

2.8. ORDOVICICO SUPERIOR: CUARCITA DE VEGA (O₃)

La formación anterior culmina con un nivel de cuarcitas que se destaca bien en el campo denominado Cuarcitas Superiores, por ALMELA y VALLE DE LERSUDI (1963), Cuarcitas de Vega de Espinareda por MATTE (1968), y por último, Cuarcitas de Vega (PEREZ-ESTAUN, 1974). Esta formación es muy uniforme en el marco de la hoja, constituida por dos paquetes de cuarcitas blancas en bancos de orden métrico, separados por un nivel de 5-10 m. de alternancias de pizarras negras detríticas con nivelillos de areniscas, y cuarcitas, de carácter turbidítico. El límite inferior es gradual y el superior bastante brusco, observándose localmente, como al W de Pardamaza, restos de suelos ferralíticos.

Las cuarcitas presentan laminación paralela, cruzada, abundantes «ripples» y más raramente cantos blandos. La potencia oscila entre 60-80 m., y es bastante uniforme en todo el afloramiento, aunque en cartografía no lo parezca como consecuencia de la tectónica. El medio sedimentario está en continuidad con el anterior, si bien con características más someras, ya que presenta facies de plataforma marina intermareal, que debe culminar con una emersión, al menos parcial, antes del depósito del Silúrico.

No se han encontrado fósiles en esta formación, pero por posición estratigráfica, así como por la continuidad sedimentológica con la formación anterior, se admite generalmente una edad Ordovícico Superior.

2.9. SILURICO: PIZARRAS Y AMPELITAS SILURICAS (S₁-₃)

Este sistema está representado por los materiales más altos de la sucesión del Paleozoico anterior a la Orogenia Hercínic. Su cartografía ha presentado problemas en la Zona Asturoccidental-leonesa, tanto por su litología similar a las Pizarras de Luarca, como por su distribución a veces paraconcordante sobre formaciones más antiguas, en este dominio no presenta problemas, ya que se sitúa concordantemente sobre los sedimentos detríticos del Ordovícico Superior. En esta hoja aparece en el núcleo del sinclinal de Pardamaza, orlando el cierre oriental y al S. del anticlinal de la Formación Agüeira que aflora en el Gistreo, y al SW de la Hoja en contacto con el Estefaniense por una importante fractura.

La litología es bastante uniforme, son pizarras negras satinadas de grano tamaño arcilla, y ampelitas deleznales, ambas tienen abundante cloritoide, fácilmente observable en el campo; como se sabe, la aparición del cloritoide en el metamorfismo de bajo grado está controlado

por factores químicos que dependen de la composición de la roca inicial, alta relación Fe-Mg, alto contenido en Al y bajos en K, Na y Ca. Entre las pizarras, se observan finas laminaciones de cuarcita de grano muy fino, que desaparecen lateralmente, de espesor milimétrico al decimétrico. Contiene en general, bastante pirita. En el afloramiento más meridional las intercalaciones de cuarcita son más continuas y en mayor proporción, y tiene además nódulos sinsedimentarios, algunos son ferralíticos y otros de material clástico, cuya composición aún no se ha analizado.

Con frecuencia se encuentran brechas de pizarras entre óxidos de hierro, cuyo origen por el momento no está claro.

Regionalmente se observa que en el paso Ordovícico-Silúrico, hay una laguna, y, como se ha dicho anteriormente, en dominios más meridionales el Silúrico se deposita paraconcordantemente sobre formaciones más antiguas, en estos casos suelen aparecer en la base calizas de facies arrecifales (Calizas de la Aquiana); esta laguna se refleja en esta hoja con la aparición de suelos ferralíticos en el muro (W de Pardamaza), no obstante, en la hoja vecina de Vega de Espinareda («in litt») se ha encontrado fauna del Llandovery inferior, de lo que se deduce que en este dominio la sucesión es de las más completas de la Zona Asturoccidental-leonesa.

Según la serie establecida por PEREZ-ESTAUN (1975), en esta hoja estaría representada solo la parte inferior, lo que es posible dadas las estructuras de los afloramientos, la potencia por tanto mínima, se estima en unos 200 m.

El medio de sedimentación supone un cambio respecto a la formación anterior, y una vuelta al ambiente sedimentario de las Pizarras de Luarca, es decir, a las «facies euxínicas»; las laminaciones de cuarcita, que es la diferencia litológica más evidente, son una de las características que definen a estas facies.

Sirven por tanto las consideraciones hechas anteriormente, aunque por su distribución regional parece más claro que se trata de depósitos marinos de plataforma en condiciones reductoras y con pocos aportes detríticos groseros.

La edad de esta formación ha sido establecida con abundante fauna (Trilobites y Graptolites) por varios autores (ALMELA y VALLE, 1963; NOLLAU, 1968; MATTE, 1968; VELANDO y MARTINEZ DIAZ, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). En la elaboración de la hoja, se han encontrado varios yacimientos, siempre próximos al muro (50 m.); en el camino de Pardamaza al NE de Libran se ha encontrado *Climacograptus Caudatus* (LAPW) y *Monograptus* sp. de edad Llandovery; al N de Noceda con algunos restos de Trilobites inclasificables *Monograptus Sedgwickii*

(PORTL), *M. Distans* (PORTS) y *M. Circularis* (E. W.); y al N de Villar de las Traviesas *M. Orlodom* (BRONN) que indica Llandovery superior, por tanto, en la parte basal de esta formación está representado todo el Llandovery, el resto de la serie podría pertenecer ya al Wenlock, que es la edad admitida regionalmente.

2.10. CARBONIFERO: CUENCAS ESTEFANIENSES (H^B_{3,3}^{-B}₋₃₄)

Los materiales de esta edad corresponden a la parte más oriental del límite septentrional de la Cuenca del Bierzo.

Los trabajos realizados hasta ahora son parciales y no es posible correlacionarlos para obtener una idea global de la cuenca. En la actualidad se está llevando a cabo una investigación de toda la cuenca por E.N.A.D.I.M.S.A., y sus avances han permitido elaborar una cartografía definitiva del área comprendida en la hoja, si bien es pronto para establecer una paleogeografía y correlación definitiva entre los diferentes sectores.

Entre los autores que han estudiado estos materiales están el de ALMELA y VALLE DE LERSUNDI (1963), PEREZ-ESTAUN (1975), hoja 1:50.000 de Bembibre realizada por VELANDO y MARTINEZ DIAZ (1973), y los estudios realizados por CORRALES y PELAEZ (1968) y CORRALES (1971), que aunque se sitúa en Cuencas más septentrionales (Villablino y NW. de Asturias) son aplicables por sus características paleogeográficas a esta zona. Estos autores señalan que se trata de depósitos de carácter molásico, que comienzan con secuencias fluvial o torrencial (conglomerados de base) y siguen con una serie de areniscas, limolitas y capas de carbón, dispuestas en ciclotemas sedimentarios a un ambiente fluvio-lacustre, es decir, cuencas intramontañosas formadas en zonas deprimidas causadas por la fracturación tardihercínica. La parte de la cuenca representada en esta hoja se puede dividir en sectores separados por fallas, que han rejugado con movimientos sedimentarios marcando posiblemente zonas de fracturas en donde se depositan estos materiales, cuyos últimos movimientos en la Orogenia Alpina han afectado hasta los depósitos terciarios.

Los sectores antes mencionados se pueden reducir a tres. El más septentrional aflora en los alrededores de S. Pedro Mayo, se trata del extremo oriental de la cuenca de Fabero-Matarrosa, su límite meridional se puede establecer en la zona de fractura continuación de la Falla de Noceda.

El sector central es el de Toreno Tremor de Arriba, comprende la mayor extensión del Estefaniense en la hoja, y se extiende en forma de

franja, desde el E. del río Sil hasta el río Luna (Hoja de la Robla). Su límite meridional está constituido por una falla (Falla de Labaniego), orientada en líneas generales E.-W., que ha bajado en su movimiento principal el labio N. Se extiende ampliamente fuera de la hoja, constituyendo el límite S. del Carbonífero, al que pone en contacto con materiales que van desde el Precámbrico hasta el Silúrico. Esta falla es indudablemente de gran importancia pudiendo afirmarse que su salto es superior a los 1.000 m., cabiendo incluso la posibilidad de que supere en algunos puntos los 2.000 m. El límite septentrional del sector está limitado en gran parte por una falla (Falla de Noceda) y aunque en algunos puntos aparece los tramos de la base, dado su trazado rectilíneo se puede considerar de similares características que la anterior, y probablemente con rejuegos sinsedimentarios; lo que determina que el sector presente en conjunto una estructura en fosa tectónica.

Por último, el sector más meridional aflora al W. de Almagarinos, al Sur de la Falla de Labaniego, y se trata del extremo más septentrional de la cuenca de Torre Bembibre.

Como se ha dicho anteriormente, aún no es posible hacer una correlación estratigráfica clara entre los tres sectores, pero de momento hay una diferencia neta en los tramos de base. En el sector de Torre Bembibre, la secuencia comienza con unos conglomerados heterométricos; oligomicticos, con predominio de los cantos redondeados de cuarcitas (probablemente de 2.º ciclo); de trama abierta y matriz arenosa H_{cg}^{B-B} ,

35-34

se trata de zonas «proximales» de abanicos aluviales pero con características de áreas con corrientes de agua y zonas de lavado. Su espesor es considerable, bastante uniforme en la hoja y aumenta en áreas próximas más meridionales.

En los otros dos sectores los tramos groseros de base son de mucho menor espesor y están constituidos en muchas ocasiones por brechas ferralíticas con cantos angulosos de las cuarcitas y pizarras infrayacentes H_b^{B-B} , son facies sin transporte que lateralmente pasan a conglomera-

33-34

dos del tipo primero que indican la salida de pequeños abanicos aluviales. El más espectacular es el que se conserva al NW. de Villar de las Traviesas, constituido por un manto de escasa potencia de derrubios con bloques de orden métrico, de los materiales inferiores sin apenas transporte y cantos de cuarcita redondeados de segundo ciclo.

Con carácter general para toda la cuenca, se puede decir que estos materiales se depositaron en depresiones tectónicamente activas en un ambiente continental, ya que no se han encontrado tramos claramente marinos, aunque pueden existir algunos que representan medios de transición. La sedimentación dio comienzo con conglomerados y bre-

chas que ocuparían la base (facies de «debris-flow») rellenando paleorrelieves; la presencia de paleocanales, estratificación cruzada tabular, heterometría, naturaleza de los cantos, etc., representan sedimentos en abanicos aluviales. En el sector Torre Bembibre, es decir, el borde W., estas condiciones permanecerían durante mucho tiempo, depositándose coetáneamente con sedimentos de menor energía del interior de la cuenca, pero con pasadas de conglomerados aluviales.

Hacia el interior las condiciones varían dentro de un ambiente fluvial con zonas lagunares. Directamente sobre los conglomerados hay depósitos de alta energía, como lo demuestra el predominio de los detríticos gruesos (areniscas y conglomerados) sobre los finos. Las estructuras sedimentarias más relevantes son erosivas, con granoclasificación positiva, estratificaciones cruzadas, laminaciones cruzadas de gran ángulo, geometría lenticular de los estratos y otras, que indican facies «braided», con escasas llanuras de inundación. Por último, los sedimentos más generalizados son alternancia de los anteriores con otros constituidos por sedimentos finos, arcillas y limos, con carbón y suelos de vegetación, depositados en ambiente pantanoso, en períodos de estabilidad de la cuenca. Se observan además ciclos en la sedimentación, que implican reactivaciones periódicas de la cuenca, estos megaciclos son los que proporcionan capas de carbón de mayor extensión. Dentro de éstos hay ritmos menores, típicamente fluviales, entre los canales anastomosados, en los que las capas de carbón son de menor extensión, normalmente truncadas por emigración de los paleocauces. De lo dicho anteriormente, se deduce que hay grandes cambios laterales de facies y el régimen pantanoso, con formación de capas de carbón, sólo se extendió ocasionalmente por toda la cuenca dando capas continuas.

En cuanto a la descripción litológica, las facies de borde son brechas y conglomerados, como ya se ha descrito, hay que añadir que en las facies interiores también hay conglomerados y microconglomerados de origen fluvial, generalmente en la base de los paleocanales erosivos, con cantos redondeados, y matriz arenosa abundante, en éstas se suelen encontrar troncos vegetales transportados. Las areniscas son grauvascas, con ligera heterometría especialmente en las que presentan granoclasificación, los clastos son en su mayoría de cuarzo, procedentes de las rocas metamórficas circundantes, algunos de chert y argilitas, y en menor cantidad mica blanca, clorita y cloritoide. Los materiales más finos son fundamentalmente lutitas y algunas limilitas, con la misma mineralogía que las areniscas, a excepción de mayor presencia de cloritoide. Este a veces se presenta en cristales bien desarrollados en la matriz, lo que parece indicar una neoformación ligada sin duda al plutonismo poshercínico.

Respecto al carbón, en el área comprendida en esta hoja se presenta

en capas delgadas que van desde carboneros a capas que raramente superan los 70 cm., la media es de unos 50 cm. Presentan al muro suelos de vegetación en capas de lutitas y limolitas, raramente se observan carbones de carácter autóctono. Los carbones son principalmente antracitas.

Por último, sólo añadir que al parecer la cuenca es disimétrica con el mayor aporte desde el S y W. A partir de la falla de Labaniego las facies son más finas con mayor número de capas de carbón, parece que esta falla ha podido funcionar como un umbral sinsedimentario y que sólo los materiales superiores lo han rebasado; las facies de borde son de menor potencia que hacia el S. y mucho menores que en los bordes meridionales de la cuenca, en la hoja de Bembibre.

El espesor de estos materiales varía según las zonas, en la zona de Toreno se estima en un mínimo de 1.500 m., la mayor potencia está en los alrededores de Tremor de Arriba, en donde por los datos mineros conocidos se puede estimar un mínimo de 1.800 m.

La flora es muy abundante, encontrándose buenos ejemplares tanto en las capas de carbón, como diseminados en los materiales detríticos. En algunos niveles de lutitas se ha encontrado fauna de agua dulce, sobre todo hacia la parte inferior (cerca de Brañuelas).

En cuanto a la datación, tanto por los datos regionales como los aportados por WAGNER (1966, 1970) y por la flora encontrada: *Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM), *Pecopteris ameromi* (STOCKMANS y WILLIERS), *P. robustissima* (WAGNER), *Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM), *Oligocarpia Grigorievi* (ZALESKY-TCHIRCOVA), *Alethopteris zeilleri* (RAGOT), *Callipteridium zeilleri* (WAGNER), *Mixoneura matallanae* (WAGNER), *Lobatopteris corsini* (WAGNER), *Neuropteris ovata* (HOFFMANN), *Odontopteris brardi* (BRONGNIART), *Fascisterris sp.*, *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART), *P. Oblongifolia* (FONTAINE y WHITE), *Tamiopteris jijunata* (GRAD'EURY), *Pseudomariopteris coisini* (TEXEIRA), *Nemejcopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).

Según estas formas se establece para estos materiales una edad Estefaniense B-C, sin que puedan hacer precisiones entre los límites de estos pisos; en la parte más meridional de la cuenca del Bierzo (área de Torre-Bembibre), Wagner ha podido precisar que los tramos más altos de la serie son sólo Estefanienses C inferior, y que prácticamente toda la serie es Estefaniense C. No obstante, hasta que estudios estratigráficos más detallados den más precisión a estos límites, es preferible adoptar una edad más general como Estefaniense B-C.

2.11. NEOGENO (T_{C1}^B), ($T_2^B - Q$)

Discordantes sobre los sedimentos paleozoicos, se depositan unas formaciones detríticas rojizas típicamente continentales.

Los afloramientos se encuentran en la actualidad reducidos a la depresión de Noceda y a varios puntos en los bordes oriental y meridional de la hoja. Aunque aparezcan aislados, en conjunto se pueden correlacionar con las formaciones terciarias mejor desarrolladas de la cuenca del Bierzo. Estas han sido descritas por varios autores: VIDAL BOX (1941, 1954), HERNANDEZ SAMPELAYO (1942, 1951), BIROT y SOLE SABARIS (1954), SLUITER y PANNEKOEK (1964), DELMAIRE-BRAY (1977) y PEREZ GARCIA (1977); y en un contexto más amplio, dentro de los depósitos terciarios del Noroeste de la Península por BRELL y DOVAL (1974) y BRELL (1975).

Hasta hoy no se han encontrado fósiles en estos materiales, por lo que su datación se realiza por correlación de facies con los depósitos de la Cuenca del Duero. Hay dos interpretaciones paleogeográficas. Una (SLUITER y PANNEKOEK) considera que todos los sedimentos pertenecen a un mismo ciclo sedimentario, atribuido al Vindoboniense, y que las distintas facies que aparecen son variaciones laterales locales. La otra, es aceptada por la mayoría de los autores y se va a seguir en esta hoja, distingue dos unidades complejas diferentes separadas por una discordancia. La primera con sedimentos detríticos generalmente finos atribuida al Mioceno, o más concretamente al Vindoboniense, según los autores (T_{C1}^B); y la superior de color rojo, detrítica más gruesa, atribuida al Mioceno Superior o al Plioceno ($T_2^B - Q$). Aparte de sus diferencias litológicas y la discordancia, un criterio seguido para diferenciarlas, es que entre ellas hay una etapa de fracturación importante, que en ocasiones aparece fosilizada por la unidad superior.

VIDAL BOX (1954) y PEREZ GARCIA (1977) han señalado la presencia de formaciones paleógenas en el Bierzo, y DELMAIRE-BRAY (1977) las ha correlacionado con los materiales terciarios de la cuenca de Noceda; sin embargo, tanto por la descripción de las facies que presentan, como por su posición estructural no parece que estén presentes en el marco de la hoja, en todo caso, si los tramos son de esta edad, a falta de dataciones más precisas, se deben incluir en el Neogeno, ya que su posición estratigráfica está claramente ligada a los materiales miocenos.

Los afloramientos del conjunto inferior (T_{C1}^B), es decir, de edad Mioceno (probablemente Vindoboniense), que se presentan aislados son difíciles de correlacionar, debido a la gran influencia que ejercen el área de aportes según su litología, paleorrelieve, y su situación en la cuenca, por lo que es preferible describirlos por separado. El afloramiento más

grande se encuentra en la depresión de Noceda, su estudio está bastante dificultado porque la tectónica más reciente ha remodelado fuertemente la cuenca, dando lugar a emigración y encajamiento de los pequeños ríos con gran desarrollo de depósitos cuaternarios recientes. Las observaciones son locales, pero dan una idea válida para explicar la evolución de la sedimentación. En la base se observa, a lo largo del contacto meridional, un tramo de uno a dos metros de arenas, gravas y conglomerados de colores blanquecinos, con cantos del orden de 1 cm. de diámetro, polimícticos, aunque predominan los de cuarzo, redondeados con poca esfericidad, inmersos en una matriz arenosa. Esporádicamente en la base presentan suelos ferralíticos.

Este tramo basal hacia los contactos oriental y occidental pierde potencia, y tamaño de grano, aparecen como limos y arenas de colores amarillentos con esporádicas pasadas de cantos angulosos y flotantes.

Sobre este conglomerado basal, en algunos puntos se observa un tramo de unos 10 m., con canales erosivos y lentejones de gravas y arenas con algún canto anguloso y estratificaciones cruzadas. La sucesión hasta aquí presenta características de abanico aluvial que pasa de facies proximales a facies medias hacia el techo. Sobre estos tramos se deposita la facies más extendida: son arcillas y limos rosados o amarillentos con cantos centimétricos flotados y alguna pasada de arenisca algo ferruginosa, la potencia es difícil de precisar, pero del orden de los 40 m. son facies típicas de llanura e inundación, esporádicamente se puede observar también una pasada carbonatada con margas blancuzcas y costras, que representan precipitación evaporítica en pequeñas charcas.

Hacia el extremo suroeste del afloramiento, la facies de arcillas rojas presenta un cambio lateral de facies, en general es más grosera y con varias coladas de conglomerados polimícticos siempre finos (1 cm.) con espesores del orden de 1 m., normalmente flotados en una matriz arenosa; con la superficie inferior erosiva y estratificación gradada; hacia el techo, pasan arenas y limos de colores rojizos, que podrían representar reactivaciones de los abanicos aluviales. Estas coladas son bastante planas y buzan normalmente hacia el nordeste. Las facies que presentan son de abanico aluvial en las partes medias a distales, por lo que las partes proximales y el área fuente se encontraría fuera de la hoja, hacia el suroeste.

Por último, al techo de la secuencia arcillosa se deposita un tramo calcáreo de unos 10 m. de potencia en la actualidad, que aflora en varios puntos del contacto N de estos materiales (Tc_6^c). Se trata de calizas detríticas blancas, con clastos de pizarras y principalmente de cuarzo angulosos, en un cemento micrítico, con restos de estructuras orgánicas. Están bien estratificadas en bancos decimétricos, intercala-

dos en limos y arcillas de colores claros verde-amarillento; los límites de los bancos son difusos. En el afloramiento situado al N de Quintana de Fuseros, en su extremo más septentrional al borde de la falla, este tramo aparece como bloques calcáreos (olistolitos) de un conglomerado en cantos cuyo tamaño va desde grava al decímetro, angulosos, y cemento micrítico; en una matriz arcilloso-arenosa.

Estas facies representan una etapa de cementación y precipitación evaporítica en un clima árido; la potencia y continuidad con que se presentan, así como el material detrítico que contienen y las estructuras orgánicas que aparecen en el cemento micrítico, sugieren que este tramo representa un período climático árido prolongado, en una cuenca mucho más grande que la depresión actual, en una etapa de colmatación y en partes distales del área fuente de aportes. Es posible, por tanto, que este período se refleje en otros puntos de las cuencas terciarias (Cuenca del Duero) y que en estudios regionales sirva para la datación por correlación regional. Por otra parte, el afloramiento de Quintana de Fuseros, indica que los primeros movimientos en el Neogeno de la falla de Noceda, sucedieron sinsedimentariamente con el depósito de las calizas. Esta falla limita al N. los materiales del Neogeno, aunque su cartografía se hace muy difícil, ya que está fosilizada por el Plio-cuaternario y los derrubios más recientes, lo que oculta su trazado.

En resumen, los depósitos del Mioceno en la depresión de Noceda, representan un ciclo sedimentario, empieza con unos metros basales en los que aparecen facies «braided» de abanicos aluviales en sus partes medias a distales que rellenan las hondonadas de un paleorrelieve muy suave. En general, son depósitos de poca energía, con desarrollo de suelos ferralíticos en algunos puntos. Posteriormente evoluciona a una llanura de inundación en zonas muy distales del área fuente, que a juzgar por la distribución de facies se situaría fuera de la hoja hacia el Suroeste (en donde aún presentan las facies «braided»), y que al final de este período de colmatación se dan unas condiciones climáticas de gran aridez, con depósito de calizas.

Posteriormente, está afectada por las fallas alpídicas que aíslan esta depresión del resto de la cuenca.

El resto de los afloramientos son retazos aislados de otras cuencas, siempre con características de depósitos aluviales. En la esquina Suroeste de la hoja aparecen varios afloramientos que pertenecen a una área más extensa desarrollada en la hoja vecina de Vegas de Espinareda, se trata de facies distales, fundamentalmente arcillosas con limos rojizos y alguna pasada de conglomerados rojizos con algunas calizas, de una cuenca cuya área fuente está al W. (según los autores de la hoja de Vega de Espinareda); la característica más acusada es que están muy afectados por las fallas alpídicas, así al S. de Toreno aparecen

cobijados por los materiales estefanienses, debido a la falla de Labanigo; el movimiento principal de esta falla es de hundimiento del labio N., pero los últimos rejuegos alpínicos, a juzgar por la posición del Neogeno, son en sentido contrario. Al N. de Toreno el contacto está muy retocado por las fallas de dirección E.-W. Probablemente se trata de una zona de fracturas ligada a la falla de Noceda.

En Palacios del Sil hay otros afloramientos del Mioceno; son retazos aislados por la fuerte erosión del Sil, de difícil observación; en general son arcillosos rojizos con abundantes cantos (centimétricos) angulosos flotados, predominantemente de pizarras, parecen ser también facies distales de abanicos aluviales.

El Plio-cuaternario ($T^3_2 - Q$) que forma la unidad superior, se encuentra en pequeños afloramientos respetados por la erosión cuaternaria más reciente. Está discordante tanto sobre el Mioceno como sobre los materiales paleozoicos, y viene a ser lo que otros autores llaman las «rañas» que recubren en todo el Noroeste de la Península las series miocenas.

Aparece a cotas variables en Toreno, a unos 800 m., y en el alto de Lleras a unos 1.200 m. Los materiales por su litología y ambiente sedimentario son muy parecidos a los anteriores. En general, está constituido por conglomerados redondeados, flotando en una matriz arenosa y limosa de tonos rojizos, los cantos son sobre todo de cuarcita y a veces presentan una pátina ferruginosa, son de mayor tamaño que los detríticos anteriores.

La existencia de este conjunto en la depresión de Noceda es muy problemática, debido a la compleja historia de los depósitos cuaternarios y la fuerte acción de la neotectónica. Pudiera no estar presente, o que estuviera representado por el glacis más alto. Los estudios de zonas con tectónica reciente tan intensa, requieren un tiempo y una escala de cartografía diferentes a los de la elaboración de una hoja del MAGNA; de todas formas, se han separado con un criterio tectónico. Sobre las calizas que están horizontales o buzando ligeramente al N. se deposita discordantemente, un tramo de arcillas muy rojas englobando algunos cantos angulosos de cuarcitas y pizarras que buzan hacia el S. y, por tanto, corta en bisel al tramo calcáreo, éste a su vez está erosionado por los glacis posteriores con litología diferente, este tramo, aunque está afectado por los movimientos últimos de la falla, la fosiliza en parte, como lo demuestra el sentido de los aportes al contrario del que presentan los materiales miocenos.

Por estas razones se ha considerado este tramo de edad Plio-cuaternario, y aunque al S. de la falla de Noceda los afloramientos por sus dimensiones son incartografiables, todos los materiales con estas

características litológicas que pasan al N. de la falla, se han cartografiado con esta edad.

En los sedimentos del Pliocuaternario en relación con los del Mioceno, se observa una mayor oxidación, así como un carácter torrencial con disminución de los canales de agua, por lo que sus facies son propias de abanicos en medios secos.

2.12. CUATERNARIO

Se han separado en la hoja varios tipos de depósitos cuaternarios de origen diferente, siguiendo el criterio de simplificar su cartografía. Su distribución es muy irregular, así mientras los crestones de la Serie de los Cabos al N., y las lomas del centro de la hoja en Pizarras de Luarca y Formación Agüeira se encuentran descarnados, en las laderas pronunciadas del río Tejera y en la cabecera del Vallegordo, los depósitos cuaternarios adquieren gran importancia.

Entre los diferenciados están los depósitos originados por la actividad glaciár (QGL), especialmente en el tercio septentrional de la hoja, donde se conservan bastantes formas con esta morfología. Generalmente aparecen removilizados y transformados en coluviones de ladera, a causa de la importante acción erosiva posterior de los ríos. Si bien, conservan en gran parte las características glaciares, es decir, gran heterogeneidad de tamaño y ausencia total de estratificación.

Entre los depósitos de origen fluvial, se separan las llanuras aluviales más recientes (QAL), que son de muy poca extensión superficial en esta hoja, presentan cantos de tamaño relativamente elevado y en general están poco rodados y calibrados, hay que señalar que la mayoría de las separadas en la hoja son en realidad, el último nivel de terraza, ya que el cauce río suele estar más encajado, y normalmente con afloramiento de paleozoico. Este encajamiento del río ha dado lugar a varios niveles de aterrazamiento (QT₄, QT₃, QT₂, QT₁) con depósito, pero en general, de poca extensión. En cartografía se ha seguido el criterio de separar las terrazas con su índice correspondiente, relativo a cada uno de los ríos, con objeto de simplificar la leyenda, pero de ningún modo se pretende equiparar el nivel de las terrazas de los distintos ríos, ya que en una zona de cabecera, esto sería imposible; así la terraza primera (QT₁) en el Vallegordo está a una cota de 1.300 m., y en el Sil a 850 m., y en el río Noceda a 800 m. Por otra parte, se han separado sólo los niveles de aterrazamiento de más salto, es posible que existan otros intermedios que a esta escala no son representables. La litología en general es como la anteriormente descrita para las llanuras aluviales, excepto en el río Sil, donde el redondeamiento de los cantos de cuarcita

es mayor y generalmente mejor calibrados. En este río hay que destacar el tramo separado como QT, se trata de una acumulación de terrazas de unos 40 m., cuyo afloramiento en corte se puede observar en la carretera a Páramo del Sil, proporcionando un buen ejemplo de facies «canalizadas» con emigración de cauces.

Un fenómeno interesante puesto de manifiesto por las terrazas, se tiene en las de los ríos Noceda y Quintana, en éstos, sobre todo en el primero, destaca el elevado número de terrazas para un cauce tan pequeño y próximo a la cabecera, y que éstas se dispongan asimétricamente, prácticamente sólo en la margen derecha. Esto se debe a la importante acción de la neotectónica en la depresión de Noceda, que da lugar a un levantamiento y basculamiento progresivo hacia el E, lo que motiva que el cauce del río emigre y erosione la margen izquierda.

Otro tipo de cuaternario diferenciado son los coluviones, derrubios de ladera y canchales de cuarcita (QL), están dispersos por toda la hoja, aunque son especialmente importantes en el río Tejera y en la cabecera del Vallegordo. Se sitúan en las fuertes pendientes de los valles, recubriendo las paredes de los valles glaciares, y sobre todo los taludes de los circos, tienen gran angulosidad y el calibrado es proporcional a la cota. Están constituidos por fragmentos de los materiales rocosos sobre los que se instalan; en este sentido, hay que destacar los canchales casi exclusivamente de cuarcita en la serie de los Cabos; y los derrubios del valle del río Urdiales que se han alimentado de depósitos glaciares anteriores y que actualmente han perdido sus características; y especialmente, los derrubios de la ladera norte de la depresión de Noceda, éstos tienen una capa superficial formada por fragmentos de rocas paleozoicas (F. Agüeira), pero hacia el muro aparecen arcillas rojas y cantos de cuarcita rodados, lo que indica que inicialmente se formaron a expensas probablemente del Plio-cuaternario, que en la actualidad está casi completamente erosionado.

Sobre los coluviones del valle de Salentinos, se producen avenidas torrenciales que dan lugar a conos de deyección (QDC) que también se han separado, con la particularidad de que a veces aparecen colgados antes de llegar al río, lo que vuelve a incidir sobre la fuerte acción erosiva del cauce.

Por último, en la depresión de Noceda se han cartografiado dos glaciares (QG₁) (QG₂), ambos son anteriores a los actuales depósitos de coluviones y las terrazas de los ríos, cuando el relieve de la depresión era más suave y permitía este tipo de depósitos. Se trata de «glaciares cubiertos», es decir, que erosionan a los materiales del Terciario, dando lugar a la forma morfológica del glacis y a su vez tienen depósito, que se compone de cantos angulosos de cuarcita y areniscas,

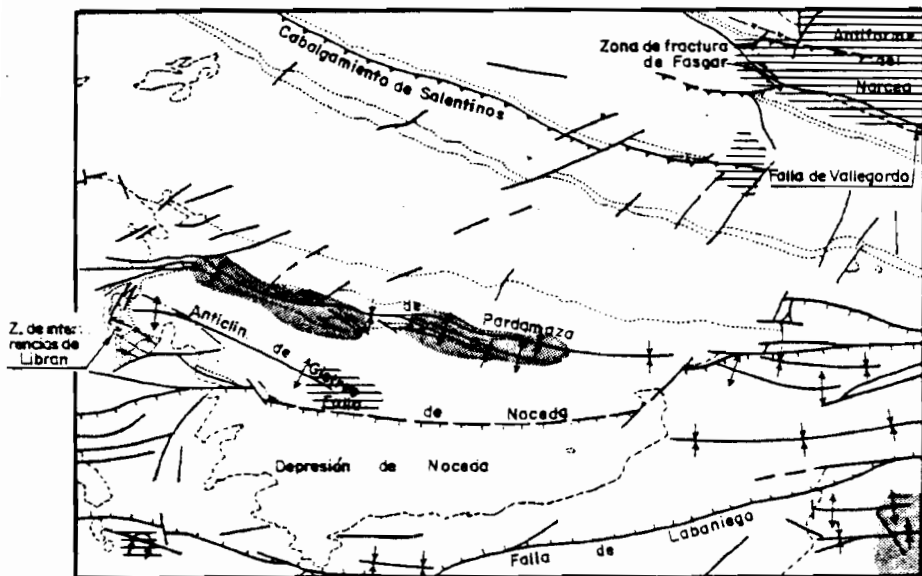
englobados en una matriz arenosa de colores grises; son, pues, depósitos coluviales tipo «debris-flow».

En la actualidad no se conserva la morfología inicial con suave pendiente hacia el sur, sólo los depósitos y restos entre los cauces actuales, de su primitiva forma. En las márgenes izquierdas aparecen colgados sobre los escarpes de materiales terciarios y hacia el Este, pasan gradualmente a los depósitos aluviales. Esto se debe al basculamiento y levantamiento de la depresión, comentada anteriormente; el primer movimiento en el Cuaternario se dio entre el depósito de los glaciares, con un salto de varios metros, como lo demuestran los testigos del 1.º, que quedan entre la superficie del 2.º, y después continuó con más intensidad; dando lugar a una diferencia de cotas (en la actualidad) en la segunda superficie de glaciares, de su parte occidental respecto a la oriental, de más de 20 m.

3. TECTONICA

La tectónica de la Zona Asturoccidental-leonesa antes de MATTE (1968) era poco conocida, con el trabajo de este autor y los estudios realizados por la Universidad de Oviedo, se ha llegado a establecer un esquema válido para toda ella; en el que se han establecido una serie de fases cinemáticas y metamórficas, representadas en las estructuras de esta zona. Como se ha dicho anteriormente, hay tres discordancias que reflejan otras tantas etapas de deformación; una prehercínica, que afecta sólo al Precámbrico, otra hercínica, que es la responsable de la tectónica de esta hoja; afecta a los materiales precámbricos, superponiéndose a las estructuras anteriores, borrándolas prácticamente, puesto que es más intensa, y determina la sedimentación de los depósitos estefanienses, plegándolos en sus últimos movimientos. En ella se pueden distinguir tres fases principales de deformación ligadas a un polimetamorfismo regional de bajo grado. Las cuencas estefanienses son de tipo posttectónico, con una deformación que da lugar a pliegues muy suaves sin metamorfismo, que responden a un modelo de tectónica superficial, causada por movimientos de bloques en el substrato. La Orogenia Alpina se manifiesta como una etapa de fracturación, a veces con rejuego de fallas anteriores, que da lugar a la elevación definitiva de la Cordillera Cantábrica, y consecuentemente, la aparición de pequeñas cuencas continentales como el Bajo Bierzo y Noceda, en donde se depositan los materiales terciarios más modernos.

Las estructuras mayores en el marco de la hoja se reconocen fácilmente en el esquema tectónico (fig. 2). Hasta la Formación Agüeira, la mitad septentrional de la hoja, la disposición de los materiales es mo-



Escala: 1/250.000

Fig. núm. 2. Esquema tectónico con la denominación empleada para las principales estructuras, y zonas con metamorfismo de contacto.

Zona con biotita 
 Zona con andalucita 

nooclinal, correspondiente al flanco meridional del Anticlinorio del Nárccea, con cabalgamientos convergencia hacia el núcleo, como el de Salentinos. Siguiendo hacia el S. aparece el sinclinal de Pardamaza, en cuyo núcleo aflora el Silúrico, y el anticlinal del Gistreo, con un cierre periclinal afectado por superposición de pliegues en la zona de Libran. Las otras estructuras están causadas por la fracturación, con una zona muy compleja en Fasgar, cuya disposición actual se explica por una falla deducida de dirección E.-W. que transcurriría por el valle de Valle-gordo, y en cuanto a los materiales estefanienses, las fallas más importantes son la de Noceda y la de Labaniego, que dejan una fosa en donde se encuentra actualmente la mayor parte del carbonífero productivo.

3.1. DEFORMACIONES ANTEHERCINICAS

Como se ha dicho anteriormente, las estructuras más visibles en la hoja son hercínicas, sin embargo, la discordancia de la base del Cámbrico evidencia que los materiales precámbricos habían sufrido previamente una deformación; sobre ésta se conoce aún muy poco, ya que no dio lugar a esquistosidad ni metamorfismo; según los conocimientos regionales en la actualidad, confirmados en esta zona.

Respecto a las grandes estructuras se detectan pliegues, de dirección no muy distinta de la de las estructuras hercínicas (PEREZ ESTAUN, 1975), en base a encontrarse bandas donde los pliegues hercínicos muestran una disposición «facing down» (en el sentido de SHACKLETON, 1958), es decir, anticlinales deducidos por la relación esquistosidad (hercínica) estratificación, en los que se observa por las estructuras sedimentarias que hacia el núcleo se sube en la serie y viceversa en los sinclinales, esto indica que previamente existían grandes pliegues con flancos muy inclinados o invertidos que son los que dan lugar a este fenómeno. En el marco de la hoja no se da esto, debido a que está situada en un flanco normal, pero sí se observa que la linealidad de intersección, entre la esquistosidad y la estratificación precámbrica, es subvertical y con gran dispersión de direcciones; y además se ha observado un pliegue de orden métrico, al N. de Vegapujin de dirección de eje axial N. 160 E. y buzando 30° al N.W. con geometría cilíndrica, atravesando por la esquistosidad regional. En esta zona no se observa gran angularidad en la discordancia, pero esto puede estar enmascarado por el tipo de plegamiento posterior con pliegues muy apretados y gran deformación interna.

El resto de la sedimentación hasta el techo del Silúrico no presenta ninguna discontinuidad, sólo se manifiestan movimientos epirógenos con la aparición de surcos subsidentes; las turbiditas del Ordovícico

Superior, según CRIMES y cols. (1973) ligadas a actividad tectónica en el área fuente; y las lagunas estratigráficas de la base del Silúrico en otros dominios de la Zona Asturoccidental-leonesa.

3.2. LAS DEFORMACIONES HERCINICAS

Las estructuras hercínicas son el resultado de la superposición de tres fases principales de deformación con un metamorfismo regional de bajo grado sincinemático con la primera fase, y otro metamorfismo que afecta localmente, tardi o poscinemático. En esta hoja están representadas estructuras de las tres fases, pero para su mejor comprensión se hará referencia a los conocimientos regionales.

3.2.1. **Estructuras pertenecientes a la primera fase de deformación hercínica**

Esta fase da lugar a un plegamiento penetrativo a todas las escalas, es vergente hacia las zonas internas del arco, que en esta hoja es al N., aunque en la actualidad está subvertical debido a que son las primeras estructuras y están muy deformadas por las fases posteriores. Regionalmente se deduce por las figuras de interferencia la posición inicial del plano axial, así mientras en las zonas internas de la cordillera (es decir, hacia la Zona Galaico-Castellana) son pliegues isoclinales de plano axial subhorizontal con vergencia hacia las zonas internas, hacia la zona Cantábrica el plano axial se verticaliza en general y aparecen pliegues asimétricos con mayor desarrollo del flanco normal que el invertido. La hoja se halla situada en una posición intermedia, los pliegues que aquí aparecen parecen ser de los dos tipos, sin duda debido al control litológico; así en estructuras claramente de primera fase en las que se conserva la geometría tenemos los dos casos, el sinclinal de Pardamaza es isoclinal, pero el núcleo que se conserva es de pizarras silúricas poco competentes; y en el extremo SE. de la hoja en la Formación Agüeira (más competente en conjunto) hay una serie de pliegues, cuyo desarrollo completo se da en la hoja de Riello en los que se observa aún el tipo de pliegues asimétricos.

De todas formas, la geometría de estos pliegues se observa mejor a escala mesoscópica con ejemplos abundantes en las formaciones donde alternan cuarcitas o areniscas y pizarras. Se trata de pliegues con charnela cilíndrica isoclinales y a veces asimétricos, muy apretados, de tipo similar, entre las clases 1C y 2 de Ramsay según la litología; en las pizarras de Luarca se ha observado un pliegue de la clase 1B, es

decir, de flancos paralelos, pero esto no es habitual. Como se observa en el cierre del sinclinal de Pardamaza, los pliegues corresponden a trenes de ondas de amplitud variable, pero regulares, que además son asimétricos con mayor desarrollo de los anticlinales que de los sinclinales. La dirección del eje axial de los pliegues varía ligeramente de E. a W., pero en general es N. 110° E., con un buzamiento entre 15-20° hacia el W.

Estos pliegues van acompañados de una esquistosidad de flujo paralela al plano axial, cuya relación con la estratificación se observa perfectamente en las formaciones en las que hay alternancia de capas de distinta competencia (Serie de los Cabos, Formación Agüeira), mientras que en las sucesiones pizarrosas es la única superficie observable en la actualidad. Esporádicamente se observa la estratificación, en la refracción de la esquistosidad causada por ligeras diferencias en el tamaño de grano. En las charnelas de los pliegues de escala métrica adopta una disposición convergente y a veces divergente, pero la más generalizada en el campo es subparalela a la estratificación, lo cual confirma que son pliegues isoclinales o de ser asimétricos con muy poco desarrollo del flanco invertido. Va acompañada de una fase metamórfica, lo que da lugar en los tramos pelíticos a una total orientación de los cristales, con desarrollo de halos de presión rellenos de cuarzo de los minerales preexistentes. En las cuarcitas la total recristalización del cuarzo no deja ver ninguna superficie de esquistosidad, manifestándose en la orientación de los cristales neoformados. Este control litológico da lugar a que en los tramos limolítico-arenosos de la Formación Agüeira sea a veces difícil observar la esquistosidad en el campo. Asimismo, se observa una alineación subhorizontal marcada por los halos de presión, deformación de los cubos de pirita, etc., que señala la dirección de máxima elongación de la esquistosidad; según PEREZ-ESTAUN (1975), esta alineación es subparalela a los ejes axiales de los pliegues. En las laminaciones finas de la Serie de los Cabos se ven fenómenos de trasposición, así como en los bordes de capas competentes, pero en general no es frecuente.

El medio de deformación de esta fase es complejo y se sigue estudiando en la actualidad, parece que se trata de un proceso de *buckling* manifiesto en las charnelas (sinclinal Pardamaza y anticlinal de Gistreo) con posterior aplastamiento.

3.2.2. Estructuras de la segunda fase de deformación

La segunda fase de deformación es una fase fundamentalmente de cabalgamientos de gran envergadura, con desarrollo de estructuras

menores localizadas en algunos tramos poco competentes próximos al cabalgamiento. A este tipo de estructuras pertenece el cabalgamiento que pasa por Salentinos. Este se extiende a lo largo de un centenar de kilómetros desde la costa asturiana, donde MARCOS (1973) lo denominó de Montefurado, hasta por lo menos al N. de Colinas, donde empieza a bajar en la sucesión; y dentro de la Serie de los Cabos es difícil de seguir, aunque lo más probable es que se amortigüe rápidamente, ya que estos cabalgamientos parecen una fase de tectónica tangencial ligada a la curvatura del arco astúrico. Este cabalgamiento se comprueba claramente en la terminación de las Capas de Transición, al N. de colinas del Campo de Martín Moro, que es posterior a la primera fase, ya que corta a un sinclinal que afecta a la esquistosidad regional, y anterior a la tercera, puesto que la superficie está plegada solidariamente con la esquistosidad en el resto del afloramiento; apareciendo en la actualidad con diferentes buzamientos causados por las inflexiones de la tercera fase, pero siempre próximos a la vertical; inicialmente, por la tectónica regional se deduce que serían subhorizontales. Hasta su terminación lateral la superficie de cabalgamiento es paralela a la estratificación, tanto del alóctono como del autóctono relativo y, en general, paralela a las grandes estructuras de la primera fase. Este tipo de cabalgamiento es indicativo de que los pliegues de primera fase serían grandes estructuras, con gran desarrollo de flancos normales.

Por último, dado el tipo de materiales, de facies tan homogéneas en grandes afloramientos, que son afectados por el cabalgamiento, no se puede indicar la cantidad de desplazamiento.

En cuanto a estructuras nuevas asociadas, en esta hoja sólo se observan al N. de Colinas en las pizarras del núcleo sinclinal, cabalgado; es una esquistosidad de fractura (*Strain-Slip*) muy penetrativa, desarrollada sobre la esquistosidad de flujo, con la dirección general del cabalgamiento, y en la actualidad buzando unos 70° al N. Asimismo, se observa una zona de brecha decimétrica con cantos de pizarra en una matriz cuarcítica con abundantes óxidos de hierro.

3.2.3. Estructuras de la tercera fase de deformación

Esta fase se pone de manifiesto en la misma cartografía, ya que es la causante de la disposición actual de las estructuras. Deformó a la estratificación y a la esquistosidad de flujo de la primera fase, que ha actuado como una superficie de discontinuidad, a veces más importante que la estratificación, como el caso de las pizarras de Luarda y el Silúrico.

Las estructuras originadas son de varios órdenes de magnitud, pero

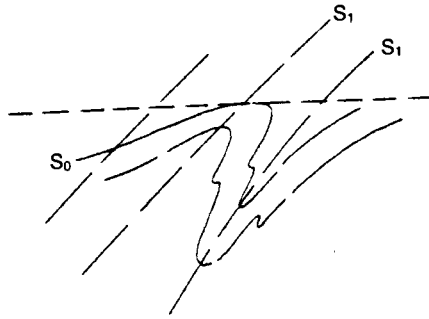
siempre penetrativas. A escala regional se manifiesta como grandes pliegues muy laxos de plano axial subvertical o vergente al S. (en las partes más internas), como el Anticlinorio del Narcea, en cuyo flanco interno está situada la mitad septentrional de la hoja, por tanto, la disposición verticalizada de este área está causada por esta fase; seguida al S. por un gran sinclinorio que PEREZ-ESTAUN (1975) llamó de Vega, al que corresponde la mitad meridional de la hoja, en el que la esquistosidad se aproxima a la horizontal y forma pliegues muy suaves.

A la escala de la cartografía esta fase da lugar a los cambios de buzamiento en la esquistosidad y, por tanto, en la estratificación; que como se observa, son anchas bandas paralelas a las estructuras de primera fase con buzamientos similares, en los materiales más competentes se observa que se trata de un alabeamiento en la vertical de poca amplitud de onda; en los menos competentes estas inflexiones podrían ser un tipo de *kink bands* de orden de kilómetros. Este replegamiento, como se ve en cartografía, afecta a la superficie de cabalgamiento. Pero a la escala del mapa la influencia de esta fase más evidente es la superposición de pliegues, que dan lugar a figuras de interferencia poco comunes en la Zona Asturoccidental-leonesa. En primer lugar está el anticlinal del Gistreo, si se observa la cartografía se advierte claramente por su cierre periclinal que es mucho más laxo que el sinclinal de Pardamaza, esto se debe a que se trata de una estructura resultado de dos anticlinales superpuestos, lo que se comprueba midiendo las esquistosidades; éstas no están verticalizadas como correspondería si fueran de plano axial, sino que están plegadas por un anticlinal muy suave, y siempre aparecen formando un ángulo muy bajo con la estratificación. Se trataría de un anticlinal con geometría similar al sinclinal de Pardamaza, que posteriormente ha sido plegado por un anticlinal muy laxo de plano axial subvertical, que ha dado lugar a una especie de abombamiento de la estructura, sin llegar a desarrollarse el flanco meridional de este anticlinal, es decir, la esquistosidad no buza nunca al S., ni da lugar a que aparezcan pliegues *facing down* (fig. 3).

En la zona de Libran se da el más claro ejemplo de estructura superpuesta, se trata de un sinclinal y un anticlinorio más suave de fase 3, observando por el plegamiento de la esquistosidad, que da lugar a la aparición de un domo irregular en las Cuarcitas de Vega y la Formación Agüeira. Este tipo de interferencias es raro en la zona, ya que la primera y tercera fases suelen ser homoaxiales, como ocurre en la parte oriental de la hoja, en donde se observan pliegues de primera fase, pero modificados como se deduce por los buzamientos de los ejes axiales y la variación del buzamiento de la esquistosidad en los flancos; la figura de interferencia es difícil de precisar con el escaso afloramiento de esta hoja, pero podría ser del tipo 0 de Ramsay. En cambio,

SO.

NE.



SO.

NE.

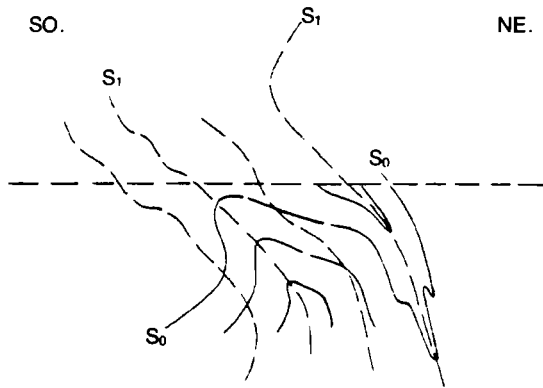


Fig. núm. 3

en la zona de Libran, los ejes forman un ángulo de más de 20° que en las hojas más hacia el N. vuelve a desaparecer. Esto da lugar a interferencias que podrían ser de tipo 1 próximo al 2 de Ramsay. Es decir, un plegamiento de plano axial vertical (tercera fase) superpuesto, con el eje axial de los pliegues horizontal y oblicuo, a otro anterior (primera fase) también de eje subhorizontal, en donde el ángulo formado por el polo de la superficie axial del primer plegamiento y la vertical (dadas las características del segundo plegamiento), forman un ángulo entre 0 y 90°; lo que coincide con la vergencia supuesta del primer plegamiento.

Asimismo, se observan pliegues de decenas de metros, como los que hay en el flanco sur del sinclinal de Pardamaza, o los que dan lugar a la interferencia de pliegues en la zona de Libran. Son de tipo flexural con geometría cilíndrica, simétricos de amplio radio de curvatura, con la superficie axial subvertical, con desarrollo esporádico de esquistosidad de fractura en abanico divergente. Naturalmente afectan por igual a la esquistosidad y a la estratificación.

Va acompañada esta fase por varias estructuras menores, observables a escala de afloramiento; unas son pliegues decimétricos con ejes paralelos a la crenulación. Se desarrollan sobre todo en las pizarras poco competentes, su geometría a veces es como la de los anteriores (de mayor escala), pero más a menudo se trata de pliegues tipo chevrón con flancos y charnelas agudas; frecuentemente aparece una superficie de discontinuidad en el plano axial de forma que pasa en la vertical a *kink-bands*. La aparición de estas estructuras es esporádica y es difícil asociarla con estructuras mayores, excepto por su dirección.

La estructura de menor escala predominante en esta hoja es la crenulación, que se observa en los materiales detríticos finos, con anisotropía planar muy penetrativa, prácticamente por toda la hoja; PEREZ-ESTAUN (1975) dice que la distribución de las distintas estructuras menores regionalmente se da a lo largo de bandas longitudinales paralelas a las grandes estructuras; según esto, la zona debe corresponder a una banda con predominio de la crenulación. La relación más clara respecto a las grandes estructuras es que coincide en dirección, pero no se ha visto su disposición geométrica respecto a éstas. Al microscopio la crenulación aparece de varios tipos: micropliegues con una longitud de onda muy constante, cuyas charnelas marcan la alineación visible en el campo; crenulación con fracturación en los flancos de los micropliegues y orientación de las micas según las superficies de discontinuidad; y lo más frecuente es una esquistosidad de crenulación de tipo *kink*, con formación de «tectonic banding» y compresión con rotación y fracturación de las micas entre las bandas, que suelen ser irregulares; acuñándose dentro de la misma lámina; la rotación del *kink* es siempre en el mismo sentido, no hay *kinks* conjugados; y alternati-

vamente las bandas presentan distensión entre las discontinuidades de la esquistosidad con recristalización de cuarzo. Este tipo de estructuras menores es propio de materiales con gran anisotropía planar.

La dirección general de esta fase en la hoja, donde mejor se observa es en la crenulación que varía de N. 120° E., en la parte oriental a N. 140° E. en la zona de Libran; generalmente horizontal o buzando unos grados (10°-15°) al W. y en Libran hacia el SE. Esta variación explica claramente las interferencias de las grandes estructuras, así hacia el E. las fases 1.^a y 2.^a son homoaxiales, mientras que en Libran forman un cierto ángulo (20°).

Por la descripción de las estructuras se deduce que el tipo de plegamiento, sin apenas aplastamiento, se produce porque las condiciones del medio de deformación eran más superficiales que en las primeras fases. El desarrollo de *kink* se da en estos medios en materiales con gran anisotropía planar («multilayers»).

3.3. DEFORMACIONES TARDIHERCINICAS

En este apartado se incluyen diversas estructuras, cuyo denominador común es que pertenecen a la Orogenia Hercínica, pues están fosilizados por los depósitos posterogénicos, pero son poco penetrativas y de escasa incidencia en la cartografía.

Como primera a destacar es una zona de «Shear» desarrollada en toda la hoja, como una banda de unos 50 m. en las Pizarras de Luarca y paralela al contacto con las Capas de Transición. El hecho de considerarla como una fase tardía y no perteneciente a la 3.^a fase es que en varios puntos deforma la crenulación anterior, pero tanto el tipo de estructuras que desarrolla como la dirección, es similar a la 3.^a fase. Se trata de estructuras menores aunque de varios órdenes de tamaño desde un metro a escala microscópica; todas propias de deformación superficial en materiales con anisotropía muy marcada (esquistosidad anterior). La geometría abarca una gama que va desde pliegues tipo chevrón, de flancos rectos y charnelas muy agudas, en las que aparece una fractura en el plano axial y pasan a *kink bands*, la separación de los planos de *kinks* más normal es de orden centimétrico, el ángulo de rotación es de unos 60° siempre en el mismo sentido, en las bandas rotadas de mayor amplitud la esquistosidad ha sufrido una compresión y desarrolla una crenulación que proporciona una linealidad paralela a los ejes de los pliegues, al microscopio se observa que son *kinks* a veces con esquistosidad similares a los de más escala. Esporádicamente en algunas de estas bandas se desarrolla una crenulación de tipo *kink-bands* a escala milimétrica, oblicua a la crenulación de los ejes y el

plano principal de *kink*, esto se puede explicar como desarrolladas simultáneamente en una zona de «shear» conjugado. Además se observa localmente que los ejes de los pliegues y por tanto del plano de *kink*, se encuentran ligeramente arqueados.

Hay además esporádicamente *kink-bands* de plano horizontal, no conjugados, cuyo origen es difícil de explicar, ya que se necesita una máxima compresión en la vertical; MATTE (1968) indica que puede deberse a materiales más modernos actualmente erosionados, sin embargo, parece más probable la hipótesis de que se trate de empujes verticales del sustrato, o una etapa de distensión póstuma, cuyo eje de menor compresión se sitúe en la horizontal.

Hay además *kink-bands* de plano subvertical, de dirección N. 20° E. que deforman a todos los anteriores, y que según algunos autores (MARCOS, 1973 y otros) se trata de una fase radial respecto al arco astúrico.

Por último, están las fracturas y varios juegos de diaclasas, el problema es saber si éstas son hercínicas o más modernas incluso alpidicas, ya que se carece de terrenos más modernos para asegurarlo; en muchos casos deben ser inicialmente hercínicas y con posteriores rejugos durante el tiempo. Hay un sistema E.W. que desde luego han rejugado en el Neogeno, pero que ya desde el hercínico existían, que son las que proporcionan las fosas donde se deposita el Estefaniense, una línea de éstas debe pasar por donde actualmente la falla de Noceda, ya que los materiales carboníferos se conservan en unos 80 km.

La estructura de Fasgar, aunque compleja, se puede enmarcar en este tipo de fracturaciones. Para describirla hay que partir de la aclaración que en su mayor parte es deducida, ya que los depósitos cuaternarios la recubren en sus puntos más interesantes. Según la interpretación dada en el primer estudio de la estructura, sería de S. a N. anticlinal seguido por un sinclinal, con un flanco invertido muy corto con los ejes buzando a NW. Se forma que en afloramiento actualmente darían una figura en forma de ese (fig. 4A); esta estructura en una segunda etapa se rompería por su flanco inverso dando lugar a un cabalgamiento importante (fig. 4B), la evidencia de éste la tenemos sobre todo al N., en donde el Precámbrico cabalga a la Formación Candana Herrería, que forma a su vez un pliegue sinclinal, al menos de segunda fase, ya que la esquistosidad está plegada con la estratificación; en el flanco S., el cabalgamiento se observa en el camino al Campo de Martín Moro, en donde la Caliza de Vegadeo se superpone a la Serie de los Cabos con el techo hacia el N. Conocer la magnitud de este cabalgamiento en el marco de la hoja es imposible, ya que hacia el E. se introduce entre los materiales Precámbricos, y hacia el W. entre la Serie de los Cabos, posiblemente subparalelo a la estratificación. Como hipótesis se puede

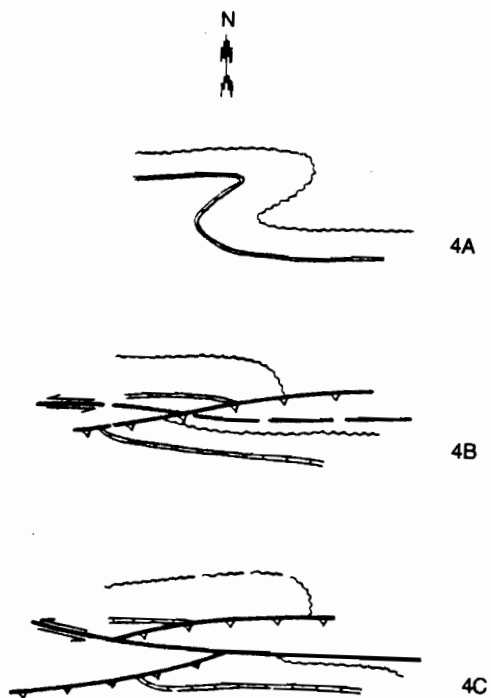


Fig. núm. 4. Interpretación en planta de la evolución tectónica en la zona de fractura de Faggar.

plantear que se trata de un cabalgamiento de 2.^a fase, como el de Salentinos, lo que explicaría en parte el aumento de potencia que se da en la Serie de los Cabos en este punto. Ahora bien, la estructura no está así explicada, ya que en el río Urdiales, la Serie de los Cabos se pone en contacto con el Precámbrico, lo que implica un acortamiento de unos 600 m. La única explicación posible es que se trate de una falla tardihercínica no aflorante deducible morfológicamente por la linealidad, del Valle del río Vallegordo (fig. 4C). Sería una de las fallas EW. como las de Noceda, Villablino, Riello, etc., con un gran salto en vertical que en afloramiento aparentemente aparece como desgarre levógiro. Este tipo de estructuras no es único y en el mapa 1:200.000 se puede observar por lo menos en dos puntos, al W. de Villablino y en Valdesamario; la única diferencia es que se da la circunstancia de que las fallas anteriores se ponen de manifiesto por los materiales Estefanienses que las fosilizan, y en ésta no los hay; bien porque nunca se depositaron, bien porque estén erosionados en la actualidad. Por último, añadir que este tipo de fallas afectan a materiales cretácicos y terciarios, es decir, que han tenido removilizaciones en la Orogenia Alpina; en este sentido sería interesante ver su continuación hacia el W. y estudiar el afloramiento de Cretácico de Soto y Amio, en la hoja vecina de Riello.

3.4. ESTRUCTURAS ESTEFANIENSES

Hay dos tipos de estructuras diferentes en estos materiales, las fallas que afectan conjuntamente al sustrato y a veces al terciario, es decir, que se pueden considerar alpídicas, y un plegamiento muy laxo con ejes paralelos longitudinalmente a la cuenca y buzamientos entre 20-45°; cuando son mayores es porque están entre zonas de fractura. Se pueden separar tres áreas: la de Villamartín del Sil, San Pedro Mayo y la de Brañuelas, con buzamientos hacia el centro correspondiente de las cubetas. Y el área comprendida entre Tremor y Toreno, que es una fosa entre dos fallas alpídicas de dirección EW., en donde se conserva una potente serie de sedimentos (alrededor de 1.500 m.); dentro de ella hay varios pliegues y zonas de fractura de la misma dirección, pero en general se puede considerar como un gran sinclinorio. Aunque algunos autores hablan de una fase en la Cantábrica pre-pérmica (fase Urálica) que pliega a estos materiales, en esta hoja no se puede asegurar si los pliegues son de esta fase o incluso más tardíos; lo cierto es que se trata de una tectónica de cobertera como reflejo de movimientos de zócalo por fracturas, aunque no sólo es de distensión, sino que entre los bloques hay también compresión, que es la que produce los pliegues. Su geometría dentro de un orden es variable, como corresponde a este tipo de tectónica.

3.5. LAS FALLAS ALPIDICAS

Como se deduce de lo dicho anteriormente, la Orogenia Alpina se manifiesta con fallas que en esta hoja afectan al Terciario. Las más importantes son la de Noceda y la de Lavaniegos. Estas fallas dejan entre sí una fosa tectónica que es el movimiento principal con un salto superior a los 700 m. detectado por Geofísica; sin embargo, presentan alineamientos y rejuegos más modernos, de forma que en algunos puntos los materiales paleozoicos cobijan al Terciario, como al S. de Torreno, lo que indica que en los últimos tiempos el labio hundido es siempre el meridional.

A los materiales terciarios los afectan en parte sinsedimentariamente, como se observa en las calizas al N. de Quintana de Fuseros, pero siguen posteriormente y aunque las fosilizan los depósitos pliocuaternarios, hay puntos en los que éstos están retocados, como al N. de Noceda y Villar de las Traviesas; estos últimos saltos son de poca magnitud, pero de hecho, en la disposición de los glacis cuaternarios y en la inversión de la pequeña cuenca de Noceda, así como las numerosas terrazas de los ríos Noceda y Sil, indican que la neotectónica es importante; con un movimiento muy claro de elevación de los materiales paleozoicos al N. de la falla de Noceda, y un basculamiento de la depresión de Noceda hacia el E.

Hay otro juego de fallas que cortan a éstos y que en el marco de la hoja presenta un abanico de direcciones desde SW.-NE. hasta casi W.-E., con gran incidencia en la cartografía, cuyo movimiento principal debe ser vertical con hundimiento EO. de labio occidental y cierta componente de desgarre levógira.

4. METAMORFISMO

Los materiales paleozoicos pre-estefanienses de esta hoja, como pertenecientes a la Zona Asturoccidental-leonesa presentan un metamorfismo regional con características de «grado muy bajo» y «grado bajo», en el sentido de Winkler (1974). Se observan dos tipos de metamorfismo; uno regional, dinamotérmico, sincinemático en sentido amplio, con la formación de la esquistosidad de la 1.^a fase de plegamiento, que transforma todos los sedimentos en rocas metamórficas como cuarcitas, metapelitas, metagrauwacas y mármoles; y otro de tipo estático de mayor temperatura, superpuesto sobre el primero en áreas relativamente reducidas, es poscinemático respecto a las fases princi-

pales de la Orogenia Hercínica y afecta a diversos materiales con independencia de las estructuras existentes; da lugar a la aparición de micaesquistos con biotita y micaesquistos con andalucita, dependiendo de la composición química de las rocas. Son muy visibles estas zonas en el campo por el «mosqueo» característico en las pizarras. Las más extensas se reflejan en la figura 2.

Este tipo de metamorfismo se puede explicar bien por domos térmicos, lo que no es habitual en estas zonas relativamente externas del orogeno; o bien ligado a plutonismo poshercínico, manifestado en varios puntos de la Zona Asturoccidental-leonesa (granito de Ponferrada, Campo de Agua, etc.), este metamorfismo sería de contacto y ligado a masas ígneas no aflorantes; lo que se apoya, por la observación en las zonas de mayor metamorfismo, de influencias hidrotermales.

El metamorfismo regional unido a la formación de la esquistosidad, ha dado lugar a una transformación mineralógica y textural en todas las rocas; en las cuarcitas y mármoles recristalizando los minerales iniciales, en las metaareniscas recristalizando la matriz y reorientando los minerales existentes, y en las pelitas, que es donde se ha producido mayor transformación, clasificándose como filitas.

Las paragénesis del metamorfismo son comunes a todas ellas y bastantes monótonas, en su mayor parte cuarzo-moscovita-clorita, y en determinadas formaciones cuarzo-moscovita-clorita-cloritoide.

La mayor parte del cuarzo, la clorita y la moscovita de neoformación son sintectónicas, y sus cristales marcan la esquistosidad de flujo regional, están afectadas por la crenulación, iniciándose antes que ésta. La clorita aparece también en grandes blastos con colas de presión rellenas de cuarzo, lo que parece indicar que el metamorfismo abarca un período más amplio que la deformación, iniciándose antes que ésta. La plagioclasa sódica está presente en casi todas las láminas, pero aparece tectonizada y con colas de presión, por lo que existen dudas de si es un producto del metamorfismo o estaba presente en la roca original. También como minerales primarios, aunque en menor proporción, están los minerales pesados como circón, apatito, turmalina, menas metálicas (pirita sobre todo) y rutilo, éste normalmente como agregados ferruginosos muy alterados. Más raramente se han podido observar cristales de cuarzo con morfología volcánica, es decir, anteriores al metamorfismo.

El cloritoide se encuentra restringido a determinadas rocas: las pizarras y ampelitas silúricas y esporádicamente al techo de las capas de transición; lo que indica que su formación está controlada por factores químicos relacionados con la composición inicial de la roca (ver estratigrafía), ya que se da en las mismas condiciones de presión y temperatura. Su blastesis, como la de la clorita, se da en un período amplio; observándose cristales precinemáticos con halos de presión, sincine-

máticos con la primera fase de deformación, e incluso poscinemático con ésta y precinemático con la 3.^a, situándose en los planos axiales de los pliegues de la crenulación, cortando las superficies de la esquistosidad. Lo que indica que aunque el clímax del metamorfismo regional se dio sincinemático con la 1.^a fase, las condiciones de presión y temperatura empezaron antes y pudieron llegar hasta la 3.^a fase.

En las calizas y dolomías ha dado lugar a una recristalización total, pasando a mármoles y mármoles cipolínicos con grandes cristales idiomórficos de calcita. En las cuarcitas lo mismo, con cuarzos de bordes poligonales y poiquiloblásticos. En ambas rocas la textura es granoblástica.

En las tobas y en las efusiones ígneas del Ordovícico, se observa un gran retrometamorfismo, de forma que en la actualidad es muy difícil observar la composición original de la roca, únicamente se puede observar hacia el núcleo de los cuerpos ígneos.

En cuanto al metamorfismo de contacto las paragénesis encontradas son cuarzo-moscovita-clorita-cloritoide-andalucita y cuarzo-clorita-moscovita-biotita.

Esta última se encuentra en la zona de Fasgar en los materiales precámbricos, y presenta rocas clasificables como micaesquistos con biotita. Todas las rocas han sufrido una fuerte recristalización, y la biotita se observa fácilmente en el campo. En lámina delgada aparecen poco alterados y están atravesados por venas de cuarzo y feldespato potásico bien recristalizados. Los minerales primarios son iguales que los del resto de las rocas estudiadas en la hoja, quizá con más plagioclasa sódica. La biotita aparece desorientada en grandes cristales poiquiloblásticos que cortan a toda la esquistosidad existente y la crenulación. Se observa a veces que crece simétricamente sobre cristales de clorita; asimismo se da un fenómeno curioso, hacia los bordes de la zona de la biotita, aparece una mica con las mismas propiedades ópticas que la biotita, pero con análisis de difracción con rayos X se manifiesta que no es biotita; dando únicamente la paragénesis anteriormente descrita; harían falta por tanto estudios más detallados de este mineral. Otro mineral con blastesis poscinemática con la biotita es la turmalina, que aparece como cristales idiomórficos, cortando la esquistosidad. Esto, unido a las venas de cuarzo-feldespato potásico, nos indica influencias hidrotermales en este metamorfismo de contacto.

La paragénesis con andalucita está reducida a zonas aparentemente con menor recristalización, pero su aparición está producida por el mismo tipo de metamorfismo, por lo que es de suponer que las condiciones de presión y temperatura son similares; apareciendo en rocas con determinada composición química (ricas en Al), se da en los materiales silúricos y en la formación Agüeira. Aparece como grandes cristales

les en su variedad de quistolita, claramente poscinemática, incluso de la crenulación de la 3.^a fase, y normalmente muy alterada en agregados de pajillas micáceas.

En resumen, el metamorfismo regional dinamotérmico es del tipo «grado muy bajo», sin poder precisar sólo con estudios de microscopio si alcanza al tipo «grado bajo», ya que no se ha encontrado ninguna reacción mineral que marque este límite. En este sentido hay que señalar el estudio realizado por PEREZ-ESTAUN (1975) sobre la cristalinidad de la illita en el Antiforme del Narcea, que confirma que se trata de un metamorfismo de «esquisitos verdes».

En cuanto al metamorfismo de contacto, aunque existen dudas en la aparición primera de la biotita, se puede admitir que se está en la tradicional zona de la biotita; es decir, que la asociación moscovita-biotita indica ya que se trata de un metamorfismo de «grado-bajo» (400° C, aproximadamente). Por otra parte, la asociación mineral andalucita-cloritoide-moscovita-clorita, que persiste cuando aparece la andalucita, indica que no se ha sobrepasado el límite superior de este tipo de metamorfismo, con lo que queda bastante acotado.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La evolución paleogeográfica y tectónica de las rocas cartografiadas en esta hoja se inicia en el Precámbrico, pero sobre este sistema por el momento sólo se puede decir que está representado por depósitos terrígenos con características turbidíticas distales, posteriormente han sufrido una deformación que ha dado lugar a pliegues, al parecer de gran radio, sin esquistosidad ni metamorfismo. Al iniciarse el Paleozoico estos materiales constituían una plataforma peneplanizada sin grandes relieves, sobre la que se produce la transgresión del Cámbrico.

La sedimentación de los materiales del Paleozoico inferior tuvo lugar en una zona de subsidencia activa durante este período. El Cámbrico Inferior está representado por una secuencia transgresiva marina de aguas poco profundas con influencias continentales, en ella se observan ciclos sedimentarios, que representan reactivaciones periódicas de la cuenca. Al techo del primer ciclo basal en un momento de baja energía aparece un nivel evaporítico, relacionado probablemente con un clima árido, que está representado en otros puntos de la Cantábrica. Estas características paleogeográficas también se mantienen hasta el tránsito Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio, en donde aparece un nivel carbonatado (Caliza de Vegadeo), con facies que representan una evolución desde un medio arrecifal, incluso con episodios supra-

mareales a una zona de plataforma con series condensadas marinas someras, pero de aguas relativamente más profundas.

A partir de este momento la sedimentación hasta el Ordovícico Inferior es totalmente detrítica (Serie de los Cabos), se inicia con facies tranquilas (pizarras verdes con trilobites) y sigue después con depósitos de mayor energía; pero siempre en un ambiente marino de plataforma, en la zona intermareal; con una subsidencia continua que permite en el mismo medio sedimentario se deposite un gran espesor de potencias. En esta serie tan monótona y con escasa fauna, no se pueden marcar los límites de los pisos, pero deben estar todos representados, ya que MARCOS (1973) cita asociaciones de cruzianas del Cámbrico Superior. En la parte superior de esta sucesión se deposita una barra cuarcítica en el mismo medio sedimentario de edad Ordovícico Inferior, desde este nivel hasta la formación Superior, se da una serie de transición (Capas de Transición) las facies que presenta siguen siendo de ambiente marino somero, incluso con depósitos supramareales hacia el techo.

En el Ordovícico Medio (Pizarras de Luarca) se da un cambio en el medio sedimentario respecto a las formaciones anteriores, presentan facies euxínicas propias de aguas estancadas en un ambiente reductor, sin aportes detríticos groseros, posiblemente se trate de una plataforma marina resguardada por umbrales de los aportes del área fuente. La subsidencia sigue muy continua, acentuándose hacia el W de la hoja, donde las pizarras alcanzan potencias importantes (más de 1.500 m.).

Estas condiciones se mantienen hasta el Ordovícico Superior (Formación Agüeira), en el que se deposita una potente sucesión detrítica con características turbidíticas, que reflejan cierta inestabilidad (levantamiento de bloques) en el área fuente.

La distribución regional de esta formación parece que marca un surco submarino en el que se acumularían los depósitos de mayor profundidad de la sucesión paleozoica.

La serie turbidítica culmina con una barra de cuarcitas (Cuarcita de Vega) depositadas en un medio marino somero probablemente intermareal, que sugieren una colmatación del surco anterior. A grandes rasgos, al final del Ordovícico parece que hay una regresión regional, con aparición de suelos ferralíticos continentales en varios puntos, y lagunas sedimentarias en la base del Silúrico.

El Silúrico se presenta con facies euxínicas, lo que implica una repetición del medio sedimentario de las Pizarras de Luarca. Por su distribución regional, a veces depositado para concordantemente sobre formaciones más antiguas, y su gran extensión (incluida la zona Cantábrica), siempre con las mismas facies, representa en conjunto un período transgresivo de baja energía.

A partir de este momento se interrumpe la historia geológica por la

ausencia de depósitos hasta el Estefaniense B, por lo que hay que acudir a datos de otras áreas. Es probable que en la Zona Asturoccidental-leonesa, hubiera depósito por lo menos hasta el Devónico, representado en algunos puntos (dominio de Peñalva), y que la causa de que no conserve en la actualidad sea la denudación por erosión propia de las zonas relativamente más internas de la cordillera.

Todos los materiales pre-Estefanienses han sufrido una deformación polifásica, con dos etapas de tectónica tangencial (1.^a y 2.^a fases) con vergencia hacia las partes internas del Orogénico, la primera de ellas con desarrollo de esquistosidad y metamorfismo regional dinamotérmico, y otra tercera fase de deformación fundamentalmente de plegamiento subvertical, o con ligera tendencia retro. Al final hay una serie de deformaciones menos penetrativas, una de ellas radial respecto al arco distinta de las anteriores longitudinales a él; y, por último, una etapa de fracturación importante.

La edad de estas etapas orogénicas más importantes, según los datos de la hoja sería pre-estefanienses B. Ahora bien, en la zona Cantábrica donde se conserva la sucesión paleozoica completa, las etapas de deformación principales son de edad Westfaliense e incluso apareciendo tectofacies precursoras en el Namuriense, por lo que la edad más moderna del plegamiento sería Westfaliense, aunque los primeros movimientos sean probablemente del Carbonífero Inferior, ya que se detecta una emigración tectónica desde las partes internas de la cordillera hacia las externas en el espacio y en el tiempo.

Los materiales estefanienses son posorogénicos con características de sedimentos molásicos en cuencas intramontañosas, producto de la erosión de la cadena hercínica. La deformación que presentan es de cobertera, reflejo de fallas profundas que afectan al sustrato con movimientos relativos de bloques rígidos. Aunque tampoco existen datos en la hoja, la edad de estas estructuras, según zonas de la cordillera donde existen depósitos más recientes, sería ante-pérmica.

De nuevo se interrumpe la historia desde el Estefaniense C hasta el Neógeno, que está representado por sedimentos continentales pertenecientes a pequeñas cuencas marginales de la Depresión del Duero; causada por el levantamiento de la Cordillera con grandes fracturas de dirección general E.-W., en parte nuevas y en parte removilización de grandes líneas de fractura hercínica, estos movimientos relativos están causados por la Orogenia Alpina.

Por último, se observa que este tipo de fracturación continúa hasta tiempos muy recientes, lo que da lugar al cambio de la dirección de los aportes en la Cuenca Terciaria de Noceda, y a una historia compleja en los depósitos cuaternarios.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. HIDROGEOLOGIA

La hoja se sitúa en una zona con un clima continental extremado, aunque la esquina suroeste participa del microclima del Bierzo; en donde, debido a sus cotas relativamente bajas, y cierta influencia oceánica, los inviernos y los veranos son más suaves y húmedos. La precipitación media anual está alrededor de los 450 mm., siendo de nieve en el invierno en las cotas más altas. El río con caudal más importante es el Sil, que en la estación de aforo de Matarrosa (a un km. del límite occidental de la hoja) da unos aportes totales (media anual) de 777,3 hm.³ de agua. Este río con sus afluentes son los que marcan el nivel de drenaje de esta cuenca. En la esquina nordeste es el Vallegordo, al que drena la escasa representación de la Cuenca del Duero.

En cuanto a las posibilidades hidrogeológicas de las rocas enmarcadas en la hoja son bastante escasas, por sus características litológicas.

En los materiales preestefanienses el metamorfismo regional hizo desaparecer las texturas primarias, con la eliminación de la porosidad efectiva inicial, suprimiendo así las posibilidades hidrogeológicas en los sedimentos detríticos más groseros.

Dentro de éstos, los que presentan más posibilidades son los niveles carbonatados del Cámbrico, de hecho se observan dos sumideros sobre su afloramiento al W. de Fasgar, en las dolomías, y al S. de Vagapujín, en las Calizas de Vegadeo. Pero la escasa potencia de ambos y su posición subvertical eliminan su interés hidrogeológico.

Los materiales stefanienses constituidos por conglomerados y brechas muy cementados y pizarras y areniscas compactadas, tampoco son favorables para la formación de acuíferos. De hecho la captación de agua en las minas es muy reducida, a pesar de que constituyen un buen drenaje de la cuenca.

El Neogeno, constituido por una serie fundamentalmente arcillosa, con pasadas de conglomerados de poco espesor y que se acuñan, unido a su poca potencia y a estar colgado en la topografía, tampoco presenta posibilidades de circulación y acumulación de agua importantes. En todo caso si hubiera algún nivel favorable estaría drenado por los ríos que lo atraviesan.

Y quedan los materiales cuaternarios, éstos, como es normal, presentan condiciones litológicas favorables, pero en esta hoja tampoco son de consideración desde el punto de vista hidrogeológico por su escaso espesor.

Las posibilidades más interesantes las proporciona la acción de la tectónica, que ha desarrollado en los materiales preterciarios unos sistemas de diaclasas y fracturas que producen una fisuración de las rocas, lo que permite la circulación y en determinadas condiciones la acumulación relativa de agua. En estas condiciones las mayores discontinuidades, bien sean grandes fracturas o diaclasamiento más penetrativo, actúan como zonas de circulación preferente o colectores de los sistemas menores, localizándose en ellas los principales manantiales.

Dadas las condiciones litológicas desfavorables de los materiales, el fenómeno predominante es la escorrentía superficial, lo que da lugar a variaciones de los caudales importantes según las estaciones, sin llegar a secarse los principales ríos y arroyos que nacen en la hoja gracias a la pluviometría relativamente elevada, al deshielo que permanece durante casi toda la estación seca y a las retenciones de agua producidas por los cuaternarios y los suelos.

6.2. MINERIA

En este capítulo hay que referirse casi exclusivamente a la minería del carbón; ya que no se conoce ninguna actividad minera metálica en la actualidad, aunque como siempre, hay referencias muy antiguas de los habitantes difíciles de reconocer hoy en día. Sólo se puede destacar una mina con labores actualmente irreconocibles al SW. de Vegapujín, en donde se explotaron sulfuros; esta mina geológicamente debe estar ligada a actividades hidrotermales provocadas por la falla que corre a lo largo del Vallegordo.

Otro tema de interés es el horizonte de hierro oolítico que aparece en la parte superior y techo de las capas de transición, que en algunos puntos (N. de Montes de la Ermita) puede alcanzar bastante potencia; sin embargo, las características de estas areniscas y su contenido en hierro no parece que de momento puedan presentar interés minero.

En cuanto a la minería del carbón se ha preferido dar un tratamiento generalizado en lugar de hacer referencia a minas particulares, muy numerosas en base al minifundio minero característico de la cuenca y en parte acentuado por las frecuentes y recientes explotaciones a cielo abierto, casi siempre de escasa entidad.

En el área comprendida entre el río Sil y el meridiano de la localidad de Noceda, existen en la actualidad dos únicas empresas, Antracitas del Bierzo, S.A. y Antracitas de Arlanza, S.L., con actividad minera.

El número de capas de carbón, objeto de explotación en este área, ha sido numeroso, si bien la mayor parte lo han sido a cielo abierto y

con características que impiden, hoy por hoy, cualquier otra forma de explotación.

Las capas, de muro a techo, que hoy en día mantienen el laboreo de interior de la zona son las siguientes: Ancha y Estrecha, en la zona de Arlanza; Cuchos (= Morena), Sucia y María Jesús, en la zona de Valdejalén; Amalia (= Tercera) y Petra (= Obispo), en la parte norte del área. Existen otras capas de nombres conocidos: Manolita, Silvia, Colmena, Mario, etc., que al menos localmente han sido o pueden ser objeto de explotación, pero no lo son actualmente.

El tonelaje práctico para el carbón de este área, partiendo de una potencia media de capas de 0,60 m., se ha estimado en 42.200.000 t.

El área comprendida entre el meridiano de Noceda y el río Boeza. La minería activa es muy escasa, reduciéndose a unas pocas explotaciones de escasa importancia.

Al este del río Boeza, y hasta el límite de la hoja, se asienta una minería de carbón relativamente importante con numerosas explotaciones, en general pequeñas salvo excepciones, mereciendo destacar las correspondientes a las empresas Alto Bierzo, S.A., Minas Leonesas, S.L. (MI.LE.S.L.), Carbonífera de Espina de Tremor, S.A. y Fidalgo Riesco, Rodríguez Ollé y Díaz Gutiérrez. El número de capas explotadas es importante, si bien las potencias son reducidas.

La estimación de «tonelaje práctico» para el área es de 79.000.000 de t., habiéndose utilizado para ello capas de potencia igual o superior a 0,50 m.

La producción, teniendo en cuenta sólo las empresas mayores que tienen explotaciones en el área, que significa el 80 por 100 de la producción, es de unas 15.481 t de media al día, destinadas en su mayoría al abastecimiento de la Central Térmica de Compostilla.

En el área restante, es decir, al S. de ésta hasta el límite de la hoja; hay labores antiguas realizadas sobre todo por antracitas de brañuelas, sobre una capa de 0,50 m. y algunos carboneros más; con los datos existentes no se puede realizar aún una estimación seria.

6.3. CANTERAS

No existen explotaciones de interés industrial en ningún tipo de materiales.

En las pizarras de Luarca, hay una cantera activa de tipo artesanal en las proximidades de Palacios del Sil, para la producción de pizarras de techar. Hay además pequeñas calicatas destinadas a cubrir necesidades locales en varios puntos de la hoja, siempre en los alrededores de las poblaciones.

Al N. de Villar y Robledo de las Traviesas hay varias canteras para la extracción de áridos que explotan la cuarcita de Vega, extremadamente triturada, por estar en la zona de fracturación de la falla de Noceda; y por último, hay una cantera que explota la caliza de Vegadeo, al S. de Fasgar, que cubre el consumo de calizas para su uso particular de los pueblos más próximos del Vallegordo, su actividad, por tanto, es esporádica.

Otras posibilidades económicas las presentan los materiales terciarios y cuaternarios como yacimientos sedimentarios. A pesar de la poca extensión y potencia de estos depósitos en la hoja, hay que señalar la actividad minera desarrollada desde los romanos en estos materiales, buscando el oro sedimentario, que se encuentra en los cuaternarios y dispersos en los sedimentos arenoso-arcillosos del Terciario. En el marco de la hoja existen varias excavaciones de este tipo en la depresión de Noceda. Recientemente se han realizado investigaciones en este área por E.N.A.D.I.M.S.A., buscando los minerales pesados presentes, tanto en el Terciario, como en los aluviales cuaternarios; aparte de un estudio mineralógico general, se buscaba especialmente una variedad aberrante de monacita portadora de europio (VAQUERO, 1978) de interés económico. Esta monacita parece provenir de la Formación Agüeira en donde se encuentra dispersa. Como zona de mayor interés para este mineral, se señalaron las terrazas más altas del río Noceda, donde varias muestras dieron valores superiores a 100 gr/cm³, a lo que se une el tamaño excepcional de los granos de monacita.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A., y VALLE DE LERSUNDI, J. del: «Estudio geológico de la zona de Ponferrada-Tremor de Abajo», en *Brev. Geol. Ast.*, año VII, núm. 1-4, pp. 3-26. Oviedo, 1963.
- ARBOLEYA, M. L.: «Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota», en *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 3. Oviedo, 1973.
- BALDWIN, C. T.: «The stratigraphy of the Cabos Series in the Section between Cadavedo and Lueca. Province of Oviedo. NW Spain, en *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 1, pp. 1-16. Oviedo, 1975.
- BALDWIN, C. T.: «The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. In CRIMES & HERPER (Eds.): Trace fossils 2, en *Geol. J. Spec. Issue*, núm. 9, pp. 9-40. Liverpool, 1977.

- BARROIS, CH.: «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice», en *Mem. S. G. Nord.*, t. 2, núm. 1, 9. 630. Lille, 1882.
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L.: «Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique», en *Mem. et Doc. Cart. Geogr. (C.N.R.S.)*, núm. 4, pp. 7-61. París, 1954.
- BRELL, J.: *Aplicación de las correlaciones al estudio del terciario continental. Trabajos de Congresos y Reuniones, primero y segundo ciclos de correlaciones estratigráficas*. I.N.I.-ADARO, serie 7, núm. 2, páginas 123-130, 1975.
- BRELL, J., y DOVAL, M.: «Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del N.W. de la Península», en *Est. Geol.*, vol. XXX, pp. 631-638, 1974.
- COMTE, P.: «La succession lithologique des formations Cambriennes du León (Espagne)», en *71 Congr. Soc. Sav. Nice*, pp. 181-183. Nice, 1938.
- CORRALES, I.: «La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablico (N.W. España)», en *Trabajos de Geología*, núm. 3, pp. 69-73. Oviedo, 1971.
- CORRALES, I., y PELAEZ, J. R.: «La sedimentación marginal de la cuenca estefaniense de Villablico (León)», en *Brev. Geol. Ast.*, año X, núm. 1-4, pp. 33-54. Oviedo, 1968.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A., y PEREZ-ESTAUN, A.: «Upper Ordovician turbidites in western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations», en *Palaeogeogr., Palaeoclimat. & Palaeoclin.*, vol. 15, pp. 169-184.
- DEBRENNE, F., y LOTZE, F.: «Die Archaeocyatha des Spanischen Kambriums», en *Akad. Wiss. Litt., Abh. math-naturw. Kl*, vol. 2, p. 38, 1963.
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I.: «Sur la faune d'Archéocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonates dans le N.W. de l'Espagne», en *Brev. Geol. Ast.*, 1975.
- DELMALRE-BRAY, M. M.: «Les grandes étapes de l'individualisation du bassin du Bierzo (León-Espagne) a partir du néogène», en *Méditerranée*, núm. 1, 1977.
- FABER, A., y JARITZ: «Die geologie des westasturischen kustengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (N.W.-Spanien)», en *Geol. Jb.*, t. 81, pp. 679-738. Hannover, 1964.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P.: «Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo», en *Bol. Inst. Geol. Esp.*, t. 36 (t. XVI, 2.^a ser), pp. 277-303. Madrid, 1915.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P.: «El sistema siluriano», en *Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Expl. nuevo mapa geol. Esp.*, t. e (I, II), p. 848. Madrid, 1942.

- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P.: «Mapa geológico de España escala 1:50.000», hoja núm. 158. Ponferrada, en *Inst. Geol. Minero Esp.*, Madrid, 1951.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P.: «Mapa geológico de España, escala 1:50.000», hoja núm. 159. Bembibre, en *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid, 1952.
- HOCQUARD, C.: *Etude Sedimentologique des formations rouges Miocenes du Nord-Ouest de l'Espagne. Tesis Doctoral inédita.* Universidad de Nancy, 1975.
- JULIVERT, M., MARTINEZ GARCIA, E.: «Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del P.C. en la orogénesis hercínica», en *Acta Geol. Hispánica*, año II. Barcelona, 1967.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J.: «La conpe du Cabo Peñas, une conpe reference pour l'Ordovicien du N.W. de l'Espagne», en *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 6, pp. 241-243, 1972.
- LOTZE, F.: «Das Prakambriums Spaniens», en *Nenes Jb. Geol. Palaont.*, Mh. t. 8, Stuggart (traducido por J. Gómez Llarena: «El Precámbrico en España», en *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 60, pp. 227-240. Madrid 1960, 1956).
- LOTZE, F.: «Zur stratigraphie des Spanischen Kambriums», en *Geologie*, año 7, núms. 3-6, pp. 727-750. Berlin (trad. por J. Gómez Llarena: «Sobre la estratigrafía del Cámbrico español», en *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 61, pp. 131-164). Madrid, 1958.
- LOTZE, F., y SDUZUY, K.: Das Kambriums Spaniens, Teil I: «Stratigraphie», en *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. naturw. kl.*, núm. 6-8, pp. 1-411 Hainz (trad. por J. Gómez Llarena: «El Cámbrico de España», en *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 75, p. 256. Madrid, 1970), 1961.
- LLOPIS, N.: «Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de Wolframio», en *Brev. Geol. Astur.*, año V, núms. 3-4, pp. 3-52. Oviedo, 1961.
- MALLADA, L.: «Explicación del mapa geológico de España, tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano», en *Mem. Com. Mapa geol. de Esp.*, t. 2, p. 515. Madrid, 1896.
- MARCOS, A.: «Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciana del Occidente de Asturias (N.W. de España), en *Trabajos de Geología.* Univ. de Oviedo, núm. 6, pp. 3-113. Oviedo, 1973.
- MONREAL, I. N.: «Datos geológicos acerca de la provincia de León», en *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. V, p. 201. Madrid, 1978.
- MATTE, PH.: «Precisions sur le Precambrien superieur schisto-greseux de l'Ouest des Asturias. Comparaison avec les autres affleurements, precambriens du Nord-Ouest de l'Espagne», en *Rev. Geog. Fis. et Geol. Dynam.*, vol. X, fase 3, pp. 205-211. París, 1968.

- MUTTI, E.: «Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain)», en *Sedimentology*, vol. 24, pp. 107-131, 1977.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F.: «Turbidite facies and associations. In: examples of Turbidite Facies and Facies Associations from selected Formations of the Northern Apennines (by E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci Lucchi, M. Sagri, G. Zanzucchi, G. Ghibando and S. Jaccarino)», pp. 21-36, en *IX Int. Congr. Sedim. Nice 75*, Field Trip. A, 11, 1975.
- NOLLAU, G.: «Stratigraphie, magnetismus und Tektonik des Montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada in Nord-West. Spain», en *Geotek. Forsch.*, vol. 27, I-II, pp. 71-146.
- PARGA, J. R., y LUQUE, C.: «Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII-III-IV, pp. 310-320, Madrid, 1971.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R.: «Problems and discussions on Precambrian series of the Herceric Massif (Western Iberian Peninsula)». *Geol. Rudscham*, vol. 61, pp. 44-69, 1972.
- PARGA-PONDAL, I.: «Carte Geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique (Hercynien et ante-hercien)». *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 1967.
- PASTOR GOMEZ, V.: «Riello (hoja núm.128, mapa Geol. España 1:50.000)». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 1969.
- PEREZ-ESTAUN, A.: «Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (NW. Español)». *Brev. Geol. Astúrica.*, año XVII, núm. 1, Oviedo, 1973.
- «La sucesión ordovícica en el Dominio del Alto Sil (zona Asturoccidental-Leonesa, N.W. de España)». *Breviora Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 4, 1974.
- «La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Asturoccidental-Leonesa (W. de León) (NW. de España)». *Tesis Univ. de Oviedo*, 1975.
- MARTINEZ, F. J.: «El Precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas del Narcea (NW. Español)». *Trabajos de Geol. Univ. Oviedo*, núm. 10, 1978.
- PEREZ-GARCIA, L. C.: «Los sedimentos auríferos del NO. de la cuenca del Duero (Provincia de León, España) y su prospección». *Tesis Doctoral*. Inédito, Universidad de Oviedo, 1977.
- PRADO, C. DE: «Lettre à M. Vernenil sur les terrains siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Geol. France* Zeme ser, t. XV, pp. 91-93, París, 1857.

- «Breve reseña geológica de la provincia de Avila y la de la parte occidental de la de León», 14 pp. (imprensa nacional), Madrid, 1862.
- SDZUY, K.: «Bioestratigrafía de la griotte Cámbrica de los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, núm. 2, pp. 45-58, 1968.
- «La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España». *I Congr. Hispano-Luso-Americano, Geol. Econom.*, sección I (Geol.) + II, pp. 769-782, Madrid-Lisboa, 1971.
- SITTER, L. U. DE: «The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 226, pp. 255-264, Leiden, 1962.
- SLUITER, W. J., y PANNAKOEK, A. J.: «El Bierzo. Etude sedimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagnense dans el NW de l'Espagne». *Leid. Geol. Med.*, 30, pp. 111-182, 1964.
- VAQUERO, C.: «Descubrimiento, por primera vez en España, de una monacita de facies aberrante portadora de Europa». *Bol. Geol. Min. España*, t. IV, fasc. 374-379, pp. 46-41, Madrid, 1979.
- VELANDO, F., y MARTINEZ DIAZ, M.: «Bembibre hoja núm. 159». *Mapa Geol. de España 1:50.000*, Madrid, 1973.
- VIDAL BOX, C.: «Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real Soc. de Historia Natural*, t. 39, pp. 121-153, 1941.
- «Geología de los Montes Aquilianos y borde meridional de la depresión del Bierzo (León)». *Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo extraordinario, homenaje a E. Hernández Pacheco, pp. 677-695, 1954.
- WAGNER, R. H.: «Sur l'existence, dans la cordillere Cantabrique de séries de passage entre westphalien et Stephanien: la limite inferreure de ces formations "Cantabriennes" ». *C. R. Acad. Sc. Paris* (serie D), t. 262, pp. 1337-1340, París, 1966.
- «An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest Spain» *Colloque sur la stratigraphie du carbonifere*, vol. 55, pp. 429-463, Université de Liège, Liège, 1970.
- WALTER, R.: «Die unterschiedliche entwicklung des Alt-Paläozoikuans östlich und westlich des kristallins von Vivero-Lugo». *Neus. Jb. Geol. Palont. Mth.*, vol. 12, pp. 740-753, Stuttgart, 1965.
- «Die Géologie in der Nordosthichen Provinz Lugo (Nordwest-Spannien)». *Gestekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70, Stuttgart, 1968.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L., y JULIVERT, M.: «Lito-facies del Nivel Carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (zona Asturoccidental-leonesa, NW. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48, 1975.

ZAMARREÑO, I., y PEREJON: «El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (zona Asturoccidental-leonesa: NW. de España); tipos de facies y faunas de Arqueociatos». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48, 1976.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA