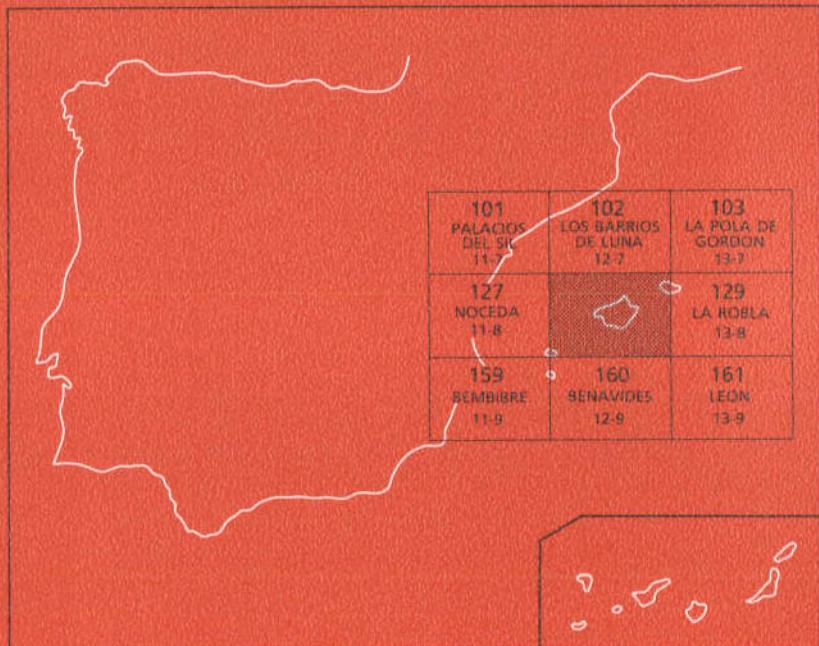




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



RIELLO

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

**Instituto Tecnológico
GeoMinero de España**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

RIELLO

Primera edición

MADRID, 1989

Fotocomposición: A.G. Mawijo, S. A.

Imprime: A.G. Mawijo, S. A.

Depósito legal: M-17373-1989

NIPO: 232-89-010-6

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por EGEO, S. A., con Normas, Dirección y Supervisión del ITGE. Han intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico y Memoria: L. M. Martín Parra (EGEO, S. A.).

Sedimentología y Columnas Estratigráficas: A. Enrile Albir (INYPSA), J. González Lastra (INYPSA) y A. Maymo Asses (INYPSA).

Geomorfología y Mapa geomorfológico: María T. Bardají (Dpto. de Geomorfología, Fac. de Geológicas, Univ. Complutense).

Asimismo, han colaborado en aspectos parciales:

Petrología: L. M. Martín Parra (EGEO, S. A.), G. Corretgé Castañón (Dpto. de Petrología, Univ. Oviedo), C. Brime (Dpto. de Petrología, Univ. Oviedo).

Ánálisis Químicos: F. Bea (Dpto. de Petrología y Geoquímica, Univ. Salamanca).

Paleontología: J. C. Gutiérrez Marco (Dpto. de Paleontología, Fac. de Geológicas, Univ. Complutense), P. Lorenzo Arias (Dpto. de Geología y Geografía Física, Fac. de Biología, Univ. de León) y T. Palacios Medrano (Dpto. de Geología, Univ. de Extremadura).

Asesoramiento en Tectónica: A. Pérez-Estaún (Dpto. Geología, Univ. Oviedo).

Asesoramiento en Sedimentología: C. Aramburu Higuera (Dpto. de Geología, Univ. Oviedo) y J. C. García Ramos (Dpto. de Geología, Univ. Oviedo).

Dirección y supervisión del ITGE: L. R. Rodríguez Fernández.

Se pone en conocimiento del lector que en el ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Mapa geomorfológico E = 1:50.000.
- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes sedimentológicos y micropaleontológicos de dichas muestras.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

INDICE

| | Página |
|--|-----------|
| 0. INTRODUCCION | 9 |
| 1. ESTRATIGRAFIA | 13 |
| 1.1. ZONA CANTABRICA | 14 |
| 1.1.1. Materiales precámbnicos | 14 |
| 1.1.2. Formación Cándana-Herrería. Cámbrico inferior | 18 |
| 1.2. ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA | 21 |
| 1.2.1. Dominio del Navia-Alto Sil | 21 |
| 1.2.1.1. Materiales precámbnicos | 21 |
| 1.2.1.2. Formación Cándana-Herrería. Cámbrico inferior | 23 |
| 1.2.1.3. Caliza de Vegadeo. Cámbrico inferior-medio | 27 |
| 1.2.1.4. Serie de los Cabos. Cámbrico medio-Ordovícico inferior | 29 |
| 1.2.1.5. Serie de Transición. Ordovícico inferior | 35 |
| 1.2.1.6. Pizarras de Luarca. Ordovícico inferior | 36 |
| 1.2.1.7. Formación Agüeira. Ordovícico superior | 37 |

| | |
|--|----|
| 1.3. CARBONIFERO | 42 |
| 1.3.1. Cuenca de La Magdalena. Estefaniense B | 42 |
| 1.3.2. Cuenca del Bierzo. Estefaniense B | 45 |
| 1.4. CRETACICO | 48 |
| 1.4.1. Formación Voznuevo. Albiense-Cenomaniense .. | 48 |
| 1.5. TERCARIO | 50 |
| 1.5.1. Sistema de Veguellina de Cepeda. Mioceno superior | 51 |
| 1.5.2. Sistema de Ferreras-Forcadas. Mioceno superior | 52 |
| 1.5.3. Terciario indiferenciado | 52 |
| 1.6. PLIOCUATERNARIO | 52 |
| 1.6.1. La Raña | 52 |
| 1.7. CUATERNARIO | 54 |
| 1.7.1. Pleistoceno | 54 |
| 1.7.1.1. Terrazas | 54 |
| 1.7.1.2. Morrenas | 55 |
| 1.7.2. Holoceno | 55 |
| 1.7.2.1. Depósitos palustres | 55 |
| 1.7.2.2. Conos de deyección | 55 |
| 1.7.2.3. Conos de deyección antrópicos | 56 |
| 1.7.2.4. Derrubios de ladera | 56 |
| 1.7.2.5. Terrazas actuales | 56 |
| 1.7.2.6. Depósitos eluviales-coluviales | 56 |
| 1.7.2.7. Aluvial indiferenciado | 57 |
| 2. GEOMORFOLOGIA | 57 |
| 2.1. DESCRIPCION MORFOGRAFICA | 57 |
| 2.1.1. Fisiografía general | 57 |
| 2.1.2. Elementos fundamentales del paisaje | 58 |
| 2.1.2.1. Línea de cumbres | 58 |
| 2.1.2.2. Superficie intermedia | 58 |
| 2.1.2.3. Superficie de enlace | 58 |
| 2.2. ETAPAS MORFOGENETICAS | 61 |
| 2.2.1. Superficie inicial | 61 |
| 2.2.2. Primera etapa de modelado del relieve | 61 |
| 2.2.3. El Modelado Neógeno | 62 |
| 2.2.4. Etapa fini-neógena | 62 |
| 2.2.4.1. Superficie de enlace | 63 |
| 2.2.4.2. Depósitos de colmatación | 63 |
| 2.2.5. Modelado cuaternario | 64 |
| 2.2.5.1. La red fluvial | 64 |
| 2.2.5.2. Glaciarismo | 65 |

| | |
|--|------------|
| 2.2.5.3. Conos de deyección | 65 |
| 2.2.6. Modelado antrópico. Minería aurífera romana .. | 65 |
| 3. TECTONICA | 66 |
| 3.1. INTRODUCCION | 66 |
| 3.2. DEFORMACION PRE-HERCINIANA | 67 |
| 3.3. FASES DE DEFORMACION HERCINIANA | 69 |
| 3.3.1. Primera fase. D ₁ | 70 |
| 3.3.2. Segunda fase. D ₂ | 73 |
| 3.3.2.1. Estructuras y microestructuras de las zonas de deformación asociadas a los cabalgamientos | 74 |
| 3.3.2.2. | 85 |
| 3.3.3. Tercera fase. D ₃ | 86 |
| 3.3.4. Deformación tardiherciniana | 89 |
| 3.3.5. Deformación alpina | 89 |
| 3.4. EDAD DE LAS DEFORMACIONES | |
| 4. PETROLOGIA | 91 |
| 4.1. METAMORFISMO | 91 |
| 4.1.1. Metamorfismo regional | 91 |
| 4.1.1.1. Zona de la clorita | 91 |
| 4.1.1.2. Zona de la biotita | 94 |
| 4.1.2. Metamorfismo de contacto | 95 |
| 4.1.2.1. Aureola de Posada de Omaña-Santo- venia | 95 |
| 4.1.2.2. Aureola de Villarmeriel-Arroyo del corro | 98 |
| 4.1.3. Relación blastesis-deformación. Evolución general del metamorfismo | 101 |
| 4.2. ROCAS FILONIANAS | 103 |
| 4.2.1. Diques de cuarzo | 103 |
| 5. HISTORIA GEOLOGICA | 103 |
| 6. GEOLOGIA ECONOMICA | 107 |
| 6.1. MINERIA | 107 |
| 6.1.1. Minería energética | 107 |
| 6.1.2. Minería no energética | 108 |
| 6.2. CANTERAS | 109 |
| 6.3. HIDROGEOLOGIA | 110 |
| 7. BIBLIOGRAFIA | 111 |

0. INTRODUCCION

La Hoja de Riello se halla situada en la provincia de León, abarcando principalmente parte de las comarcas de Omaña y Cepeda y en menor extensión de las de Bierzo, Ordás y Luna.

En su mayor parte es una zona de montaña muy poco poblada, siendo la mitad norte de la Hoja y la ribera del río Omañas las áreas más habitadas. La actividad económica se centra fundamentalmente en la ganadería de montaña, en franco retroceso, y en la agricultura, sobre todo praderías y regadíos en los valles de los ríos más importantes. En el sector SE de la Hoja, el Terciario del borde NO de la Cuenca del Duero presenta extensas zonas de repoblación de pinos. Por otra parte en el valle de Valdesamario y en la depresión de Tremor, se encuentran algunas explotaciones a cielo abierto y en mina de carbón.

Geográficamente se encuentra en el límite entre la Cordillera Cantábrica (borde N.), los Montes de León (O. de la Hoja) y el borde NO. de la Depresión del Duero (SE. de la Hoja), alcanzando las mayores altitudes en la Sierra de Jistredo, en el sector centro-oeste, donde se encuentra el vértice Suspirón (1.834 m.) y en la esquina NO. de la Hoja donde se encuentra el vértice La Campona (1.803 m.). El Terciario del borde NO. de la Depresión del Duero (SE. de la Hoja) se encuentra a una altura entre 1.000 y 1.100 m. y presenta un relieve bastante plano.

La mayoría de los ríos y arroyos de la Hoja vierten a la Cuenca del Duero, siendo el más importante el río Omañas; sin embargo, en un área situada al O. de la misma entre el vértice Suspirón y la depresión de Tremor las aguas vierten ya a la Cuenca del Sil, siendo el río Nodellos, el más importante de los que vierten a esta cuenca.

Desde el punto de vista geológico hay dos grandes grupos de materiales: los de edad precámbrica en la mitad N. de la Hoja y los de la edad paleozoíca inferior (Cámbrico y Ordovícico) en la mitad S. Además afloran discordantes materiales pertenecientes a las cuencas estefanienses de La Magdalena (sector N. y NE de Hoja) y del Bierzo (sector O. y retazos en el Valle de Valdesamario y comarca de Ordás), así como materiales de edad cretácica en las depresiones de Riello y Valdesamario-Ordás y de edad neógena, principalmente en el sector SE. de la Hoja. Los materiales detriticos estefanienses se depositaron en cuencas intramontañosas de origen tectónico. Los materiales cretácicos y neógenos son sedimentos detriticos formados en ambiente continental por el depósito de sistemas aluviales. Por último el Cuaternario queda restringido fundamentalmente a los depósitos ligados a los principales ríos y valles subsidiarios, con algunos depósitos de pequeña extensión ligados a terrazas colgadas, pequeños conos de deyección y morrenas glaciares. Son importantes los conos de deyección de origen antrópico de las Médulas de La Cepeda, debidos a la explotación romana de oro en los materiales terciarios.

Los materiales precámbricos y del paleozoíco inferior, forman parte en su mayoría del Dominio del Navia-Alto Sil de la Zona Asturoccidental-Leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972). (Fig. 1 y 2.) Son fundamentalmente sedimentos detriticos, con escasa representación de carbonatos depositados principalmente en ambientes marinos someros. Presentan esquistosidad generalizada y metamorfismo regional de bajo grado así como metamorfismo de contacto en algunas áreas, reconociéndose las fases de deformación hercíniana descritas por MARCOS (1973) y PEREZ ESTAUN (1978) en área vecinas. En un pequeño sector de la Hoja situado al N. y NE. de la misma, afloran materiales de edad precámbrica superior, sobre los que se apoyan, discordantemente, materiales de edad Cámbrica inferior, pertenecientes a la Unidad de Somiedo Correcilla de la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1971; RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988) de la Zona Cantábrica (Fig. 2'). En este sector los materiales precámbricos presentan una débil esquistosidad desarrollada sólo en las litologías más pelíticas y un metaformismo regional epizonal en el límite con la anquizona, reconociéndose la primera y tercera fase de deformación hercínianas.

La actividad ígnea, se desarrolla principalmente en los materiales precámbricos, donde se observa una gran participación volcánica ácida en las rocas detriticas que los componen. Se observa alguna intercalación ígnea

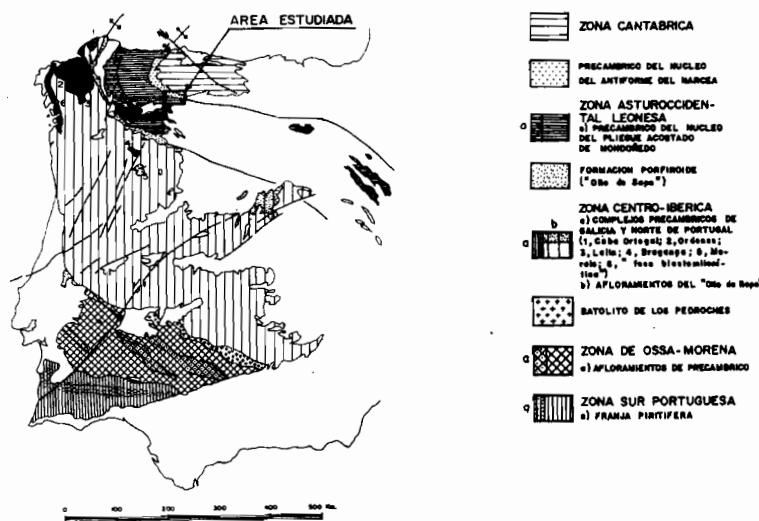


Fig. 1. División en zonas del Macizo Hespérico, según JULIVERT et al. (1972), basada en la división de LOTZE (1945) y localización del área estudiada.

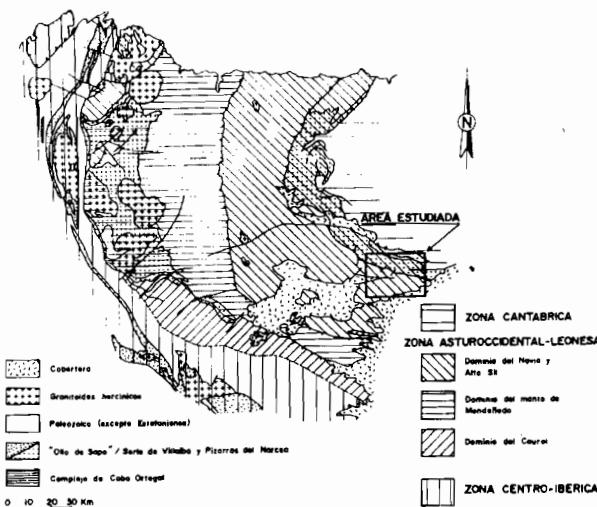


Fig. 2. Límites para la Zona Asturoccidental-Leonesa y división en dominios de la misma, según MARTINEZ CATALAN (1985), y localización del área estudiada.

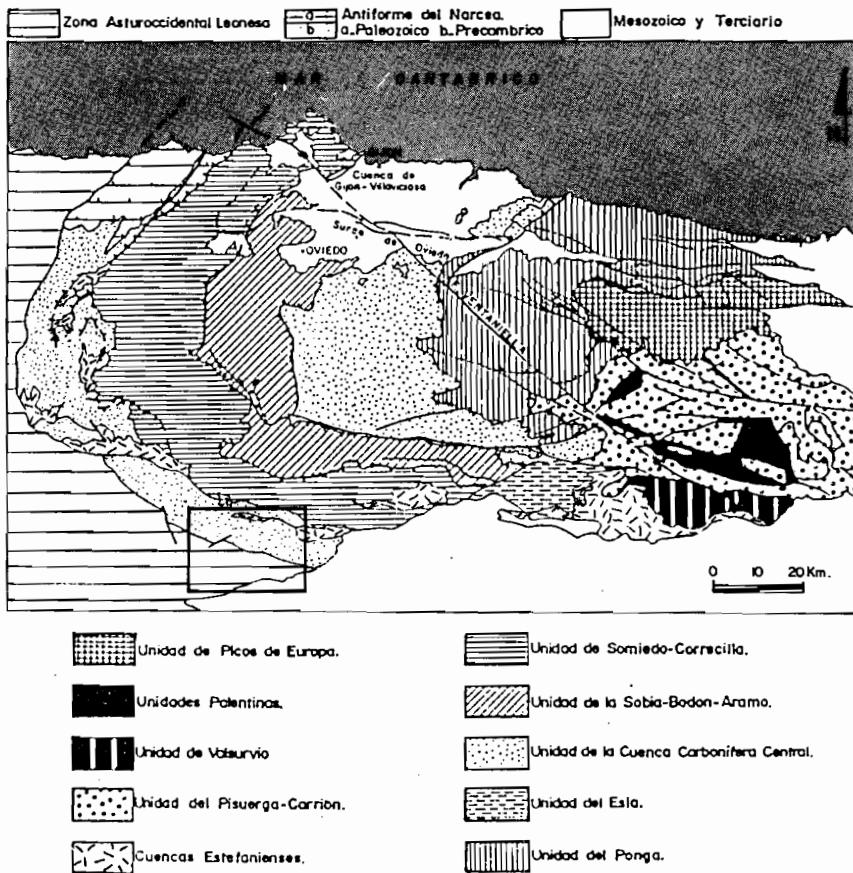


Fig. 2'. Situación del área estudiada en relación con el esquema de unidades estructurales de la Zona Cantábrica, según RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1988).

básica con carácter de sill, muy local, en La «Serie de Transición» y en la Caliza de Vegadeo y principalmente se observa una actividad filoniana que consiste fundamentalmente en diques de cuarzo.

Existen numerosos antecedentes bibliográficos, en su mayor parte sobre la problemática general de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa y en muchas ocasiones sobre problemas concretos en zonas aledañas.

Como antecedentes cartográficos a diversas escalas que incluyan parte o toda el área de estudio, destacan la Hoja de Riello, a escala de 1:50.000, 1a. Serie, editada por el IGME y elaborada por PASTOR GOMEZ (1969), así como el trabajo de PEREZ ESTAUN (1978) que presenta un mapa a escala 1:100.000 de una amplia zona de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa en la que se incluye la mayor parte de la Hoja. Otros documentos cartográficos existentes que merece la pena destacar por incluir parte de la Hoja, son los trabajos de BOSCH (1969) con un mapa a escala 1:50.000, PEREZ ESTAUN (1970, 1971, 1973, 1974), un mapa a escala 1:25.000 de la Cuenca Carbonífera del Bierzo de FERNANDEZ GARCIA (1984), y los trabajos de PEREZ GARCIA (1977) y HERAIL (1984), así como las hojas de la serie MAGNA de los alrededores existentes (101, Villablino; 127, Noceda; 129, La Robla; 159, Bembibre, y 160, Benavides, realizadas por NAVARRO, 1982; MATAS et al, 1982; LEYVA et al, 1984; VELANDO y MARTINEZ, 1973 y VARGAS et al, 1984, respectivamente). Como trabajos de interés regional además de PEREZ ESTAUN (1978) destacan MARCOS (1973), MATTE (1967, 1968 a y b) y MARTINEZ CATALAN (1985).

En relación con las cuencas estefanienses cabe destacar entre otros trabajos los de WAGNER (1959 b, 1965) y HEWARD (1978) para la Cuenca de La Magdalena y los de ALMELA y VALLE DE LERSUNDI (1963), VELANDO y MARTINEZ DIAZ (1973) y FERNANDO GARCIA (1984) para la Cuenca del Bierzo. Sobre los materiales mesozoicos es importante destacar a EVERS (1967) que define la Formación Voznuevo y JONKER (1972). Por último en relación con los materiales terciarios son de destacar los trabajos de CIRY (1939), MABESOONE (1959), EVERS (1967) y PEREZ GARCIA (1977).

Otros antecedentes bibliográficos de interés serán citados a lo largo de la memoria.

1. ESTRATIGRAFIA

En el área abarcada por la Hoja se pueden reconocer dos grandes conjuntos de materiales; los afectados por las principales fases de deformación de la Orogenia Herciniana y los posteriores a ésta. En el primer conjunto se engloban materiales precámbnicos y del paleozoíco inferior pertenecientes a las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa (JULIVERT et al., 1972). El segundo conjunto está representado por materiales que se apoyan discordantemente

sobre los anteriores, y comprende los sectores O. de la Cuenca de La Magdalena y E. de la del Bierzo, ambas de edad Estefaniense B, así como los materiales de edad Cretácea de las áreas de Riello y Valdesamario-Ordás y los materiales terciarios del borde NO. de la Depresión del Duero, que ocupan el sector SE. de la Hoja.

1.1. ZONA CANTABRICA

Los materiales encuadrados en la misma se sitúan en el borde N. y esquina NE. de la Hoja y pertenecen al Precámbrico superior (Pizarras del Narcea de LOTZE, 1956 o Formación Mora de SITTER, 1962 b) y al Cámbrico inferior (Formación Cándana-Herrería). Los criterios que han llevado a establecer el límite de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa son principalmente estructurales y serán abordados más adelante.

Dentro de la Zona Cantábrica se encuadran en la Región de Pliegues y Mantos de JULIVERT (1971).

1.1.1. Materiales precámbricos

Comprende dentro de la Hoja, materiales precámbricos pertenecientes al sector N. de la rama S. del Antiforme del Narcea. Su límite S. se establece en La Falla de Cornombre-La Urz (ver Fig. 18), mientras que por el N. se ponen en contacto discordantemente con la Formación Cándana-Herrería del Cámbrico inferior suprayacente.

LOTZE (1956) estudia estos materiales en el sector central del Antiforme del Narcea, y es el primero que establece una discordancia en la base del Cámbrico, por debajo de la cual afloran los mismos, lo que hace atribuirles, una edad precámbrica, denominándoles Pizarras del Narcea. Posteriormente SITTER (1962 b) introduce el nombre de Formación Mora para estos materiales con el corte tipo en el río Luna al S. de la localidad de Mora de Luna.

Existen numerosas publicaciones sobre la discordancia de los materiales precámbricos en el flanco E. y N. del Antiforme (SITTER, 1961; JULIVERT y MARTINEZ GARCIA, 1967; JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ, 1968) así como en el flanco O. y S. del mismo (MATTE, 1967, 1968 a; MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978).

Diferentes autores han descrito las características litológicas de los materiales precámbricos del Antiforme del Narcea (PASTOR GOMEZ, 1963, 1969; FARBER & JARITZ, 1964; CORRETGE y CARPIO, 1968; CORRETGE,

1969; BOSCH, 1969; RUIZ, 1971; PARGA y VEGAS, 1972; PEREZ ESTAUN, 1973, 1978; PEREZ ESTAUN y MARTINEZ, 1978; NAVARRO VAZQUEZ, 1982; MATAS et al. 1982; LEYVA et al., 1984), citando la presencia de areniscas feldespáticas, arcosas, pizarras, ortogneises y porfiroides.

PEREZ ESTAUN (1973, 1978) establece una sucesión estratigráfica para toda la rama S. del Antiforme del Narcea, que de muro a techo consiste en: Serie con porfiroides, micaesquistos y areniscas, Serie de grauvacas y pizarras y Serie de pizarras. En el sector aquí referido, situado al N. de la Falla de Cornombre-La Urz, los materiales presentes pertenecerían a la Serie de grauvacas y pizarras del citado autor.

No existe ningún corte completo de estos materiales pero se puede suponer un espesor mínimo aproximado de unos 1.500 m.

El Precámbrico en esta Hoja presenta dos tipos litológicos diferenciados, unos son de granulometría fina, lutitas y limolitas de tonos verdes y gris oscuro en corte fresco, predominando los términos limolíticos sobre los lutíticos y presentando normalmente una fina laminación de arenisca de grano muy fino. Los términos litológicos gruesos son sublitenitas, subarcosas, litoarenitas feldespáticas y arcosas líticas, principalmente de grano muy grueso a medio y a veces microconglomerados. Las litologías más gruesas suelen presentar en ocasiones cantos blandos.

Las pizarras están compuestas principalmente por sericita y en menor proporción cuarzo y minerales opacos. Las litologías de grano más grueso presentan como minerales principales feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y sericita (constituyendo la matriz) y en menor proporción clorita, así como fragmentos de roca muy numerosos en muchas de ellas, principalmente de rocas volcánicas, pizarras, limolitas y cuarcitas. Como minerales accesorios suelen presentar principalmente minerales opacos, y en menor proporción círcón, moscovita y apatito.

La participación volcánica en estas rocas parece muy alta, destacando entre las características de las mismas que apoyan este origen, la gran abundancia de plagioclasas y en algunas muestras también de feldespato potásico, así como la existencia de cuarzos con «golfo de corrosión», de intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato potásico, y la gran abundancia de fragmentos de roca volcánica, constituidos en unos casos por agregados de cuarzo microcristalinos y en otros por una matriz microcristalina y cristales de plagioclasa con textura traquitoide.

Se han realizado tres columnas sedimentológicas de detalle en los alrededores de la Hoja, fuera de ella, debido a la escasez de buenos afloramientos en la misma. Estas columnas se sitúan en la carretera de La Magdalena a Villablino entre los kms. 2,8 y 3,8 (Hoja de La Robla, 129), en el Valle Grande de Salce (Hoja de Barrios de Luna, 102) (Fig. 3) y al S. de la localidad de Luna

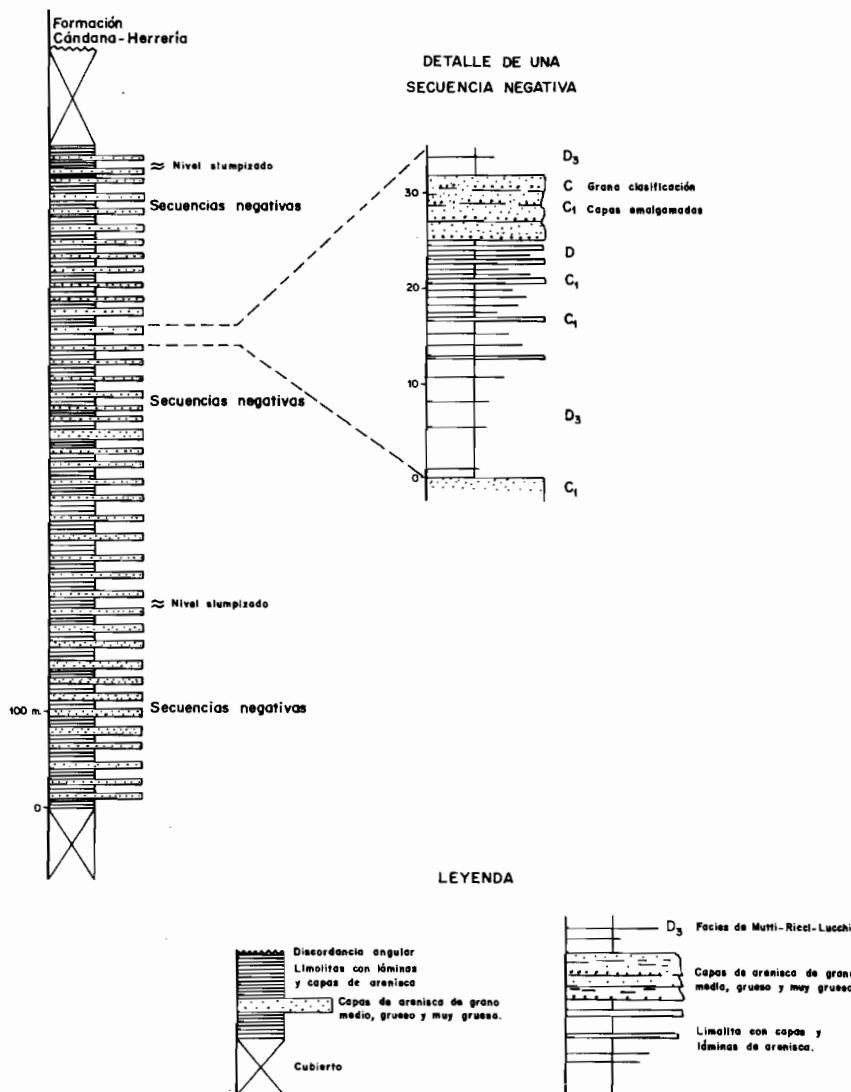


Fig. 3. Columna parcial del Precámbrico al N. de la Falla de Cornombre-La Urz. Camino del Valle Grande de Salce. (Hoja de Barrios de Luna.)

(Hoja de Barrios de Luna, 102). En la primera y en la tercera se observa que los 10-15 metros que están en contacto discordante bajo la Formación Cándana-Herrería (Cámbrico inferior) están rubaffectados, hecho que BOSCH (1969) interpreta como debido a exposición, subaérea, aunque actualmente existen ejemplos de rubefacción de materiales bajo lámina de agua (sineresis) y existe la duda de que esta alteración no sea tal, sino que sean tramos con tonalidad rojiza originada sedimentariamente, intercalados en la serie.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son granoclasificación, superficies de reactivación, ripples de corriente a techo de capas, estratificación distorsionada («convolute bedding»), huellas de carga, «flutes», canales a pequeña escala, moldes de corriente curvados («crescent cast») y estriaciones de corriente. En el Valle Grande de Salce, se han observado algunos niveles eslumpizados. Además PEREZ ESTAUN (1978) observó un canto de caliza de 30 centímetros.

En general, se observan secuencias negativas de dimensiones métricas a decamétricas, con escasas secuencias positivas y algunas intercalaciones de arenisca masiva. Estas secuencias presentan facies C y D en el sentido de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) en su estudio sobre abanicos submarinos, identificándose a veces tipos C₁ y D₃ equivalentes a las secuencias de BOUMA T_{a/c/e}, T_{abc/e} y T_{a/c} para la C₁ y T_e para la D₃ (Fig. 3). Estos hechos se interpretan como indicadores de depósitos de abanicos submarino, en su zona externa según MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), donde las secuencias negativas indicarían la progradación de lóbulos deposicionales (facies C) sobre depósito interlóbulo (facies D).

Según WALKER (1978) las facies arenosas con granoclasificación serían características de lóbulos de la parte superior («suprafan lobes») dentro del abanico medio («mid fan») y las limolíticas con la minación arenosa, depósitos de la parte inferior del abanico («lower fan»). Se han medio paleocorrientes que indican direcciones predominantes entre NO-SE y NE-SO con sentido al N.

Durante la realización de este trabajo se han encontrado microfósiles pertenecientes a posibles cianobacterias planctónicas del orden *Chroococcales*, *Bavlinella faveolata* y *Palaeoogomphosphaeria cauriensis*, así como filamentos algales similares al grupo *Vendotaenida* y acritarcos pertenecientes a *Leiosphaeridium sp.* bastante corroidos. La gran abundancia de *B. faveolata* y formas similares de Tipo A y Tipo B indicaría medios que han experimentado una eutrofización, mientras que el hecho de que se presente sobre todo en cápsulas inferiores a una micra indicaría medios de una elevada turbidez. En cuanto a la edad la asociación de microfósiles encontrados indicaría una edad Vendico superior para estos materiales.

No existe ningún corte completo de los mismos pero se puede suponer un espesor mínimo aproximado de unos 1.500 m.

1.1.2. Formación Cándana-Herrería. Cámbrico inferior

En la Zona Cantábrica esta formación aflora incompleta, pudiendo observarse la discordancia de la base, pero no el techo. COMSTE (1938) definió esta formación en el Valle del Porma como Areniscas de La Herrería, y LOTZE (1958) como Cuarcitas de Cándana en el Valle del Narcea, ambos cortes situados en la Zona Cantábrica.

Esta formación se puede observar en un pequeño afloramiento al E. del río Luna en la esquina NE. de la Hoja. Las condiciones de afloramiento son malas y no se puede levantar una columna de detalle. Se observa que está constituida por areniscas, a veces de grano grueso, en ocasiones feldespáticas, cuarcitas a veces microconglomeráticas, y margas verdes. En las proximidades de este afloramiento, cerca de la localidad de Mora de Luna (Hoja de La Robla, 129) se pueden ver intercalaciones de niveles de calizas masivas y otras veces tableadas.

La formación se apoya discordantemente sobre el precámbrico de la Formación Mora que está enrojecido en las proximidades de la discordancia. Comienza por un nivel de cuarcitas de grano grueso microconglomeráticas, de alrededor de 1 m. de espesor visible en la carretera de Mora de Luna a Los Barrios de Luna, que lateralmente, en la ladera del monte pasa a una alternancia de niveles de cuarcitas de grano grueso y pizarras verdes, en bancos de unos 20 cms., siendo el banco basal de grano muy grueso.

Las areniscas feldespáticas presentan grano grueso y están constituidas sobre todo por granos de cuarzo y feldespato potásico en una matriz sericítica. Presentan también algunos fragmentos de roca de cuarcitas y pizarras. Como minerales accesorios se observan principalmente minerales opacos y alguna lámina de moscovita. Es característica la presencia de glauconita en las areniscas más gruesas de la parte inferior de la serie. En la localidad de Irede de Luna fuera de la Hoja (Hoja de Barrios de Luna, 102) aunque próxima a la misma, se han encontrado en las areniscas de la parte inferior de la Formación Cándana-Herrería, clastos arcillosos así como fragmentos de chert y de rocas volcánicas.

En cuanto a la edad de estas rocas, CRIMES et al. (1977) citan la presencia de pistas fósiles en toda la formación, como *Cruziána*, *Arenicolites*, *Skolithos* y *Rusophycus*. LOTZE y SDZUY (1961) citan en el Valle del Luna al N. de esta Hoja fauna de trilobites con *Dolerolenus* y *Anadoxides* de edad Cámbrico inferior muy bajo. Esta edad es confirmada por el reciente hallazgo de acritarcos pertenecientes a la misma, al S. de la localidad de Irede de Luna, en el Valle del arroyo de Loma Majona (PALACIOS, comunicación personal).

Esta formación ha sido interpretada por diferentes autores (COMTE, 1959; OLE, 1964; RUPKE, 1965; SJERP, 1967; EVER, 1967; VILAS, 1971; SAVAGE y BOSCHMA, 1980; LEYVA et al., 1984) como depósitos marinos someros (near-shore).

CRIMES et al. (1977) la interpretan como depositada en un ambiente de dominio mareal. Otros autores piensan que algunos tramos pueden corresponder a un ambiente deltaico (RUPKE, 1965; BOSCH, 1969; SAVAGE y BOSCHMA, 1980) o incluso fluvial de tipo «braided» (BOSCH, 1969; MEER MOHR et al., 1981; MEER MOHR, 1983).

Los intervalos carbonatados existentes en la parte inferior de la formación, fueron interpretados por GUILLOU (1971, 1975) y MEER MOHR (1983) como depositados en medio lacustre, basándose en el carácter lenticular de estos carbonatos.

Debido a la mala calidad del afloramiento existente en la Hoja no se pudo levantar una columna sedimentológica en él, por lo que se hizo una fuera de la Hoja en las proximidades de Iredé de Luna, al S. de la localidad en el valle del arroyo de Loma Majona (Hoja de Barrios de Luna, 102) inmediatamente al N. de la Hoja que nos ocupa, incidiendo principalmente en la parte inferior de la formación, equivalente a la aflorante en la Hoja de Riello.

En la base de la columna se observa una clara discordancia angular con el precámbrico (Fig. 4) rubefactado en los 10 m. más próximos a la misma. La serie está constituida por términos carbonatados y detríticos asociados en secuencias negativas métricas a decamétricas (Fig. 5). Las calizas se presentan en capas continuas lateralmente a escala de afloramientos con espesores máximos de 15 metros y en cuerpos lenticulares, apreciándose la presencia de laminaciones que a veces forman domos. Se sitúan en la base de los ciclos y representan momentos de menor energía del medio. Estos carbonatos suelen intercalarse con términos finos (llutita y limolita verdes) que hacia techo de la secuencia se hacen más gruesos presentando lentejones y capas de cuarciarenita con ripples de oscilación y presencia de glauconita. El ciclo finaliza con capas métricas de cuarciarenita, con estratificaciones cruzadas unidireccionales, tanto planares como de surco, a veces cementadas por carbonatos. Se pueden observar megaripples que dan lugar a estratificaciones cruzadas en surco.

Los carbonatos y detríticos finos de la base de la secuencia negativa se han depositado en un ambiente marino somero (near-shore), de baja energía. La glauconita que se encuentra en los intervalos arenosos lo confirma.

Por encima de esta parte inferior, se sitúan unos depósitos constituidos principalmente por cuarciarenitas de grano grueso de tonos blancos y areniscas a veces feldespáticas con algunas intercalaciones de pizarras y delgados niveles de dolomías (LEYVA et al., 1984). Los depósitos detríticos gruesos que constituyen principalmente la parte superior de la formación parecen corresponder a depósitos de aparatos distributarios de un sistema deltaico con predominio de influencia aluvial de alta energía («fan-delta»).

En conjunto la Formación Cándana-Herrería en este sector parece estar constituida por secuencias progradantes de depósitos arenosos de carácter continental que se introducen en zonas de sedimentación marina somera.

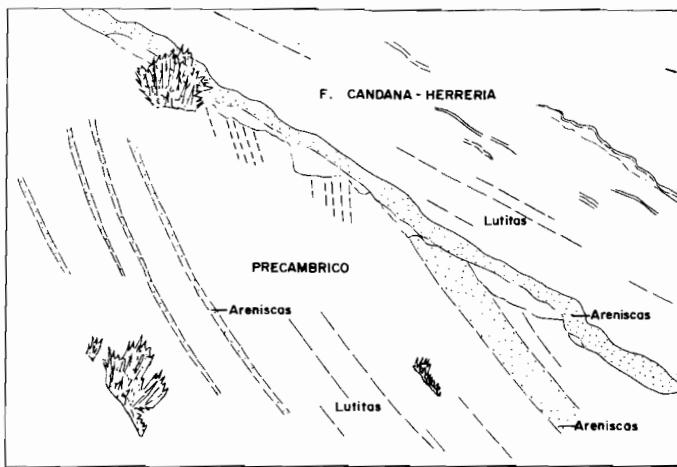


Fig. 4. Discordancia Cámbrico-Precámbrico en los alrededores de Irrede. Norte a la derecha.



Fig. 5. Ejemplo de secuencia negativa decamétrica en la parte inferior de la F. Cándana-Herrería en Irene de Luna.

1.2. ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

Los materiales pertenecientes a la misma ocupan la mayor parte de la Hoja, y pertenecen al Cámbrico y Ordovílico (Formaciones Cándana-Herrería y Vegadeo, Serie de Los Cabos, Serie de Transición, Pizarras de Luarca y Formación Agüeira).

Dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa pertenecen al Dominio del Navia-Alto Síl (MARCOS, 1973).

1.2.1. Dominio del Navia-Alto Síl

1.2.1.1. *Materiales precámbrios*

Comprende materiales precámbrios pertenecientes al flanco meridional de la rama S. del Antiforme del Narcea.

Su límite N. se establece en la Falla de Cornombre-La Urz, mientras que por el S. se pone en contacto, discordante en el sector E. de la Hoja (Carrizal-Adrados de Ordás), y mediante falla en el resto de la Hoja con los materiales de edad Cámbrica inferior de la Formación Cándana-Herrería.

Como ya se ha citado en el capítulo 1.1.1.1., el primer autor que atribuye una edad precámbrica a estos materiales fue LOTZE (1956); posteriormente numerosos autores han estudiado estos materiales a lo largo de todo el Antiforme del Narcea.

En cuanto al área geográfica en que se encuadra la Hoja cabe destacar los trabajos de PASTOR GOMEZ (1969), PEREZ ESTAUN (1978), MATAS et al. (1982) y LEYVA et al. (1984).

Como ya se ha referido antes, PEREZ ESTAUN (1978) estableció una sucesión estratigráfica para toda la rama S. del Antiforme del Narcea (incluyendo la Hoja de Riello), consistente de muro a techo en: Serie con porfiroides, micaesquistos y areniscas, Serie de grauvacas y pizarras y Serie de pizarras. Todas ellas estarían representadas en el precámbrico de la Hoja al S. de la Falla de Cornombre-La Urz. MATAS et al. (1982) en la vecina Hoja de Noceda (127), encuentran en puntos fuera de la misma intercalaciones vulconasedimentarias a diversas alturas de la sucesión estratigráfica y opinan que no está clara, por tanto, la separación de una Serie con porfiroides inferior, de una de grauvacas y pizarras por encima. En el caso de la Hoja que nos ocupa la fuerte deformación que presentan estos materiales, debida principalmente a la primera y segunda fase de deformación hercíniana, ha impedido el establecimiento de una serie estratigráfica completa, habiéndose realizado únicamente una columna sedimentológica en un afloramiento situado en la

localidad de Rosales donde no se observa deformación de segunda fase y la laminación sedimentaria es muy visible.

No obstante, a lo largo de toda la banda de materiales precámbricos aflorantes en la Hoja, se ha observado una sucesión muy monótoma litológicamente, caracterizada por la alternancia rítmica de litologías gruesas, como areniscas y algún microconglomerado, con litologías más finas como lutitas y pizarras, muy similar a la observada en los materiales precámbricos situados al N. de la Falla de Cornombre-La Urz. La participación volcánica ácida de estas rocas es muy alta, y se observan a diversas alturas de la serie la intercalación de nívellos centimétricos de carácter porfiroleíde de grano fino. Creemos que no es posible separar diversos miembros o formaciones dentro de estos materiales, siendo las diferencias macroscópicas que puedan observarse muchas veces debidas a la diferente deformación sufrida por las rocas.

Los componentes principales de las litologías más gruesas (areniscas, porfiroleídes y microconglomerados) son cuarzo, plagioclasa y micas como clorita, sericita y moscovita. En muchas de estas muestras, sobre todo en las que tienen carácter porfiroleíde y en los microconglomerados son abundantes los fragmentos de rocas volcánicas, a veces microcristalinas, y otras veces de rocas con fenocristales de plagioclasa en una matriz microcristalina cuarzo-plagioclásica con textura traquitoide. Se pueden observar también fragmentos de pizarra. Algunas muestras presentan carbonatos a veces en niveles, cementando a la roca y otras dispersos, así como en ocasiones en venas. La biotita está presente en algunas muestras como mineral fundamentalmente de origen metamórfico (regional o de contacto). A menudo, sobre todo en las muestras con carácter porfiroleíde se presentan granos de cuarzo con morfología volcánica como «golfos de corrosión», y plagioclásas con inclusiones de cuarzo «en gotas», así como intercrecimientos mirmecíticos de plagioclasa y cuarzo.

Como minerales accesorios se pueden observar principalmente minerales opacos, circón, apatito y turmalina y en menor proporción feldespato potásico, leucoxeno, esfena, epidota/clinozoisita, monacita y rutilo.

Las rocas de grano más fino están constituidas fundamentalmente por cuarzo, moscovita, clorita y sericita. La biotita puede ser abundante en algunas zonas debido al metamorfismo. En ocasiones se pueden observar carbonatos y a veces gran abundancia de minerales opacos. Como accesorios suelen presentar minerales opacos, turmalina, circón, leucoxeno, plagioclasa y apatito.

En las proximidades de la localidad de Rosales existe un pequeño afloramiento donde se han podido realizar una serie de observaciones sedimentológicas, como la presencia de secuencias negativas «thickening upward» comparables a las que presentan los cortes descritos al N. de la Falla de Cornombre-La Urz y con una potencia similar. Este hecho y lo parecido de la litología existente nos lleva a interpretar estos depósitos de manera parecida al precámbrico de la Zona Cantábrica a pesar de la escasez de datos. Correspon-

derían a depósitos de abanico submarino; probablemente a su zona externa, con depósitos de lóbulos deposicionales e interlóbulo (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) o depósitos de «suprafan lobe» del «mid fan» y de «lower fan» (WALKER, 1978) aunque estas precisiones sobre el significado de estas secuencias dentro del contexto del abanico submarino sean mucho más aventuradas.

1.2.1.2. *Formación Cándana-Herrería. Cámbrico inferior*

Esta formación atraviesa la Hoja de ONO, a ESE, desde la localidad de Posada de Omaña a la de Adrados de Ordás, y aflora también en un sector situado entre San Martín de La Falamosa y La Velilla al SE. de la Hoja.

Se puede observar completa, en el extremo O. de la misma (Posada de Omaña-Barrio de La Puente) y en el sector E., entre Trascastro y Adrados de Ordás, en el resto del afloramiento su contacto con el Precámbrico es por fallas, presentando una importante complicación. La discordancia basal sobre la que se apoyan estos materiales no es claramente visible en los lugares en que la serie está completa, debido probablemente al bajo ángulo entre los materiales precámbrico y cámbicos así como a la escasez de buenos afloramientos. Al O. de esta Hoja en la vecina de Noceda (127) MATAS et al. (1982), citan la presencia de discordancia basal claramente visible.

En la Formación Cándana-Herrería se suelen distinguir tres miembros que son visibles en esta Hoja, aunque debido a la escasa potencia del miembro superior en la cartografía se ha unido con el intermedio (Fig. 6).

El miembro inferior, se apoya discordantemente sobre el precámbrico y está constituido por una alternancia de cuarcarenitas y lutitas, a menudo de tonos verdes y carbonatos. En el sector E. de la Hoja en la base se observa un conglomerado de unos 2 a 5 m. de potencia con cantos de hasta 3 cms. de cuarcita y pizarra que hacia el O. desaparece. Los carbonatos presentan variaciones composicionales, siendo a veces calizas y otras dolomías, en ocasiones con una fuerte componente detrítica (dolomías arenosas). A menudo presentan mineralizaciones de malaquita y azurita y suelen estar muy recristalizadas, lo que impide en general la observación de estructuras sedimentarias, aunque se han visto a veces unas laminaciones, dando domos similares a laminaciones de algas.

Las areniscas y cuarcitas presentan como minerales principales cuarzo, clorita y sericitita, observándose en algún caso una proporción importante de feldespato potásico. Las filitas y pizarras suelen presentar sericitita y clorita como minerales predominantes y cuarzo en menor proporción. Como minerales accesorios se suelen encontrar minerales opacos, que a veces son pirita, circón, turmalina, apatito, plagioclasa, feldespato potásico y monacita.

El espesor de este miembro medio es de unos 200 m., aunque en Trascastro

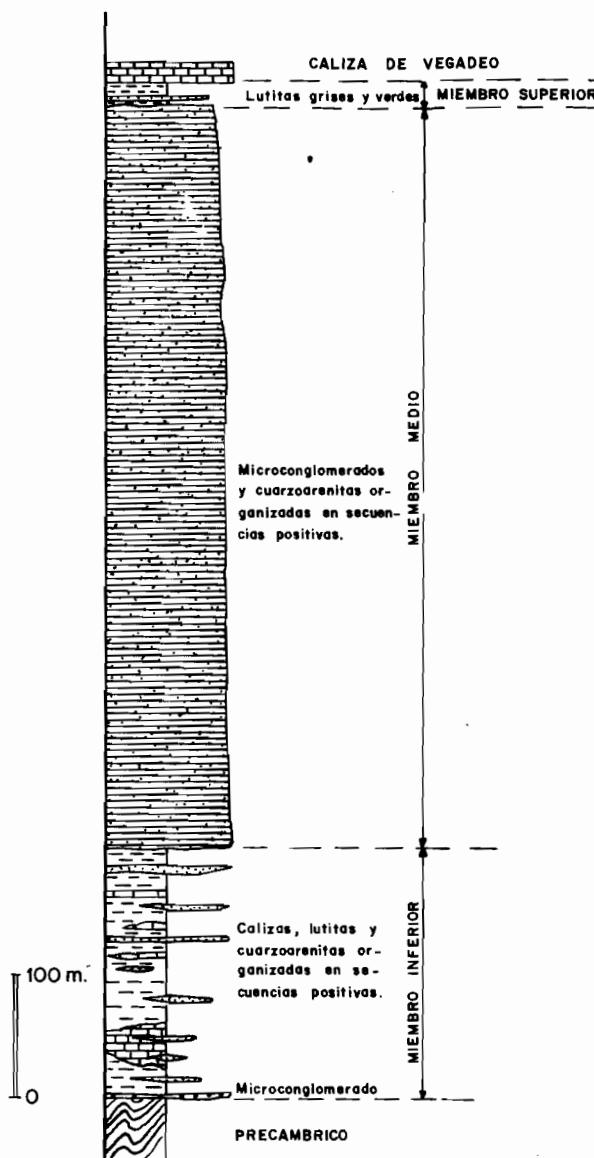


Fig. 6. Columna sintética de la Formación Cándana-Herrería.

de Luna, donde se levantó una columna sedimentológica parcial es netamente inferior debido probablemente a la existencia de algún accidente tectónico, en el contacto Precámbrico-Formación Cándana-Herrería.

El miembro medio es equivalente a los «Rubia Schichten» de JARITZ & WALTER (1970) y a las «Cuarcitas superiores de Cándana» de DOZY (1983), y está constituido por un potente paquete de cuarcarenitas de grano medio a grueso con laminaciones microconglomeráticas y escasas intercalaciones de lutitas. Estos materiales están constituidos principalmente por cuarzo y en menor proporción micas (moscovita, sericita, clorita). Es frecuente la presencia de niveles de arenisca con abundante feldespato potásico y más raramente con plagioclasa abundante. Como minerales accesorios suelen presentar minerales opacos, que en ocasiones son piritas, circón, apatito, turmalina, rutilo y leucoxeno.

El rasgo predominante en este miembro es la presencia de secuencias positivas de orden métrico constituidas por capas decimétricas, a veces amalgamadas de cuarcarenita de grano grueso, muy grueso e incluso conglomerados y capas centimétricas de lutita en escasa proporción. En la base de los ciclos se observan algunos sets de estratificación cruzada (Fig. 7).

El espesor de este miembro en la Hoja es de unos 600 m.

El miembro superior está constituido por lutitas grises y verdes y corresponde a las «Capas de Transición» de JULIVERT et al. (1977) y a los «Barrios Schichten» de LOTZE (1961). Su potencia es de unos 20 m. en la Hoja, por lo que debido a su escasa potencia y malos afloramientos no se le ha cartografiado por separado agrupándole con el miembro medio. Están constituidas principalmente por cuarzo, clorita y moscovita, presentando en algunos casos biotita de metamorfismo y en ocasiones cantidades apreciables de feldespato potásico. Como minerales accesorios se pueden observar minerales opacos, turmalina, circón, apatito y en ocasiones plagioclasas. En general los materiales pertenecientes a los tres miembros están bastante recristalizados y en amplias zonas presentan una deformación importante, sobre todo en el sector situado entre Cirujales e Inicio.

Como ya se dijo al hablar de la formación en la Zona Cantábrica, numerosos autores interpretan esta formación como depósitos marinos someros (near-shore), aunque varios autores piensan que algunos tramos pueden corresponder a un ambiente deltaico o incluso fluvial «braided».

GUILLOU (1971, 1975) y MEER MOHR (1983) interpretan el miembro inferior como depositado en un medio lacustre. El miembro medio es interpretado por JARITZ y WALTER (1970) como posibles depósitos continentales, mientras que CRIMES et al. (1977) se inclinan por considerarlos «tidal channels and intertidal sand and mud flats». El miembro superior se suele interpretar como depósito marino somero.

En la Hoja de Riello se ha levantado una columna sedimentológica parcial de

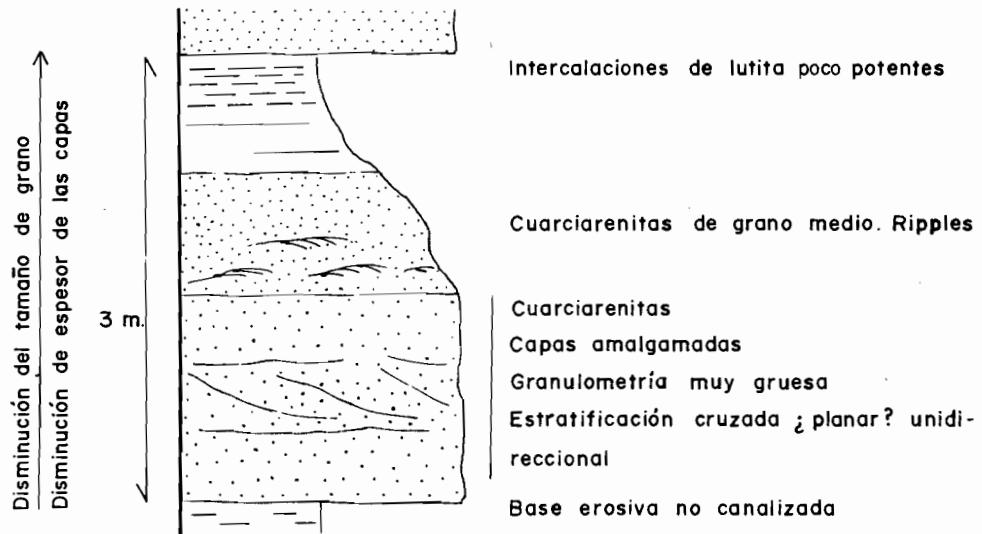


Fig. 7. Ejemplo de secuencia positiva de orden métrico, perteneciente a un depósito aluvial de tipo «braided». Miembro medio de la Formación Cándana-Herrería en Trascastro de Luna.

los miembros inferior y medio en la localidad de Trascastro de Luna, que juntos datos tomados en la Hoja, permiten interpretar el miembro inferior como depositado en un medio marino somero (near-shore) con aportes detríticos de procedencia continental.

En el miembro medio se observan depósitos aluviales de alta energía, probablemente de tipo «braided» (Fig. 7), con un paso brusco desde el miembro inferior a este. Esto se puede interpretar como la llegada de aportes detríticos del continente a zonas marinas someras mediante aparatos de tipo «fan-delta», correspondiendo las zonas con predominio de términos detríticos gruesos, como la observada en la presente Hoja a zonas proximales de estos sistemas. Las paleocorrientes indican una salida de materiales hacia el S. SO.

El miembro superior lutítico, transicional a las Calizas de Vegadeo se interpreta como depósito en un ambiente marino somero, con condiciones favorables para la vida. En este miembro fuera de la Hoja en la Zona Asturoccidental-Leonesa se han encontrado yacimientos de trilobites y arqueociatos, con faunas de Metadoxides y Dolerolenus, que indican una edad cámbrica inferior (DEBRENNE y LOTZE, 1963; FARBER y JARITZ, 1964; WALTER, 1965; MATTE, 1968 b; SDZUY, 1971; ZAMARREÑO et al. 1975; DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975), lo que unido al hallazgo en la Zona Cantábrica, de acritarcos de edad Cámbrica inferior en la parte inferior de la formación (PALACIOS, comunicación personal), nos da una edad Cámbrico inferior para la formación entera.

1.2.1.3. *Caliza de Vegadeo. Cámbrico inferior-medio*

Sobre la formación anterior, y concordante con ella, se deposita un conjunto esencialmente carbonatado, al que BARROIS (1882) denominó Calizas de la Vega.

En la presente Hoja aparece como una franja estrecha con dirección ONO-ESE desde Posada de Omaña a Inicio, que se desdobra por efectos tectónicos entre Cirujales y Andarraso y desaparece al E. de Inicio por la misma causa. Además aflora también en una estrecha franja, fracturada, entre San Martín de La Falamosa y La Velilla, en el sector SE. de la Hoja.

Este nivel, muy continuo tanto en la Zona Asturoccidental-Leonesa como en la Zona Cantábrica, ha sido estudiado por numerosos autores a lo largo del Antiforme del Narcea (SDZUY, 1968; RUIZ, 1971; MARCOS, 1973). PEREZ ESTAUN (1978) en el flanco S. de la rama S. del antiforme describe esta formación en el Dominio del Alto Sil como calizas y dolomías masivas en las que la deformación y el metamorfismo hacen muy difícil la observación de estructuras sedimentarias.

Algunos autores como RUIZ (1971) en la rama N. del Antiforme del Narca (al N. de Tineo) y ZAMARREÑO et al. (1975) y ZAMARREÑO y PEREJON (1976) al

O. de Ponferrada y alrededores de Piedrafita (Dominio del Manto de Mondoñedo-Peñaiba), estudian esta formación y la subdividen en tres miembros. Estos últimos describen un miembro inferior de 35 a 70 m. de espesor constituido por pizarras, calizas y dolomías, con microfacies oolíticas con estratificaciones cruzadas y ripples, lo que unido a la fauna de arqueociatos interpretan como medio sedimentario somero pero siempre cubierto de agua (sublitoral). El miembro medio (90-145 m.) presenta laminaciones criptoalgales, calizas y dolomías con laminaciones inorgánicas y en menor proporción pelesparitas lo que interpretan como llanuras mareales (tidal flats). El miembro superior (15-18 m.) presenta calizas de grano grueso bien estratificadas con intercalaciones de pizarras a techo y a veces de calizas nodulosas, presentando equinodermos, restos de trilobites y algunos braquíópodos. Se interpreta como un medio nerítico no muy profundo.

En el área de la Hoja de Riello, se ha podido levantar una columna completa de la formación, en un lugar situado a 1 km. al S. de la localidad de Rosales, en la vertiente N. del río Negro.

La potencia de la formación en este corte es de unos 150 m., y está constituida por un tramo inferior de dolomías recristalizadas, tanto estratificadas como masivas, con intercalaciones de lutitas con capas de cuarciarenita, sobre las que se sitúa un tramo medio de dolomías recristalizadas de aspecto masivo y colores blanco y rosa, finalizando con un tramo superior de unos 20 m. de potencia, de calizas recristalizadas, con capas y láminas de cuarciarenita, e intercalaciones lutíticas. En este tramo se han observado al microscopio placas de equinodermos y fragmentos de caparazones de origen incierto. Este tramo es comparable en microfacies y en espesor al miembro superior separado por ZAMARREÑO et al. (1975) y ZAMARREÑO y PEREJON (1976).

Al microscopio se observa que están constituidas principalmente por calcita y dolomita, siendo a veces calizas o dolomías y otras términos intermedios. En algunos casos el cuarzo es relativamente abundante dando lugar a calizas arenosas, en menor proporción se pueden observar minerales opacos y micas de tipo clorita, moscovita y biotita.

En una muestra tomada 1,5 km. al S. de la localidad de Cirujales en una intercalación de arenisca se observa además de cuarzo una proporción muy alta de granos de feldespato potásico presentando como minerales accesorios, minerales opacos, moscovita, turmalina, circón y apatito. Por otra parte 1 km. al S. de Rosales, en la vertiente N. del río Negro se observa una intercalación de una roca de tono verde constituida principalmente por clorita, anfibol, minerales del grupo de la epidota y carbonatos y en menor proporción minerales opacos y cuarzo. Esta roca parece una roca ígnea básica muy alterada. La recristalización es una característica general en todos los afloramientos de esta formación.

El ambiente de depósito para los tramos inferior y medio ha podido ser marino somero (near-shore) con aportes detríticos ocasionales. En el miembro

medio en el corte del río Negro, se observan mármoles de tonos rosados en la parte alta del mismo, que podrían recordar a tonalidades semejantes en la parte superior de la Formación Láncara en la Zona Cantábrica.

El tramo superior puede haberse depositado en condiciones de plataforma interna o en una «plataforma abierta» en el sentido de WILSON (1970, 1974, 1975), en un ambiente favorable a la existencia de vida y con acción de corrientes. MATAS et al. (1982) en la vecina Hoja de Noceda (127) opinan que las facies de techo posiblemente representen series condensadas. En este caso no hay criterios que apoyen esta interpretación.

La inexistencia de fauna en esta Hoja, no permite precisar su edad, aunque por comparación con otras áreas de la Asturoccidental-Leonesa fuera de la Hoja (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975) donde el tramo inferior presenta arqueociatos de edad cámbrico inferior alto, y las facies de techo son similares a las del tramo superior de la Formación Láncara (Cámblico medio), se le puede atribuir una edad Cámbrico inferior-medio.

1.2.1.4. *Serie de Los Cabos. Cámbrico medio-Ordovícico inferior*

Sobre la formación anterior se apoya concordantemente una potente sucesión detritica constituida por una alternancia de cuarcitas y pizarras con predominio de las primeras, a la que LOTZE (1958) denominó en la costa asturiana como Serie de Los Cabos.

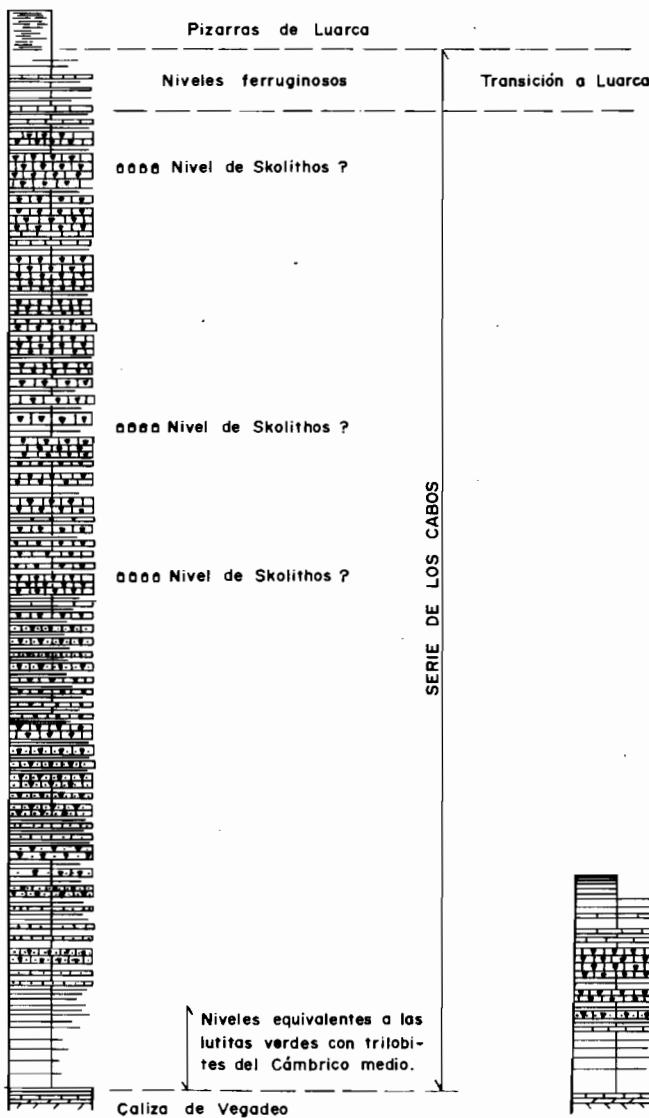
Esta formación ha sido estudiada por diversos autores en la Zona Asturoccidental-Leonesa y concretamente a lo largo del flanco O. y S. del Antiforme del Narcea (RUIZ, 1971; MARCOS, 1973; BALDWIN, 1975, 1977, 1978; BALDWIN & JOHNSON, 1977; MARCOS & PEREZ ESTAUN, 1981). En el área de la Hoja y sus proximidades ha sido descrita por PASTOR GOMEZ (1969), PEREZ ESTAUN (1974, 1978) y MATAS et al. (1982).

En el área de la Hoja ocupa una ancha banda con dirección ONO. a ESE. que presenta repeticiones y engrosamientos de origen tectónico. El contacto entre esta serie y las Calizas de Vegadeo en la mayor parte de la Hoja es probablemente tectónico, debido a la facilidad para el deslizamiento de las Calizas de Vegadeo y las pizarras verdes de la parte inferior de la Serie de Los Cabos.

La serie (Fig. 8) comienza con unas lutitas verdes, que en otros lugares presentan abundantes trilobites, aunque aquí no se han encontrado, debido quizás a la deformación y alteración sufrida. Su potencia varía entre los 60-80 m. de RUIZ (1971) y menos de 200 m. (MARCOS & PEREZ ESTAUN, 1981). En el área de la Hoja su potencia es de unos 100 m.

Por encima de este tramo pizarroso inferior se encuentra una alternancia de cuarcarenitas y lutitas muy potente al que algunos autores (MARCOS & PEREZ ESTAUN, 1981; MATAS et al., 1982) subdividen en varios miembros. MATAS et

2.500 m. aproximadamente de potencia



LEYENDA

| | |
|--|---|
| | Lutitas grises y negras |
| | Cueroarenitas y limolitos |
| | Cueroarenitas masivas |
| | Cueroarenitas con intercalaciones de limolita |
| | Lutitas y limolita, capas de cueroarenito |
| | Lutitas verdes |
| | Calizos y Dolomías |

Fig. 8. Columna idealizada de la Serie de los Cabos en la hoja.

al. (1982) en la vecina Hoja de Noceda (127) lo subdividen en tres tramos. El inferior fundamentalmente cuarcítico se inicia con una alternancia de pizarras y cuarcitas y culmina con cuarcitas blancas bien estratificadas en bancos métricos. El intermedio es una alternancia de cuarcitas y areniscas cuarcíticas en estratos decimétricos y pizarras limolíticas satinadas grises. A techo de la serie citan un tramo cuarcítico de unos 200 m. que empieza con paquetes de cuarcita con finas intercalaciones pizarrosas y culmina con un tramo de cuarcitas blancas recristalizadas de unos 60 m. Este tramo ya fue cartografiado en la Hoja antigua de Riello por PASTOR GOMEZ (1969). En nuestro área de estudio la proporción entre lutitas y cuarcarenitas puede variar de muro a techo de la serie, pero se considera que en general no sigue una pauta susceptible de ser útil para distinguir miembros, manteniéndose las características sedimentarias cualitativas de esta unidad a grandes rasgos tanto espacialmente como en la vertical.

En la Hoja de Riello se observa a techo de la serie un nivel de cuarcitas blancas recristalizadas de unos 50 m. de espesor como el citado por MATAS et al. (1982) que en su base presenta un nivel de Skolithos de entre 1 y 3 m. de espesor. Este nivel de cuarcitas culminantes, presenta una gran continuidad, dando un resalte destacado en la topografía, sobre todo en el sector situado entre Murias de Ponjos y San Feliz de las Lavanderas, por lo que ha sido separado en la cartografía.

La potencia de la Serie de Los Cabos en el Dominio del Navia Alto-Sil varía desde los 3.500 m. en el área del Vegadeo (MARCOS & PEREZESTAUN, 1981) a los 2.700 m. que dan MATAS et al. (1982) en la vecina Hoja de Noceda (127). En la Hoja de Riello el espesor aproximado de la serie es similar al de esta Hoja.

Los términos detriticos gruesos son cuarcitas generalmente recristalizadas, compuestas casi totalmente de granos de cuarzo y con minerales opacos, moscovita, biotita, clorita, sericitita, turmalina, circón, rutilo, y a veces apatito como minerales accesorios.

Los términos más finos son areniscas, limolitas y cuarzofilitas constituidas principalmente de cuarzo, moscovita, clorita y sericitita siendo en muchos casos (areniscas y limolitas) unos granos de cuarzo en una matriz micácea. Como minerales accesorios presentan principalmente opacos y en menor proporción turmalina, circón; habiéndose observado granate en una muestra.

En el área de estudio se han levantado columnas sedimentológicas parciales al NE. de Villarmeriel, en la pista de La Utrera a Escuredo (Fig. 9) y en el valle del río Omañas entre Trascastro de Luna y La Garandilla (Fig. 10), que junto a otras observaciones puntuales permiten una caracterización sedimentológica de La Serie de Los Cabos en la Hoja. Por otra parte se han realizado columnas sedimentológicas comparativas en otros lugares de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Se han observado estructuras de corriente de alta energía, como laminación paralela y estratificación «hummocky». Se observa también lami-

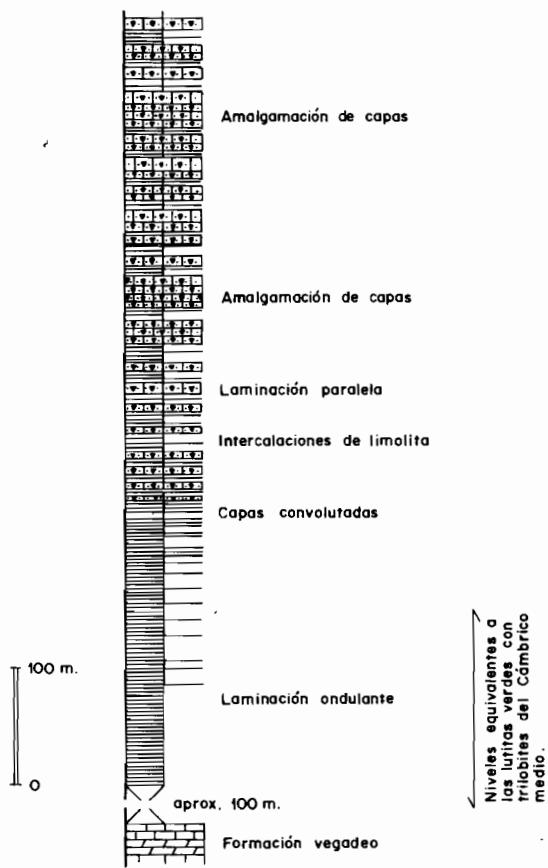


Fig. 9. Columna parcial de la Serie de los Cabos en la pista de La Utrera a Escuredo.

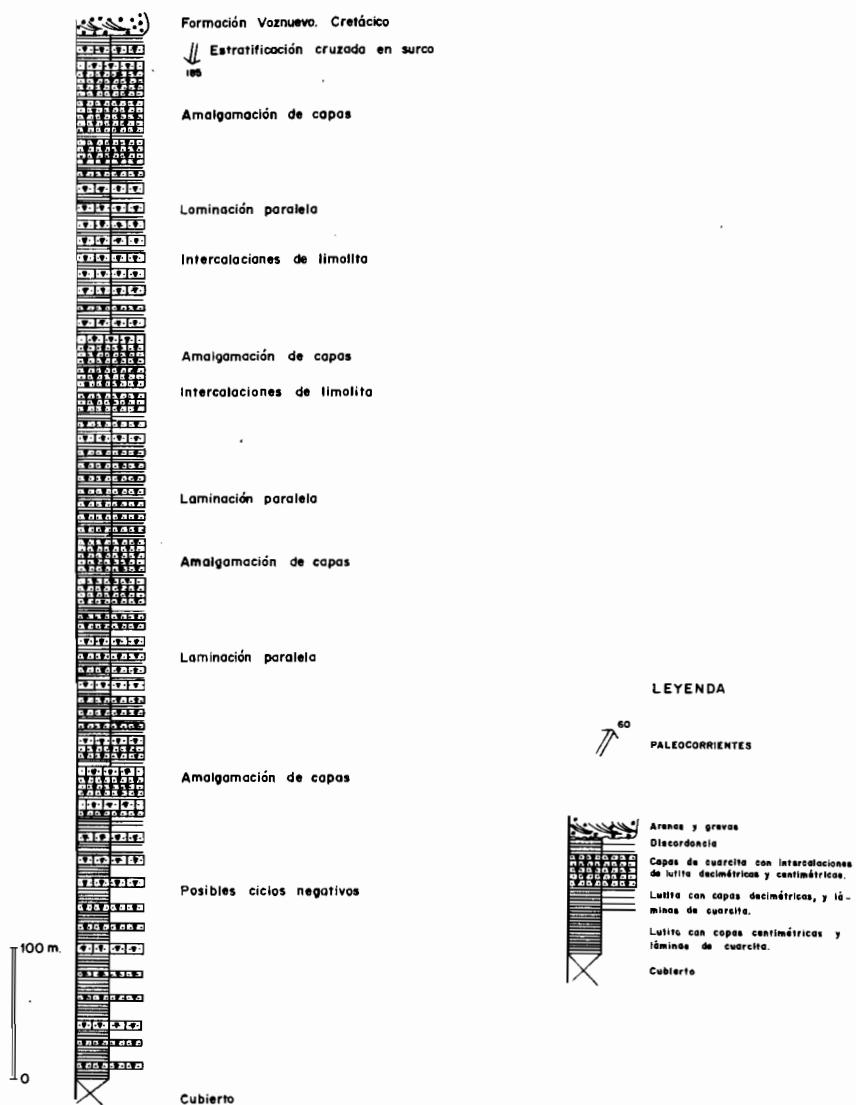


Fig. 10. Columna parcial de la Serie de los Cabos, en el río Omañas, entre Trascastro y La Garandilla.

nación ondulante y lenticular, y estratificación cruzada en surco unidireccional. Es frecuente la amalgamación de capas. Las litofacies se organizan principalmente en secuencias negativas de somerización. Por otra parte la cuarcita culminante de la serie presenta un nivel de skolithos con alguna cruziana inclasificable, de gran continuidad, similar a los citados en Ribadeo (FABER & JARITZ, 1964), río Sil (PEREZ ESTAUN, 1978) y en la vecina Hoja de Noceda (MATAS et al. 1982). Se han encontrado bloques de cuarcita sueltos con skolithos en la parte intermedia de la serie, sin continuidad.

Se han dado diversas interpretaciones por los autores que han estudiado esta Serie en la Zona Asturoccidental-Leonesa. En general todos coinciden en el depósito de la misma en aguas someras, posiblemente en medio sublitoral (MARCOS, 1973; BALDWIN, 1975, 1977; PEREZ ESTAUN, 1974, 1978; MARCOS & PEREZ ESTAUN, 1981 entre otros). BALDWIN (1978) interpreta la serie como sedimentos parálicos de facies marea y submareal poco profunda.

Los datos semidentológicos obtenidos dentro y fuera de la Hoja (Columna de La Punta de La Osa, Sección de Cabo Busto) nos llevan a pensar que La Serie de Los Cabos se ha depositado en un medio de plataforma somera (off-shore) donde han alternado períodos excepcionales de alta energía originados por tormentas con condiciones normales de sedimentación de baja energía. Los distintos términos litológicos se organizan en secuencias de somerización que en muchos casos tienen carácter negativo. Corresponden a secuencias de progradación de barras arenosas (en períodos álgidos de energía) sobre sedimentos interbarras.

El nivel de skolithos de gran continuidad existente en la cuarcita culminante de la serie, puede indicar una interrupción importante de la sedimentación a techo de la misma.

La parte inferior de la Serie de Los Cabos parece constituir en la Hoja una megasecuencia negativa desde los términos lutíticos, marinos de baja energía que se apoyan sobre la Caliza de Vegadeo, hasta los términos más cuarcíticos con estructuras sedimentarias de alta energía que caracterizan al resto de la formación.

En el corte del río Omañas entre Trascastro y La Garandilla las paleocorrientes deducidas de la estratificación cruzada de surco, llevaba un sentido hacia el S.

En cuanto a la edad de la Serie de Los Cabos, la existencia de un nivel de skolithos y alguna cruziana en la cuarcita culminante, nos permite por comparación con la Hoja de Noceda (127), en la que se encontró una mayor variedad de icnofósiles (MATAS et al. 1982), y con datos regionales atribuir una edad Arenigiense a la parte superior de la Serie. En la base de la serie no se han encontrado fósiles, en parte probablemente debido a la deformación que presenta. Sin embargo, regionalmente ha proporcionado trilobites de edad Cámbrico medio (FARBER & JARITZ, 1964; SDZUY, 1968; MARCOS, 1973). La

edad, por tanto, sería Cámbrico medio-Ordovícico inferior, no siendo posible precisar a qué altura de la serie está el límite Cámbrico-Ordovícico debido a la ausencia de fauna en los tramos intermedios.

1.2.1.5. *Serie de Transición. Ordovícico inferior*

Sobre el nivel cuarcítico culminante de La Serie de Los Cabos se distingue un tramo de alternancia de términos cuarciareníticos con términos finos (pizarras negras y lutitas) que representa un tránsito gradual a la Formación Pizarras de Luarca, suprayacente. Esta alternancia ha sido descrita en diversos sectores de la Zona Asturoccidental-Leonesa por MARCOS & PEREZ ESTAUN (1981), MATAS et al. (1982) y VARGAS et al. (1984) e individualizada cartográficamente. En la vecina Hoja de Noceda (128) MATAS et al. (1982) cartografiaron esta serie.

Su potencia es de unos 150 m., aunque están en relación con cabalgamientos que repiten la serie y que pueden hacer que este espesor no sea muy real.

En nuestra Hoja se encuentran intercalados niveles ferruginosos, consistentes en areniscas con granos de cuarzo muy redondeados, abundante cemento ferruginoso y algún fantasma de ooides de hematites. Además se observan intercalaciones de rocas ígneas básicas, localizadas al NE. de Villarmeriel.

Al microscopio los componentes principales de las areniscas son cuarzo, clorita, sericita y moscovita. En algunos casos se observan areniscas con una gran proporción de granos de feldespato potásico. Las pizarras arenosas y cuarzoesquistos suelen presentar abundantes minerales opacos de grano fino dispersos. Como minerales accesorios además de minerales opacos, que a menudo parecen ilmenita, se pueden observar turmalina, circón y rutilo. Las cuarcitas ferruginosas están constituidas principalmente por granos de cuarzo y cemento de óxido de hierro. Las rocas ígneas básicas observadas en los alrededores de Villarmeriel están constituidos en general por anfibol verde y plagioclasa principalmente y en menor proporción por minerales del grupo de la epidota, minerales opacos, carbonatos, esfena y a veces cuarzo.

Los intervalos arenosos presentan unas características similares a las existentes en la Serie de Los Cabos como son laminación paralela y cruzada de bajo ángulo, estratificación «hummocky», estratificaciones cruzadas en surco unidireccionales, etc. En los intervalos lutítico-limolíticos también se encuentran intercaladas capas de tormenta.

El medio sedimentario de esta serie es también de plataforma somera. MATAS et al. (1982) interpretan estos materiales como depositados en una plataforma inter-supramareal, que pasa progresivamente hacia arriba a condiciones de aguas tranquilas, en ambiente reductor, con pocos aportes submareal. Esta disminución de arena en la plataforma puede deberse a una

disminución de aportes detríticos al medio, a un espaciado temporal mayor de los episodios excepcionales de alta energía (tormentas) o a una profundización relativa de la cuenca que evite la acción de las tormentas sobre el fondo de la plataforma.

La génesis de los niveles ferruginosos puede deberse a la llegada a la cuenca de aguas ricas en geles férricos en un medio de alta energía (MATAS et al. 1982). Estos geles estarían originados por actividad volcánica; lo que es coherente con la presencia de intercalaciones de rocas ígneas básicas de origen volcánico.

En cuanto a la edad de esta serie, PEREZ ESTAUN (1974 a) cita en la región de Truchas y en el alto del Manzanal, fauna Arenigiense y en otras localidades fauna Llanvirn y MATAS et al. (1982) encuentran pistas de trilobites que indican que al menos los dos tercios inferiores de la sucesión son del Arenigiense. No se ha encontrado fauna en la parte superior, dentro de la Hoja; sin embargo, GUTIERREZ MARCO (1983) estudia nuevo material faunístico en diversas áreas de la Zona Asturoccidental-Leonesa, en pizarras situadas inmediatamente por encima de la Serie de Transición, que le permite precisar una edad Llanvirn inferior (Zona «Bifidus»). Por otra parte GUTIERREZ MARCO (1983) cita unos horizontes lumaquélidos («Capas de strophomenas») intercalados con los niveles de hierro a techo de la Serie de Transición en el Sinclinal de Rececende que revelan la misma edad.

1.2.1.6. *Pizarras de Luarca. Ordovícico inferior*

Por encima de la sucesión anterior se sitúa una formación monótona constituida por pizarras negras masivas, a la que BARROIS (1882) denominó Pizarras de Luarca, en esta localidad de la costa occidental asturiana. VARGAS et al. (1984) en la Hoja de Benavides (160) citan la presencia de niveles ferruginos en la base, que no se han observado en el área de la Hoja de Riello. En la misma la deformación de estas pizarras es muy intensa, ya que están afectadas por la deformación asociada a un importante cabalgamiento y a algunas fracturas hercínicas. Esto unido al carácter transicional de sus límites con las formaciones infra y suprayacente hace muy difícil estimar al espesor real de la formación. El espesor máximo aflorante en la Hoja es de unos 500 m., al NE. de Villarmeriel se observa un espesor de 250 m., estando aparentemente completa. Estas variaciones se pueden deber a engrosamiento y adelgazamientos tectónicos.

Al microscopio se observa que esta formación está constituida por pizarras más o menos cuarzosas y algún nivel de limolita. Como minerales principales presentan cuarzo, clorita, moscovita y sericitia sobre todo y muy a menudo abundantes minerales opacos de grano muy fino, de carácter grafitoso. Es muy

frecuente también la presencia de cristales de cloritoide a veces muy abundantes. En ocasiones se observan seudomorfos micáceos de cristales de andalucita de contacto.

Como minerales accesorios suelen presentar cristales elongados de ilmenita, a veces poiquiloblásticos y en menor proporción turmalina, circón, granate y leucoxeno.

Las Pizarras de Luarca parecen haberse depositado en un medio euxínico (PEREZ ESTAUN, 1973; MATAS et al. 1982; VARGAS et al. 1984). La presencia de depósitos someros en la base y su distribución regional significa para MATAS et al. (1982) un medio restringido, en un surco protegido de los aportes continentales groseros que podría estar en la zona de plataforma. GUTIERREZ MARCO (1983) y GUTIERREZ MARCO et al. (1984) describen a estos materiales como depósitos pelíticos con fauna propia de ambientes neríticos en general cercanos al nivel de base del oleaje. El carácter transicional de esta formación con la Serie de Los Cabos depositada en una plataforma somera («off-shore»), hace pensar en la continuación de la sedimentación en este ambiente, debiéndose la inexistencia de depósitos groseros a una posición relativamente distal o más probablemente a un cese de la llegada de aportes detriticos desde el continente.

En la Hoja no se han encontrado fósiles pero numerosos trabajos anteriores regionales citan la presencia de trilobites y graptolites (BARROIS, 1852; PRADO, 1857; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; LLOPIS, 1961; WALTER, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1974, 1978) que indican una edad Llanvirn para su base. GUTIERREZ MARCO (1983) obtiene nueva fauna en diversas áreas de la Zona Asturoccidental-Leonesa así como en el Dominio de Truchas que le permite precisar una edad Llanvirn inferior (Zona «Bifidus») para las pizarras de la base de la formación. La edad del techo de la formación no está documentada paleontológicamente, pero por comparación con facies similares de la Zona Cantábrica (Área del Cabo de Peñas) se admite que sería Llandeilo.

1.2.1.7. *Formación Agüeira. Ordovícico superior*

Por encima de las Pizarras de Luarca y concordante con las mismas en el SO. de la Hoja se sitúa una sucesión pelítico-arenosa, con predominio de los términos pelíticos, a la que MARCOS (1970, 1973) denominó Formación Agüeira. Diversos autores han estudiado esta formación a partir de entonces (JARITZ y WALTER, 1970; MARCOS, 1970, 1973; CRIMES et al., 1974; PEREZ ESTAUN, 1978; PEREZ ESTAUN & MARCOS, 1981; MATAS et al., 1982; VARGAS et al., 1984, y otros).

El límite inferior de esta formación con las Pizarras de Luarca es gradual, y se suele marcar con la aparición de las primeras intercalaciones de estratos de

areniscas y laminaciones arenosas en las pizarras. Debido a esto PASTOR GOMEZ (1969) en la Hoja de Riello (1a. Serie) agrupó esta formación y las Pizarras de Luarca, denominando a ambas Pizarras de Brañuelas.

La formación está constituida en general por areniscas, limolitas y pizarras negras con algunos niveles de cuarcitas. PEREZ ESTAUN y MARCOS (1981), en un corte realizado en el río Cúa (Sinclinal de Vega) dividen la formación en tres miembros, uno inferior pelítioso-arenoso que se hace más arenoso a techo, uno medio constituido por pizarras negras con la minaciones limolíticas y arenosas en su parte inferior y por arenisca con intercalaciones pelíticas a techo, y uno superior areniscoso que culmina en la Cuarcita de Vega. Los citados autores interpretan los miembros inferior y superior como facies B_2 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), depositadas en la desembocadura de canales submarinos, mientras que el miembro medio correspondería a unas turbiditas clásicas con facies C_2 , D_2 y D_3 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) y representarían acumulación de sedimentos entre los canales submarinos.

En la Hoja de Riello es posible separar tres miembros, uno de los cuales (el intermedio) es bastante arenoso (Fig. 11). En la Hoja no aflora la sucesión completa no siendo visible el techo de la serie debido a la erosión. Las observaciones sedimentológicas se han podido hacer únicamente en pequeños afloramientos en el miembro medio, siendo la columna más detallada la levantada en el río Nodellos, al S. de Espina de Tremor, de unos 200 m.

El miembro inferior en la Hoja está constituido principalmente por pizarras y limolitas con finas laminaciones arenosas más frecuentes a techo y a veces alguna intercalación de capas de areniscas. El miembro medio está constituido por una alternancia de capas de areniscas de grano fino y, de espesor centimétricos a decimétricos, siendo raras capas de más 50 cms., y lutitas de espesores similares, aunque se presentan algunas capas de lutitas grises de espesor métrico a decamétrico. Las capas de cuarcita suelen ser planoparalelas. Se observan estructuras sedimentarias como granoclasicación, laminación paralela y ripples de corriente. Pueden verse secuencias de tipo $T_{a/c/e}$, $T_{abc/e}$, T_{ce} y T_{de} de BOUMA que corresponde a facies de tipo C y D de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975). El miembro superior, cuyo techo no se ve, está constituido por términos finos, pizarras grises y limolitas, principalmente.

Al microscopio los términos finos (pizarras y limolitas) están constituidos principalmente por cuarzo, moscovita, clorita y en menor proporción sericita, biotita (de metamorfismo de contacto), cloritoide y andalucita (de metamorfismo de contacto). Como minerales accesorios más frecuentes se observan minerales opacos (principalmente ilmenitas), turmalina, circón y leucoxeno y más raramente granate. Los términos más gruesos (areniscas y cuarcitas) están constituidos principalmente por cuarzo, moscovita y en menor proporción biotita y sericita. En algún caso el feldespato potásico puede llegar a ser muy

NISTOSO (Hoja de Riello)

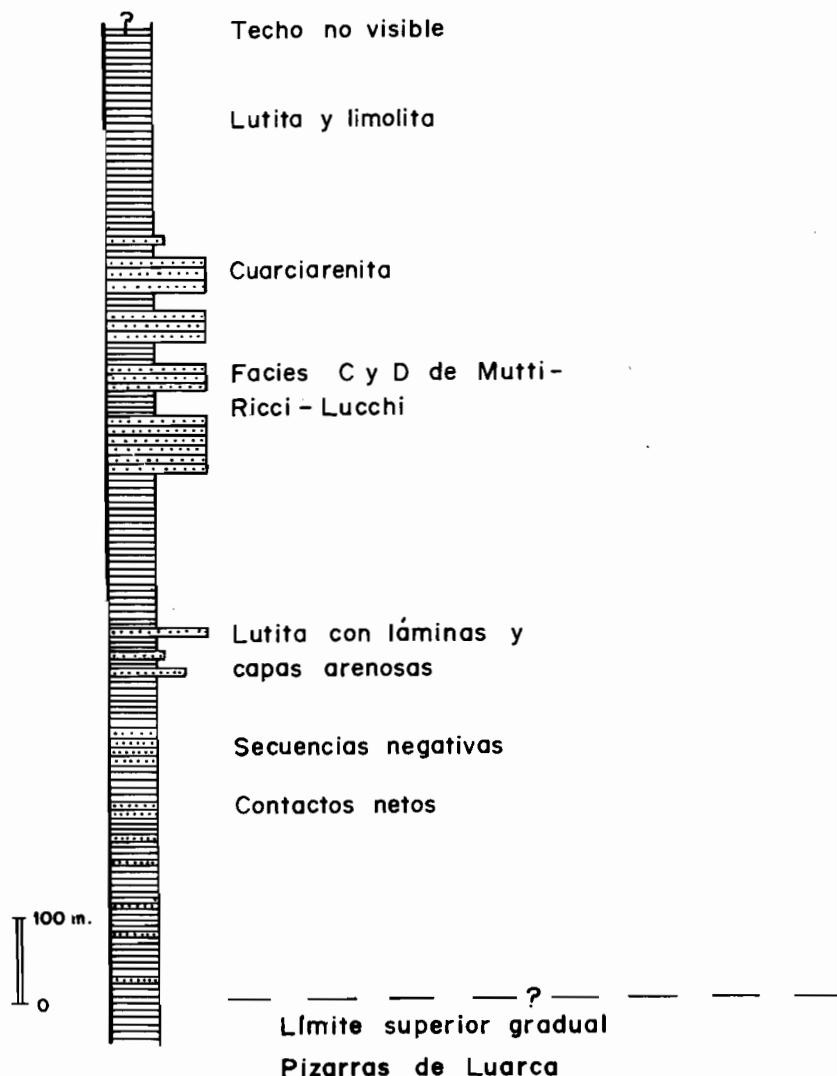


Fig. 11. Columna de la Formación Agüeira entre el río Nodellos y las localidades de Tablada y Los Barrios del Nistoso.

abundante. Como minerales accesorios se presentan principalmente minerales opacos, clorita, turmalina, circón, granate, andalucita y en algún caso escasas plagioclasas.

La potencia de la formación es difícil de establecer en la Hoja, al no aparecer completa por una parte y por otra debido al plegamiento existente, que da lugar en las zonas de chanela al desarrollo de una intensa esquistosidad de plano axial; que junto al monótono predominio de los términos finos y la mala calidad de los afloramientos, impide conocer con detalle la estructura. Aparentemente su espesor es mayor de 2.000 m., pero posiblemente su espesor real sea menor de los 1.000 m., citados por PEREZ ESTAUN (1978) en el Sinclinal de Vega de Espinareda.

En cuanto a la interpretación sedimentológica de la formación diversos autores han interpretado la serie en la Zona Asturoccidental-Leonesa como una secuencia de carácter flysch (MARCOS, 1970) o turbidítico (MARCOS, 1973; CRIMES et al., 1974; PEREZ ESTAUN y MARCOS, 1981). En el Dominio del Alto Sil varios autores (PEREZ ESTAUN, 1974, 1978; MATAS et al., 1982; VARGAS et al., 1984) interpretan la formación como una secuencia de carácter turbidítico que hacia el techo se va haciendo más distal, aunque algunos tramos no corresponden al modelo clásico de BOUMA. PEREZ ESTAUN y MARCOS (1981) interpretan la Formación Agüeira, en su sector central (Vega de Espinareda) como un abanico submarino profundo en su parte interna que pasa hacia el N. y hacia el SE. (área de la Hoja de Riello) a un abanico externo no canalizado y a la planicie que rodea el abanico. Por otra parte OLMO SANZ (in BARROS et al. 1985) estudia estos depósitos en el área N. y central de la Zona Asturoccidental-Leonesa llegando a la conclusión de que más bien corresponden a depósitos de una plataforma en la que la acción de las tormentas queda reflejada.

En la Hoja, en el mejor afloramiento, situado en el miembro medio, en el sector del río Nodellos, los datos obtenidos parecen apuntar a depósitos propios de abanico submarino externo. Las facies identificadas corresponden a sedimentos de lóbulo deposicional y depósitos interlóbulo. No se han observado criterios determinantes para establecer la batimetría de estos depósitos, aunque regionalmente no parecen profundos sino más bien depósitos turbidíticos de plataforma.

Con la idea de precisar un poco más el modelo de depósito de la Formación Agüeira se han realizado observaciones en diversos afloramientos de la misma en el Dominio del Navia-Alto Sil desde la costa hasta la presente Hoja. Como resultado se puede decir que el miembro inferior, transicional con las Pizarras de Luarca, comienza con características de depósitos marinos de ambientes someros (contactos netos entre capas, ripples de oscilación, secuencias negativas posiblemente de somerización, capas de tormenta, etc.) y continúa con limolitas laminadas, donde se encuentran braquipodos, que parecen de plataforma. La parte media superior (miembro medio) presenta características

turbidíticas, con facies C y D de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975). Representa sedimentos de lóbulo deposicional e interlóbulo de un abanico submarino externo probablemente no muy profundo, ya que los depósitos a muro y techo no lo son. El miembro superior de la formación parece haberse depositado en un ambiente marino somero, observándose la presencia de capas arenosas y lutíticas con contactos netos y ripples de oscilación, organizadas en secuencias negativas que se amalgaman hasta culminar en la Cuarcita de Vega. La mega-secuencia negativa a techo de la Formación Agüeira hasta la Cuarcita de Vega, junto con la distribución regional de esta cuarcita podría indicar algún tipo de aparato deltaico.

MARCOS (1970), PEREZ ESTAUN (1974) y MATAS et al. (1982) atribuyen esta serie al Caradoc. Posteriormente PEREZ ESTAUN & MARCOS (1981) en vista de la continuidad de esta serie con las Pizarras de Luarca (Llanvirn-Llandeilo) citan la posibilidad de que su parte inferior pertenezca al Llandeilo. Esta misma posibilidad es admitida para el Dominio del Navia-Alto Sil por GUTIERREZ MARCO (1983), sin embargo, el mismo autor opina que en el Dominio del Manto de Mondoñedo su comienzo debe ser ya Ordovícico superior.

Durante la revisión de diversos afloramientos de la formación, en la Zona Asturoccidental-Leonesa, fuera de la Hoja, con vistas a una más correcta interpretación de la misma, se encontró un nuevo yacimiento fosilífero en el corte del río Cúa (Sinclinorio de Vega de Espinareda, Hoja nº 126).

Los fósiles incluidos proceden de la parte alta de la mitad inferior de la Formación Agüeira. Han sido estudiados por GUTIERREZ MARCO que ha podido identificar la presencia de *Aegiromena* n. sp., *Svobadina* sp., *Rostricellula*? sp. y *Bryozoa* indet.; siendo el primer braquíopodo, con mucho, el más abundante. Esta asociación, así como su estado de conservación parece apuntar hacia un medio de plataforma. Se ha hecho una revisión también de los trabajos anteriores con fósiles en esta formación en la Zona Asturoccidental-Leonesa, así como del material original del estudio del estudio de PULGAR et al. (1981) sobre la Hoja nº 100 y de las colecciones del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo. Todos estos elementos permiten evaluar un horizonte bioestratigráfico próximo al límite Caradoc/Ashgill. En cuanto a la edad de las Cuarcitas de Vega (techo de la Formación Agüeira) esta revisión deja abierta la posibilidad según GUTIERREZ MARCO, de que las mismas puedan ser comparadas con las facies arenosas del Macizo Hespérico. Así, pues, la edad de la Formación Agüeira sería en su mayor parte Caradoc-Ashgill, pudiendo alcanzar el Llandovery inferior a techo.

1.3. CARBONIFERO

1.3.1. Cuenca de La Magdalena. Estefaniense B

En los sectores N. y NE. de la Hoja sobre los materiales precámbricos se apoyan, discordantemente, unos depósitos de edad estefaniense que forman parte del sector occidental de la cuenca estefaniense de La Magdalena. Su distribución principal es un afloramiento alargado en dirección ONO-ESE (subcuenca de Cornombre-La Urz) y otros afloramientos de menor extensión, como los del Cuerno de Bobia, Soto y Amío, Villayuste, Manzaneda de Omaña y Sosas del Cumbral. Estos depósitos son tardiorogénicos probablemente ya que están afectados por fracturas tardihercínicas.

La Cuenca de La Magdalena ha sido estudiada desde antiguo, debido a su interés minero, principalmente en su parte oriental (Hoja de La Robla, 129), por diversos autores como CALLEJA (1924), ALMELA (1949, 1951) y HERNANDEZ SAMPELAYO & ALMELA (1942). Existen además diversos trabajos más recientes sobre la misma como los de PASTOR GOMEZ (1963), BOSCH (1969), STAALDUINEN (1973), LORENZO ARIAS (1979) y LEYVA et al. (1984) y otros de interés para su interpretación (WAGNER, 1959, 1965; KNIGHT, 1971, 1974; HEWARD, 1978).

LEYVA et al. (1984) distinguen en la Hoja de La Robla en la carretera de La Magdalena a Mora de Luna (sector oriental de la cuenca) tres megasecuencias. La inferior está constituida por paraconglomerados de cantes precámbricos subangulosos en matriz lutítica roja pasando hacia arriba a areniscas y lutitas con capas de carbón, que atribuyen a un abanico fluvial que comienza con «debris flow» y acaba con facies de abanico medio. La megasecuencia intermedia está constituida por ortoconglomerados, areniscas y lutitas y se atribuyen a «debris flow» sobrelavados que a techo pasan a facies de lóbulo medio de abanicos aluviales. La megasecuencia superior es parecida pero con mayor predominio de las areniscas canalizadas y la interpretan con un «braided» denso pasando a zonas distales de abanicos y a facies intermedias fluvio-lacustres a techo. Por encima, hacia las zonas centrales de la cuenca se encuentra areniscas, limolitas, lutitas y capas de carbón en secuencias de abanicos distales y medios lacustres.

En nuestro área de estudio se observan en algunos afloramientos, limitados por fallas, principalmente en Manzaneda de Omaña, y también en Sosas del Cumbral y SE. de La Urz, unas brechas de tonos rojizos con cantes de subangulosos a subredondeados con carácter de paraconglomerados, principalmente de areniscas y pizarras del precámbrico de hasta 25 cms. de tamaño máximo que presentan pátina negra de óxidos. La matriz es arenó-arcillosa en general rojiza. Estas brechas ya habían sido citadas y cartografiadas por

BOSCH (1969) y podrían corresponder a la parte basal de la megasecuencia inferior de LEYVA et al. (1984) si bien por estar limitadas por fallas no se observan los términos superiores. Parecen haberse depositado por mecanismos de «debris flow». En el resto de los afloramientos la litología dominante son ortoconglomerados, generalmente masivos y constituidos por cantes principalmente de cuarcita redondeados que llegan a alcanzar los 50 cms. y más. Se observa alguna intercalación de niveles de 20-30 cms. de arenisca. A techo los conglomerados están mejor estratificados e intercalados con litoarenitas. Las capas lutíticas, limolíticas y de carbón son poco frecuentes y de poca continuidad lateral. En general estos ortoconglomerados cuarcíticos se apoyan discordantemente sobre el Precámbrico, que está rubefactado bajo los mismos, aunque unos 2 kms. al NE. de Villayuste se ha observado una brecha de pizarras y areniscas precámbricos de tonos rojos discordante sobre el Precámbrico, y con una alternancia de ortoconglomerados cuarcíticos y areniscas gruesas por encima. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son imbricación de cantes, laminación paralela y estratificación cruzada en surco.

En la subcuenca de Cornombre-La Urz, hacia el E., disminuye la proporción de términos conglomeráticos (Fig. 12), siendo los intervalos lutíticos y las capas de carbón más frecuentes y continuos. En el área del Cuello de Bobia se observa una alternancia de ortoconglomerados cuarcíticos con cantes redondeados menores de 10 cms., areniscas gruesas con numerosos cantes subangulosos de filitas y pizarras y areniscas de grano fino con abundantes tallos y hojas de plantas, que hacia arriba pasan a una alternancia de areniscas y lutitas con finos niveles de carbón y numerosas plantas fósiles, similares a las facies de las zonas centrales de la cuenca más al E. (LEYVA et al. 1984).

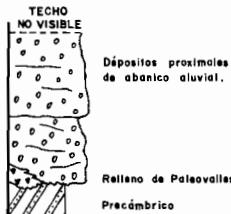
Las areniscas al microscopio son areniscas lutíticas y feldespáticas y están constituidas por granos de cuarzo y numerosos fragmentos de pizarra principalmente. En algunas se presentan gran abundancia de granos de plagioclasa. En menor proporción presentan granos de cuarcita, arenisca y silex, moscovita, biotita y clorita. La matriz suele ser sericita. Como minerales accesorios se pueden ver, minerales opacos (a veces muy abundantes), circón, turmalina y apatito.

En la subcuenca de Cornombre-La Urz en su sector O. las litofacies se organizan en secuencias con características de depósitos proximales de abanicos aluviales, en el sentido de HEWARD (1978) observándose también sedimentos de lóbulo e interlóbulo en la parte media de un abanico aluvial. Hacia el E. estas últimas facies se hacen predominantes.

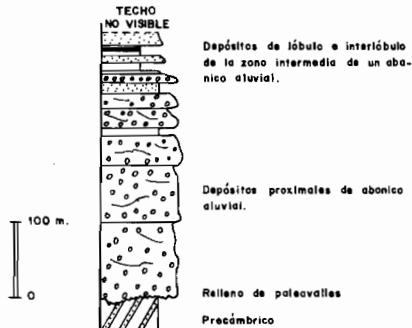
En cuanto a la potencia de estos materiales, en la Hoja de La Robla (129) LEYVA et al. (1984) citan un espesor mínimo de 1.500 m. En la Hoja de Riello debido a las fallas que los limitan, no es posible estimar la misma, siendo el espesor máximo aflorante superior a los 400 m.

O.

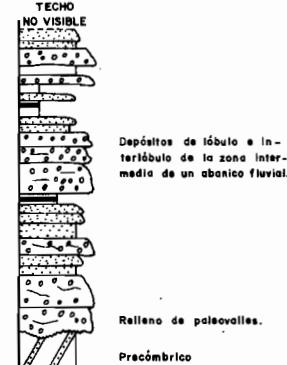
CORNOMBRE



LA URZ



EL PONTEDO



E.

LEYENDA

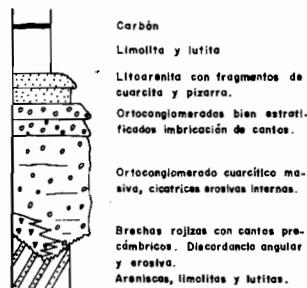


Fig. 12. Columnas en diversos puntos del sector O. de la Cuenca carbonífera de la Magdalena (subcuenca de Cornombre-La Urz).

La edad atribuida a estos materiales por diversos autores (ALMELA, 1951; WAGNER, 1959 b, 1965; PASTOR GOMEZ, 1963; LEYVA et al., 1984) en base a la flora fósil encontrada va desde la Estefaniense B inferior al superior. Durante la confección de esta Hoja se ha recogido flora fósil que confirma esta edad. En la localidad de Bobia se han encontrado entre otras especies, ejemplares de *Sphenopterix magdalena*e, lo que implica la pertenencia de los mismos al Estefaniense B superior.

1.3.2. Cuenca del Bierzo. Estefaniense B

Se observan materiales pertenecientes a la cuenca Carbonífera del Bierzo en su sector más oriental, en el área comprendida entre la localidad de Espina de Tremor, Ponjos y el río Nodellos, en el O. de la Hoja; así como en afloramientos aislados a lo largo del valle del río Tremor, y al E. del río Omañas, junto a Paladin y al S. de Adrados de Ordás.

En el O. de la Hoja, donde el afloramiento del Carbonífero es mayor, está limitado por el N. por varias fallas, aunque se puede ver el contacto de carácter discordante entre estos materiales y los materiales infrayacentes del Ordovícico inferior (Serie de Los Cabos, Serie de Transición y Pizarras de Luarca). Por el S. está limitado por la falla de Lebaniégo a la que MATAS et al. (1982) atribuyen un salto de unos 1.000 m. El resto de afloramientos están limitados por fallas y se encuentran a lo largo de una gran zona de fracturas con dirección E-O.

Los materiales carboníferos de la cuenca del Bierzo han sido estudiados por diversos autores (ALMELA & VALLE DE LERSUNDI, 1963; PEREZ ESTAUN, 1978; VELANDO & MARTINEZ DIAZ, 1973; MATAS et al. 1982; FERNANDEZ GARCIA, 1984; entre otros).

MATAS et al. (1982) y FERNANDEZ GARCIA (1984) consideran que se depositaron en depresiones tectónicamente activas, en ambiente continental, aunque existen algunos niveles que podrían representar medios de transición.

En general la serie comienza con conglomerados basales que hacia techo pasan a intercalaciones de areniscas y conglomerados y a alternancias de areniscas y lutitas con niveles de carbón.

En el área de la Hoja de Riello, se pueden diferenciar cuatro miembros (Fig. 13). El miembro inferior (miembro 1) se apoya discordantemente sobre los materiales del Ordovícico inferior infrayacentes y presenta a menudo en su base depósitos de brechas con abundantes clastos pizarrosos subangulosos, con una continuidad lateral local, depositados por mecanismos de «debris flow». Estos depósitos constituyen parte del relleno de paleovalles. Por encima se sitúan niveles de ortoconglomerados masivos, constituidos fundamentalmente por cantos de cuarcita bien redondeados, que pasan a techo a estar mejor estratificados presentando intercalaciones de litoarenitas de grano grueso a

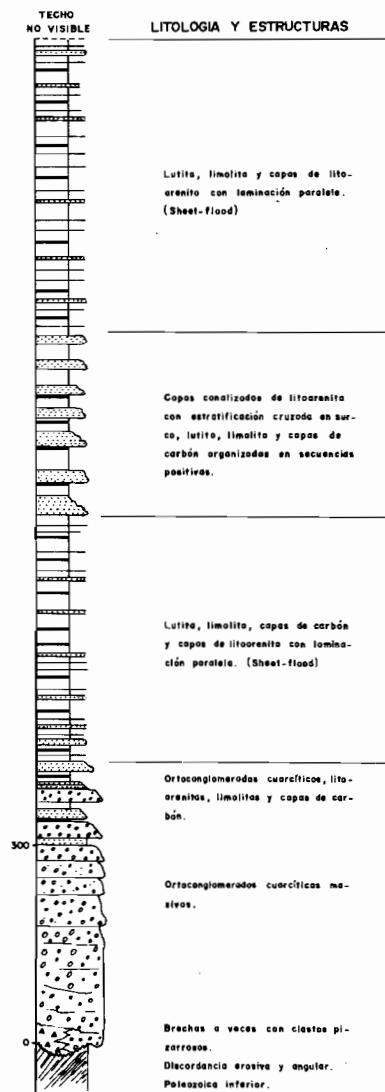


Fig. 13. Columna sintética del sector E. de la Cuenca carbonífera del Bierzo (Espinilla de Tremor).

muy grueso con niveles discontinuos de limolitas y carbón. Estos depósitos presentan imbricación de cantos y orientación de fragmentos vegetales que indican un sentido de paleocorrientes hacia el SSO. Su espesor varía entre 250 y 400 m.

El miembro inmediatamente superior (miembro 2) está constituido por areniscas con laminación paralela no canalizada, depositadas por «sheet-flood», limolitas, lutitas y capas de carbón. Presenta un espesor de unos 400 m.

Sobre los materiales anteriores se deposita un miembro constituido por capas de litoarenita de grano medio a grueso con bases erosivas y estratificación cruzada de surco; alternancias de limolitas y litoarenitas, lutitas y capas de carbón (miembro 3). Constituyen secuencias positivas métricas a decamétricas a techo de las cuales se sitúan los niveles carbonosos. A veces se observan intercalaciones calcáreas, con laminaciones, muy bioturbadas. El espesor de este miembro es de unos 300 m.

Por encima de estos materiales se sitúa el miembro más alto aflorante, del cual no se ve el techo (miembro 4). Está constituido por capas de arenisca no canalizada, con laminación paralela, depositadas por corrientes efímeras de tipo «sheet flood»; limolitas, lutitas y capas de carbón. Su espesor mínimo observable es de unos 400 m.

El espesor máximo observable del carbonífero de la Cuenca del Bierzo en la Hoja, es de unos 1.500 m. Este espesor aumenta hacia el O., al ensancharse el afloramiento debido a la separación de las fallas que lo limitan, llegando a alcanzar este sector oriental en la Hoja de Noceda (127) los 3.500 m. según FERNANDEZ GARCIA (1984).

En cuanto a las características sedimentológicas y ambiente de depósitos de estos materiales, el miembro inferior de la sucesión se caracteriza por depósitos de abanicos aluviales en facies proximales en su base pasando a techo a facies intermedias. El segundo miembro representa un cambio brusco a ambientes de menor energía de zona distal de abanico aluvial que pasa a ambientes lacustres. El miembro inmediatamente superior representa el establecimiento de un drenaje poco denso, mediante un sistema fluvial de baja sinuosidad. Las intercalaciones calcáreas, con laminaciones bioturbadas representarían términos propios de la llanura de inundación prácticamente lacustre.

Por último el miembro más alto observable representa una vuelta a condiciones de baja energía de zona distal de abanico aluvial que pasa a ambiente lacustre.

La flora fósil encontrada en la cuenca del Bierzo por diversos autores (DE ALVARADO, 1952; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1952; WAGNER, 1965; MATAS et al., 1982; FERNANDEZ GARCIA, 1984; entre otros) indica una edad Estefaniense B-C para esta serie. Durante la confección de esta Hoja se ha recolectado numerosos ejemplares de flora fósil que han arrojado una edad Estefaniense B, apareciendo entre otras una especie característica de esta edad

como *Neuropteris ovata grandeury*.

1.4. CRETACICO

1.4.1. Formación Voznuevo. Albiense-Cenomaniente

Está constituida por materiales detriticos, principalmente arenas caolínicas, discordantes sobre el Precámbrico y las formaciones del Paleozoico inferior y del Carbonífero presentes en la Hoja. Sigue presentar alteraciones con abundancia de caolinita en la base. Aflora en dos franjas alargadas orientadas aproximadamente E-O de unos 8 kms. de longitud cada una. La más septentrional está situada entre las localidades de Riello de Bobia y la más meridional entre las de Valdesamario y S. de Adrados de Ordás.

Estos materiales son comparables a la Formación Voznuevo de EVERS (1967) atribuida al Cretácico por el autor. Diversos autores le han atribuido una edad cretácica (CIRY, 1939; AMEROM, 1965; EVER, 1967; CARBALLEIRA, 1969; DE YONG, 1971; JONKER, 1972; MENDEZ & GALAN, 1976 y LEYVA et al. 1984; entre otros). PASTOR GOMEZ (1969) en la Hoja de Riello (1a. serie) le atribuye a los materiales del afloramiento de Riello-Bobia edad Mesozoica. CIRY (1939) atribuyó esta formación a la facies Weald del Cretácico inferior al igual que MENDEZ & GALAN (1976). Más tarde JONKER (1972) considera diacrónicos a estos depósitos en el borde S. de la Cordillera Cantábrica siendo más jóvenes los situados más al O. (Hoja de Riello) que serían del Cretácico superior. CARBALLEIRA (1969) les atribuye una edad Senonense. LEYVA et al. (1984) en la vecina Hoja de La Robla, consideran a estos materiales asimilables a la Formación Utrillas (Albiense-Cenomaniente) del Cretácico de la Cordillera Ibérica en base a su continuidad cartográfica y a los estudios palinológicos realizados por AMEROM (1965), que demuestran que esta formación está situada en el tránsito del Cretácico inferior al superior.

Otros autores (BOSCH, 1969; PEREZ GARCIA, 1977) consideran que estos materiales pertenecen al Terciario. En la Hoja de Riello la falta de datos paleontológicos no permite precisar su edad con exactitud, pero la proximidad geográfica y similitud de facies con materiales atribuidos a una edad Albiense-Cenomaniente (AMEROM, 1965; LEYVA et al. 1984) inducen a atribuirlos a esta edad.

La litología presente en nuestro área de estudio consiste fundamentalmente en arenas y gravas no consolidadas de tonos blancos, constituidas principalmente por granos de cuarzo, cuarcita y en menor porcentaje cantos de pizarra, arenisca y feldespato en una matriz arcillosa con predominio de la caolinita (Fig. 14). Se observan también arcillas arenosas caolínicas con tonos

SOTO Y AMIO

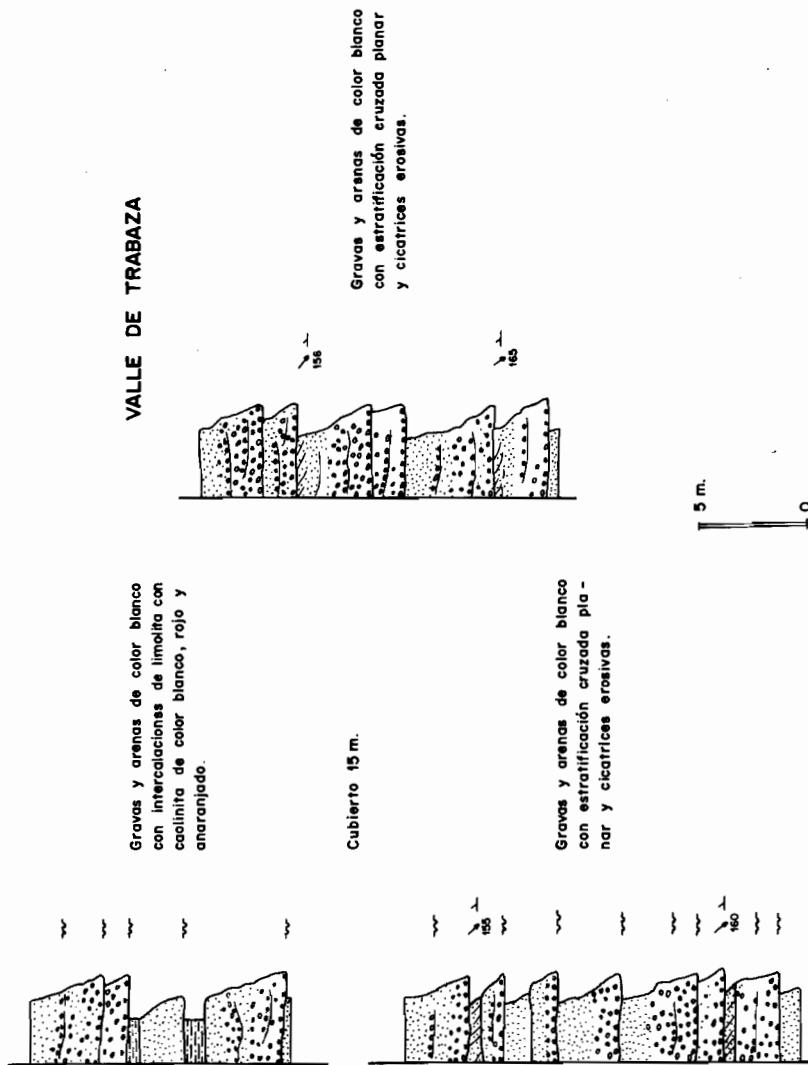


Fig. 14. Columnas parciales de la Formación Vaznueva en los alrededores de Soto y Amio y en la cabecera del Valle de Trabaza.

naranjas, blancos y amarillentos que le dan un colorido típico a la formación. Los niveles de gravas se suelen observar sobre todo en la base de la formación y están constituidos por cantos principalmente de cuarcita de hasta 10-15 cms. de tamaño, y a veces alguno de pizarras y areniscas precámbricas, redondeados en una matriz arenoso arcillosa de tonos blancos (como se puede ver en Bobia y al E. de Adrados de Ordás en la cabecera del Valle de Trabaza). En ocasiones intercalados en las arenas aparecen niveles lutíticos decimétricos con un porcentaje apreciable de caolinita.

Los materiales descritos corresponden al tramo inferior de los dos en que dividen a la formación JONKER (1972) y LEYVA et al. (1984), y presentan características de sistema fluvial de canales entrelazados («braided»), como granulometría gruesa, cicatrices erosivas, estructuras de excavación y relleno («cut and fill»), etc.

Las paleocorrientes medidas han dado sentidos de aporte hacia el S., SE. y SO. Este hecho y la relativa abundancia de cantos de origen precámbrico hace posible que el área fuente en esta zona sea diferente que para el resto de la formación. El depósito de estos materiales se realiza según JONKER (1972) en condiciones templadas a tropicales bajo importantes precipitaciones.

El espesor de estos materiales es de unos 200 m. en el afloramiento septentrional y de 120 a 150 m. en el meridional.

1.5. TERCARIO

Se encuentra representado principalmente en el sector E. de la Hoja, existiendo asimismo afloramientos aislados en los alrededores de Rielo y La Urz. Se compone de materiales detriticos, generalmente groseros, con estratificación subhorizontal dispuestos discordantemente sobre todos los materiales anteriores (Precámbrico, Paleozoico y Cretácico). Estos materiales corresponden a la cabecera de sistemas aluviales del Mioceno superior, desarrollados en las hojas vecinas de La Robla (129) y Benavides (160) donde han sido estudiados por LEYVA et al. (1984) y VARGAS et al. (1984).

Estos materiales se depositan sobre una superficie excavada por paleovalles previamente a la sedimentación. Esta superficie infrayacente al Terciario está inclinada hacia el S.

El relieve modelado sobre el Precámbrico y el Paleozoico inferior, subyacente al Terciario, presenta una importante alteración a arcillas, con abundante caolinita. El espesor de esta alteración varía entre 0,5 y 4 m. y parece ser debida a los propios materiales neógenos depositados sobre la superficie previa, ya que la permeabilidad de estas facies proximales permitiría la existencia de acuíferos. De este modo los materiales precámbricos y paleozoicos, impermeables, subyacentes, sometidos a condiciones freáticas permanentes se alterarían a arcillas.

Existen dos sistemas aluviales neógenos, diferenciados en las hojas de La Robla (129) y Benavides (160) presentes en la Hoja de Riello: el sistema de Veguellina de Cepeda (VARGAS et al. 1984) y el de Ferreras-Forcadas (VARGAS et al. 1984).

Al E. de Riello, en el cerro Viñuela, y al SE. de La Urz, se observan unos materiales detríticos, compuestos por cantes de cuarcita, a veces de gran tamaño con matriz arenosa, que pueden estar relacionados con los sistemas neógenos del S. de la Hoja aunque no existen criterios fiables para considerarlos equivalentes.

1.5.1. Sistema de Veguellina de Cepeda

Se encuentra discordante sobre la Formación Agüeira, principalmente, y en parte sobre Pizarras de Luarca y Serie de Transición.

Está constituido por materiales de intensos colores rojizos, muy característicos, que se sitúan, dentro de la Hoja, al SE. de Villarmeriel.

Litológicamente es una alternancia de gravas «clast-supported», arenas, limos y arcillas. Los cantes son predominantemente pizarrosos, aunque también hay cantes de cuarcita. Es característica la presencia de abundantes cantes de quiastolita, procedentes al igual que los de pizarra, de la Formación Agüeira situada al ONO. de estos sedimentos, y que está constituida predominantemente por pizarras con metamorfismo de contacto. Los cantes de pizarra suelen ser subangulosos, mientras que los de cuarcita suelen ser de subangulosos a subredondeados, siendo la moda de unos 5 cms.

Las limolitas y lutitas suelen presentar tonos rojos en general, aunque se pueden observar también tonos verdes.

Estas litologías se organizan en secuencias positivas de orden métrico. La base de las capas de granulometría más gruesa no está canalizada.

Los materiales que constituyen este sistema son depósitos de un sistema fluvial «braided», que en el corte de Veguellina de la Cepeda (Hoja de Benavides) parece tener baja densidad de drenaje.

Hacia el E. el Sistema de Veguellina de la Cepeda se indenta con el Sistema de Ferreras-Forcadas, observándose facies de coalescencia en el arroyo de Valcarado, al SO. de la localidad de San Feliz de La Lavanderas.

La potencia de este sistema es variable, al llenar un paleorrelieve preexistente y haber sido parcialmente erosionado. En general aumenta su espesor desde el borde N. del afloramiento, hasta alcanzar unos 30 m. en el límite S. de la Hoja.

1.5.2. Sistema de Ferreras-Forcadas

Comprende la mayor parte del Mioceno de la Hoja de Riello. Está constituido principalmente por gravas cuarcíticas con una moda en torno a los 5 cms. y un centímetro de 40 cms. La fracción arenosa es fundamentalmente cuarcítica y la limolita aparece esporádicamente en capas raramente superiores a los 50 cms. y muy discontinuas lateralmente. Presenta tonos blancos, anaranjados y a veces verdosos.

Los mejores cortes de este sistema se observan en las Médulas de la Cepeda (al E. de la localidad de La Omañas) (Fig. 15) y en una cantera al NO. de Pedregal, camino de Mataluenga (Hoja de La Robla, 129).

En ambas secciones es visible el carácter «clast-supported» de las gravas, observándose algunas imbricaciones y cicatrices erosivas. Se aprecian algunas secuencias positivas de orden métrico.

Este sistema es el resultado del depósito de un sistema fluvial de canales entrelazados («braided»), que en esta zona parece tener una alta densidad de drenaje.

El área fuente lo constituyen principalmente la Serie de Los Cabos y también la Formación Cándana-Herrería, lo cual explica su carácter cuarcítico, por contra al Sistema de Veguellina de La Cepeda.

La potencia de este sistema es variable, tanto por llenar paleovalles (como el afloramiento situado al N. de San Martín de La Falamosa) como por causas erosivas. Parece aumentar desde el borde N. del afloramiento, hasta un máximo de unos 100 m. en el límite S. de la Hoja.

1.5.3. Terciario Indiferenciado

En el cerro Viñuela al Este de Riello y al Sureste de la Urz, afloran unos materiales detriticos, compuestos por cantos de cuarcita, a veces de gran tamaño. Estos afloramientos pueden estar relacionados con los sistemas neógenos del Sur de la Hoja, aunque no existe ningún criterio claro para considerarlos equivalentes. Parecen estar también relacionados con zonas alteradas en el substrato.

1.6. PLIOCUATERNARIO

1.6.1. La Raña

Sobre los dos sistemas aluviales miocenos existentes en la Hoja de Riello, se encajan gravas «clast-supported» principalmente cuarcíticas, que por su

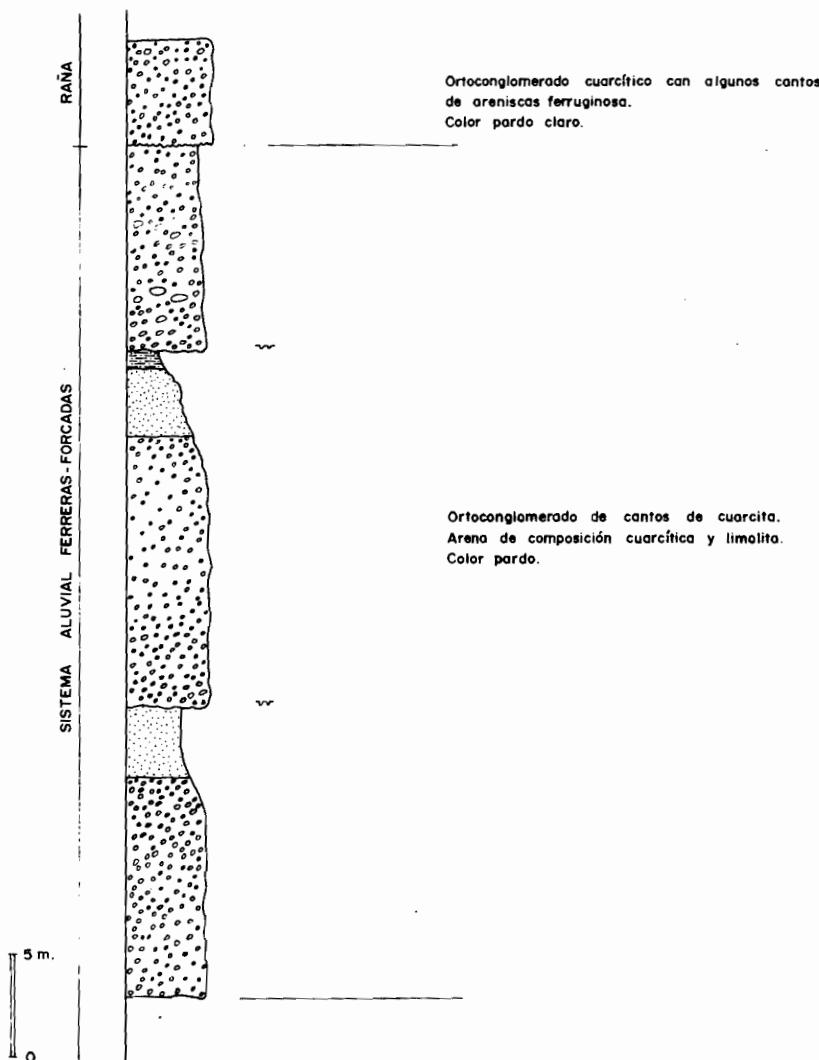


Fig. 15. Columna del Sistema aluvial Ferreras-Forcadas y la «raña» en las Médulas de la Cepeda.

posición estratigráfica y características sedimentarias corresponden a la unidad descrita regionalmente como «Raña» (PEREZ GONZALEZ, 1979; PEREZ GARCIA, 1977; VARGAS et al., 1984; HERAIL, 1984; MARTIN SERRANO, 1986). Estos materiales a veces se apoyan también sobre materiales pre-miocenos en su límite norte.

La «Raña» se puede observar bien en la parte alta de las Médulas de La Cepeda, dentro de la Hoja y fuera de ella, en sus proximidades, en Veguellina de La Cepeda (Hoja de Benavides).

Se observan porcentajes apreciables de cantos de arenisca ferruginosa provenientes de la Serie de Transición del Ordovícico inferior.

También se han observado cantos de cuarcita con skolithos provenientes del techo de la Serie de Los Cabos. La moda, de los cantos, 10 cms. así como el centil, 50 cms., son mayores que las de los sedimentos miocenos subyacentes.

VARGAS et al. (1984) separan en la Hoja de Benavides unos depósitos de pre-Raña de edad Plioceno superior, señalando su presencia en las proximidades de San Feliz de las Lavanderas y Escuredo. Estos depósitos son descritos como sedimentos arenosos y cantos cuarcíticos a veces muy rubefactados. En este estudio no parece posible separar estos depósitos con cantos ferruginosos, probablemente procedentes de la Serie de Transición del Ordovícico inferior, del resto de los materiales que constituyen La Raña, por lo cual los incluimos en la misma.

El medio de depósito es un sistema fluvial de canales entrelazados («braided») y su área fuente estaría, situada al N. y NO. en general. Los tonos menos rojizos de estos materiales con respecto a los miocenos probablemente indican unas condiciones relativamente más húmedas durante el depósito de los mismos.

El espesor de estos depósitos es escaso, de 3 a 5 m. en general, aunque a veces debido a la erosión se reduce a una capa de gravas cuarcíticas subangulosas de 50 cms.

VARGAS et al. (1984) proponen una edad Villafranquienense medio-Pleistoceno para esta unidad.

1.7. CUATERNARIO

1.7.1. Pleistoceno

1.7.1.1. Terrazas

Se han encontrado dos niveles de terrazas colgadas en el valle del río Omañas, a las que PEREZ GARCIA (1977) propone una edad pleistocena. Estas se sitúan a 50-65 m. (T_1) y a 30-40 m. (T_2) sobre el cauce actual del río Omañas, respectivamente.

Sus características son similares en parte a las de la «raña» y a las de la llanura de inundación actual. Habrían sido depositadas por corrientes anastomosadas de gran energía según PEREZ GARCIA (1977). Este autor atribuye una edad Pleistoceno inferior a la T₁ y Pleistoceno medio a la T₂.

1.7.1.2. *Morrenas*

En el sector centro-oeste de la Hoja, entre 1,5 y 3 kms. al E. del vértice Suspirón (1.834 m.) se encuentran sedimentos morrénicos, ligados a dos circos glaciares situados por encima de los 1.700 m.

Están constituidos por gravas de cantos de cuarcita de hasta 30-40 cms., con formas alargadas en la dirección del valle que nace en el circo, y representan morrenas laterales y de fondo de la lengua que debía partir del mismo, descendiendo hasta por debajo de los 1.400 m.

Estos depósitos glaciares se habrían producido según diversos autores (PEREZ GARCIA, 1977) durante el Pleistoceno superior.

1.7.2. *Holoceno*

1.7.2.1. *Depósitos palustres*

Este tipo de depósitos se encuentran localizados entre las localidades de Bobia y Riello sobre los materiales cretácicos de la Formación Voznuevo. Se sitúan en arroyos que con dirección N-S atraviesan la Cuenca de Riello perpendicularmente. Estos arroyos, que van encajados al N. de la depresión en los materiales precámbricos, se ensanchan al atravesar los materiales cretácicos, más blandos, disminuyendo la energía de la corriente de agua, lo que da lugar al encharcamiento de una zona más o menos plana con depósitos de arenas, limos y arcillas. Una vez atravesados los materiales cretácicos el arroyo vuelve a encajarse de nuevo en los materiales precámbricos situados al S.

El depósito de este tipo más representativo se encuentra situado unos 500 metros al N. de Villaceid.

1.7.2.2. *Conos de deyección*

Se observan algunos conos de deyección de pequeñas dimensiones, en general, con una longitud menor de 200 m., constituidos por gravas de cantos angulosos de cuarcita de hasta 1 m. de tamaño máximo. Se sitúan principalmente en el sector SE. de la Hoja en relación con escarpes en La Serie de Los Cabos.

Son cortados por el aluvial reciente de los ríos en algunos casos, y en otros se apoyan sobre él.

1.7.2.3. *Conos de deyección antrópicos*

Se observan en la esquina SE. de la Hoja en la margen derecha del río Omañas, frente a la localidad de La Omañas, en una longitud de más de 3 kms., con una anchura media de unos 300 m. Son varios conos de deyección coalescentes originados por el lavado de materiales terciarios y pliocuaternarios en la explotación aurífera romana de La Médulas de La Cepeda.

Actualmente están cortados, en su parte distal por el aluvial reciente del río Omañas.

1.7.2.4. *Derrubios de ladera*

Se presentan en zonas con fuerte pendiente, en materiales principalmente cuarcíticos, como las cuarcitas del miembro medio de la Formación Cándana-Herrería y la Serie de Los Cabos. También hay un importante desarrollo de derrubios de ladera en el cerro de El Cuerno de Bobia (sector NE. de la Hoja) a partir de materiales conglomeráticos del Estefaniense de la Cuenca de La Magdalena, y en las áreas terciarias con pendientes fuertes coronadas por la «raña» a partir de esta última.

1.7.2.5. *Terrazas actuales*

Se observa en diversos puntos del río Omañas, principalmente, y también en el río del Valle Gordo y en el arroyo de Valdesamario, un nivel de terrazas conectado con el aluvial actual de los ríos.

Presentan alrededor de 5 m. de potencia y anchuras de hasta 300 m.

1.7.2.6. *Depósitos eluviales-coluviales*

Se han observado y cartografiado en el borde N. de los materiales terciarios y pliocuaternarios, del SE. de la Hoja en su límite con las formaciones del Ordovícico inferior (Serie de Los Cabos, Serie de Transición y Pizarras de Luarca), y están orientados de manera similar a las estructuras que afectan al Paleozoíco inferior.

Son depósitos intermedios con alteración «in situ» y escaso transporte, que recubren zonas suavemente deprimidas, situadas sobre cuarcitas con intercalaciones de pizarras y sobre pizarras. En general parecen depósitos recientes sobre los que se sitúan suelos actuales, poco evolucionados. Depósitos similares existentes en la vecina Hoja de Benavides (160) son suelos de tipo Tierra Parda o Suelo Pardo Acido, según VARGAS et al. (1984)

desarrollados sobre depósitos recientes.

De todos modos no se puede descartar que estos depósitos y suelos estén ligados a la superficie basal de La Raña.

1.7.2.7. *Aluvial indiferenciado*

Está constituido por el relleno actual de los cauces de ríos y arroyos. En su mayor parte son depósitos de corrientes anastomosadas de gran energía, con variaciones rápidas del trazado de los canales, que llegan a disectar claramente a los conos de deyección de origen romano de las Médulas de la Cepeda, en el río Omañas.

Se pueden observar barras longitudinales y rellenos de canal (PEREZ GARCIA, 1977).

Su anchura máxima es de casi 1 km. en el río Omañas, en la esquina SE. de la Hoja.

2. GEOMORFOLOGÍA

2.1. DESCRIPCION MORFOGRAFICA

2.1.1. Fisiografía general

La región objeto de este estudio se encuentra situada en el borde noroccidental de la Cuenca del Duero, dentro de la provincia de León. Comprende el contacto entre el Paleozoico inferior y el Precámbrico y los sedimentos terciarios y cuaternarios que rellenan la depresión del Duero.

Topográficamente toda la región se encuentra comprendida entre los 900 m. y los 1.834 m. (Suspirón).

Morfológicamente este área está situada en el límite entre el Macizo Galaico y la Cordillera Cantábrica. Los ríos fundamentales que la atraviesan son el Vallegordo, Valdesamario y Omañas, que siguen una dirección aproximada O-E hasta su confluencia en el propio Omañas, a la altura de Riello y La Garandilla, donde cambian su dirección para fluir hacia el SSE.

Respecto al clima, esta zona se puede encuadrar dentro de un clima semiárido, con una etapa periglacial en invierno, dado su carácter montañoso.

2.1.2. Elementos fundamentales del paisaje

El rasgo fundamental que define la geomorfología de la Hoja de Riello es el de estar constituida por superficies de arrasamiento a distintas alturas, con alteraciones ocasionales asociadas, labradas sobre materiales Precámbrios y Paleozoicos.

El relieve básicamente es de tipo apalachiano o pseudoapalachiano, distinguiéndose tres unidades estructurales:

2.1.2.1. *Línea de cumbres*

No se ha localizado ningún tipo de alteración sobre ella. Presenta un relieve en crestas favorecido por la presencia de las areniscas y cuarcitas Precámbrias y del Paleozoico Inferior, con una dirección característica ONO-ESE, cuya altura va disminuyendo progresivamente hacia el ESE hasta solaparse con la superficie intermedia.

2.1.2.2. *Superficie intermedia*

La diferenciación de esta unidad se ha realizado en base a su altura, intermedia entre las unidades anterior y posterior. Presenta una morfología en replanos y hombreras, que siguen la dirección estructural dominante en la zona, ONO-ESE. Se encuentra bien representada entre los ríos Vallegordo, Negro y Valdesamario.

2.1.2.3. *Superficie de enlace*

Se ha denominado así a la superficie erosiva afectada ocasionalmente por alteración, que enlaza con los depósitos de colmatación plio-cuaternarios. Esta superficie ha sido definida por HERAIL (1984), para el área del Bierzo, como aplanamientos asociados a la fase final de construcción del piedemonte y de colmatación de las cuencas terciarias, denominándola Alta Superficie Aluvial.

Presenta un cambio en su dirección de inclinación. En el tercio norte de la hoja su tendencia es la general de la zona (ONO-ESE) pasando a ser a la altura de Riello prácticamente N-S para enlazar con los depósitos antes mencionados hacia el sur.

Por lo general, esta superficie se encuentra afectada por un manto de alteración.



1000 m. 0 1 2 3 4 5 KM.

ESCALA 1:50.000

MAPA GEOMORFOLOGICO

HIDROLOGIA, OBRAS HUMANAS

- > CORRIENTE CONTINUA
- > CORRIENTE ESPORADICA
- NUCLEO URBANO
- > CARRETERA

EXPLORACIONES ROMANAS DE ORO

- > CANALES DE PROSPECCION
- EXPLORACION EN PEINE
- EXPLORACION EN CANALES
- DEPOSITO DE ESTERILES

FORMAS ESTRUCTURALES

- > REPLANOS
- > CRESTAS

MORFOGENESIS

- #### FLUVIAL
- > SISTEMAS DE ABANICOS ALUVIALES (Plio-pleistoceno / Mioceno)
 - TERRAZAS
 - TERRAZA BAJA Y LLANURA ALUVIAL
 - > FONDOS DE VALLE
 - > VALLES Y CAUCES ABANDONADOS
 - > CONOS DE DEYECCION
 - > VALLES DE FONDO PLANO
 - > VALLES EN UVE (Encajamientos)

GRAVEDAD

- > COLUVIONES

GLACIAR

- MORRENAS

POLIGENICO

- > LINEA DE CUMBRES / ID. DEGRADADA
- SUPERFICIE INTERMEDIA / ID. DEGRADADA
- SUPERFICIE DE ENLACE / ID. DEGRADADA
- ALUVIAL-COLUVIAL
- ALTERACIONES

MORFODINAMICA

- > DESPRENDIMIENTO DE BLOQUES
- CARCAVAS
- > ZONAS DE ACRECION FLUVIAL
- > ZONAS DE EROSION FLUVIAL
- > CABECERAS, CUENCA DE RECEPCION

SIGLOS DIVERSOS

- ▲ VERTICE GEODESICO (Cota en metros)
- > COLLADO
- > ESCARPES
- > RUPTURA CONVEXA DE PENDIENTE
- > RUPTURA BRUSCA DE PENDIENTE
- > TENDENCIA GENERAL DE LAS GRANDES UNIDADES
- > RELIEVE RESIDUAL
- > RELIEVE RESIDUAL CON SUPERFICIE PLANA
- > X, ZONA DE ENCHARCAMIENTO
- > CABECERAS, CUENCA DE RECEPCION NO ACTIVAS
- > CIRIOS GLACIARES

2.2. ETAPAS MORFOGENETICAS

En base a las distintas superficies presentes en la Hoja, así como a las alteraciones, depósitos y cambios de direcciones de drenaje y de tendencias, se ha intentado establecer una serie de etapas morfogenéticas que ayuden a la comprensión de la evolución geomorfológica en este sector.

2.2.1. Superficie inicial

Constituye el punto a partir del cual se desarrollan las distintas etapas morfogenéticas que configuran el paisaje actual de la Hoja.

Está representada únicamente por la línea de cumbres, labrada sobre los materiales del Precámbrico y del Paleozoico inferior verticalizados por la tercera fase de deformación hercínica y posteriormente fallados, lo que determina la aparición alternante de materiales de distinta competencia. De esta manera se produce un relieve de tipo apalachiano característico de dirección ONO-ESE, a favor de la cual se establece la primera red fluvial.

La formación de esta Superficie Inicial tendría una edad pre-Neógeno en sentido amplio.

2.2.2. Primera etapa de modelado del relieve

Los efectos de un clima tropical provoca una alteración de tipo laterítico que se ve favorecida en aquellas zonas donde la existencia de fracturas imprime una mayor debilidad. Sobre este tipo de alteraciones se depositan unas arenas blancas de origen fluvial que en la actualidad sólo se pueden observar, limitadas por fallas, en las depresiones de Riello y de Valdesamario-Sta. María de Ordás.

Siguiendo el modelo propuesto por MARTIN-SERRANO (1985) para la región zamorana, el depósito de estas arenas caolínicas sería producto del desmantelamiento del manto laterítico producido sobre el zócalo bajo un clima tropical. Esta alteración habría dejado como resultado una superficie (Superficie Fundamental Zamorana) sobre la que resaltaría el relieve cuarcítico. En el área que abarca esta Hoja, esta superficie fundamental podría ser relacionable con la que hemos denominado Superficie Intermedia.

Con respecto a la edad de estos depósitos y por consiguiente de esta etapa morfogenética, existen discrepancias entre los distintos autores que han trabajado en este área o en áreas vecinas. PASTOR-GOMEZ (1969) les da una edad Mesozoico en sentido amplio. CIRY (1939), AMERON (1965), DeJONG (1971), JONKER (1972), LEYVA et al. (1984), atribuyen estos materiales al

Cretácico. PEREZ GARCIA (1977) las incluye dentro del Paleógeno. MARTIN-SERRANO (o.c.) los considera concretamente paleocenos y, por tanto, pertenecientes al período de alteración siderolítica infrapaleoceno.

En el apartado correspondiente a Estratigrafía en esta memoria geológica se hace una extensa relación de este tema, aceptándose como válida una edad Albense-Cenomanense. Así pues, de acuerdo con este criterio, ésta sería la edad de esta etapa morfogenética.

2.2.3. El Modelado Neógeno

Con el inicio del Neógeno, se produce un cambio climático hacia unas condiciones cálido-húmedo estacionales de tipo monzónico (PEREZ GARCIA, 1977) que provocan la formación de un suelo ferruginoso tropical. El clima tiende a una mayor aridez, lo que junto con un fuerte levantamiento del borde montañoso produce el depósito de las series rojas miocenas. Estas series están constituidas por sistemas de abanicos aluviales sintectónicos (HERAIL, o.c.), alimentados por la desmantelación del suelo ferruginoso que se extendía a lo largo de todo el sustrato.

2.2.4. Etapa fini-Neógena

Esta etapa viene marcada por dos hechos fundamentales que determinan la morfología actual de este área:

- Depósito de los materiales de colmatación de la cuenca o Conglomerados de Plateau, como los denominados HERAIL (o.c.).
- Formación de la Superficie de Enlace o Alta Superficie Aluvial (HERAIL, o.c.).

La actividad tectónica durante esta etapa de morfogenésis, parece haber sido muy baja o inexistente, como sugiere HERAIL (o.c.) al decir que los depósitos que él denomina Conglomerados de Plateau tienen un claro carácter post-tectónico ya que sellan fracturas y no se observan escarpes ni cambios bruscos de pendientes que denotan una tectónica reciente. Asimismo, MARTIN-SERRANO (o.c.) en el área de Zamora propone como poco probable una implicación tectónica en esta morfogénesis dado el «carácter senil del modelado en un entorno con desnivelaciones importantes» o la imposibilidad de explicar la ausencia de escarpes de falla producidos durante un período relativamente reciente.

Por otro lado, un factor muy a tener en cuenta en el modelado fini-Neógeno es el clima. La progresiva humidificación produce la implantación de un clima de sabana.

2.2.4.1. *Superficie de Enlace*

Este clima de sabana, provoca el que en las zonas próximas a las elevaciones montañosas se comience a labrar lo que hemos denominado Superficie de Enlace, carente de depósito y cubierta por un manto de alteración ocre desarrollado sobre los materiales Precámbrios y Paleozoicos subyacentes, así como sobre los depósitos contemporáneos. Estas alteraciones han sido representadas parcialmente en la Hoja geomorfológica ya que su cartografía detallada sería objeto de un estudio más específico que éste.

Esta superficie está bien representada en el área que abarca la Hoja, en su tercio norte, entre la superficie de la Lomba y la de Cornombre-La Urz, ya en el límite más septentrional. Tiene una dirección general ONO-ESE hasta llegar a las proximidades de Riello donde se inclina ligeramente hacia el SE. La presencia del manto de alteración que la caracteriza, se explica por constituir la zona de lavado y salida de todos los materiales que hacia el sur constituyen la «Raña».

2.2.4.2. *Depósitos de colmatación*

Contemporáneamente a la formación de esta superficie, se produce en las zonas de borde de la cuenca, y enlazando con ella, como puede verse a la altura de Paladín, el depósito de unos conglomerados de poco espesor a los que generalmente se ha denominado «Raña». El medio de sedimentación es similar al que produjo los depósitos miocenos, es decir, canales entrelazados que migran lateralmente con bastante rapidez. El clima húmedo estacional aporta la energía suficiente para poder evacuar estos materiales.

En la Hoja de Riello la «Raña» aparece sólo en el cuadrante SE por lo general sobre los materiales miocenos antes descritos. Se presenta morfológicamente como una extensa llanura de pendiente del 8 %, que enlaza con las montañas mediante una superficie cóncava de amplio radio, con depósitos únicamente en las cercanías de la inflexión con la zona horizontal.

HERAIL (o.c.) y MARTIN-SERRANO (o.c.) coinciden en afirmar que la «Raña» (Conglomerados de Plateau) y las formaciones sedimentarias sobre las que se apoyan son, sin duda, de la misma edad, dado la similitud que presentan en cuanto a características litológicas y mineralógicas. Constituiría el fin del ciclo sedimentario neógeno.

Sin embargo, ésta no es una opinión generalizada entre los distintos autores

que han estudiado esta unidad en otros puntos del Macizo Hespérico. Así, pues, ha sido considerada Mioceno medio (OHEME, 1936; BAYNAT, 1957), tránsito Mioceno-Plioceno (VIDAL BOX, 1941), Plioceno (HERNANDEZ PACHECO, 1932) e incluso Pleistoceno (MUÑOZ y ASENSIO, 1975) o más concretamente pertenecientes al primer pluvial Villafranquense (VAUDOUR, 1977), aunque la mayoría la considera como definidora del paso Plioceno-Pleistoceno (HERNANDEZ PACHECO, 1965; PEREZ GARCIA, o.c.; PEREZ-GONZALEZ, 1979; VARGAS et al. 1984, etc...).

GALLARDO et al. (1987), describe en la cuenca del Jarama una Superficie de Colmatación, anterior a la «Raña», que parece corresponderse con la unidad que aparece en esta Hoja, a la que dan una edad Neógeno superior. Por otro lado, PEREZ-GONZALEZ (1982) asocia la «Raña» con el límite convencional Neógeno-Cuaternario, aunque admite como posible una fecha más antigua, alrededor de los 2 m. a.

A pesar de todo, lo único que parece unánimemente aceptado, es que esta etapa de acumulación supone el momento a partir del cual el clima evoluciona paulatinamente hasta llegar a las condiciones actuales. Sería la última etapa de modelado del relieve previa al encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

2.2.5. El Modelado Cuaternario

Esta constituye la última etapa de modelado de paisaje que presenta esta zona.

2.2.5.1. *Red fluvial*

El encajamiento y densificación de la red fluvial durante el Cuaternario, provoca la disección y degradación de las distintas unidades geomorfológicas hasta ahora descritas.

Durante esta etapa morfogenética alternan las formas de erosión con las de acreción, predominando las primeras. Las formas de acumulación están muy pobres representadas en la Hoja, apareciendo únicamente en el sector más meridional del río Omañas unos restos de terrazas antiguas colgadas a distintas alturas sobre el cauce actual, a partir de La Garandilla, y sólo en su margen derecha.

Mediante un estudio regional de la disposición de las terrazas del Omañas (PEREZ GARCIA, o.c.) se ha podido determinar la evolución de dicho río. Según este autor, durante el Pleistoceno antiguo el río Omañas no existía, al menos en su tramo más bajo, el drenaje se producía a través de la fosa Valdesamario-Sta. María de Ordás, desembocando hacia el Este en el Luna-Orbigo. A finales del

Pleistoceno inferior se produce la captura de esta corriente primigenia por parte del Omañas, adquiriendo aproximadamente su actual configuración, con lo que el valle queda abandonado a partir de Paladín. Esta captura podría haber sido producida por un ligero basculamiento hacia el SO provocado por el rejuego de fracturas de dirección E-O en el borde de la Cordillera Cantábrica.

Todo esto se puede deducir por la ausencia de las terrazas más antiguas (T_1 y T_2) representadas en áreas adyacentes, apareciendo únicamente las dos siguientes, que han sido consideradas por PEREZ GARCIA (1977) como Pleistoceno inferior y medio.

Otro hecho señalado por este autor, es el que sólo aparezcan terrazas en la margen derecha del río Omañas, lo que es interpretado como el resultado de un ligero basculamiento hacia el SE que provoca la migración del cauce hacia la izquierda con la consiguiente erosión de las terrazas que probablemente se formaron en dicha margen.

2.2.5.2. *Glaciario*

La acción glacial cuaternaria está muy pobemente representada en este área. Han sido detectados tan sólo dos pequeños circos en la vertiente norte de la Sierra de Jistredo, en las cercanías del Suspirón, a una altura de 1.600-1.700 metros. Presentan unas morrenas laterales con desarrollo medio y restos de morrenas de fondo, ya que la erosión posterior por parte de arroyos y torrentes las han degradado considerablemente. PEREZ GARCIA (1977) propone una edad Pleistoceno inferior para este glaciario.

2.2.5.3. *Conos de deyección*

Son moderadamente abundantes y por lo general de pequeñas dimensiones. Se depositan en los puntos de salida de arroyos y riachuelos sobre la llanura aluvial de los ríos más importantes que surcan la zona: Vallegordo, Valdesamario y Omañas.

2.2.6. *Modelado antrópico. Minería aurífera romana*

Hemos considerado oportuno dedicar un pequeño apartado a la acción de remodelado del paisaje que las excavaciones y prospecciones romanas de oro ejercieron en este área, debiendo no tanto a la extensión que ocupan dentro de esta Hoja, sino fundamentalmente a la espectacularidad que representan.

Todo el área está labrada por numerosos surcos y pequeños canales de prospección del mineral, así como de algunas piletas de lavado o decantación (p.

ejemplo, al S. del Suspirón o al SE de Cirujales), pero la zona donde estas labores romanas se presentan de una forma más impactante es en las Omañas, una de las más importantes explotaciones auríferas romanas de la Península. Esta zona ha sido objeto de un exhaustivo estudio por parte de PEREZ GARCIA (o.c.) en su Tesis Doctoral y trabajos posteriores (PEREZ GARCIA y SANCHEZ-PALEN-CIA, 1985).

Este autor diferencia tres etapas de explotación:

1.—Red anárquica de canales. Está constituida por una serie de canales poco densa y no muy profundos.

2.—Explotaciones tipo «peine» o «arado». Están formadas por grupos de canales poco profundos (de 3 a 6 m.) y de longitud de hasta 400 m. convergentes en un único canal más profundo de lavado y desagüe. Otras veces son paralelos desembocando en un canal colector oblicuo a ellos.

3.—Canales profundos. Paralelos a la pendiente y de profundidades de hasta 40 m. que vierten sus estériles en la llanura aluvial del Omañas. Esta etapa parece ser posterior a las anteriores ya que en muchos casos las cortan y desconectan.

De las tres, la única que sería puramente de prospección sería la primera. Las dos restantes son ya de explotación una vez comprobada la rentabilidad económica del área prospectada.

Un rasgo muy singular de la influencia romana en el paisaje de las Omañas lo constituyen los conos de estériles que aparecen al pie del área explotada, en la margen derecho del río Omañas, que llegan a ser en algunos casos de casi 500 metros de anchura, y que están siendo explotados actualmente como graveras.

3. TECTONICA

3.1. INTRODUCCION

LOTZE (1945) y posteriormente JULIVERT et al. (1972) establecen una división en zonas de la Cadena Herciniana en la Península Ibérica, dentro de la cual la mayoría de los materiales aflorantes en la Hoja de Rielo pertenecen a la Zona Asturoccidental-Leonesa, excepto un reducido sector en el N. y NE. de la misma, perteneciente a la Zona Cantábrica (Fig. 1). Dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa los materiales aquí representados están encuadrados en el Dominio del Navia Alto-Sil de MARCOS (1973) (Fig. 2).

En el área de la Hoja se observan varias discordancias que representan diversas etapas de deformación. Una discordancia entre materiales precámbricos y cámbicos, que pone en evidencia una deformación pre-

herciniana que sólo afecta al Precámbrico; una discordancia entre materiales estefanienses y ordovícicos que pone en evidencia una deformación Herciniana que afecta en sus fases principales al Precámbrico y Paleozoico inferior, mientras que al Paleozoico superior sólo le afectan los últimos movimientos de la orogenia Herciniana. MARCOS (1973) establece tres fases principales de deformación para la Zona Asturoccidental-Leonesa, observables las tres en el área de la Hoja, que caracterizan, junto con el desarrollo de esquistosidad generalizada durante la primera de ellas y la presencia de un metamorfismo regional de bajo grado a esta Zona del Macizo Hercínico. La Zona Cantábrica se caracteriza en general, por una deformación, durante la Orogenia Herciniana, de tipo epidérmico, sin metamorfismo ni esquistosidad. El Antiforme del Narcea ha sido considerado tradicionalmente como límite entre las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica (LOTZE, 1945). Los datos obtenidos durante las realización de esta Hoja, parecen evidenciar que el límite entre ambas zonas estaría situado dentro de propio Antiforme, mediante un accidente que pondría en contactos dos áreas con características deformativas muy diferentes.

La estructura de las cuencas estefanienses de La Magdalena y el Bierzo, obedece principalmente a la acción de fracturas tardihercinicas y a sus rejuegos alpinos.

En la base del cretácico existe una discordancia que evidencia movimientos alpinos anteriores a los depósitos del mismo. Durante la Orogenia Alpina se reactivan fracturas tardihercinicas y se generan otras nuevas que dan lugar a la aparición del Cretácico en depresiones aisladas tectónicas, así como a la discordancia de base del Mioceno. Estas fracturas han seguido actuando durante el Terciario originando la verticalización e inversión de los materiales cretácicos y del Terciario inferior del borde N. de la Depresión del Duero en la Hoja de La Robla (129), según LEYVA et al. (1984).

3.2. DEFORMACION PRE-HERCINIANA

Hay evidencias que apuntan a la existencia de una etapa de deformación preherciniana sufrida por los materiales precámbricos del Antiforme del Narcea previamente al depósito de la Formación Cándana-Herrería (Cámbrico inferior).

La primera evidencia es la discordancia angular que pone en contacto al Cámbrico inferior con el Precámbrico, conocida en el flanco N. y E. del Antiforme desde LOTZE (1956 a) y SITTER (1961), y en el flanco S. y O. del mismo desde MATTE (1968 a). PEREZ ESTAUN (1973, 1978) cita ejemplos claros de esta discordancia en el flanco N. del antiforme en localidades próximas a la Hoja de Riello, como el situado en las proximidades del cruce de la carretera La Magdalena-Barrios de Luna, con la carretera de Portilla de Luna (Hoja de La

Robla, 129). También se ve esta discordancia en el flanco N. del antiforme en las proximidades de Irede de Luna (Hoja de Barrios de Luna, 102) (Fig. 4) y al N. de Sosas del Cumbral (inmediatamente al N. de la Hoja de Riello) entre otras. En el flanco S. del antiforme PEREZ ESTAUN (1978) cita un ejemplo de esta discordancia en la carretera de Villablino a Ponferrada (corte del Sil).

En la presente Hoja la discordancia en el flanco N. sólo se ve en un pequeño sector junto al río Luna, en la esquina NE. No es tan marcada como los ejemplos anteriores, pero los materiales precámbricos más próximos presentan un enrojecimiento característico, observable en general en todo el flanco N. del antiforme, y la base del Cámbrico es un nivel de unos 20 a 30 cms. microconglomerático. En el flanco S. la tectonización del contacto en la mayor parte de la Hoja impide ver la discordancia; solo en el sector E. de la misma (Carrizal-Adrados de Ordás y N. de San Martín de La Falamosa) se observa un conglomerado basal del Cámbrico de 3 a 4 m. de potencia.

Otra evidencia de la deformación pre-herciniana presente en el Precámbrico, es la existencia al N. de la Falla de Cornombre-La Urz de pliegues de fase 1 herciniana desarrollados en materiales precámbricos que muestran una disposición «facing down» (SHACKLETON, 1958) como es el caso del afloramiento situado entre los kilómetros 3 y 4 de la carretera de La Magdalena a Barrios de Luna (PEREZ ESTAUN, 1973, 1978) próximo al sector NE. de la Hoja de Riello, en la Hoja de La Robla. Esto implica según PEREZ ESTAUN (1978) la existencia de grandes pliegues, en los cuales uno de los flancos estaría fuertemente inclinado o incluso invertido, debido al alto ángulo de discordancia a veces observado. Al S. de la Falla de Cornombre-La Urz la intensidad de la deformación herciniana, principalmente las fases 1 y 2, hace muy difícil, en el área de la Hoja, poder deducir la existencia de estos pliegues. Las lineaciones de intersección entre la estratificación y la S_1 (I_1) muestran una dispersión de direcciones coincidentes con las de las demás estructuras hercinianas con inclinaciones variables que pueden llegar a ser altas. Los techos de las capas precámbricas presentan orientaciones variables (al N. o al S.) pero la escasez de datos e intensa deformación herciniana, impide deducir de ello la existencia de pliegues anteriores. MATAS et al. (1982) citan la presencia al N. de Vegapujín (NE. de la Hoja de Noceda, 127), la existencia de un pliegue de orden métrico cuyo eje lleva una dirección N 160 E y se inclina 30° al NO., con geometría cilíndrica y atravesado por la esquistosidad regional, que parecen atribuir a esta deformación pre-herciniana.

No se ha observado en la Hoja, al igual que regionalmente, esquistosidad ni metamorfismo asociados a esta etapa de deformación pre-herciniana.

3.3. FASES DE DEFORMACION HERCINIANA

En el área de la Hoja se observan, al S. de la Falla de Cornombre-La Urz, estructuras pertenecientes a las tres fases principales de la Orogenia Herciniana definidas por MARCOS (1973) para la Zona Asturoccidental-Leonesa y estudiadas posteriormente por PEREZ ESTAUN (1978), PULGAR (1980) y BASTIDA (1980). La primera fase (D_1) origina pliegues asimétricos o acostados, vergentes hacia las zonas externas de la cordillera, acompañados del desarrollo de esquistosidad generalizada (S_1) muy penetrativa de plano axial. La segunda fase (D_2) genera cabalgamientos y abundantes estructuras asociadas a ellos como pliegues con charnelas curvadas, esquistosidad de crenulación (S_2), filonitas, etc., distribuidas en bandas de diversa anchura (entre 0,5 y 2 kms. en la Hoja) paralelas a los mismos. La tercera fase (D_3) produce un replegamiento general de las estructuras anteriores y una verticalización de las mismas, dando lugar a pliegues de gran longitud de onda y plano axial subvertical a ligeramente retrovergente.

Las fases tardías dan lugar a crenulaciones subhorizontales, pliegues de tipo «kink-band» y «chevron fold» y fracturas.

Al N. de la falla de Cornombre-La Urz, se observa una deformación herciniana de mucha menor intensidad con desarrollo en los materiales precámbricos de estructuras relacionadas con la fase 1 (D_1) que dan lugar a una esquistosidad mucho menos penetrativa y no generalizada, plegada por pliegues suaves de plano axial subvertical, que no desarrollan esquistosidad. En este sector no se observan estructuras atribuibles a la segunda fase (D_2) herciniana.

El hecho de la fuerte diferencia en la deformación herciniana, observable entre los materiales precámbricos situados al N. y al S. de la Falla de Cornombre-La Urz, así como la existencia de una banda de unos 2 kms. de ancha con estructuras atribuibles a la segunda fase de deformación herciniana, inmediatamente al S. de esta falla y paralela a la misma; que será descrita más adelante; lleva a pensar en que la Falla de Cornombre-La Urz puede ser el límite entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica. Esta falla representa probablemente una superficie de cabalgamiento de la primera sobre la segunda, al que JULIVERT (1971 a, 1983) denomina Cabalgamiento del Narcea indicando que es la superficie separación entre ambas zonas.

La actual falla de Cornombre-La Urz representa el rejuego posterior de este cabalgamiento.

3.3.1. Primera fase D_1

Durante la primera fase se originan pliegues de diversos órdenes de magnitud, desde la escala microscópica a la macroescala.

Los pliegues a escala de campo (meso y macroescala) sólo se observan en los materiales precámbricos, al N. de la Falla de Cornombre-La Urz, y al S. de la misma en las proximidades de la localidad de Rosales principalmente, y en los afloramientos de la formación Agüeira en el SO. de la Hoja, donde son visibles los pliegues de mayor tamaño de la misma, de dimensiones kilométricas (Pliegues Barrios del Nistoso, Fig. 18). En el resto de la Hoja, o bien no se desarrollaron pliegues de D_1 debido a lo inadecuado de la litología (Serie de Los Cabos) o bien la deformación debida a las fases posteriores, principalmente a la segunda, los enmascara.

En el área correspondiente a la Zona Asturoccidental-Leonesa (al S. de la Falla de Cornombre-La Urz) se observa el desarrollo de pliegues isoclinales y simétricos hacia el S. (Formación Agüeira) y asimétricos más al N., en los materiales precámbricos. Estos pliegues originalmente debían estar acostados a inclinados con vergencia al N. (PEREZ ESTAUN, 1978; BASTIDA, 1980), pero debido a la acción de las fases de deformación posteriores, y principalmente de la D_3 se encuentran muy verticalizados e incluso retrovergidos en la mayoría de la Hoja. Su morfología es de tipo similar próxima a las clases 1C y 2 de RAMSAY (Fig. 16 y 17). Los ejes de pliegues de D_1 llevan una dirección aproximadamente N 110 E y se inclinan unos 25° al O., aunque originalmente debieron ser subhorizontales.

Estos pliegues desarrollan una esquistosidad de plano axial (S_1) muy penetrativa y generalizada en toda la Hoja, sobre todo en las litologías más pelíticas, siendo en algunos casos en abanico convergente o divergente. La esquistosidad S_1 asociada a esta fase de deformación varía con la litología y el grado metamórfico alcanzado por la misma. En general para las litologías finas se desarrolla un «slaty cleavage» salvo en algunos lugares en que la recristalización metamórfica regional da lugar a una «schistosity», como pasa en el sector S. de la Hoja y en la banda de metamorfismo regional con biotita situada entre el vértice de La Campona y la localidad de Riocastrillo de Ordás. En las litologías más gruesas se desarrollan esquistosidades del tipo «rough cleavage» o «slaty cleavage grueso». La dirección regional de la S_1 es aproximadamente N 110 E y esta subvertical a invertida, buzando al N. fuertemente, debido a la acción de la tercera fase de deformación. Se pueden observar fenómenos de refracción de la esquistosidad al pasar de litologías finas a gruesas. Es frecuente, en algunas formaciones, como la Formación Agüeira la presencia de minerales anteriores a

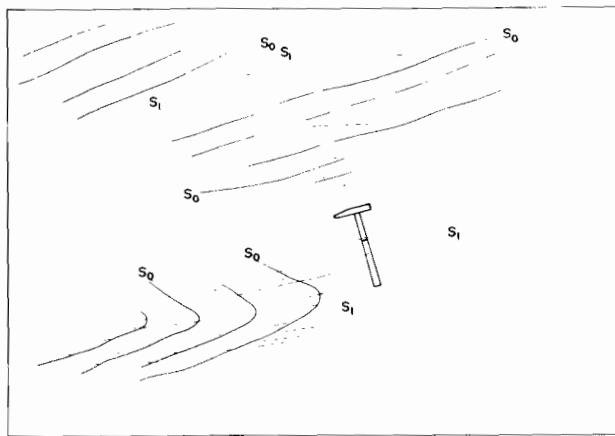


Fig. 16. Pliegue menor de D_1 próximo a la clase 2 de RAMSAY. Pizarras precámbricas de la Zona Cantábrica. Carretera a Salce.

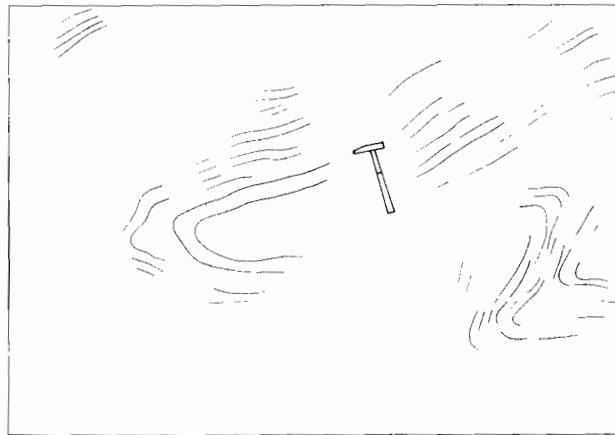


Fig. 17. Pliegues de D_1 próximos a la clase 1C de RAMSAY. Areniscas precámbricas de la Zona Cantábrica. Carretera a Curueña.



FIG. 18 Esquema estructural de la hoja.

Fig. 18. Esquema estructural de la hoja.

esta primera fase, como la ilmenita y la clorita, rodeados por la S_1 , desarrollando «colas de presión» llenas de cuarzo. Esto puede deberse a disolución por presión de estos minerales preexistente y acumulación de cuarzo en zonas de menor presión.

En el Precámbrico situado al N. de la Falla de Cornombre-La Urz, perteneciente a la Zona Cantábrica, se observan pliegues de primera fase asimétricos muy tumbados, vergentes al N., a veces con el plano axial subhorizontal e incluso volcados hacia el N., debido a la acción de pliegues suaves de D_3 con el plano axial subvertical (Fig. 16 y 17).

En geometría es similar, próxima a la clase 2 de RAMSAY, siendo sus ejes subhorizontales o muy poco inclinados con dirección entre E-O y N 115 E. Estos pliegues llevan esquistosidad asociada de plano axial de tipo «slaty cleavage», aunque mucho menos penetrativa que en la Zona Asturoccidental-Leonesa, desarrollada principalmente en las litologías pelíticas, siendo apenas observable en las litologías gruesas.

El mecanismo que da lugar a la generación de los pliegues de primera fase descritos y su esquistosidad asociada, parece ser «buckling» y aplastamiento posterior o simultáneo de la secuencia plegada, según diversos autores (PEREZ ESTAUN, 1978; BASTIDA, 1980).

3.3.2. Segunda fase D_2

La segunda fase de deformación hercíniana está representada en la Hoja por cabalgamientos y zonas de cizalla, algunos de ellos de gran envergadura, que llevan asociadas bandas de deformación dúctil de entre 0,5 y 2 kms. de anchura que muestran un conjunto de estructuras (pliegues de estilo irregular, de charnelas curvadas, esquistosidad de crenulación de plano axial, bandeado tectónico, milonitas, filonitas, venas de exudación de cuarzo plegadas y boudinadas, etc.) características de las bandas asociadas a este tipo de deformación ligada a cabalgamiento.

Se observan en la Hoja de N. a S. los siguientes cabalgamientos (Fig. 18):

- Borde S. de las escamas de la ventana tectónica de Villabandin.
- Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea.
- Cabalgamiento del río Omañas.
- Cabalgamiento del Marzán-Inicio.
- Cabalgamiento de Villarmeriel.

Algunos de estos cabalgamientos y estructuras menores asociadas a ellos ya han sido descritos en áreas vecinas o apuntados en nuestro área de estudio, por diversos autores. MARCOS (1973) describe el cabalgamiento de Montefurado

que produce la duplicación de la parte superior de la Serie de Los Cabos, y lo traza sin dificultad a lo largo de las hojas de Cangas de Narcea (50) y Boal (26). Este cabalgamiento se ha seguido posteriormente hasta llegar a la Hoja de Noceda (127) donde MATAS et al. (1982) lo trazan a lo largo de casi toda la Hoja, interrumpiéndose mediante una falla en su sector E. En nuestra Hoja el Cabalgamiento de Villameriel se extiende desde el SE. de San Feliz de las Lavanderas hasta la localidad de Murias de Ponjos y al otro lado del valle de Valdesamario al S. de la Sierra de Jistredo en dirección aproximadamente N 110 E. Este cabalgamiento hace cabalgar, en su parte O., la parte alta de la Serie de Los Cabos sobre las Pizarras de Luarca; y en su sector SE unas veces duplica las Pizarras de Luarca y otras hace cabalgar la Serie de Transición sobre las Pizarras de Luarca o la Serie de Los Cabos sobre la Serie de Transición. Podría ser la continuación del Cabalgamiento de Montefurado de MARCOS (1973) trazado en las vecinas Hojas de Noceda (127), Villablino (101), Degaña (100) y Gedrez (75), por MATAS et al. (1982) e interrumpido en el sector E. de la misma.

Las escamas de Villabandín ya fueron descritas anteriormente por PEREZ ESTAUN (1971, 1978) así como la existencia de un posible cabalgamiento por Aguasmestas, que se correspondería con el del río Omañas. El Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea ha sido descrito por PEREZ ESTAUN (1978) que lo denominó de la primera manera y por JULIVERT (1971 a, 1983) que lo denomina de la segunda. Separa dos zonas con muy diferente intensidad de deformación dentro del Precámbrico, debiendo suponer un acortamiento tectónico importante. En este cabalgamiento se enraizarían los cabalgamientos de la Región de Pliegues y Mantos de la Zona Cantábrica, siendo las escamas de la Ventana de Villabandín, la zona de «raíz» del Manto de Somiedo (PEREZ ESTAUN, 1971, 1978).

A continuación se describen las estructuras menores observadas en las bandas de deformación de segunda fase, asociadas a los cabalgamientos importantes.

3.3.2.1. Estructuras y microestructuras de las zonas de deformación asociadas a los cabalgamientos

La banda de deformación de D_2 más septentrional (Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea) se sitúan en el lado S. de la Falla de Cornombre-La Urz paralela a la misma y presenta ciertas características que la diferencian del resto. Se caracteriza principalmente por un desarrollo de una esquistosidad muy penetrativa producto del reaplastamiento de la S_1 por la D_2 con amplio desarrollo de milonitas y filonitas, a veces vueltas a plegar durante la misma fase. En ocasiones se observan venas de cuarzo de exudación muy deformadas

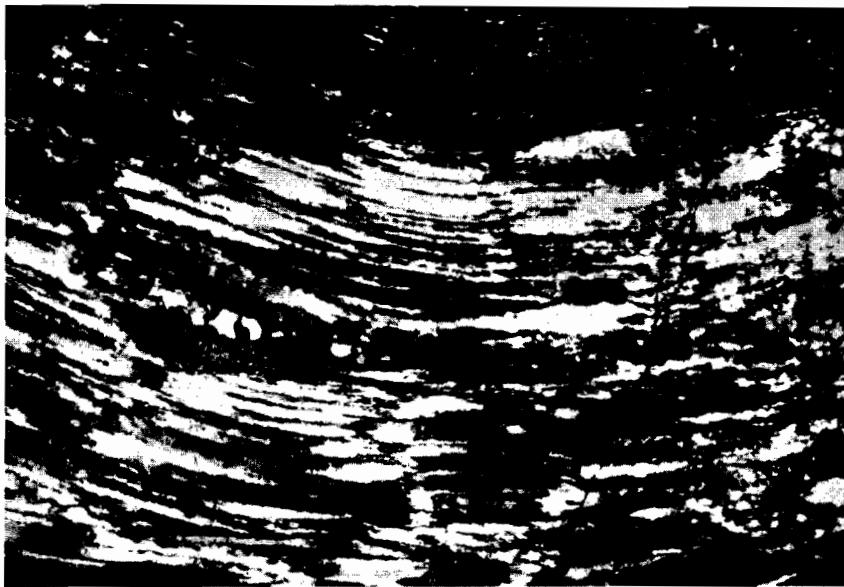


Fig. 19. Foliación milonítica (S_2) con desarrollo de «ribbons» de cuarzo en una vena de cuarzo. Banda de D_2 asociada al Cabalgamiento del Narcea al S. de Rodicol. (x 33, nícoles cruzados).

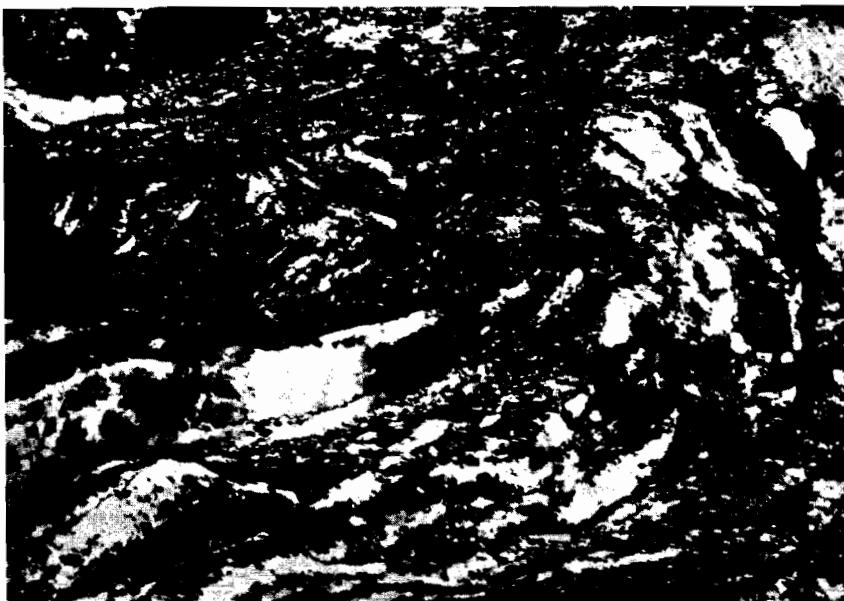


Fig. 20. Foliación milonítica (S_2) con desarrollo de «ribbons» de cuarzo plegada durante la misma D_2 . Vena de cuarzo en una filonita. Misma localidad que la figura anterior. (x 33, nícoles cruzados).

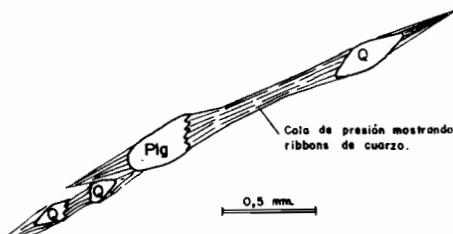


Fig. 21. Cola de presión mostrando ribbons de cuarzo englobando varios fenocristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (Plg). Portfiroide precámbrico filonitizado por D_2 en la banda de deformación asociada al Cabalgamiento del Narcea (carretera de Omañas a Villabandín).

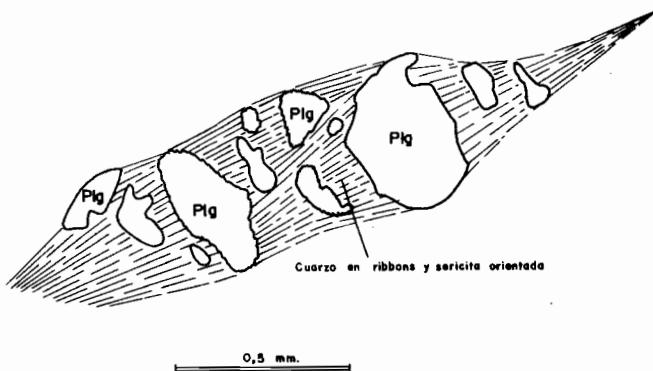


Fig. 22. Fenocristal de plagioclasa (Plg) fracturado con cola de presión mostrando cuarzo en ribbons y sericitina orientados paralelos a la foliación milonítica, entre los subgranos. Microconglomerado volcánico filonitizado por D_2 , en la banda de deformación asociada al Cabalgamiento del Narcea (alrededores de Lago).

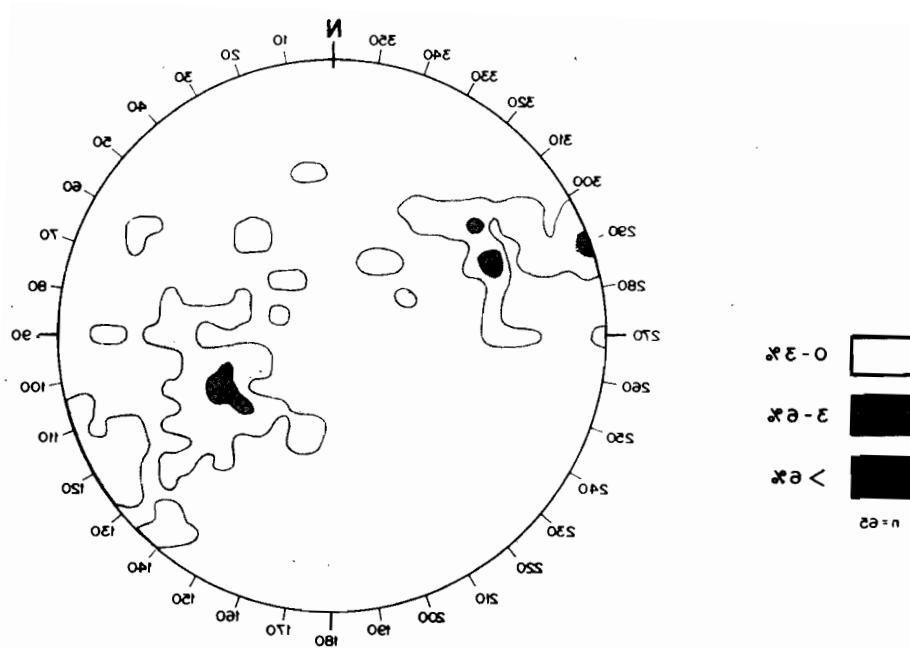


Fig. 23. Estereograma mostrando la disposición de los ejes de pliegues menores de D_2 en la banda de deformación asociada al Cabalgamiento del Narcea.

con desarrollo de «ribbons» en los granos de cuarzo, orientados definiendo una foliación milonítica replegada durante la misma fase (Fig. 19 y 20). Estas venas representan a veces «tensión gashes» llenas de cuarzo, desarrolladas en diferentes momentos del desarrollo de la segunda fase como ya fue descrito para este área por PEREZ ESTAUN (1978).

En las litologías groseras, con tendencia porfiroides, muy abundantes en los materiales Precámbricos a los que afecta esta banda de deformación de segunda fase se observa una filonitización que afecta fundamentalmente a la matriz de grano muy fino cuarzo-micácea, presentando a veces «ribbons» de cuarzo, una foliación marcada por éstos, una orientación de las micas muy penetrativa y una marcada orientación preferente de los ejes ópticos de los granos de cuarzo. Los fenocristales de cuarzo y plagioclasa, desarrollan «colas de presión» de cuarzo a veces muy alargadas, llegando a unirse las de dos o más fenocristales (Fig. 21). Se observan también roturas de granos, principalmente de plagioclasa, llenas por fibras de cuarzo orientadas paralelas a la foliación (Fig. 22).

Además de esta filonitización de las rocas, se observa la presencia de pliegues menores, de ángulo entre flancos, en general muy bajo (entre 10 y 25º) asimétricos, con una morfología próxima a la clase 2 de RAMSAY y charnela a menudo curva. Los ejes de estos pliegues muestran una dispersión relativamente fuerte (Fig. 23) aunque con una dirección media de aproximadamente N 115 E, siendo su inclinación (plunge) muy variable, entre subhorizontal y 66º tanto al E. como al O. (Fig. 23), incluso a escala de afloramiento. Los planos axiales de estos pliegues están muy verticalizados y retrovergentes debido a la acción de la tercera fase de deformación.

Se desarrolla en las zonas con abundancia de pliegues menores una esquistosidad de crenulación de plano axial a veces muy penetrativa con desarrollo de bandeados tectónicos debido a disolución por presión.

El resto de las bandas de deformación asociadas a cabalgamientos en el área de la Hoja tienen características algo distintas de la anterior y similares entre sí. La banda de deformación asociada al Cabalgamiento del río Omañas, la atribuimos a la D_2 asociada a un cabalgamiento debido a que el conjunto de estructuras que presenta son similares a las que muestran las bandas de deformación asociadas a los cabalgamientos de Marzáñ-Inicio y Villarmeriel. Por otra parte asociado a esta banda de deformación se encuentra biotita de metamorfismo regional, que hacia el N. de esta banda pasa bruscamente a la zona de la clorita, coincidiendo este paso con el límite N. de la banda de deformación.

Las bandas de deformación de D_2 asociadas a estos cabalgamientos se caracterizan por un gran desarrollo de pliegues menores y esquistosidad de crenulación de plano axial muy penetrativa que a menudo desarrolla un bandeados tectónicos, mediante disolución por presión. Se observan también

milonitas y filonitas, pero su frecuencia es menor que en la banda asociada al Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea.

Los pliegues son a menudo asimétricos (Fig. 24) y en general presentan ángulos entre flancos mayores que en el cabalgamiento más septentrional, aunque con gran dispersión de ángulos, entre 10 y 90°, siendo entre 30 y 40° los más frecuentes.

Su morfología es muy variable (Fig. 25, a, b y c), aunque predominan los que se aproximan a las clases 1C y 2 de RAMSAY. A menudo presentan ejes curvos y charnelas de muy poca continuidad (Fig. 25 d). Sus planos axiales actualmente están muy verticalizados debido al efecto posterior de la tercera fase de deformación hercíniana. Los ejes de estos pliegues en general presentan una gran dispersión (Figs. 26 y 27), con una inclinación (plunge) muy variable, desde subhorizontal a subvertical, tanto hacia el E. como al O., aunque en la banda asociada al Cabalgamiento del río Omañas predominan los que están inclinados al E.

Se observa muy a menudo una esquistosidad de crenulación muy penetrativa de plano axial, con desarrollo de bandeados tectónicos, que a veces casi oblitera a la S_1 (Figs. 24, 28 b y 29).

Se observan también en ocasiones, tanto a escala de afloramiento como al microscopio, una esquistosidad de crenulación con bandeados tectónicos asociados, microplegada posteriormente con desarrollo de una nueva esquistosidad de crenulación y a veces bandeados tectónicos. Ambas podrían pertenecer en ocasiones a la misma etapa formativa (D_2) (Figs. 24 a, b y de, 28 a y 30) no pudiendo descartarse la pertenencia de la segunda de estas estructuras a otras fases posteriores. La segunda de estas crenulaciones suele dar pliegues con ángulos entre flancos mayores y la esquistosidad de crenulación menos intensa. En ocasiones muestran relaciones antitéticas respecto al D_2 .

En cuanto al mecanismo que ha dado origen a los cabalgamientos y estructuras asociadas a la segunda fase, PEREZ ESTAUN (1978) y PULGAR (1980) opinan que se debe a un cizallamiento simple heterogéneo que originaría los cabalgamientos. En una banda próxima a estos se producirá el plegamiento por «bucking» y aplastamiento progresivo con actuación de mecanismos de disolución por presión, dando lugar a la generación de las estructuras asociadas. Este cizallamiento se produciría en condiciones dúctiles ya que todos los cabalgamientos presentes en la Hoja presentan en mayor o menor proporción milonitas y filonitas.

Los pliegues antitéticos de tipo «kink-fold» a veces presentes plegando a los pliegues y esquistosidad de D_2 son interpretados por PEREZ ESTAUN (1978) como debidos a posibles movimientos «retro» de los cabalgamientos o al asentamiento de los mismos.

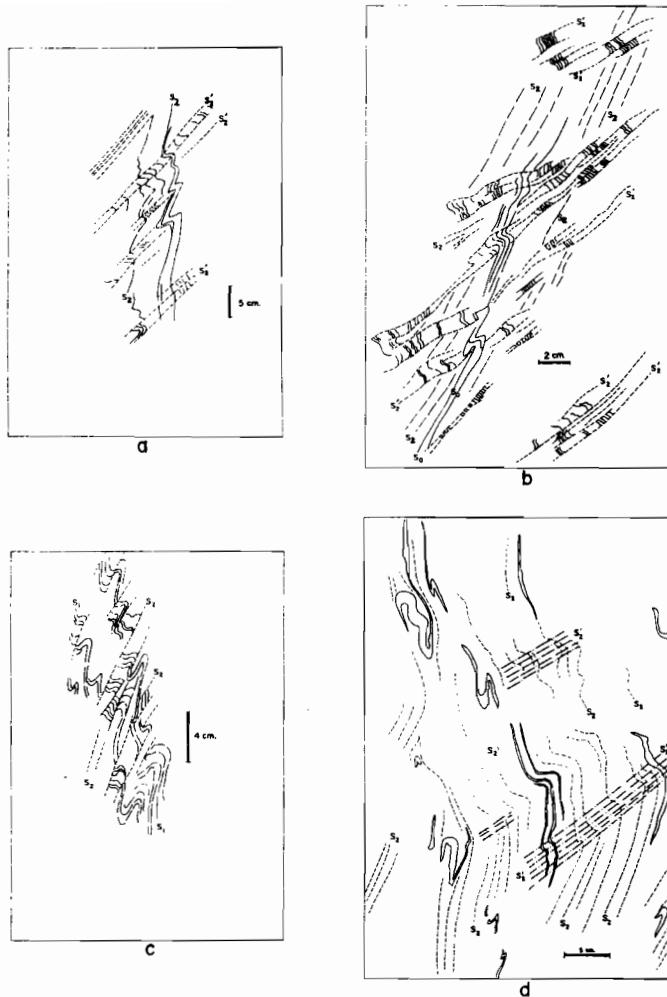
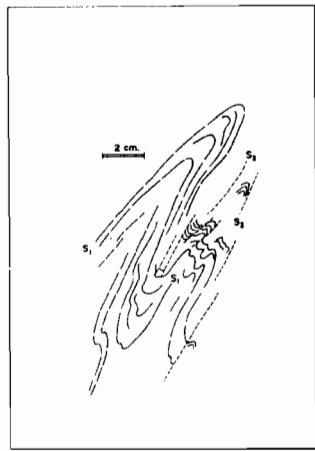
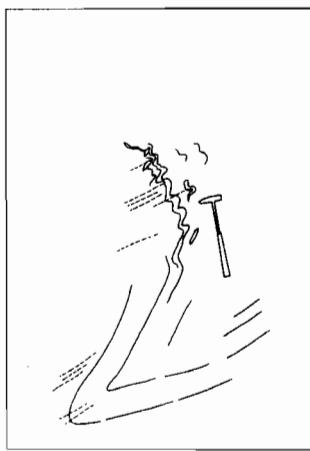


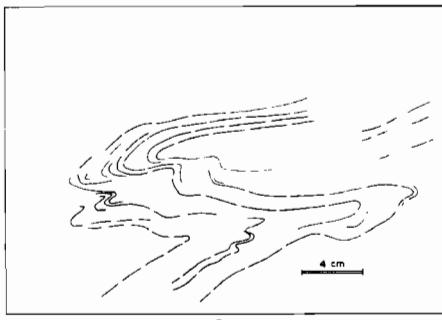
Fig. 24. Pliegues asimétricos de D_2 pertenecientes a la banda de deformación asociada al Cabalgamiento del río Omañas, a, b y c): desarrollo de esquistosidad de crenulación (S_2 y S'_2) y bandeados tectónicos en flancos cortos (a y b): carretera a Valbueno, c): carretera de Riello a Castro de la Lomba, d): venas de cuarzo plegadas con la esquistosidad principal de plano axial (S_2) plegadas de nuevo por pliegues más abiertos, asimétricos, con desarrollo de esquistosidad de crenulación (S'_2) y bandeados tectónicos, probablemente durante la misma D_2 (localidad de Aguasmestas).



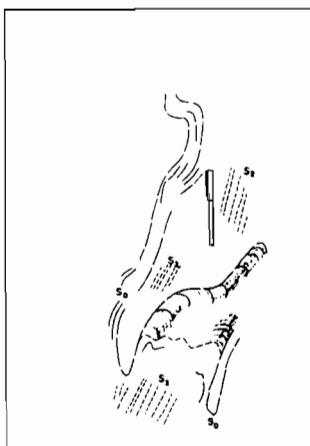
a



b



c



d

Fig. 25. a, b y c): Pliegues de D_2 pertenecientes a la banda de deformación asociada al Cabalgamiento del río Omañas, próximos a las clases 1C y 2 de RAMSAY. (a: carretera a Valbueno, b: carretera a la Omañuela, c: carretera de Riello a Castro de la Lomba). d): Pliegue de eje curvo de D_2 perteneciente a la banda de deformación asociada al Cabalgamiento de Villarmeriel (1 km. al SE. de Murias de Ponjos).

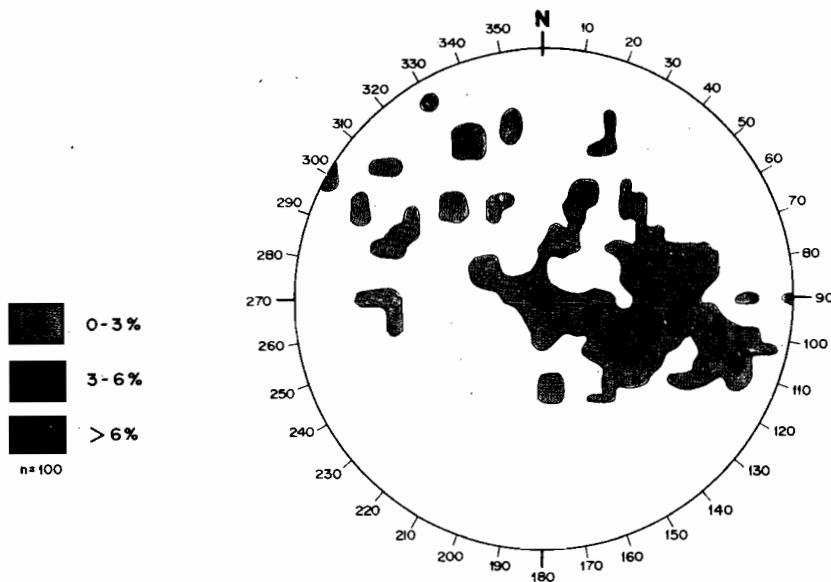


Fig. 26. Estereograma mostrando las disposiciones de ejes de pliegues menores de D_2 en la banda de deformación asociada al Cabalgamiento del Río Omañas.

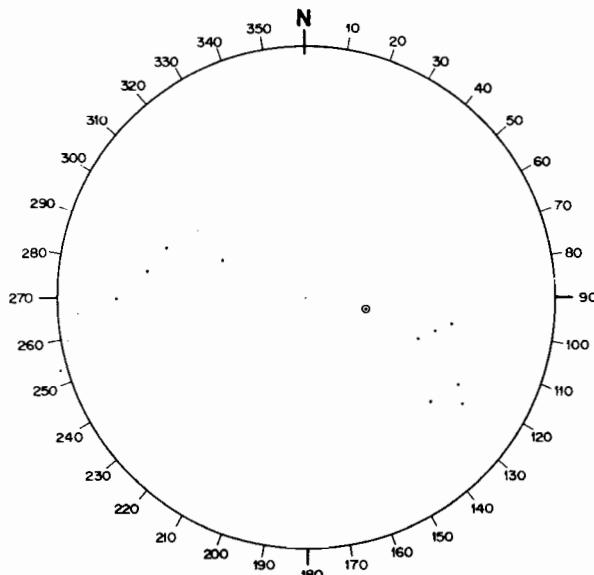


Fig. 27. Estereograma mostrando la disposición de ejes de pliegues menores de D_2 en la banda de deformación asociada al Cabalgamiento de Marzáñ-Inicio.

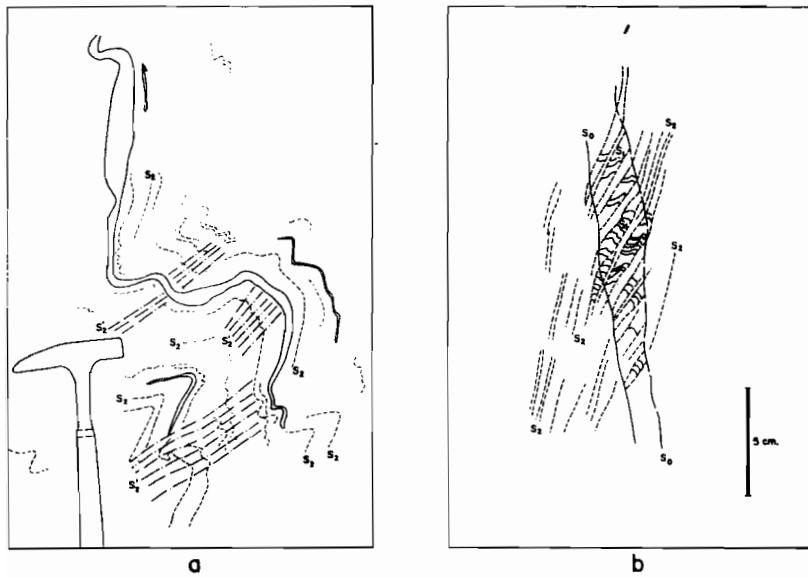


Fig. 28. a) Esquistosidad de segunda fase (S_2) y vena de cuarzo subparalela a la misma plegadas por pliegues asimétricos con desarrollo de una esquistosidad de crenulación (S_2') y bandeados tectónicos en los flancos cortos, probablemente durante la misma D_2 (localidad de Aguasmestas). b) Refracción de la esquistosidad de crenulación (S_2) y bandeados tectónicos de D_2 al atravesar un nivel más arenoso. Banda de deformación asociada al Cabalgamiento del río Omañas. (Carretera de Valbueno.)

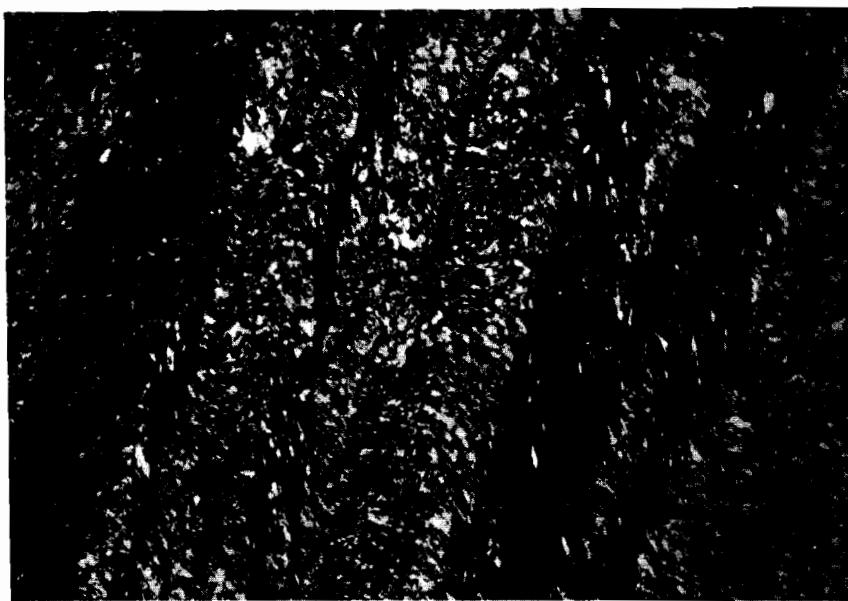


Fig. 29. Bandeado tectónico de D_2 . Serie de Transición al NO. de Murias de Ponjos. (x 33, nicoles cruzados.)



Fig. 30. Interferencia de dos esquistosidades de crenulación de D_2 . Pizarras de Luarca al E. de Murias de Ponjos. (x 33, nicoles cruzados.)

3.3.3. Tercera fase D_3

Es la causante de la disposición actual de las estructuras en el área de la Hoja.

A gran escala produce al Antiforme del Narcea al plegar un apilamiento de mantos previamente existentes, que habrían dado lugar a un «domo» antecesor del antiforme.

El flanco N. de este antiforme, aproximadamente al N. del Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea en general presenta a la estratificación y la S_1 plegadas, de subhorizontales a volcadas suavemente al N (Fig. 16), debido a pliegues muy laxos de plano axial subvertical. Estos pliegues no llevan asociada una esquistosidad ligada a esta fase.

La ventana tectónica de Villabandín (PEREZ ESTAUN, 1970, 1971, 1978) cuyo borde S. penetra algo en nuestra Hoja, se formaría debido a la erosión de un domo producido por la interferencia de un gran pliegue de D_3 (Antiforme del Narcea) y un pliegue posterior de dirección NE-SO (PEREZ ESTAUN, 1971, 1978).

El flanco S. del antiforme, situado al S. del Cabalgamiento del Narcea, desde este hasta el Sinclinorio de Brañuelas, es una monótona estructura, en la que apenas se observan pliegues menores, estando la esquistosidad principal S_1 o S_2 y la estratificación muy verticalizadas e invertidas, con fuertes buzamientos hacia el N.

En este flanco S. las estructuras observables a la mesoescala son algunos pliegues que pliegan la esquistosidad principal al S. de Soto y Amío (S_1) y al S. de Cirujales (S_2), así como el reaplastamiento y verticalización de pliegues de D_1 como los situados al S. de la localidad de Rosales en materiales precámbricos, y en el sector S. de la Hoja en la Formación Agüera. En estos últimos casos, se produce además de una verticalización de los mismos el desarrollo de una esquistosidad de crenulación muy localizada en las zonas de charnela de los pliegues de D_1 .

Además de estos pliegues, la D_3 produce localmente una crenulación débil, que a veces llega a desarrollar esquistosidad espaciada de plano axial e incipiente bandeados tectónicos. Este último podría ser el observado en algunas localidades, como Aguasmestas y proximidades de Valbueno, donde se ve una S_2 muy penetrativa con desarrollo de bandeados tectónicos que es la esquistosidad principal en campo, plegada por pliegues asimétricos, retrovergentes, con desarrollo de esquistosidad de crenulación y bandeados tectónicos en los flancos cortos, que podrían indicar antiforme de D_3 al N (Fig. 24 a, b y d). Los ejes de esta crenulación y de los pliegues de D_3 varían entre N 100 E y N 136 E; en general subhorizontales o con inclinaciones bajas (de 20° E a 20° O) debidas a la acción de fallas tardías de dirección NE-SO.

3.3.4. Deformación tardiherciniana

Posteriormente a la tercera fase de deformación herciniana se producen deformaciones de poca importancia muchas veces local, atribuidas por diversos autores (MATTE, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978; MATAS et al. 1982; LEYVA et al. 1984) a los últimos movimientos de la orogenia herciniana.

Estas deformaciones dan lugar, dentro de la Hoja, al desarrollo de fracturas, diaclasas, crenulaciones, kink-bands y chevron-folds, así como pliegues a escala cartográfica.

Se observan cuatro juegos de fracturas con orientación diferente, todos ellos aproximadamente subverticales:

- N 10-40 E.
- N 145-170 E.
- N 100-120 E.
- N 70-90 E.

Los dos primeros podrían constituir un sistema de fracturas conjugadas y los dos últimos otro.

Los sistemas de fracturas N 100-120 E y N 70-90 E, podrían haberse desarrollado antes que los otros dos. Dan lugar a grandes fracturas de longitud a veces de decenas de kilómetros, con planos muchas veces alabeados, que parecen haber tenido diversos movimientos a lo largo del tiempo, tanto en la vertical, como de «desgarre». Algunas de estas fracturas son consecuencia del rejuego de planos de cabalgamiento, como la fractura de Cornombre-La Urz y alguna de las fracturas existentes entre Marzáñ e Inicio. El movimiento de desgarre dextral de la Falla de Lebaniegos (Fig. 18) ha dado lugar a la formación de pliegues, a escala cartográfica con los flancos fallados, cuyos ejes tienen una fuerte inclinación al O. (pliegues de Pozo Fierro-Vidulina, y pliegue antiformal al N. de San Martín de la Falamosa).

Por otra parte los movimientos en vertical de este sistema de fallas han dado lugar a la creación de las depresiones tectónicas del Bierzo y La Magdalena, parcialmente presentes en esta Hoja donde se depositaron materiales postorogénicos de edad Estefaniense. El sucesivo rejuego en la vertical de este sistema de fallas ha dado lugar a que los materiales estafanienses se hayan plegado con pliegues muy laxos con escasa deformación (Sinclinal de Espina de Tremor), dentro de una tectónica de revestimiento en la cual los pliegues de la cobertura resultan de una comodación a las fallas del zócalo (PEREZ ESTAUN, 1978), y a que los límites de estos materiales sean fallas.

El otro sistema de fallas con direcciones N 10-40 E y N 145-170 E parece posterior al sistema descrito, pues afecta a los materiales estafanienses plegados de la Cuenca de La Magdalena y a los aflorantes en el Valle de Valdesamario. Son fallas de trazado más corto y rectilíneo y podrían ser incluso

posteriores a la Orogenia Herciniana. PEREZ ESTAUN (1978) opina que el domo de la Ventana de Villabandín resulta de la interferencia de un pliegue con el eje de dirección NNE-SSO con uno de tercera fase. Sería una interferencia de tipo 1 de RAMSAY.

En cuanto a los micropliegues asociados a la deformación tardiherciniana, principalmente kink bands y chevron folds; se pueden observar cinco grupos, en función de la orientación e inclinación de su plano axial (Fig. 32).

- N 10-50 E, con predominio de los N 30 E, en general subverticales, o fuertemente buzantes al E.
- De N-S a N 170 E, subverticales.
- N 120-155 E, con predominio de N 120 E, subverticales.
- N 70 E a E-O, subvertical.
- De plano axial subhorizontal.

Los más frecuentes son el primero y el último grupo (Fig. 31).

Los cuatro primeros grupos parecen tener relación con los sistemas de fallas descritos, pudiendo estar asociados a ellos.

El último grupo, constituido por kink-bands y crenulaciones débiles de plano axial subhorizontal se distribuyen al igual que los anteriores irregularmente en la Hoja, en función de la litología y desarrollo de esquistosidades anteriores, siendo las litologías finas del Precámbrico, las Pizarras de Luarca y la Formación Agüeira las más favorables. MATTE (1968) interpreta estos kink-bands como posiblemente debidos al efecto compresivo de materiales más modernos situados sobre los actualmente aflorantes y que fueron posteriormente erosionados. Otros autores (PEREZ ESTAUN, 1978; MATAS et al. 1982, etc.), los atribuyen a empujes verticales del substrato o a una etapa de distensión postuma cuyo eje menor de compresión se sitúe en la horizontal. En la Hoja de Riello, en su sector S., se ha observado la presencia de un reaplastamiento de la esquistosidad primaria (S_1) sobre los blastos de biotita, granate y andalucita de la aureola de contacto de un cuerpo granitoide probablemente post- D_3 no aflorante, debido probablemente a la intrusión forzada del mismo. Este reaplastamiento produce a veces el kincado de estos minerales así como débiles «colas de presión» en los bordes de los mismos, que en algunos casos están microplegadas por pliegues de tipo kink de plano axial subhorizontal. De esta manera los kink-bands subhorizontales serían posteriores a la D_3 y al metamorfismo de contacto desarrollado posteriormente por la intrusión del granitoide.

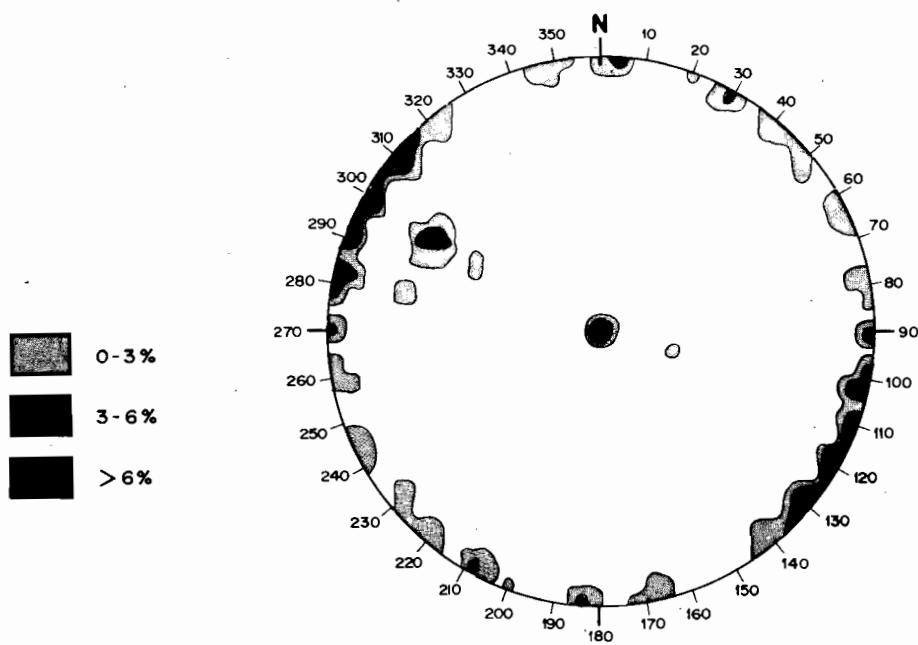


Fig. 31. Estereograma mostrando la distribución de los de planos axiales de Kink-bands y chevron folds tardihercinianos.

3.3.5. Deformación alpina

Las fallas tardihercinianas con direcciones entre N 70 E y N 120 E han seguido actuando posteriormente debido al efecto de la Orogenia Alpina. Durante el Terciario inferior comienza el levantamiento del bloque paleozoico de la Cordillera Cantábrica mediante fracturas que a veces son reactivaciones de fracturas anteriores. Esto ocurre con el origen de la depresión alargada E-O, de Riello-Bobía y con la falla que limita por el S. los materiales cretácicos que la rellenan. Esta falla muy probablemente es continuación de la Falla del Porma que pone en contacto el bloque Paleozoico de la Cordillera Cantábrica con los materiales mesozoicos y terciarios del borde N. de la Depresión del Duero, en la vecina Hoja de La Robla (129), donde el Cretácico y el Terciario inferior están verticalizados. Otra fractura que ha rejugado con características similares es la Falla de Lebaniego, que limita por el S. el Estefaniense del sector E. de la Cuenca del Bierzo, y continúa por el valle de Valdesamario y el Valle de Ordás, hasta perderse bajo el terciario, limitando una estrecha franja de sedimentos cretácicos orientada como la de Riello-Bobía.

Durante el Plioceno superior-Pleistoceno inferior, se produce un levantamiento del borde N. de la cuenca terciaria que da lugar a la formación de un sistema de abanicos aluviales, al que se denomina «raña».

Por último durante el Cuaternario, se producen movimientos, en la vertical y un basculamiento suave hacia el SSO (VARGAS et al., 1984) que dan lugar a la aparición de terrazas colgadas y probablemente al cambio de dirección del río Omañas hacia el SE.

3.4. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

La deformación sufrida por los materiales precámbrios antes del depósito de la Formación Cándana-Herrería (Cámbrico inferior) se puede datar en el sector de la Hoja situado en la Zona Cantábrica (al N. del Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea). Aquí la existencia de microfósiles (cianobacterias, filamentos algales y acritarcos) de edad Vendieñense superior en el Precámbrico y de otros (acritarcos) de edad Cámbrico inferior en la parte inferior de la Formación Cándana-Herrería, nos indica que esta deformación del Precámbrico sería debida a la etapa deformativa Assyntica.

La falta en la Hoja de sedimentos entre el Ordovícico superior y el Estefaniense B nos impide precisar, la edad de las fases más importantes de la deformación hercíniana, en la misma. Unicamente se puede decir que estas fases son anteriores al depósito del Estefaniense B. No obstante, el conocimiento que actualmente se tiene del contexto geodinámico de la Zona Cantábrica y de su evolución tectonosedimentaria durante el Carbonífero

(MARCOS y PULGAR, 1982; RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983; PEREZ ESTAUN et al., 1988; RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988), unido al conocimiento de que los materiales más modernos de la Zona Asturooccidental-Leonesa (Serie de S. Clodio de edad Carbonífero inferior según RIEMER, 1963 y PEREZ ESTAUN, 1974, 1978) están afectados por las tres fases principales de deformación hercinianas, permiten afirmar, que la deformación en el área de la Hoja de Riello, se desarrolla a partir del Carbonífero inferior y continúa, probablemente, hasta el Estefaniense. Efectivamente, sí, como se ha dicho anteriormente, las bandas de cizalla de la segunda fase de deformación están genéticamente ligadas con los mantos de la Región de Pliegues y Mantos de la Zona Cantábrica (Mantos de Somiedo-Correcillas, Sobia-Bodón, Aramo) podemos afirmar que la primera y segunda fase de deformación en la Hoja de Riello tienen lugar entre el Carbonífero inferior y el Westfaliense B, ya que estos mantos nunca involucran a sedimentos más modernos del Westfaliense A; los pliegues de la tercera fase de deformación, se deben producir entre el Westfaliense B y el Estefaniense más bajo, edad en la que finaliza el emplazamiento de los mantos más orientales de la Zona Cantábrica (Manto del Ponga), causantes de la verticalización y reapretamiento de las estructuras en la Región de Pliegues y Mantos. La génesis de la estructura que actualmente conocemos como Antiforme del Narcea, por reapretamiento de un apilamiento antiformal de mantos previo, y de los pliegues de escala métrica y decamétrica con ella relacionados debe ser el episodio equivalente y contemporáneo en la parte más oriental de la Zona Asturooccidental-Leonesa.

El reaplastamiento de la esquistosidad principal alrededor de los minerales de metamorfismo de contacto, se debe, probablemente, a la intrusión de un cuerpo granítico no aflorante, postcinemático respecto a la D₃ pero anterior a los depósitos de Estefaniense B, no afectados por el metamorfismo de contacto.

El desarrollo de los kink-band subhorizontales debe ser posterior a este reaplastamiento pero probablemente también anterior al Estefaniense B, en cuyos depósitos no se observa este tipo de deformación.

La fracturación tardiherciniana afectando al Estefaniense B de las cuencas del Bierzo y La Magdalena se extiende probablemente hasta el Pérmico, como es posible observar en otras áreas de la Zona Cantábrica.

Las deformaciones alpinas deben comenzar aproximadamente en el Mioceno inferior y continúan con diversos impulsos hasta el Cuaternario.

4. PETROLOGIA

4.1. METAMORFISMO

En la presente Hoja se observan, en los materiales preestefanienses, dos tipos de metamorfismo (regional y de contacto) separados en el tiempo, tal como se deduce de sus paragénesis y relaciones cinemáticas.

4.1.1. Metamorfismo regional

Los materiales pre-estefanienses presentes en la Hoja de Rielo han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo a la deformación hercíniana, aunque su comienzo puede ser ligeramente anterior a las principales fases de la misma. Este metamorfismo es, en la mayoría del área de estudio, de carácter epizonal, salvo en una estrecha banda de dirección aproximada ONO-ESE, situada entre el vértice de La Campona y la localidad de Riocastrillo de Ordás, donde se llega a alcanzar la Mesozona (Fig. 32).

En base a los minerales índice presentes en metasedimentos, se han distinguido dos zonas metamórficas:

- Zona de la clorita.
- Zona de la biotita.

Estas zonas coinciden a grandes rasgos con el esquema metamórfico de CAPDEVILLA (1969), dentro del cual toda nuestra área presentaría metamorfismo epizonal, salvo una banda que sigue las directrices regionales ONO-ESE, pasando al S. de Rielo, que alcanza un carácter mesozonal. La presencia de biotita regional en este sector ha sido citada también por PEREZ ESTAUN (1978).

4.1.1.1. Zona de la clorita

A ella pertenecen la mayor parte de los materiales pre-estefanienses aflo-
rantes en la Hoja.

Las asociaciones minerales presentes en las metapelitas y metasamitas con
las siguientes:

- 1) Cuarzo + moscovita/sericita + albita.
- 2) Cuarzo + clorita + albita.
- 3) Cuarzo + clorita + moscovita/sericita + albita.
- 4) Cuarzo + clorita + cloritoide + albita.
- 5) Cuarzo + moscovita + cloritoide + albita ± granate.

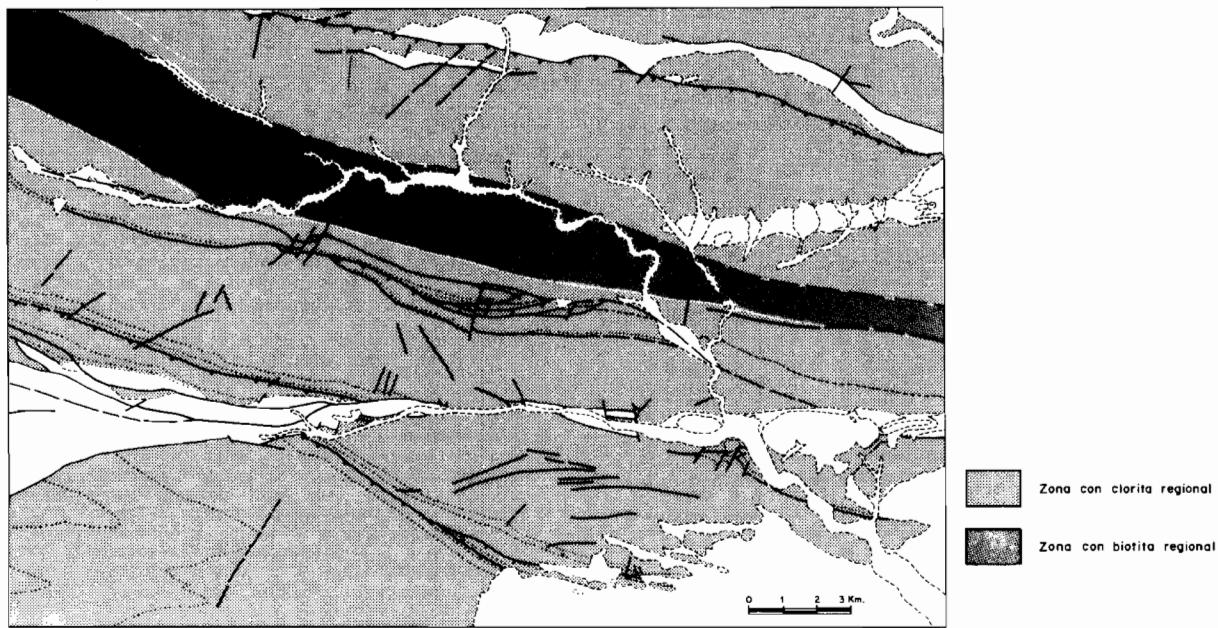


Fig. 32. *Mapa del metamorfismo regional.*

En la Zona Asturoccidental-Leonesa de la Hoja, la más frecuente de estas asociaciones es la 3), mientras que en la Zona Cantábrica la más frecuente es la 1), siendo sericitia e illita las micas en este caso.

Las asociaciones con cloritoide presentan un fuerte control litológico y solamente se han observado, en la Hoja, en algunas pizarras negras de la Formación Pizarras de Luarca. Este mineral se presenta con hábito prismático alargado, a menudo maclado, desarrollándose desde precinemáticamente respecto a la D₁ hasta sincinemáticamente respecto a la D₂. Cuando su crecimiento ha sido pre-D₁, se observan a menudo colas de presión de cuarzo a ambos lados del cristal. Se han podido ver también cristales de cloritoide sin-D₁ doblados por pliegues de D₂.

La moscovita se suele presentar con hábito tabular alargado orientada paralela a la foliación que define (D₁ o D₂). Su desarrollo se extiende desde sin-D₁ o sin-D₂ y probablemente hasta la D₃.

La clorita se presenta principalmente como cristales tabulares alargados de pequeño tamaño, desde sincinemática respecto a D₁ hasta sincinemática respecto a D₂ definiendo a las esquistosidades (S₁ y S₂). Se observa también blastos de cloritas de mayor tamaño que las anteriores precinemáticas respecto a D₁, rodeadas por S₁ desarrollando a veces «colas de presión». Estas cloritas pre-D₁ se han observado en las formaciones Agüera y Pizarras de Luarca únicamente. En este caso es muy frecuente la presencia de minerales opacos alargados pre-D₁ a veces asociados con láminas de clorita, que desarrollan una «cola de presión» de cuarzo.

Se han observado granates, probablemente debidos a metamorfismo regional, de pequeño tamaño, en general no idiomorfos, rodeados por la S₂ presentando colas de presión de cuarzo o de cuarzo y clorita. En ocasiones se puede ver como una esquistosidad, probablemente S₁ + S₂, penetra en el granate, mientras que fuera de él, está crenulada posteriormente. Su crecimiento parece ser Sin-D₂ relacionada con el Cabalgamiento de Villarmeriel, en un área situada unos 2 kms. al O. del vértice Pozo Fierro, y en otra unos 600 m. al NE de Villarmeriel próxima al arroyo de igual nombre.

Durante la realización de la Hoja, se realizó un muestreo para el estudio de la cristalinidad de la illita, en materiales precámbricos a ambos lados de la Falla de Cornombre-La Urz, en el sector comprendido entre la localidad de Arienza y el límite NE. de la Hoja (Fig. 33). Los valores de cristalinidad obtenidos utilizando patrones de DUNOYER DE SEGONZAC y KISCH, oscilan entre 0,179 y 0,249; lo que implica que ambos lados de la falla sufrieron condiciones epizónales, de las facies de los esquistos verdes muy próximas al límite de la anquizona; cuyo límite de mayor grado es 0,25. Únicamente una muestra situada en la esquina NE. de la Hoja muy próxima al contacto de la Formación Cándana-Herrería (Cámbrico inferior) sobre el Precámbrico, muestra un valor de cristalinidad ligeramente superior a 0,25 (0,253) lo que la incluiría en la anquizona en su

límite con la epizona. Estos datos están de acuerdo con los elaborados por PEREZ ESTAUN (1978) en un sector inmediatamente al O. del aquí estudiado, en torno a la Ventana de Villabandín. En nuestro caso parece observarse una ligera diferencia en cristalinidad a un lado y otro de la falla. Así mientras al S. en los puntos más alejados se obtienen valores menores de 2,0., al N. siempre son mayores. Parece existir también una ligera tendencia a la disminución de la cristalinidad hacia el NE. alcanzando su valor más bajo, ya en la anquizona, junto al contacto con el Cámbrico inferior.

4.1.1.2. *Zona de la biotita*

Ocupa una estrecha franja de entre 1,5 y 2,5 km. de anchura, con dirección ONO-ESE, entre el vértice de La Campona y la localidad de Riocastrillo de Ordás, que parece estrecharse hacia el ESE.

Esta banda parece estar relacionada con la banda de deformación de D_2 de La Campona-Riocastrillo de Ordás, con la cual coincide en orientación y parcialmente en anchura, siendo el límite N. de ambas prácticamente coincidente.

Se han observado las siguientes asociaciones minerales en las metapelitas y metasamitas:

- 1) Cuarzo + moscovita + clorita + biotita + albita.
- 2) Cuarzo + clorita + biotita + albita.
- 3) Cuarzo + moscovita + biotita + albita.
- 4) Cuarzo + clorita + moscovita + albita.

De estas, la 1) es la más frecuente.

Las micas presentan en general hábito tabular alargado y frecuentemente están recristalizadas por un metamorfismo de contacto posterior que también desarrolla biotita, enmascarando las relaciones.

Tanto la clorita como la moscovita se presentan desde sin- D_1 a sin- D_2 definiendo las esquistosidades (S_1 y S_2).

La biotita se ha observado en algún caso sincinemática respecto a D_1 y doblada por D_2 , pero en la mayoría de los casos sólo se observa que es sincinemática respecto a la esquistosidad principal, que en los materiales precámbricos muy areniscosos, a veces porfiroides, en que se desarrolla puede ser S_1 o $S_1 + S_2$. En estos casos a veces se la observa arqueada rodeando a los fenocristales del porfiroide.

4.1.2. Metamorfismo de contacto

En el área de la Hoja se observan dos aureolas de metamorfismo de contacto afectando a materiales pre-estefanienses con características un poco diferentes: la aureola de Posada de Omaña-Santovenia y la de Villarmeriel-Arroyo del Corro (Fig. 34). Ambas deben estar asociadas a cuerpos granitoides no aflorantes.

El metamorfismo de contacto ha sido estudiado anteriormente por varios autores en el área de la Hoja (PASTOR, 1969 y PEREZ ESTAUN, 1978).

Son interesantes también los datos sobre el mismo, citados por los autores de las hojas vecinas (VELANDO & MARTINEZ, 1973; MATAS et al., 1982; NAVARRO, 1982; VARGAS et al., 1984; LEYVA et al., 1984).

Las asociaciones minerales presentes pertenecen a facies de corneanas de Albita-Epidota y de corneanas hornblendicas, siendo las primeras ampliamente predominantes. Las diferencias entre ambas pueden deberse tanto a la diferencia profundidad a que se encuentre el granitoide como a las diferencias composicionales de los metasedimentos.

4.1.2.1. *Aureola de Posada de Omaña-Santovenia*

Presenta una forma alargada de ONO a ESE que atraviesa prácticamente toda la Hoja (Fig. 34). Se desarrolla sobre materiales precámbrios, principalmente, y también cámbricos (F. Cándana-Herrería) y ordovícicos (Serie de Los Cabos principalmente).

Se pueden separar dos zonas: una central en que se alcanza la isograda de la biotita y otra zona exterior que la rodea, que sólo alcanza la isograda de la clorita.

En la *zona externa* (clorita) se observan las asociaciones minerales siguientes:

- 1) Cuarzo + clorita.
- 2) Cuarzo + clorita + moscovita.
- 3) Cuarzo + moscovita.

Siendo la 1) la más frecuente de todas.

En toda la zona se observa una recristalización apreciable que da lugar a cuarzos con bordes rectos y formas poligonales, así como a poligonización de pliegues por recristalización de las micas.

La clorita y la moscovita de metamorfismo de contacto se presentan a menudo como láminas tabulares desorientadas y en otros casos como crecimientos miméticos sobre las micas de metamorfismo regional. Ambas son posteriores a D_2 claramente y aunque no hay datos suficientes para corroborarlo aquí, regionalmente son también posteriores a D_3 (PEREZ ESTAUN, 1978).

La *zona interna* (biotita) presenta las siguientes asociaciones:

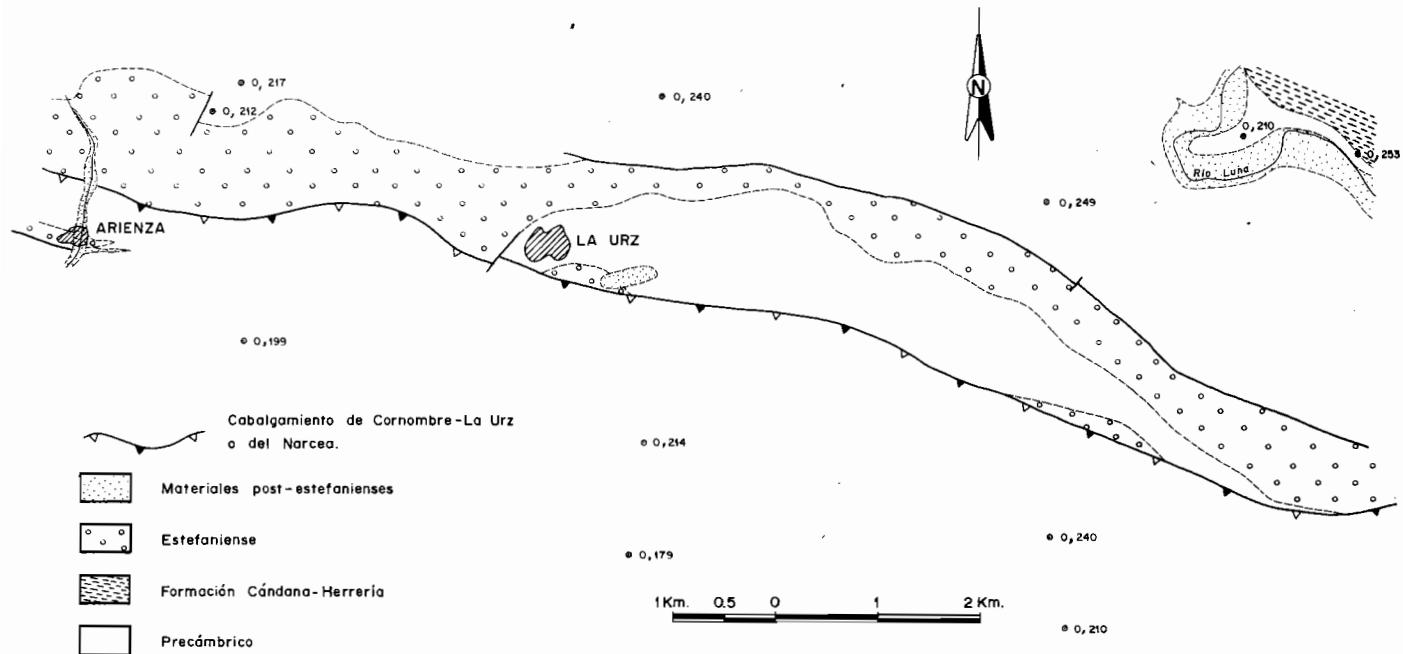


Fig. 33. Mapa de valores de cristalinidad de las illitas entre Arienza y el río Luna. Según patrones de DUNOYER DE SEGONZAC & KISCH.

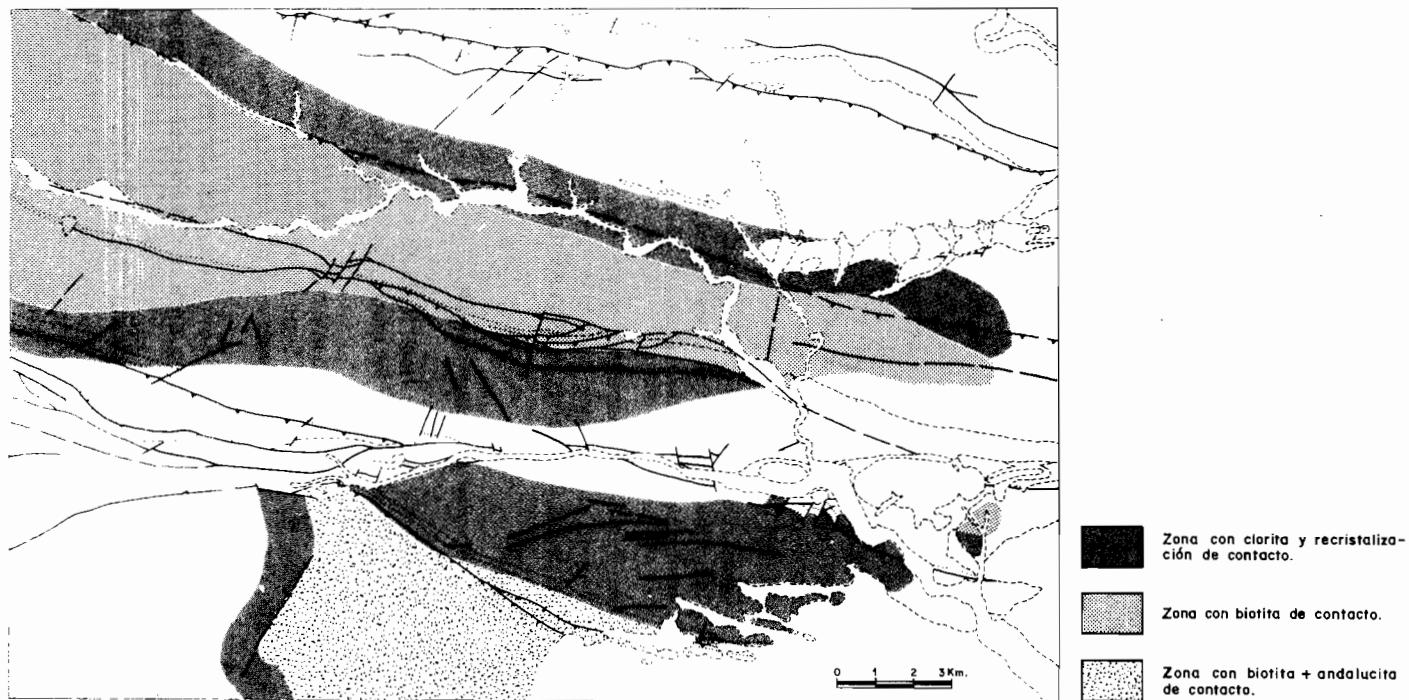


Fig. 34. Mapa del metamorfismo de contacto.

- 1) Cuarzo + clorita + biotita.
- 2) Cuarzo + clorita + moscovita + biotita.
- 3) Cuarzo + moscovita + biotita.
- 4) Cuarto + biotita.
- 5) Cuarzo + clorita + moscovita.

Siendo la asociación 1) la más frecuente.

Se observa en general una fuerte recristalización de los cuarzos y una poligonización de las micas de metamorfismo regional.

La moscovita y la clorita presentan características similares a las de la zona externa.

La biotita se presenta de tres manera diferentes:

- Como láminas tabulares alargadas, crecidas miméticamente respecto a la esquistosidad principal y orientadas de la misma manera.
- Como láminas tabulares desorientadas respecto a las esquistosidades de primera y segunda fase y claramente posterior a ellas.
- Como poiquiloblastos de hasta 1 mm. de tamaño máximo, desorientados y a veces rodeados por la esquistosidad regional con ligeras sombras de presión, debido al reemplazamiento de la esquistosidad previa durante la intrusión del granito que dio lugar al metamorfismo.

Se observan a veces turmalinas idiomorfas claramente post-D₂ así como algunas venillas cuarzo-feldespáticas (visibles al microscopio) que parecen indicar ciertas influencias hidrotermales del granitoide que da lugar a la aureola de contacto.

Las asociaciones minerales presentes y las características descritas, parecen llevarnos a unas condiciones para el desarrollo de esta aureola de contacto, de la facies de las Corneanas de Albite-Epidote de TURNER (1981).

4.1.2.2. *Aureola de Villarmeriel-Arroyo del Corro*

Se encuentra en el sector S. de la Hoja, limitada por el N. por La Falla de Lebaniegos, que la corta, y por el S., por los materiales terciarios del borde N. de la Depresión del Duero (Fig. 34).

Afecta a materiales ordovícicos fundamentalmente (Formación Agüeira, Pizarras de Luarca, Serie de Transición y Serie de Los Cabos) y a una pequeña parte de materiales cámbicos y precámbicos. Su máxima intensidad se desarrolla sobre la Formación Agüeira.

Se pueden separar dos zonas, una interna en la que se observa biotita y andalucita y otra zona externa que la rodea, en la cual se alcanza la isograda de la clorita.

En la *zona externa* se alcanzan las asociaciones minerales siguientes:

- 1) Cuarzo ± clorita ± moscovita.
- 2) Clorita + cloritoide ± cuarzo.
- 3) Cuarzo + granate.

Siendo la asociación 1) la más frecuente.

En general se observa recristalización de los granos de cuarzo y de las micas regionales en toda esta zona, poligonizando a veces pliegues de D_2 .

La clorita y la moscovita se presentan como láminas desorientadas posteriores a la D_2 .

Las asociaciones con cloritoide se presentan en relación con las pizarras de Luarca. Este presenta hábito prismático, a veces maclado y es claramente posterior a los micropliegues de segunda fase y su esquistosidad asociada.

Además de los ejemplos citados en el metamorfismo regional, aparece en esta zona de la aureola de contacto una asociación con granate en un punto de la misma, dentro de la Serie de Los Cabos. Tienen un hábito redondeado alcanzando 0,75 mm. y son posteriores a la esquistosidad principal (S_1) y a dos crenulaciones perpendiculares que la afectan (probablemente la más intensa sea de D_2 y la otra posterior) por lo cual se piensa que estos granates podrían deberse a metamorfismo de contacto.

Se ha observado también algunos agregados de láminas tabulares alargadas de moscovita y clorita desorientadas que podrían deberse al metamorfismo de contacto o a un retromorfismo del mismo.

La *zona interna* se desarrolla casi exclusivamente en la Formación Agüeira y se caracteriza por la presencia de biotita y andalucita. Las paragénesis que presentan estos minerales Índices son las siguientes:

- 1) Cuarzo + biotita ± moscovita ± granate ± cloritoide.
- 2) Cuarzo + biotita + andalucita ± clorita ± moscovita ± granate ± cloritoide.
- 3) Cuarzo + andalucita.

Se pueden observar además asociaciones minerales sin biotita ni andalucita:

- 4) Cuarzo + clorita + moscovita ± granate ± cloritoide.

La asociación 2) es la más frecuente.

La clorita y la moscovita se presentan como láminas desorientadas posteriores a las dos fases deformación principalmente visibles en el área (D_1 y D_2).

La biotita se presenta de dos maneras diferentes:

- Como láminas tabulares desorientadas y a veces transversales respecto a S_1 .
- Como poiquiloblastos de hasta 3 mm. de tamaño máximo desorientados, posteriores a S_1 y S_2 .

Se observa que la esquistosidad principal (en la mayor parte de la zona S_1) se

reaplasta sobre los blastos de biotita, llegando a dar a veces sombras de presión.

Algunas biotitas presentan tonos más verdosos e incluyen numerosas agujas de rutilo.

A menudo estos blastos de biotita están total o parcialmente retrogradados a clorita.

La andalucita se presenta a menudo como grandes cristales de quiastolita idiomorfos, muchas veces poiquiliticos que muy a menudo alcanzan los 10 cms. de longitud y 2 cms. de anchura, llegando a alcanzar hasta 25 cms. de longitud en cristales que han crecido como láminas sobre algunos planos de esquistosidad. En ocasiones engloba láminas de biotita que presentan una corona de reacción y también cristales de cloritoide. A menudo está total o parcialmente retrogradada a sericita y moscovita fundamentalmente. En ocasiones la esquistosidad se reaplasta sobre los cristales de andalucita.

Tanto la andalucita como la biotita abundan más y llegan a alcanzar mayores tamaños hacia la parte central de esta zona interna del metamorfismo de contacto, llegando a constituir esquistos andalucíticos.

Los granates se presentan en diversos puntos de la zona, tanto en la Formación Agüeira como en las Pizarras de Luarca. Exhiben tres hábitos diferentes:

- Poiquiloblastos o esqueléticos.
- Idiomorfos.
- Redondeados.

Llegan a alcanzar hasta 0,75 mm. de diámetro. Son claramente posteriores a la primera y segunda fase de deformación, y parecen ser algo posteriores también a los blastos de biotita de contacto. Este hecho junto a la existencia de granates poiquiloblásticos e idiomorfos no deformados, lleva a interpretarlos como crecidos durante el metamorfismo de contacto, en lugares con la composición original adecuada; ya que en general es poco común la presencia de granates en el metamorfismo de contacto, estando restringido según TURNER (1981) a rocas con alta relación de Fe^{2+}/Mg . En ocasiones estos cristales son sincinemáticos con un cierto reaplastamiento, simultáneo al emplazamiento de los granitos, de la esquistosidad principal que localmente puede llegar a ser importante.

El cloritoide es escaso y aparece en las Formaciones Agüeira y Pizarras de Luarca. Presenta hábito prismático, maclado, y está desorientado. Es posterior a la esquistosidad principal. Puede aparecer disperso en niveles limolíticos y otras veces incluido en cristales de quiastolita. En ocasiones coexiste en la misma muestra con poiquiloblastos de biotita, lo cual plantea problemas, pues no suelen coexistir ambas especies minerales (WINKLER, 1978) aunque de todos modos no suelen estar en contacto.

Se observan también la presencia de turmalinas postcinemáticas idiomorfas

así como algunas venillas cuarzo-feldespáticas, que pueden indicar influencias hidrotermales del cuerpo granitoide que da lugar al metamorfismo de contacto.

Las asociaciones minerales presentes sugieren que la mayoría de las aureola no sobrepasa las condiciones de la facies de Corneanas de Albite-Epidota, ya que la asociación cuarzo + moscovita + biotita + andalucita (quiastolita) se pueden llegar a alcanzar en rocas aluminicas en estas condiciones (TURNER, 1981), y además la recristalización no es muy alta en buena parte de la aureola donde la andalucita está presente. Solamente en la parte más interna de la zona con andalucita + biotita se pueden alcanzar las condiciones de la facies de Corneanas hornblendicas. Esto sugiere que la temperatura alcanzada en la aureola de contacto no debió sobrepasar demasiado los 400-450 °C que son el límite inferior de la facies de Corneanas hornblénidas (BHASKAR RAO, 1986). Por otra parte la presencia extensiva de andalucita sugiere que la presión a que se produjo no supera los 3,5 kb (TURNER, 1981).

4.1.3. Relación blastesis deformación. Evolución general del metamorfismo.

Todo lo expuesto en los capítulos anteriores sobre las relaciones cristalización deformación de las especies minerales presentes en el metamorfismo, se resume en el cuadro I para la Zona Asturoccidental-Leonesa. Se indican con D_1 y D_2 las dos primeras fases de deformación hercinianas y con I_{1-2} , I_{2-3} la interfase entre ambas.

En la parte de la Hoja correspondiente a la Zona Cantábrica se ha puesto de manifiesto únicamente la presencia de micas de tipo clorita y moscovita/sericitas sincinemáticas respecto a la esquistosidad principal (S_1), como minerales de metamorfismo.

Con estos datos se puede intentar delinear la evolución general del metamorfismo para este área.

En la Zona Cantábrica se desarrolla durante la primera fase herciniana un metamorfismo regional epizonal próximo a la anquizona, con asociaciones minerales con clorita y moscovita/sericitas, cuyo límite (frente de metamorfismo) estaría aproximadamente en el contacto entre los materiales precámbricos y la Formación Cándana-Herrería. Posteriormente no se observan efectos metamórficos apreciables.

En la Zona Asturoccidental-Leonesa, dentro del ámbito de la Hoja, se desarrolla un metamorfismo regional progrado que en base a los datos aquí expuestos y a los de los diferentes autores que lo han estudiado en esta zona (CAPDEVILA, 1967, 1969; PEREZ ESTAUN, 1978; MATAS et al., 1982, entre otros), se considera de tipo intermedio de baja presión en «bajo» a «muy bajo» grado en el sentido de WINKLER (1978). Este metamorfismo progrado no ha

| MINERAL \ FASES | pre- D ₁ | D ₁ | I ₁₋₂ | D ₂ | Post-D ₂ |
|-----------------|---------------------|----------------|------------------|----------------|---------------------|
| MINERAL | | | | | |
| Clorita | — | — | — | — | — |
| Cloritoide | — | — | — | — | — |
| Moscovita | | — | — | — | — |
| Biotita | | — | — | — | — |
| Granate | | | | — | — |
| Andalucita | | | | | — |

CUADRO I: Relación entre blastesis de minerales metamórficos y fases de deformación en el área de la Zona Asturoccidental-Leonesa.

pasado en la mayoría de la Hoja de la zona de la clorita, salvo en una estrecha banda entre el vértice de La Campona y Riocastrillo de Ordás, en que se alcanza la zona de la biotita durante la primera fase de deformación, continuando probablemente durante la I_{1-2} hasta la segunda fase (PEREZ ESTAUN, 1978), donde probablemente se alcanza el climax del metamorfismo regional.

Tardíamente y probablemente posterior a D_3 (aún cuando esto no se puede afirmar rotundamente al no poderse establecer estructuras de D_3 claramente en el área afectada por metamorfismo de contacto) y anteriormente a las fallas tardihercinianas se debe producir la intrusión de cuerpos granitoides, no aflorantes, que dan lugar a gradientes locales de baja a muy baja presión (menor de 3,5 kb) y temperatura relativamente alta (mayor de 450 °C en la aureola de Villarmeriel-Arroyo del Corro) con desarrollo de un metamorfismo de contacto que llega a presentar paragénesis de Corneanas hornbléndicas y produciéndose un reaplastamiento de la esquistosidad sobre los minerales de contacto en su entorno.

Finalmente se produce una retrogradación parcial y a veces total de los minerales de metamorfismo de contacto, que dan lugar a la cloritización de las biotitas y la sericitación y moscovitización de las andalucitas.

4.2. ROCAS FILONIANAS

4.2.1. Diques de cuarzo

Se observan diques de cuarzo rellenando fracturas tardihercinianas con las mismas orientaciones que estas, ya descritas en el capítulo correspondiente de esta memoria. En general su potencia no suele sobrepasar 1 m. y son subverticales, aunque se ha encontrado un filón de cuarzo con orientación N40 E de unos 5 m. de anchura unos 700 m. al E. del vértice El Suspirón.

Es de destacar también la aparición de diques de cuarzo de hasta 1 m. a lo largo de la falla que con una dirección media N 115 E pone en contacto el Precámbrico y la Formación Cándana-Herrería al S. de las localidades de Cirujales y Santibáñez de la Lomba.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos representados en la Hoja pertenecen al Precámbrico superior y están constituidos por depósitos detríticos con fuerte participación volcánica ácida. Presentan carácter turbidítico y han sido

tradicionalmente interpretados como depósitos de abanico submarino en su zona externa, si bien no hay datos suficientes para asegurar que se han formado en un medio profundo. Estos materiales fueron deformados entre el Véndico superior y el Cámbrico inferior probablemente durante la etapa de deformación Assyntica, por pliegues de gran radio, asimétrico, con desarrollo de un flanco vertical o invertido que no llevan asociados ni esquistosidad ni metamorfismo.

Posteriormente se produce una etapa de erosión y posiblemente rubefacción de los materiales precámbrios, sobre los cuales se deposita una serie de edad cámbrica inferior (Formación Cándana-Herrería) discordante angularmente, detrítica con niveles carbonatados. Esta formación comienza (miembro inferior) con materiales depositados en medio marino somero (*near shore*) con aportes detríticos de procedencia continental, pasando hacia arriba (miembro medio) bruscamente a depósitos aluviales de alta energía, probablemente de canales entrelazados («braided»), que indicaría la llegada de aportes detríticos del continente a un medio marino somero, mediante aparatos de tipo «fan delta». Finalmente se volvería a depósitos de ambiente marino somero con condiciones favorables para la vida (pizarras verdes del miembro superior).

Sobre los materiales de la Formación Cándana-Herrería se deposita concordantemente un conjunto esencialmente carbonatado de edad Cámbrico inferior-medio (Caliza de Vegadeo) que evoluciona de muro a techo desde un ambiente de depósito marino somero (*near shore*) con aportes detríticos ocasionales, a condiciones de plataforma interna, en ambiente favorable a la existencia de vida y acción de corrientes.

Posteriormente se deposita, concordantemente sobre el conjunto carbonatado anterior, una serie de carácter detrítico que abarca desde el Cámbrico medio al Ordovícico inferior (Arenig) a la que se denomina Serie de los Cabos. La Serie comienza con unas lutitas verdes (Pizarras con trilobites) que representan un medio marino de baja energía, pasando a los sedimentos más detríticos característicos de la formación, depositados en un medio de plataforma somera (*off-shore*) donde alternaron períodos excepcionales de alta energía originados por tormentas con condiciones normales de sedimentación de baja energía. A techo de esta serie existe un nivel cuarcítico con abundantes skolithos, de gran continuidad que puede indicar una interrupción en la sedimentación.

Sobre la Serie de los Cabos se deposita concordantemente una alternancia de intervalos arenosos y pelíticos (Serie de Transición) con características de plataforma somera con períodos de tormenta, cuya energía es menor y pasa gradualmente hacia arriba a una formación de edad Llanvirn-Llandeilo constituida principalmente por pizarras negras (Pizarras de Luarca), depositadas en medios euxínicos, restringidos dentro de la plataforma, en los que había cesado la llegada de aportes detríticos desde el continente.

La sedimentación continúa durante el Ordovícico superior (Caradoc-Ashgill) con el depósito de una sucesión pelítico-arenosa (Formación Agüeira), que

comienza con depósitos marinos de ambiente somero (plataforma), evolucionando hacia arriba a depósitos de carácter turbidítico de abanico submarino externo probablemente no muy profundo, y volviendo a presentar de nuevo depósitos de ambiente marino somero a techo.

La erosión ha eliminado todos los depósitos posteriores hasta el Estefaniense, sin embargo, en áreas vecinas, se encuentran depósitos silúricos sobre el techo de la Formación Agüeira (Cuarcita de Vega) que alcanza al Silúrico inferior. Estos depósitos, en facies euxínicas, representarían un ambiente de sedimentación con fuertes similitudes con el de las Pizarras de Luarca.

En otros puntos de la Zona Asturoccidental-Leonesa se han encontrado depósitos que prueban que la sedimentación continúa hasta el Devónico superior-Carbonífero inferior (Núcleo del Sinclinal del Caurel, Serie de San Clodio, etc.).

Todos los materiales pre-estefanienses sufren los efectos de las principales etapas de deformación de la Orogenia Herciniana. Esta presenta primero dos fases de tectónica tangencial (D_1 y D_2). La primera fase (D_1) da lugar a la formación de pliegues tumbados, desde dimensiones kilométricas a pequeña escala, con vergencia al N. y desarrollo de una esquistosidad muy penetrativa de plano axial (S_1) en general de tipo «slaty cleavage» con metamorfismo regional de grado «bajo» - «muy bajo» asociado. La segunda fase (D_2) da lugar a la generación de cabalgamientos, algunos de ellos de gran envergadura, como el que pone en contacto la Zona Asturoccidental-Leonesa sobre la Zona Cantábrica (Cabalgamiento del Narcea). Estos cabalgamientos llevan anchas bandas de deformación asociadas, con desarrollo de esquistosidad de crenulación, pliegues con charnelas curvadas vergentes al E., milonitas, etc., además de metamorfismo regional de «bajo grado». La tercera fase (D_3) es una fase de replegamiento longitudinal, que da lugar fundamentalmente a pliegues abiertos de plano axial subvertical o con ligera tendencia retrovergente al N. de la Hoja generando a veces una esquistosidad de crenulación con desarrollo de bandeados tectónicos y en el resto reaplastamiento y verticalización de las estructuras previamente existentes.

A continuación de la tercera fase (D_3) se produce la intrusión de granitoides (no aflorantes) que dan lugar al desarrollo de aureolas de contacto. Por otra parte se desarrollan un conjunto de fracturas que van a condicionar la sedimentación del Estefaniense, y que van a rejugar posteriormente, así como algunos kink-bands y chevron folds tardíos en parte ligados a ellas.

La edad de las fases importantes de la Orogenia herciniana, en esta Hoja, sólo se puede decir que es pre-Estefaniense B, aunque regionalmente en la Zona Asturoccidental-Leonesa, está datada aproximadamente entre el Devónico superior-Carbonífero inferior para el comienzo de D_1 y el Westfaliense C para el final de la D_3 .

Posteriormente al desarrollo de las principales fases de deformación

hercíniana y del metamorfismo de contacto, se depositan los sedimentos del Estefaniense B de las cuencas intramontañosas de La Magdalena y El Bierzo, con carácter postorogénico. Están constituidos por sedimentos de depósitos proximales de abanicos aluviales que hacia arriba y hacia el centro de la cuenca se van haciendo más distales (disminuye la energía) hasta llegar a ambientes lacustres.

Estos materiales son posteriormente deformados por el rejuego de las fracturas tardihercinianas que puede estarse produciendo hasta el Pérmico. El carácter de esta deformación es de cobertura y da lugar a la formación de pliegues muy laxos con escasa deformación, resultantes de la acomodación de los materiales al movimiento de las fallas del zócalo. Por otra parte el movimiento a veces de desgarre de estas fracturas, da lugar a pliegues de arrastre con ejes muy inclinados como los situados entre Murias de Ponjos y San Martín de la Falamosa.

La zona queda emergida desde el Estefaniense B hasta el Cretácico inferior-medio (Albiense-Cenomaniense), durante el cual se instala un régimen fluvial que empieza siendo de características «braided» en esta Hoja y hacia arriba, al E. de la misma, evoluciona a un sistema meandriforme. Las paleocorrientes indican que el área madre estaría hacia el N.

Posteriormente al depósito de estos materiales se produce un nuevo período erosivo, seguido de nuevos rejuegos en vertical de algunas de las fracturas tardihercinianas durante la Orogenia Alpina, que dan lugar al depósito durante el Mioceno de sistemas aluviales con depósitos de canales entrelazados («braided»), constituidos por coalescencia de diferentes abanicos aluviales (Sistemas de Veguellina de la Cepeda y de Ferreras-Forcadillas). A continuación durante el Pliocuaternario se vuelven a depositar materiales con características «braided» en condiciones algo más húmedas que los anteriores («raña»).

Tanto en los sistemas miocenos, como en el plio-cuaternario, el área fuente estaría al N. y NO., correspondiendo en general a levantamiento de los labios N. de las fallas y hundimientos de los labios S.

Durante el Pleistoceno inferior se produce el encajamiento de la red fluvial y la captura por el río Omañas del río de Valdesamario, que anteriormente continuaba por el Valle de Ordás hasta el sistema Luna-Orbigo, desarrollándose a continuación la primera terraza del río Omañas. Las causas que provocaron a el encajamiento de la red son motivo de controversia. VARGAS et al. (1984) proponen un basculamiento hacia el SO. que provocaría la captura por el río Omañas del río Valdesamario primero y del Valle Gordo después, seguido de un basculamiento hacia el S. o SE. que hace que sólo queden terrazas representadas en la margen derecha. MARTIN SERRANO (1985) propone como causa del encajamiento regional, la captura por la red atlántica de una cuenca endorreíca con un nivel de base más elevado. El encajamiento del río Omañas al

atravesar el Cámbrico y el Ordovícico inferior se habría producido por sobreimposición.

Durante el Pleistoceno superior se desarrollan circos glaciares en el sector más alto de la Hoja, originando depósitos de carácter morréxico.

Finalmente durante el Holoceno se desarrollan una serie de depósitos fluviales (terrazas, llanura aluvial, etc.), así como depósitos palustres, conos de deyección y derrubios de ladera.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA

6.1.1. Minería energética

En el área de estudio existen actividades mineras o indicios de haberlas habido en cinco sustancias: carbón, oro, antimonio, cobre y hierro.

De todas estas sustancias, el carbón es la que actualmente tiene mayor incidencia económica.

Existen explotaciones de carbón en las cuencas estefanienses del Bierzo y La Magdalena, siendo en la primera en la que se concentran la mayoría.

En el sector E. de la Cuenca del Bierzo (Espina de Tremor - Murias de Ponjos) así como en su continuación por el Valle de Valdesamario y al E. de Paladín, existen varias explotaciones, tanto a cielo abierto como en mina, en general de pequeña entidad y abandonadas la mayoría. Son capas de carbón intercaladas con niveles de limos y arcillas así como areniscas de grano fino. El carbón explotado es de tipo antracita y la potencia media de las capas explotadas varía entre 0,4 y 0,9 m. Las más importantes en activo están 1 km. al O. de Valdesamario (Minas de Valdesamario), 1 km. al ENE de Murias de Ponjos y al S. de Espina de Tremor (LEIMSA), en sus proximidades, siendo a cielo abierto.

Esta última es la más importante de todas, con 1,111 millones de toneladas cubicadas, existiendo hasta 7 capas, algunas parcialmente explotadas, bien en minería subterránea, bien a cielo abierto (IGME, 1984).

En el sector oriental de la Cuenca de La Magdalena (Subcuenca de Cornombre-La Urz), existen únicamente tres explotaciones inactivas en general de pequeña entidad que fueron explotadas en mina, siendo la más importante la situada inmediatamente al O. de La Urz, junto al río. En este lugar se explotaban dos capas de carbón de 1 m. y 40 cms. respectivamente de potencia intercaladas en paquetes de arenisca de 20 a 50 cms., plegados por un anticlinal, cuyo eje lleva una dirección N 114 E y se inclina 40º al O.

6.1.2. Minería no energética

La sustancia más importante, históricamente, es el oro. Existen numerosos indicios de prospecciones y explotaciones romanas de oro en la mayor parte de la Hoja. De todas ellas la más importante está situada al SE. de la Hoja frente a las Omañas, con una extensión de N. a S. de más de 3 kms. (Méndulas de La Cepeda).

Se observan tres grupos de materiales explotados (HERAIL, 1984):

- 1) Alteritas y roca.
- 2) Conglomerados terciarios y raña.
- 3) Terrazas y aluvial.

El grupo 1) incluye alteritas desarrolladas sobre la Serie de Los Cabos y yacimientos en relación con grandes fracturas tardihercinianas como la del Valle Gordo; ligado a cual, se encuentra 1,5 kms. al SE. de Cirujales una gran explotación romana, de tipo cantera, con una balsa por encima y un canal hasta la misma.

El grupo 2) explotaba principalmente el contacto entre conglomerados terciarios y «raña» y se encuentran labores al E. de Paladín y en las Omañas. Esta última fue con mucho la más importante de todas. En ella se desarrollaron a lo largo del tiempo tres métodos diferentes (PEREZ GARCIA, 1977); en primer lugar un sistema poco tecnificado constituido por una red de canales poco densa, similar a otros muchos distribuidos por toda la Hoja, que probablemente represente una fase de exploración. Posteriormente se desarrolla un sistema muy sofisticado, de tipo «peine» o «arado», y por último un sistema de canales muy profundos separados por estrechas crestas, orientados hacia el E., que en su salida, daban lugar a la formación de grandes «conos de deyección» por acumulación de los estériles.

El agua era suministrado por un canal de unos 20 kms. de largo, procedentes del arroyo de Valdesarmario (PEREZ GARCIA, 1977).

El grupo 3) está constituido por las labores realizadas en el aluvial reciente y en las terrazas. Se localizan en dos áreas principalmente (HERAIL, 1984); una está conformada por el Valle Gordo y el río Omañas a partir de este hasta la Omañuela y la otra por el arroyo de Valdesamario y el río Omañas a partir de la desembocadura de éste. La concentración de oro en estos aluviones podría provenir del lavado de concentraciones primarias ligadas a fracturas tardihercinianas. (Falla del Valle Gordo, Falla de Valdesamario) o a cabalgamientos (Cabalgamiento del río Omañas).

En los años treinta fueron investigados los aluviones de la parte baja del río Omañas por la sociedad «Downing mining Co. Ltd» y actualmente se están volviendo a investigar estos aluviones. Por otra parte recientemente se ha

realizado un trabajo de prospección de oro en toda esta área para la Junta de Castilla y León.

A principios de siglo la Sociedad "The Rio Negro Mine Ltd." trabajó una mina de cobre, hoy abandonada situada entre Santibáñez de la Lomba y Andarraso. La mineralización estaba ligada a una zona de fractura que afecta a un paquete de calizas dolomíticas del miembro inferior de la Formación Cándana-Herrería y se presentaba en filones entrecruzados que se empobrecían en profundidad (PASTOR GOMEZ, 1969). Se observan paragénesis con carbonatos de cobre azurita y malaquita), sulfuro de cobre (calcopirita) y óxidos (covellina y otros).

Existe también una mina abandonada, en las proximidades de Sosas del Cumbral, en la que se explotó antimonio (BOSCH, 1969) así como algún otro pequeño indicio de esta sustancia 1,5 kms. al NO. de Santibáñez de Arienza, y al OSO. de la localidad de Villanueva de Omaña en sus proximidades. Ambos parecen ligados a zonas de deformación de D_2 ligadas a cabalgamientos, o a su rejuego en tiempos tardihercinianos.

Aproximadamente 1 km. al SE. de San Feliz de las Lavanderas, existe una mina de hierro abandonada. El mineral está constituido por óxidos de hierro ligados a una brecha tectónica de una fractura de dirección aproximada N 20 E subvertical, que afecta a la Serie de Transición del Ordovícico inferior, que habitualmente posee algunos niveles de areniscas ferruginosas.

6.2. CANTERAS

La actividad de este sector es mínima. En la actualidad únicamente existe una cantera en actividad, que explota las gravas acumuladas en uno de los conos de deyección de origen romano existentes en las Médulas de la Cepeda, frente a la localidad de Las Omañas.

Existen varias canteras de pequeñas dimensiones de mármol, abandonadas, en la Caliza de Vegadeo al O. de Rosales y al S. de la Velilla (Sector SE. de la Hoja). En estas parece que se explotaba un nivel de mármol rosa situado hacia techo de la formación, así como algún nivel de mármol blanco. También se ha observado algún pequeño indicio de explotación, de mínima entidad, de delgados niveles de mármol blanco intercalados en el miembro inferior de la Formación Cándana-Herrería (alrededores de Trascastro de Luna).

En la Formación Agüeira se puede ver únicamente dos pequeñas canteras inactivas de pizarras y limolitas en el miembro inferior de la misma, una unos 2 kilómetros al NO. de Los Barrios de Nistoso y otra, 0,5 kms. al S. de Villar de Nistoso.

Por último existe una pequeña cantera abandonada, en las cuarcitas de techo de la Serie de Los Cabos, aproximadamente 1,5 kms. al NNE. de Espina de Tremor.

6.3. HIDROGEOLOGIA

El clima presente en la Hoja es de tipo continental, con precipitaciones en invierno de nieve en las cotas más altas.

Los ríos más caudalosos son el Omañas y el Luna. Este último circula únicamente por la esquina NE. de la Hoja. Ambos pertenecen a la Cuenca del Duero, siendo el Omañas, el colector principal de toda la Hoja. Únicamente en la esquina SO. de la misma, el río Nodellos vierte sus aguas ya a la Cuenca del Sil.

Las posibilidades hidrogeológicas del área estudiada son escasas. En los terrenos precámbricos y del Paleozoíco inferior, en general es muy poco importante la existencia de aguas subterráneas, debido a que el metamorfismo sufrido ha borrado las texturas primarias. Únicamente se encuentran manantiales en estos terrenos ligados a fracturas o diaclasas, por las cuales el agua puede circular y acumularse, y también a los afloramientos de niveles carbonatados (Caliza de Vegadeo y niveles calcodolomíticos del miembro inferior de la Formación Cándana-Herrería), en cuyo contacto con los materiales, más impermeables, que los limitan, nacen manantiales con un caudal relativamente importante. De esta manera, la existencia de manantiales en estos niveles hace que varios pueblos se sitúen sobre ellos, como Adrados de Ordás, Irián y Carrizal (sobre el nivel calcodolomítico de Cándana-Herrería inferior) Y Andarraso (sobre la Caliza de Vegadeo). La Caliza de Vegadeo presenta además karstificación en los afloramientos situados al O. de La Utrera.

El Estefaniense no presenta en general acuíferos importantes, debido a que los materiales que lo constituyen (conglomerados, arenas, limolitas y pizarras) presentan una compactación y cementación que lo impide.

Tampoco se observan acuíferos de interés en relación con los materiales cretácicos y terciarios.

Los materiales más favorable para la existencia de acuíferos son las terrazas recientes y la llanura aluvial de los principales ríos (Sistema Valle Gordo - Omañas, sistema arroyo de Valdesamario - Omañas y aluvial del río Luna). El sector con más posibilidades sería el sector más bajo del río Omañas (SE. de la Hoja).

En general predomina la escorrentía superficial, sobre la subterránea.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.- (1949).- Estudio geológico de la reserva carbonífera de León, *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* LXII, pp. 401-486.
- ALMELA, A. (1951).- Delimitación del Carbonífero de la zona de la Robla-Vegarienza (León). *Bol. Inst. Geol. y Min. de España.* LXIII, pp. 219-296, 2 mapas.
- ALMELA, A. y VALLE DE LERSUNDI, J. del (1963).- Estudio geológico de la Zona de Ponferrada-Tremor de Abajo. *Brev. Geol. Ast.* Año XII, nº 1-4, 3-26.
- AMEROM, H.J.W. van. (1965).- Upper Cretaceous pollen and spores assemblages from the so-called «Wealden» of the province of Leon (Northern Spain). *Pollen et Spores*, 7, 1, pp. 89-93.
- BALDWIN, C. T. (1977).- The stratigraphy and facies associations of tracefossils in some Cambrian and Ordovician rocks of nord west Spain. IN CRIMES & HERPER (Eds.): *Trace fossils 2*, en *Geol. J. Spec. Issue*, nº 9, 9-40. Liverpool.
- BALDWIN, C. T. (1975).- The stratigraphy of the Cabos Series in the Section between Cadavedo and Luarca. Province of Oviedo. N. W. Spain. *Brev. Geol. Ast.* Año XIX, nº 1, 1-16.
- BALDWIN, C. T. (1978).- A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese Zones, N. W. Spain. *Geol. de la parte Norte del Macizo Ibérico* (Ed. Homenaje a I. Parga Pondal). *Cuad. Seminario Est. Cerámicos Sargadelos*, 27, 43-78.
- BALDWIN, C. T. y JOHNSON, H. D. (1977).- Sandstone mounds and associated facies sequences in some late Precambrian and Cambro-Ordovician in shore tidal flat/lagoonal deposits. *Sedimentology*, 24, 801-818.
- BARROIS, CH. (1882).- Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord.* t. II, núm. 1, p. 630.
- BASTIDA, F. (1980).- Las estructuras de la primera fase hercíniana de deformación en la rama N. de la Zona Asturoccidental-Leonesa (N.W. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, nº 1, 173-176.
- BARROS LORENZO, J.C.; LOMBARDERO BARCELO, M.; MONTESERIN, V., y OLMO SANZ, A. del (1985).- Potencial Geológico de pizarras en Asturias-León. Documento I. G. M. E. no publicado.
- BHASKAR RAO, B. (1986).- Metamorphic petrology. A. A. Balkema. Rotterdam.
- BOSCH, W. J. van den (1969).- Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (N. W. Spain). *Leidse. Geol. Mededel.*, Vol. 44 p. 137-225.
- CALLEJA, B. (1924).- Estudio del seno hullero recubierto de La Robla. *Ingeniería y Construcción*.
- CAPDEVILA, R. (1967).- «Extensión du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturias, León)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 7, pp. 277-278.

- CAPDEVILA, R. (1969).- *Le metamorphism régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)*. These Montpellier, C. N. R. S. A. O. 2949 430 pp.
- CARBALLEIRA, J. (1969).- El Cretácico del SE de Cervera de Pisuerga. *Brev. Geol. Astur.* 13, pp. 41-45.
- CIRY, R. (1939).- Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Tolouse, vol. 70 pp. 5-523.
- COLCHEN, M. y WAGNER, R. (1966).- «Précisions sur les flores carbonifères de la Sierra de la Demanda (Province de Burgos, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. París*, vol. 262, sér. D. pp. 2435-2438.
- COMTE, P. (1938).- La sucesión lithológica des formations cambriennes du León (Espagne). *71 Congr. Soc. Sav. Nice*, pp. 181-183. Nice.
- COMTE, P. (1959).- *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 60, 1-440.
- CORRETGE, L. G. (1969).- El complejo ortoneístico de Pola de Allande (Asturias). *Bol. Inst. Min. LXXX* (4) pp. 289-306.
- CORRETGE, L. G. y CARPIO, V. (1968).- Los ortoneises básicos de Pola de Allande (Asturias). *Brev. Geol. Astur.* año XII (1), pp. 14-16.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A. y PEREZ ESTAUN, A. (1974).- Upper ordovician turbidites in Western Asturias: A Facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecology.*, 15, 169-184.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I. ; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. L. (1977).- Late Precambrian Lower Cambrian trace fossils from Spain. *Trace Fossils*, 2 (Geol. J. Spec. iss., 9), 91-138.
- DEBRENNE, F. y LOTZE, F. (1963).- Die Archaeocyatha des spanischen Kambriums. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, 2: 1-38.
- DEBRENNE, F. y ZAMARREÑO, I. (1975).- Sur la faune d'Archaeocyathe de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution de facies carbonates dans le N. W. de L'Espagne. *Brev. Geol. Ast.*, Año XIX, nº 2, 17-27.
- DOZY, J. J. (1983).- La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España). *Bol. Geol. Min.* T. XCIV-V Año 1983 (383-414).
- DROT, J. y MATTE, P. (1967).- «Sobre la presencia de capas del devoniano en el límite de Galicia y León (NW de España)». *Notas y Comun. Inst. Geol. Min. España.*, nº 93, pp. 87-92.
- EVERS, H. J. (1967).- Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, N. W. Spain. *Leidse Geol. Mededel.*, 41, 83-151.
- FARBER, A. y JARITZ, W. (1964).- Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (N. W. Spanien). *Geol. Jb.*, vol. 81, pp. 679-738.

- FENTON, M. W. y WILSON, C. J. L. (1985).- Shallow-water turbidites: an example from the Mallacoota beds, Australia. *Sedimentary Geology*, 45, 231-260.
- FERNANDEZ GARCIA, L. (1984).- Revisión y síntesis geológico-minera de la cuenca Carbonífera de «El Bierzo» (León). IGME.
- GALLARDO, J. PEREZ GONZALEZ, A. y BENAYAS, J. (1987).- Paleosuelos de los piedemonte villafranquenses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Bol. Geol. Min.* T. XCVII-1. Año 1987 (27-39).
- GARCIA ABAD, F. y MARTIN-SERRANO, A. (1980).- Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios geológicos*, 36, 391-401.
- GUILLOU, J. J. (1971).- Quelques régularités dans la distribution de mineralisations sulfurées (en particulier en antimoine) dans les niveaux carbonatés du Paléozoïque inférieur du géosynclinal asturien. *Ann Soc. Geol. Belgique*, 94: 21-37.
- GUILLOU, J. J. (1975).- Contrôle spatio-temporel de la distribution des «red-beds» cuprifères et des gîtes à Zn-Pb-Cu par l'orogenèse. Exemple de la chaîne cadomienne en Espagne. *C. R. Acad. Sc. Paris. Ser D.* 280, 529-532.
- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1983).- Nuevos datos para el conocimiento bioestratigráfico de las Pizarras de Luarca en la Zona Asturooccidental-Leonesa (N.O. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 6, 71-74.
- GUTIERREZ MARCO, J. C., LUNAR, R. y AMOROS, J. (1984).- Los depósitos de hierro oolítico en el Ordovícico de España. Significado Paleogeográfico. / *Congreso Español de Geología*. Tomo II, p. 501-526.
- HERAIL, G. (1984).- *Geomorphologie et gitologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de L'Espagne*. Editions du CNRS.
- HERNANDEZ PACHECO (1932).- Síntesis Fisiográfica y Geológica de España. Junta de Ampliac. Est. Trab. Museo Cien. Nat. Serv. Geol, 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1965).- La formación de Raña al S. de la Somosierra occidental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 63, 5-16.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).- Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Bol. Inst. Geol. Esp.* T. 36, (t. XVI, 2a. ser), 277-303.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1952).- Hoja y Memoria del Mapa geológico de España, a E: 1:50.000, nº 159 (Bembibre), 1a. Serie. IGME. Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y ALMELA, A. (1942).- Mancha estefaniense de Sosas del Cumbral (Murias de Paredes-León). *Notas Comun. Inst. Geol. Min. España*, 9, p. 28.
- HEWARD, A. P. (1978).- Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfield, northern Spain. *Sedimentology*, 25, 451-488.

- HEWARD, A. P. (1978).- Alluvial fan sequence and megasequence Models: with examples from Westphalian D - Stephanian B coalfields, Northern Spain. *Fluvial Sedimentology* - A. D. Miall, ed. *Can. Soc. of Petroleum Geologists. Memoir nº 5*, 669-702.
- JARITZ, W. y WATER, R. (1970).- Faziesuntersuchungen in Altapalaeozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). *Geol. Jb.*, vol. 88, pp. 509-552.
- JONG, J. D. de (1917).- Molasse and clastic-wedge sediments of the Southern Cantabrian Mountains (N. W. Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. en mijnbouw*, 50, 339-416.
- JONKER, R. K. (1972).- Fluvial sediments of Cretaceous age along the southern border of the Cantabrian Mountains. Spain *Leidse. Geol. Mededel.*, Vol. 48, 275-379.
- JULIVERT, M. (1971).- Décollement tectonics in the hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Am. Jour. Sci.* vol. 270, nº 1, pp. 1-29.
- JULIVERT, M. (1983).- La estructura de la Zona Cantábrica. Libro Jubilar J. M. Ríos. Tomo I. 339-381.
- JULIVERT, M. y MARTINEZ GARCIA, E. (1967).- Sobre el contacto entre el Cármbico y el Precármbico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precármbico en la orogénesis hercíniana. *Acta Geol. Hispánica*, año II, pp. 107-110.
- JULIVERT, M., PELLO, J. y FERNANDEZ-GARCIA, L. (1968).- La estructura del Manto de Somiedo (Coordillera Cantábrica). *Trabajos de Geol. Univ. Oviedo*, nº 2 pp. 1-14, 15 figs. 1 mapa.
- JULIVERT, M., FONBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. y PEREZ ESTAUN, A. (1977 a).- La estructure de la chaîne hercynienne dans le secteur ibérique et l'arc ibero-armoricain. In: *La Chaîne Varisque d'Europe Moyenne et Occidentale*, Coll. Internat. C. N. R. S. (Rennes, 1974), 243: 429-440.
- KNIGHT, J. (1971).- The sequency and the stratigraphy of the Eastern end of the Sabero Coalfield (León, NW, Spain). *Trab. Geol.*, 3, 193-229.
- KNIGHT, J. (1974).- The Stephanian A-B flora and stratigraphy of the Sabero Coalfield (León, NW, Spain). *7 Congr. Int. Str. Geol. Carb. Krefeld*, 1971, C. Rend., Band. 3, pp. 283-316.
- LEYVA, F., MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1984).- Memoria y Hoja del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 nº 129 (LA ROBLA), 2a. Serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- LORENZO ARIAS, P. (1979).- Flora fósil del Carbonífero de la Magdalena (León). Tesis de Licenciatura. Inédita. Universidad de Oviedo.
- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 78-92. - Berlin. Traducido por J. M. Ríos:

- Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5 pp. 149-166, Madrid, 1950.
- LOTZE, F. (1956 a).- Das Prakambriums Spaniens. *Neues Jb. Geol. Palaont.*, Mh., t. 8, pp. 373-380 (trad. por J. M. GOMEZ DE LLARENA: El Precámbrico en España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 1960, nº 60, pp. 227-240).
- LOTZE, F. (1957).- Zum Alter nordwestspanischer Quartzit-Sandstein-Folgen. *Neues Jb. Geol. Palaont.*, Mh., vol. 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- LOTZE, F. (1958).- Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. *Geol. Jb.*, Heft 3-6, 727-750 (Trad. por J.M. GOMEZ DE LLARENA: Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. 1961, nº 61, pp. 131-164).
- LOTZE, F. (1961).- Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math.-naturw. Kl.*, 6: 1-216 (283-498). (Trad. en Mem. Inst. Geol. España, 1975: 1-256).
- LLOPIS, N. (1961).- Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de Wolframio. En *Brev. Geol. Astur.*, año V, nº 3-4, pp. 3-52. Oviedo.
- MABESOONE, J. M. (1959).- Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero Basin. Palencia, Spain. *Leidse Geol. Mededel.*, de el XXIV. pp. 34-176.
- MARCOS, A. (1970).- Sobre la presencia de un flysch en el Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (N. W. de España). *Brev. Geol. Ast.* Año XIV, nº 2, 13-28.
- MARCOS, A. (1973).- Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercíniana del Occidente de Asturias (N. W. de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, nº 6, 3-113.
- MARCOS, A. y PEREZ ESTAUN, A. (1981).- La estratigrafía de la Serie de Los Cabos en la Zona de Vegadeo (Zona Asturooccidental-Leonesa, N.W. de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 89-94.
- MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1982).- An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues-Jahrbusch für Geologie und Palaontologie Anhandlungen*, 163 (2), 256-260.
- MARTIN-SERRANO, A. (1985).- El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del Börde Hespérico. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Inédita.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1985).- *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturooccidental-leonesa)*. Corpus Geologicum Gallaeciae. 2a. serie II, 291 pp.
- MATAS, J., ABEJARO, V., FERNANDEZ, L. y FERNANDEZ PELLO, J. (1982).- Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 nº 127 (NOCEDA), 2a. Serie (MAGNA), IGME. Madrid.

- MATTE, Ph. (1967).- Le Precambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturias (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 264, serie D, 1769-1772.
- MATTE, Ph. (1968 a).- Precision sur le Precambrien schisto-gréseux de l'Ouest des Asturias, comparaisons avec les autres affleurements précambriennes du Nord-Ouest de l'Espagne. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* 10, 205-211.
- MATTE, Ph. (1968 b).- *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Thesis, Extr. Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble. T. 44.
- MEER MOHR, C. G. Van der (1983).- The Lower Palaeozoic of the Leonides and Pisuerga-Carrion Province in the Cantabrian zone of Northwest Spain. *ITC Journal* 1983-3 pp 205-213.
- MEER MOHR, C. G. Van der.: KUIJPER, R. P.: VAN CALSTEREN, P. W. X. (1981).- The Hesperian Massif: from Iapetus Aulacogen to ensialc orogen. A model for its development. *Geol. Rundsch.* 70 pp. 459-472.
- MENDEZ, A. y GALAN, E. (1976).- Estudio mineralógico de la formación Voznuevo, entre Santiago de las Villas y La Vecilla del Río Curueño (provincia de León). *Est. Geol.* 32 (4), 349-370.
- MUTTI y RICCI LUCCHI, F. (1975).- Turbidite facies and facies associations. In "Examples of turbidites facies and facies associations from selected formations of northern Apennines" (a cura di E. MUTTI e altri), *IX Inter. Congr. Sedim. Nice-75. Libro guida all'escursione*. A-II; pp. 21-36.
- NAVARRO VAZQUEZ, D. (1982). Memoria y Hoja del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 nº 101 (VILLABLINO), 2a. Serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- OHMÉ (1936).- Die Rañas. Eine spanische Schuttlandschaft; Z. Geomorph., 9 p. 25-42.
- OELE, E. (1964).- Sedimentological aspects of four Lower Paleozoic formations in the northern part of the province of Leon (Spain). *Leidse Geol. Mededelingen*, 300: 1-99.
- PALACIOS, T. (en prensa).- Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (Región Central de la Península Ibérica). *Mem. Museo Paleont. Univ. Zaragoza* (en prensa).
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1972).- Problems and discussions on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau*, vol. 61, pp. 44-69.
- PASTOR GOMEZ, V. (1963).- Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España 1:50.000 nº 129 (La Robla). 1a. Serie. IGME. Madrid.
- PASTOR GOMEZ, V. (1969).- Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 nº 128 (Riello). 1a. Serie. IGME. Madrid.
- PEREZ ESTAUN, A. (1970).- *Estudio geológico de la zona comprendida entre las regiones de Babia y Omaña (León)*. Tesina Univ. Oviedo.

- PEREZ ESTAUN, A. (1971).- La ventana tectónica de Villabandin (Antiforme del Narcea, León). *Brev. Geol. Ast.* Año XV, nº 1, 7-13.
- PEREZ ESTAUN, A. (1973).- Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (N. W. de España). *Brev. Geol. Ast.* Año XVII, nº 1, 5-16.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974).- La sucesión Ordovicia en el Dominio del Alto Sil (Zona Asturoccidental-Leonesa, N.W. de España). *Brev. Geol. Ast.* Año XVIII, nº 4, 53-57.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).- *Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa*. Memorias. IGME. nº 92.
- PEREZ ESTAUN, A. y MARTINEZ, F. J. (1978).- El Precámbrico del antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (N.W. de España). *Trab. Geol.* Univ. Oviedo, 10 p. 367-377.
- PEREZ ESTAUN, A. y MARCOS, A. (1981).- La Formación Agüeira en el Sinclinal de Vega de Espinareda: Aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico superior en la Zona Asturoccidental-Leonesa (N. W. de España). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 11, 135-145.
- PEREZ ESTAUN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J. L., MARQUINEZ, J., ALLER, J., ALVAREZ MARRON, J., MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1988).- A thin Skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Iberoarmoricán arc). *Tectonics*.
- PEREZ GARCIA, L. C. (1977).- *Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (Provincia de León, España) y prospección*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. (Inédito).
- PEREZ GARCIA, L. C. y SANCHEZ-PALENCIA, F. J. (1985).- Yacimientos auríferos ibéricos en la antigüedad. *Investigación y Ciencia*, nº 104, Mayo 1985, pp. 64-75.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- El Cuartenario de la región central de Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. 1a. Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, IGME. *Temas geologicomineros*, V. VI, parte 2, pp. 717-740.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982).- Neógeno y Cuartenario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. *Edit. Univ. Compl. de Madrid*. 787 p.
- PRADO, C. DE (1857).- Lettre á M. de Verneuil sur le terrain Silurien des Asturias (28 oct. 1857). *Bull. Soc. Géol. France* (2a. ser.), 15: 91-93.
- PULGAR, J. (1980 a).- Las fases de replegamiento hercinianas en la Zona Asturoccidental-Leonesa (N. W. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, nº 1, 165-171.
- PULGAR, J. A. (1980 b).- *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la zona Asturoccidental-Leonesa (Cord. Hercínica, N. W. España)*. Tesis Doctoral. Dpt. Geotectónica, Univ. Oviedo.

- PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; GALAN, J. y VARGAS, I. (1981).- Memoria del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 nº 100 (DEGAÑA), 2a. Serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- RIEMER, W. (1963).- Entwicklung des Palaeozoikums in der Südlichen Provinz Lugo (Spanien). *Abh. N. Jb. Geol. Paläont.*, 117 (1-3): 273-285.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1983).- Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero in "Carbonífero y Pérmico de España" Publicación especial Xº Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. IGME.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1988).- Evolución tectonosedimentaria de una Cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: el ejemplo de la unidad del Pisueña-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España). Simposium "Cinturones orogénicos". II Congreso Geológico de España. Granada. Vol. simposios pp. 65-74.
- RUIZ, F. (1971).- Geología del sector Norte del anticlinorio del Narcea. *Brev. Geol. Ast.*, año XV, nº 3, 39-46.
- RUPKE, J. (1965).- The Eslo Nappe, Cantabrian Mountain (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32 p. 1-74.
- SAVAGE, J. F. y BOSCHMA, D. (1980).- Geological maps of the Southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.* 50 pp. 75-114.
- SAVAGE, J. F., BOSCHMA, D. y SDZUY, K. (1961).- Das Kambrium Spaniens. T. I: Stratigraphie. T. II: Trilobiten. *Abh. Math. K. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1961, 6-7-8 pp. 1-411.
- SDZUY, K. (1968).- Bioestratigrafía de la griotte Cámbrica de los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, nº 2, 45-58.
- SDZUY, K. (1971).- Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. I. *Congr. Hispano-Luso-American Geol. Econ.*, sec. 1, Geol., 2: 753-768.
- SHACKLETON, L. V. de (1961).- Le Précambrien dans la chaîne cantabrique. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. 9, pp. 253-254.
- SITTER, L. V. de (1962 b).- The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains; explanation of a geological map with sections scale 1:100.000. *Leidse Geol. Meded.*, 26 pp. 255-264.
- SJERP, N. (1967).- The geology of the San Isidro-Porma Area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.* 39 pp. 55-128.
- SOLE SABARIS, L. (1952).- Geografía de España y Portugal. Geografía Física, tomo I. *Ed. Montaner y Simón*, 497 pp. Barcelona.
- SOS BAYNAT, V. (1957).- Observaciones sobre la formación y la edad de las rañas. Cursillos y Conferencias de Justo Lucas Mallada. IV, pp. 33-35.
- STAALDUINEN, C. J. van (1973).- Geology of the area between the Luna and Torio rivers, Southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.* 49, pp. 167-205.

- TEXEIRA, C y PARIS, J. (1973).- Sobre a persenxa de Devónico na regiao de Bragança (Guadramil e Mofreita) é de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18: 199-202.
- TRUYOLS MASSONI, M. (1986).- Nowakia acuaria (Praguiense, Devónico inferior) de la Zona Asturoccidental-Leonesa, NO. de España. *Brev. Geol. Ast.*
- TURNER, F. J. (1981).- Metamorphic petrology: mineralogical, field, and tectonic aspect. Scond. Edit. McGraw-Hill Book Co.
- VARGAS, I., CARBALLEIRA, J., POL, E., CORRALES, I., MANJON, M., CORROCHANO, A., FLOR, G., DIAZ, F. y FERNANDEZ, J. (1984).- Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 nº 160 (BENAVIDES). 2a. Serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- VAUDOUR, J. (1977).- La región de Madrid. Alterations, sols et paleosols. Thése Doctorat d'etat. Ed. Ophris, 1979, 390 pp.
- VELANDO, F. y MARTINEZ, M. Ma. (1973).- Memoria y Hoja del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 nº 159 (BEMBIBRE). 2a. Serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- VIDAL BOX, C. (1941).- Contribución al conocimiento de los ríos Síl y Miño. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 39, pp 121-160. Madrid.
- VILAS MINONDO, L. (1971).- El Paleozoico inferior y medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 80 pp. 1-169.
- WAGNER, R. H. (1959).- Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España NO y Portugal. *Est. Geol.*, 15 p. 393-420.
- WALKER, R.G. (1978).- *Facies Models, Second Edition*. Edited by R. G. WALKER. Geological Association of Canada Publications.
- WALTER, R. (1965).- Die Unterschiedliche Entwicklung des Alt Palaeozikums ostlich und westlich der Kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest Spanien). *N. Jahrb. Geol. Palaont. Mh.*, 1965, p. 740-753.
- WILSON, J. L. (1970, 1974, 1975).- En *Carbonate Depositional Environments*. Published by the American Association of Petroleum Geologist (1983), pp. 297-343.
- WINKLER, H.G.F. (1978).- *Petrogenesis de rocas metamórficas*. Ediciones H. Blume, Madrid.
- ZAMARREÑO, I., HERMOSA, J., BALLAMY, S. y RABU, D. (1975).- Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-Leonesa, N.W. de España). *Brev. Geol. Ast.* Año XIX, nº 3, 40-48.
- ZAMARREÑO, I y PEREJON, A. (1976).- El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-Leonesa: N. W. de España). Tipos de facies y faunas de Arqueociatos. *Brev. Geol. Ast.* año XIX, nº 3, 40-48.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España