



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

**BOÑAR**

Segunda serie-Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28016 Madrid

FOTOCOMPOSICION: CARMAGRAF, S.A. - Sambara, 40 - 28027 Madrid  
IMPRIME: GRAFIBER

Depósito Legal: M-43751-1984

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por el Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo durante los años 1980 y 1981, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. Han intervenido en su realización los siguientes autores:

**Cartografía:** L. Lobato, J. L. García-Alcalde, L. Sánchez de Posada y J. Truyols.  
La cuenca Ciñera-Matallana según datos de la Sociedad Anónima Hullera Vasco-Leonesa (S.A.H.V.L.) adaptados por L.R. Rodríguez-Fernandez.

**Memoria:** J. Truyols, F. Alvarez, M.A. Arbizu, J. L. García-Alcalde, S. García-López, M. L. Martínez-Chacón, I. Méndez Bedia, C. A. Méndez-Fernández, J. R. Menéndez, L. Sánchez de Posada, F. Soto.

El capítulo de **Tectónica** ha sido elaborado por:  
L.R. Rodríguez Fernández y L. Lobato

**Dirección y Supervisión del IGME:**  
L.R. Rodríguez Fernández

## 1. INTRODUCCION

La Hoja de Boñar abarca un segmento de la Cordillera Cantábrica correspondiente a su vertiente meridional, dentro de la provincia de León, y comprende los altos valles del Porma y del Curueño, afluentes del Esla. Se trata de una zona de montaña con fuertes desniveles, ya que si la vega del Porma se sitúa sobre los 950 m. en el borde S, las altas crestas calcáreas del Devónico y el Carbonífero alcanzan o sobrepasan los 2.000 (Vértice Correcilla, 2.011 m.; Pico Bodón, 1.980; Peña de Valdorra, 1.920); la cota 2.120, en el extremo NW, es la más elevada de la Hoja. Desde el punto de vista fisiográfico esta área abarca dos dominios: al extremo sur, el país terciario de relieves suaves constituye el borde septentrional de la Depresión del Duero; al norte y centro de la Hoja, la zona montañosa está constituida por los materiales paleozoicos de la Cordillera, que cubren el 90 % de la superficie.

El Paleozoico de la Cordillera pertenece a la llamada Zona Cantábrica en el sentido de LOTZE (1945) y dentro de ésta a dos regiones perfectamente establecidas (JULIVERT, 1967): la Región de Pliegues y Mantos, que ocupa la mayor superficie, y la Cuenca Carbonífera central en la parte septentrional (Fig. 1). Las dos regiones se hallan prácticamente separadas por un gran accidente de trazado E-W, la falla de León. La Región de Pliegues y Mantos está constituida por una sucesión de escamas paralelas con frente dirigido hacia el Norte. Estas escamas se agrupan en dos unidades mayores: la de La Sobia-Bodón al N. y la de Somiedo-Correcilla al S. (JULIVERT, 1967). La primera está formada por las escamas de Forcada y de Bodón y de ella dependen además los klippen situados al NE. La segunda presenta un frente complejo del que derivan las escamas de Correcilla y Pozo, y a ellas está subordinada la de Bregón, apenas representada en la Hoja. Entre las dos unidades mayores está la escama de Gayo.

Estas escamas están cortadas oblicuamente por otro gran accidente, la falla del Porma, al E. del cual se desarrolla el Manto del Esla, en el que debe

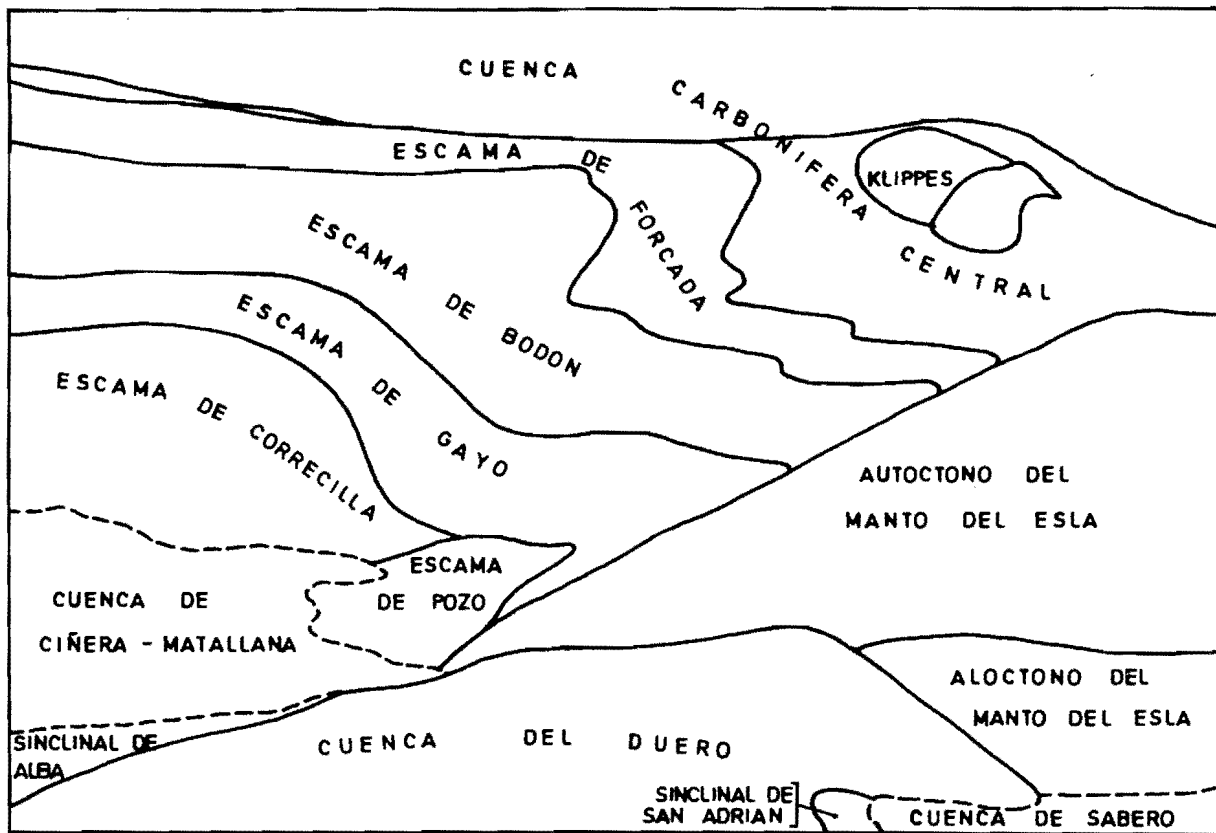


Fig. 1

diferenciarse el Autóctono de los Montes Pardaminos al N. y el Alóctono al S. Un tercer accidente, la falla de Sabero-Gordón, pone en relación al SE. el Manto del Esla con materiales pertenecientes al sinclinal de la parte meridional de la unidad de Correcilla (sinclinal de Alba), en la zona de San Adrián.

La estrecha relación que existe entre la estructura y la distribución de las áreas sedimentarias, determina que las diversas unidades deban ser tomadas en consideración para el estudio paleogeográfico de la Hoja.

El área cartografiada posee en la actualidad un grado de conocimiento bastante elevado. Los primeros datos importantes para ello se remontan a la época de PRADO & VERNEUIL (1850), que describieron las primeras series y descubrieron numerosos fósiles. Junto a trabajos de índole diversa que afectan a la zona en algún aspecto, debe señalarse que ésta ha sido objeto de constantes estudios de Geología regional: COMTE (1959), WAGNER (1963), RUPKE (1965), EVERS (1967), VILAS (1971).

## 2. ESTRATIGRAFIA

En el área correspondiente al zócalo existe representación de toda la sucesión paleozoica, del Cámbrico al Carbonífero Superior, en serie continua sin discordancias apreciables pero con algunas lagunas estratigráficas. Es importante y generalizada la que supone la ausencia de materiales del Ordovícico medio y superior y de la base del Silúrico. Diversas escamas muestran además una laguna de alcance variado, que afecta tramos más o menos considerables del Devónico. En el marco de la Hoja la gran discordancia intrapaleozoica se produce dentro del Carbonífero Superior, determinando que los materiales de edad estefaniense estén en discontinuidad respecto a los que previamente se habían depositado.

En el borde de la Depresión del Duero están representados el Cretáceo y el Terciario.

Diversos nombres con los que se conocen las formaciones del Paleozoico de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica proceden de localidades y series del área correspondiente a esta Hoja (Fig. 2).

### 2.1. CAMBRICO

Los terrenos más antiguos representados en la Hoja de Boñar son de edad cámbrica. El Cámbrico de la Cordillera Cantábrica se conoce bien gracias a los estudios de COMTE (1959), LOTZE & SDZUY (1961), OELE (1964) y ZAMARREÑO (1972). Las tres formaciones sucesivas que configuran la serie cámbrica en la Cordillera (Herrería, Láncara y Oville) aparecen sólo en la escama de Bodón, donde la Formación Herrería forma su frente de cabalgamiento y en el Autóctono del Manto del Esla, al E. de la falla del Porma. Aún así, en las dos unidades la base de la serie no es nunca visible. En las demás escamas el frente de cabalgamiento está ocupado casi siempre por la Formación Láncara.



## Areniscas de la Herrería (CA<sub>1</sub>)

La Arenisca de La Herrería (COMTE 1938), es la formación inferior de la serie paleozoica. Se trata de una sucesión detrítica constituida por cuarcitas y areniscas feldespáticas, con algunos niveles pizarrosos intercalados.

La sucesión que se presenta en el Autóctono del Manto del Esla puede observarse en el valle del Porma entre Cerecedo y Valdecastillo, donde se encuentra la localidad típica, La Herrería. Sin embargo, el corte (que fue descrito por LOTZE, 1961) incluye repeticiones por escamación del paquete de los Montes Pardaminos. Una sección más adecuada es la que se presenta en el mismo valle, dos kms. más arriba, al S. de la presa del Porma, y que pertenece a la Escama de Bodón, donde los niveles inferiores cabalgan el Carbonífero de la Escama de Forcada.

Los tramos más bajos que se observan son conglomerados seguidos por areniscas feldespáticas y algunos niveles pizarrosos, formando un conjunto de un espesor no inferior a los 100 m. Siguen cuarcitas en bancos gruesos alternando con tramos de pizarras y areniscas, con un espesor de unos 260 m., y finalmente una masa en la que predominan cuarcitas y areniscas con escasos niveles pizarrosos, que no sobrepasan los 150 m. En el tránsito con la formación siguiente abundan las pizarras (son las Capas de Barrios de LOTZE, 1961). El conjunto alcanza casi los 600 m. En La Braña, dentro de la misma unidad, EVERS (1967) había calculado 750 m. de espesor. En cambio en el corte descrito por LOTZE (1961) en La Herrería, no se sobrepasan en mucho los 250 m. Como ya hemos indicado, falta siempre la base de la sucesión; en el valle del Luna (Hoja de Barrios de Luna), donde la serie se presenta completa, COMTE (1959) valoró su potencia como de unos 1.400 m.

Esta serie detrítica debió sedimentarse en un ámbito costero (intermarreal) y si bien no contiene fósiles en sentido estricto más que en los niveles superiores fuera del marco de la Hoja, algunos lentejones dolomíticos poseen estromatolitos (EVERS, 1967) y muchos tramos son considerablemente ricos en pistas orgánicas (CRIMES *et al.*, 1977), que permiten reconstruir el medio sedimentario. Algunas formas como *Diplocraterion*, *Skolithos* y *Rusophycus* abundan en la parte inferior y media, mientras más arriba, junto a estas formas aparecen otras, como *Arenicolites*, *Cruziana*, *Diplichnites*, *Planolites*, *Teichichnus*, etc. CRIMES *et al.* (1977) han establecido diversas especies nuevas con este material y un intento de empleo de varias formas como especies-guía.

La icnofauna no puede resolver sin embargo el problema de la edad de esta formación. En el valle del Luna, LOTZE & SDZUY (1961) citaron de la parte superior de la formación una fauna de Trilobites, con *Dolerolenus* y *Anadoxides*, la más antigua hasta ahora de la Cordillera Cantábrica. Dicha fauna pertenece al Cámbrico inferior, probablemente al Aldanense. Pero por debajo de la misma existe todo el espesor de la formación que no ha suministrado más que pistas orgánicas y algún estromatolito. La presencia de *Cruziana*, incluso cerca de la base visible de la serie (CRIMES *et al.*, 1977) quizá nos haga pensar que toda la formación pertenezca al Cámbrico inferior, pero no puede afirmarse con seguridad. La edad Precámbrico superior (Vendiense) para las capas más bajas, como ya sospechó COMTE

(1959), no debe ser excluida, ya que la utilización tradicional de la discordancia con las Pizarras del Narcea como criterio de separación Cámbrico-Precámbrico, es puramente convencional. A esta conclusión vuelven precisamente CHOUBERT & FAURE-MURET (1980) al comparar los conglomerados de La Herrería con los de Cherbourg en el Macizo Armórico (base del Proterozoico superior).

### **Caliza de Láncara (CA<sub>1-2</sub>)**

A la Arenisca de La Herrería sigue una formación carbonatada de alrededor de unos 100 m. de espesor, que COMTE (1937) llamó Caliza de Láncara y LOTZE (1961), Caliza de León. Por su coloración y por su presencia casi siempre en los frentes de cabalgamiento de las escamas (salvo en la de Bodón) es una formación fácilmente identificable en el campo. ZAMARREÑO (1972) la ha estudiado exhaustivamente y nos referimos prácticamente a sus conclusiones.

La sucesión se presenta sólo completa en el Autóctono del Esla y en la Escama de Bodón, puesto que en las demás unidades constituye la parte frontal de las escamas y por ello pueden faltar las capas basales, cortadas por la superficie del cabalgamiento. En Cerecedo, a 2 kms. al N. de Boñar, la sucesión presenta uno de sus aspectos característicos: dolomías amarillentas y pardas (hasta negruzcas) con laminaciones, y algunos niveles pizarrosos, de un espesor de 117 m., seguidas de una caliza roja nodulosa (la llamada "griotte" cámbrica) con pizarras del mismo color, formando un conjunto de unos 23 m.

Esta sucesión es típica y así puede considerarse la formación dividida en dos miembros, uno inferior dolomítico y otro superior calcáreo (Dolomía y "griotte" de Láncara). Con espesores menores, se presenta del mismo modo en diversos cortes pertenecientes a la Escama de Bodón (Presa del Porma, con 42 y 34 m. respectivamente; Caidas de Nocedo, con 36 y 23; Arintero, con 28 y 18, etc.). Pero en las unidades situadas más al S., por ej. la de Correcilla, aún presentándose ambos miembros con un aspecto general semejante, se manifiestan diferencias en el miembro inferior, que presenta constantemente en su parte alta un nivel, generalmente muy visible, de calizas grises con birdeseyes. Así puede observarse, por ej., en el corte de Montuerto (34 y 24 m.) y el de Valdepiélagos (26 y 35), como más característicos. En el Alóctono del Esla también se presentan estos niveles con birdeseyes y, en la vecina Hoja de Riaño están asociados en su parte superior a niveles finamente detríticos y a capas de calizas con Arqueociatos. El miembro superior presenta escasas variaciones en las diversas unidades. Existen pues dos tipos de series: una corresponde a la Escama de Correcilla y Alóctono del Esla, y otra a las escamas de trazado más al N., las de Bodón y Gayo, y el Autóctono. ZAMARREÑO (1972), las llama respectivamente, de "tipo Barrios" y de "tipo Arintero".

El medio bajo el cual se depositó el miembro inferior debe ser supralitoral o intermareal, por la presencia de dolomías laminadas y calizas con birdeseyes (mud-cracks en algunos puntos), si bien la existencia de algún tramo localizado con Arqueociatos hacia el E. indicaría ya un medio sublitoral. El miembro superior indica condiciones de mayor profundidad. Este es el único que presenta contenido faunístico importante. En efecto, la

caliza griotte se manifiesta ordinariamente como una verdadera lumaquela de restos de Trilobites, Braquiópodos y algún Carpoideo. La fauna presente en el corte sur de la presa del Porma está constituida por diversas especies de Trilobites (*Conocoryphe* sp., *Corynexochus* aff. *delagei* MIQUEL, *Asturiaspis* cf. *marginatus* SDUZY, *Peronopsis pokrovskajae* SDUZY, etc.), frecuentes en los demás cortes de la Escama de Bodón. En los de la Escama de Correcilla, se presentan formas distintas de Trilobites *Solenopleuropsis* cf. *ribeiroi* VERN & BARR., *Badulesia granieri* (THORAL), etc.) Esta fauna suele estar acompañada en los distintos yacimientos por Braquiópodos abundantes. En Cerecedo hemos localizado *Nisusia vaticina* (VERN. & BARR.), *Jamesella* cf. *subquadrata* (POMPECKJ), etc., y de otros puntos proceden citas de *Botsfordia barrandei* WALCOTT, *Eoorthis primordialis* (VERN & BARR.), etc. (HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1935). Ocasionalmente se han citado Carpoideos (*Decacystis hispanica* GISEN).

La edad de la formación queda establecida netamente gracias a su contenido paleontológico. El miembro dolomítico pertenece sin duda al Cámbrico inferior, por lo menos en su parte más alta; lo confirma el hallazgo de Arqueociatos del Leniense en Valdoré (Hoja de Riaño). En cambio los Trilobites del miembro superior indican el Cámbrico medio más bajo, el correspondiente a los llamados "pisos" de *Acadoparadoxides* y de *Solenopleurópsidos*. Un estudio muy fino realizado por SDZUY (1968) ha distinguido en estas capas asociaciones concretas de Trilobites en diferentes niveles del miembro superior (siete en la "griotte" del S. de la presa del Porma) y ha podido apreciar la existencia de un diacronismo en el techo de este miembro: así, la fauna del techo de la "griotte" del corte del Porma equivale a la situada cerca de la base del mismo miembro en el valle del Luna. Con estos datos, ZAMARREÑO (1972) ha mostrado que en las secciones de tipo Arintero (Escamas de Forcada, Bodón y Gayo, y Autóctono del Esla) el techo de la formación se sitúa dentro del subpiso de *Badulesia* o del de *Pardailhanina*, mientras que en las del tipo Barrios (Escama de Correcilla, etc.), lo hace dentro del subpiso de *Solenopleuropsis*. En estas escamas meridionales la sedimentación de la "griotte" concluyó cuando en las situadas más al N. se había iniciado ya el depósito de la formación siguiente.

### **Pizarras y Areniscas de Oville (CA<sub>2</sub> — O<sub>1</sub>)**

Esta formación fue establecida por COMTE en 1937 como último término de la sucesión cámbrica. Se trata de una serie pizarroso-detritica depositada a continuación de la Caliza de Láncara, a la que acompaña siempre en los frentes de cabalgamiento de las escamas presentes en la Hoja. Posee espesores comprendidos entre 100 y 300 m. Se conoce también a la formación como Capas de Cerecedo (LOTZE, 1961). La localidad típica, Oville, se halla en el valle del Porma, ladera derecha, dentro de la Escama de Gayo; la de Cerecedo en el Autóctono del Esla.

La sucesión se inicia con un conjunto muy constante de pizarras verdes, de unos 25 m. de espesor. El tránsito con la serie precedente a través de pizarras y margas rojas es generalmente gradual. A estas pizarras verdes

sigue una serie alternante de pizarras generalmente verdosas y de bancos de arenisca, importantes especialmente en la parte media; es característica la presencia constante de glauconita en toda la formación. En la parte superior predominan ampliamente las cuarcitas, que suelen pasar, sin solución de continuidad a las cuarcitas masivas de la formación siguiente.

En algunos puntos aparecen interestratificadas rocas volcánicas. Se trata de sills de hasta 100 m. de espesor, que pueden considerarse como formados por diabasas olivínicas (doleritas, según COMTE, 1959), que se presentan muy alteradas, y que se han localizado especialmente en la escama de Gayo. En otros puntos son rocas piroclásticas (cineritas) en las que predomina la fracción sedimentaria.

El medio de depósito corresponde a una llanura mareal y un régimen de tipo deltaico (OELE, 1964). GIETELINK (1973) distingue para el valle del Luna hasta cuatro miembros en la formación que forman varias secuencias sedimentarias completas.

La serie sólo es fosilífera en su parte inferior, donde las pizarras verdes suelen poseer una rica fauna de Trilobites, asociada a veces a Cistoideos y a Graptolites de tipo Ditecoideo (SDZUY, 1974), que serían los Graptolíticos más antiguos de Europa. Al S del pantano del Porma, SDZUY (1968) llegó a distinguir hasta 26 niveles faunísticos en las pizarras verdes, que localmente sobrepasan los 50 m. de espesor. Su edad queda establecida en el Cámbrico medio, y dentro de él en el piso de *Acadoparadoxides* (*Acadolenus decorus* SDUZY, *Parabailiella matutina* SDUZY, *Peronopsella pokrovskajae* SDUZY), y a los subpisos de *Badulesia* y *Pardailhania* (*B. granieri* (THORAL), *B. juliverti* SDUZY, *P. hispida* (THORAL), etc.) de la escala de SDUZY (1971). Debido al diacronismo citado anteriormente, este conjunto de pizarras se correspondería en el tiempo a casi todo el espesor de la Caliza griotte del valle del Luna.

En otros puntos de las pizarras verdes alcanzan incluso el subpiso de *Solenopleuropsis*. Así al SE de Oville (Escama de Gayo) se presenta un nivel con *Eccaparadoxides brachyrachis* LINNARSSON, *Agraulos* cf. *longicephalus* (HICKS) y *Solenopleuropsis* sp. En la escama de Correcilla, situada más al S, una fauna análoga aparece ya en la misma base de la formación, a causa de la mencionada oblicuidad del plano que la separa de la Formación Láncara.

El resto de la formación no ha dado hasta ahora fauna alguna. Dado que la inmediata, la Cuarcita de Barrios, pertenece al Ordovícico, parecería lógico admitir que en la Formación Oville debiera estar representada la parte que queda del Cámbrico medio y el Cámbrico superior. Sin embargo, un estudio icnostratigráfico comparativo efectuado por BALDWIN (1978) parece mostrar que el Cámbrico superior apenas si está representado en varias de las secciones estudiadas de toda la Zona Cantábrica. La presencia de *Cruziana barbata* SEILACHER en tramos altos de la formación así lo hace pensar. De ser así, habría que atribuir prácticamente toda la serie al Cámbrico medio, con unos pocos metros (unos 30 en el valle del Bernesga) para el Cámbrico superior. El tipo de sedimentación, que presenta frecuentes hiatos, podría explicar este fenómeno (GIETELINK, 1973).

## 2.2. ORDOVICICO

El Ordovícico se presenta incompleto en la región, representado únicamente (como con frecuencia para toda la Zona Cantábrica), por una formación única muy característica, la Cuarcita de Barrios. Una laguna estratigráfica abarca todo el Ordovícico medio y superior.

### Cuarcita de Barrios (O<sub>12</sub>)

Creada por COMTE en 1937, esta formación está muy bien definida desde el punto de vista litológico, ya que consta de una masa compacta de cuarcitas, con crestones importantes en el relieve, cuyo espesor oscila entre 250 y 450 m. Por su naturaleza, no siempre resulta fácil de separarla de la formación precedente, cuya parte alta es también cuarcítica, por lo menos a nivel de afloramiento. LOTZE (1961) llamaba esta formación con el nombre de Capas de Boñar. Equivale a la Cuarcita armoricana, nombre empleado con frecuencia en la vertiente N de la cordillera.

Los materiales que la constituyen forman un conjunto de ortocuarcitas masivas de tonos blancos o rosados; localmente se presentan algunos tramos de conglomerados. En algunas secciones existen intercalaciones pizarrosas de color verde, siempre de espesor reducido. La potencia de la formación suele mantenerse por encima de los 300 metros, (Vozmediano, 360; la Braña, 300; Rodillazo, 400), pero en algunos puntos, como en el klippe de Pallide, el espesor no alcanza los 170, posiblemente por la erosión ulterior (prefameniense). En la escama de Forcada llega incluso a faltar en diversos puntos. Rocas volcánicas de tipo piroclástico, análogas a las que se encuentran en la formación anterior aparecen interestratificadas en la parte inferior o media de la sucesión.

El régimen sedimentario es el mismo de la Formación Oville, correspondiendo también a un medio deltaico (OELE, 1964). GIETELINK (1973), que distinguía varios miembros pese a la relativa uniformidad litológica del conjunto, localizó en algunos puntos situados fuera del marco de la Hoja, y como culminación de una fase regresiva, sedimentos de tipo fluvial y períodos de no depósito de materiales.

Aunque no se encuentran fósiles propiamente dichos en la cuarcita, se han localizado icnos en distintos niveles: *Skolithos*, *Rusophycus*, *Cruziana*, *Teichichnus*. La presencia más o menos constante de *Cr. rugosa* D'ORBIGNY y *Cr. goldfussi* (ROUAULT) indica el Arenig, edad que generalmente se la atribuye. Pero en la parte inferior (BALDWIN, 1978) se ha localizado la presencia de *Cr. semiplicata* SALTER en algunos puntos fuera de la Hoja y de *Cr. cf. furcifera* D'ORBIGNY en otros, lo que indicaría la existencia también del Tremadoc. Para el corte de Barrios de Luna parece que las tres cuartas partes de la formación, según BALDWIN (1978) tendrían esta edad. No obstante, como se ha encontrado en otros puntos *Cr. goldfussi* en niveles bajos, habrá que pensar en un diacronismo del muro o en la ya reconocida existencia de hiatos en este tipo de régimen sedimentario.

### 2.3. SILURICO

El Silúrico aparece casi completo en esta área. Sólo faltan los tramos bajos que suponen la continuación de la laguna estratigráfica del Ordovícico medio y superior. Dos formaciones lo integran: Las Pizarras de Formigoso y las Areniscas de San Pedro (cuya parte superior es ya devónica).

#### Pizarras de Formigoso (S<sub>12-11</sub><sup>A-B</sup>)

Las Pizarras de Formigoso (COMTE, 1937) constituyen una formación bien definida desde el punto de vista litológico, formada por pizarras oscuras y delgados bancos de arenisca, que originan sobre el terreno niveles deprimidos en contraste con los materiales precedentes. Las Pizarras de Formigoso están separadas de la cuarcita de Barrios por una laguna importante sin que se presente discordancia angular: el contacto es una paraconformidad. El espesor se mantiene relativamente constante y no supera nunca los 120 m.; sin embargo disminuye hacia el N y en las escamas septentrionales (Bodón y Forcada) llegan a desaparecer.

En realidad pueden distinguirse dos miembros cuya separación es probablemente diacrónica, que poseen un espesor del mismo orden. La mitad inferior está constituida por pizarras hojosas negras o grises que contienen abundancia de Graptolites y microplancton (y ocasionalmente Bivalvos, Braquiópodos, Conularios, Trilobites, etc.), particularmente en las capas basales. Son las llamadas por KEGEL (1929), Pizarras del Bernesga. La mitad superior está formada por pizarras más compactas alternando con delgados bancos de arenisca de gran fino, ricas en pistas sedimentarias y pobres en fósiles. Son las que KEGEL (1929) llamó Capas de Villasiimpliz.

El medio sedimentario es totalmente distinto del de la Cuarcita de Barrios. Se trata de una sedimentación de carácter pelágico, en un medio poco agitado y no demasiado alejado del litoral. La mitad superior de la formación con aumento de materiales detríticos, supone ya un paso insensible a la formación siguiente.

La fauna de Graptolites permite precisar bien la edad. En los metros basales de las Pizarras del Bernesga se encuentran asociaciones pertenecientes al Llandovery medio, ya que contienen representantes de las zonas 20 y 21 de la escala de ELLES & WOOD (zonas de —*convolutus* y —*sedgwicki* respectivamente), si bien también existen formas de las zonas 19 y 22 (KEGEL, 1929; COMTE, 1959; TRUYOLS *et al.*, 1974). En el Autóctono del Esla, al S de Primajas se encontró *Monograptus gregarius* LAPWORTH, *M. jaculum* LAPWORTH, *M. limatulus* TORNQUIST, *M. variabilis* PERNER, *M. cf. distans* PORTLOCK, etc., y en otros puntos (NW de Rodillazo, escama de Correcilla), *M. concinnus* LAPWORTH y *M. runcinatus* LAPWORTH. Todas esas formas pertenecen al Llandovery medio. El microplancton asociado (Quitinozoos, Acritarcos), según CRAMER (1964 a), es también de esa edad.

Los tramos más altos (Capas de Villasiimpliz) son pobres en fauna. Hallazgos de *M. cf. vomerinus* NICHOLSON en el valle del Luna y de *M. priodon* BRONN en el del Bernesga (TRUYOLS *et al.*, 1974) indican edad

Wenlock inferior. El conjunto de las Pizarras de Formigoso parece pues comprender desde el Llandovery medio al Wenlock inferior.

La laguna estratigráfica que separa la Cuarcita de Barrios de estas pizarras comprende pues no sólo el Ordovícico medio y superior sino la parte basal del Silúrico (las zonas 16, 17 y 18 no han sido halladas nunca en la Zona Cantábrica). El contacto entre ambas formaciones, sin discordancia que pueda apreciarse sobre el afloramiento, se presenta neto en algunos puntos, pero en otros existen capas de transición con niveles ferruginosos y con participación volcánica (TRUYOLS et al., 1974), cuya edad no se ha aclarado todavía de manera satisfactoria.

### Areniscas de San Pedro ( $S_{12}^B - D_{11}^1$ )

Las Areniscas de San Pedro (COMTE 1936 a) se superponen sin solución de continuidad a las Pizarras de Formigoso. El tránsito es gradual por progresivo enriquecimiento en areniscas del miembro superior de estas últimas. En los afloramientos la formación se caracteriza por su tonalidad roja dominante, debida a la existencia de minerales ferruginosos. Su potencia oscila entre 80 y 150 m. Al igual que para las Pizarras de Formigoso, las Areniscas de San Pedro no aparecen nunca a las escamas de Forcada y Bodón.

En Adrados (Autóctono del Esla), la parte inferior está representada por un banco cuarcítico seguido de areniscas ferruginosas y pizarras verdosas, que alcanzan en conjunto los 20 m. Siguen areniscas, asociadas a capas de hierro oolítico y con participación volcánica (cineritas), con espesor de 50 m. La parte superior está constituida por areniscas rojas y otras blancoamarillentas, alternando con pizarras verdosas, rojizas y violáceas, de 30 m. de potencia. En otros puntos la composición y el espesor son parecidos.

El medio sedimentario es propio de una plataforma litoral. Se trata de una sedimentación en aguas agitadas, especialmente en la parte inferior de la formación; en la parte alta el ambiente corresponde a una zona más restringida con aguas tranquilas. Los oolitos hematíticos pueden haberse originado a partir de un vulcanismo subaéreo (EVERS, 1967).

La fauna es escasa, limitada a algunas de las intercalaciones pizarrosas, que en otras zonas han suministrado Graptolites en la parte media y en diversos puntos de la Hoja y de fuera de ella, organismos bentónicos en la parte superior, especialmente Braquiópodos, Bivalvos y Trilobites (COMTE, 1959; TRUYOLS et al., 1974). El contenido en palinomorfos de estas capas es muy elevado, lo mismo en Acritarcos que en mioesporas (CRAMER, 1964 a, 1964 b, 1966 a, 1966 b; CRAMER & DIEZ DE CRAMER, 1975; RODRIGUEZ, 1978). Las areniscas presentan abundancia en icnofósiles; se han descrito de la zona (sección de Felechas) diversas formas de *Cruziana*: *Cr. pedroana* SEILACHER, *Cr. dilatata* SEILACHER, en SEILACHER (1970).

Por lo que respecta a la edad, desde COMTE (1959) se sabe que esta formación posee el carácter de tránsito silúrico-devónico. El muro y el techo deben poseer un cierto grado de diacronismo (CRAMER & DIEZ DE CRAMER, 1975). La mayor parte de la formación pertenece al Silúrico

(Wenlock superior-Ludlow), probada por los hallazgos de Graptolites del Budnaniense en otros puntos y apoyada por los palinomorfos. Pero los 20-50 m. finales presentan casi siempre una fauna que corresponde ya a la base del Devónico, es decir, al Gedinense inferior (COMTE, 1959). En Adrados, por ej., hemos hallado en los tramos últimos *Mesodouvillina triculta* (FUCHS) y *Platyorthis monnieri* (ROUAULT) y en otros lugares, además *Howellella mercurii* (GOSSELET), *Acastella* sp., que nos confirman la edad indicada. Los hallazgos palinológicos de CRAMER y su escuela coinciden con estos hechos; RODRIGUEZ (1978) piensa incluso que en algunos puntos (fuera del marco de la Hoja) se alcance el límite Gedinense-Siegeniense.

#### 2.4. DEVONICO

El Devónico posee amplia representación en la Hoja de Boñar. La extraordinaria riqueza paleontológica que presentan sus series permite reconocer la presencia de todos los pisos del Devónico, y aun de sus subdivisiones más finas. Uno de los yacimientos clásicos del Devónico europeo, el de Colle ("Sabero", según la bibliografía antigua), se encuentra dentro de la Hoja. Los materiales devónicos están en sucesión prácticamente continua a través de las siete formaciones establecidas por COMTE (1936):

- Areniscas de la Ermita
- Pizarras de Fueyo
- Areniscas de Nocado
- Caliza de Portilla
- Pizarras de Huergas
- Caliza de Santa Lucía
- Grupo de la Vid.

Cada una de ellas posee características bastante constantes en los puntos donde aparecen, pero su desarrollo es diferente en cada unidad. Mientras en el sur la serie presenta el máximo desarrollo, en el norte falta casi totalmente. Las diversas unidades estructurales muestran una sucesión decreciente en espesor y en términos de S a N, siendo los términos inferiores los últimos en desaparecer. Resulta una excepción a ello la formación superior, Areniscas de la Ermita, más vinculada a la sucesión carbonífera, que se presenta en todas las unidades, determinando la existencia de una laguna estratigráfica de importancia creciente en el sentido Sur-Norte.

Así, la sucesión completa aparece solamente en el Sinclinal de Alba. En la Escama de Pozo y en la de Correcilla, faltan las formaciones situadas por encima de las Pizarras de Huergas (en la de Correcilla llega también a faltar esta última en algunos puntos). En la de Gayo faltan las situadas por encima de la Caliza de Santa Lucía, y en las de Bodón y Forcada la Arenisca de la Ermita descansa sobre materiales predevónicos. En el Alóctono del Esla se presenta toda la sucesión completa, y en el Autóctono faltan las formaciones por encima de las Pizarras de Huergas (a veces se presentan también los términos bajos de la Caliza de Portilla), como sucede aproximadamente en la Escama de Pozo.



Estos hechos atestiguan una historia paleogeográfica diferenciada a la que se hará alusión más adelante.

### **Grupo de La Vid (D<sub>11-13</sub><sup>1-3</sup>)**

Bajo el nombre de Pizarras y Calizas de La Vid o Complejo de La Vid, COMTE (1936 a, 1959) describió la formación que sigue a las Areniscas de San Pedro por cambio gradual y contrasta con ellas por su tono pardo dominante. Aproximadamente su mitad inferior es de naturaleza carbonatada (dolomías, calizas); la otra mitad es de naturaleza predominantemente terrígena, si bien en la parte alta existen tramos calcáreos bioclásticos de espesor débil. El grupo de La Vid no aparece en las escamas situadas más al norte; en la de Gayo, donde faltan los términos superiores, su espesor no sobrepasa los 100 m. (Caldas de Nocedo, 80); en la de Correcilla, la sucesión es completa y el espesor es de 160-180 m; en la de Pozo (Peña Galicia) llega a los 200 y en el Manto del Esla (Adrados, Colle), a los 280.

De manera bastante uniforme la sucesión es dolomítica en la base, empezando con dolomías arenosas que hacen transición con la formación subyacente. Siguen dolomías alternando con pizarras y margas, que pueden alcanzar en conjunto hasta 70-100 m. de potencia. A continuación se presentan calizas grises que más arriba alternan con pizarras negras, de 40 a 90 m. de espesor. A partir de este momento cambia el régimen sedimentario: la serie pasa a terrígena, con presencia de pizarras pardas muy fisibles que suelen alcanzar una potencia del orden de los 100 m. En la parte superior, junto a pizarras del mismo tipo se encuentran delgados bancos calcáreos, siempre de carácter biostrómico, y la serie suele culminar con algunos bancos de caliza encrinítica de color rojo. COMTE (1959) reconocía la existencia constante de los cuatro conjuntos, que VILAS MINONDO (1971) establece como miembros, con los nombres de Dolomías de Felmín, Calizas de La Vid, Pizarras de Valporquero y Calizas superiores.

Los tramos inferiores de la serie corresponden a sedimentación en un medio litoral y supralitoral. El medio se hace sublitoral en el resto de la sucesión. Las pizarras corresponden a una sedimentación en aguas tranquilas, pobres en oxígeno, en medio restringido. STEL (1975) explica la existencia de delgados bancos calcáreos con fauna, contrastando con la casi absoluta esterilidad de las pizarras subyacentes, por la acción de huracanes que al airear fuertemente las aguas, habrían favorecido su colonización a base de larvas de organismos diversos. Los tramos finales con calizas encriníticas corresponden ya a un medio de energía relativamente elevada.

Desde el punto de vista paleontológico, la riqueza de esta formación es en la parte superior extraordinaria; en cambio los tramos dolomíticos y las pizarras pardas son muy pobres en restos fósiles. En el miembro calcáreo de la mitad inferior de la serie, la fauna está representada por Rugosos, Tabulados, Braquiópodos y Trilobites, que se hallan tanto en los niveles calcáreos como en los pizarrosos. La sucesión mejor representada para esta serie es la de Adrados, en el Autóctono del Esla, que alcanza 180 m. de

espesor. La serie superior posee representación espectacular en el corte de Colle, del Alóctono, con extrema abundancia de macrofauna constituida por Rugosos, Tabulados y Estromatopóridos (que localmente forman biostromos), por Braquiópodos, Briozoos, Trilobites, Gasterópodos, Bivalvos, Crinoideos, Blastoideos, etc. El número de especies reconocidas en el paquete pizarroso-calcáreo de 14 m. de espesor situado a 30 m. del techo y del que procede la conocida "fauna de Sabero" (PRADO & VERNEUIL, 1850), es superior al centenar. Hay que añadir todavía la presencia de microfauna, que está en estudio y la de los palinomorfos (CRAMER & DIEZ DE CRAMER, 1977).

Esta abundancia en fósiles permite la posibilidad de establecer con suficiente seguridad la edad de los distintos tramos de la formación. Aunque los tramos más bajos no presentan casi nunca restos faunísticos, por su continuidad respecto a las Areniscas de San Pedro, hay que considerarlos del Gedinense, probablemente del Gedinense superior. Sin embargo las primeras capas calcáreas (a un centenar de metros del muro en Adrados, algo menos en Colle) presentan ya una fauna con *Eodevonaria mainensis* RACHEBOEUF, *Fascicostella coactplicata* (D. OEHLERT) *Xana bubo* GARCIA-ALCALDE, *Arduspirifer arduennensis* cf. *antecedens* (FRANK), etc., propia del Siegeniense superior. Ello significa que el conjunto dolomítico pertenece a la parte alta del Gedinense y al Siegeniense inferior. Un poco más arriba, en el mismo conjunto calcáreo se encuentran formas que nos permiten establecer el inicio del Emsiense: *Uncinulus* cf. *tenuistriatus* SCHUMANN, *Acrspirifer* cf. *extensus* SOLLE, *Dalejina* cf. *hanusi* HAVLICEK, etc., asociadas a una fauna coralina rica en formas autóctonas (*Hadrophyllum bifidum* BASSLER, *Microcyclus thedfordensis* BASSLER, *Gymnaxon weyeri* BIRENHEIDE & SOTO, *Adradosia barroisi* BIRENHEIDE & SOTO, etc.). El Emsiense inferior debe estar representado por un paquete no superior a los 30 m. en Adrados y Colle, ya que a esta altura, en la parte superior de la serie alternante calcáreo-pizarrosa, se presenta una asociación con *Phacops saberensis* MORZADEC, *Arduspirifer arduennensis arduennensis* (SCHNUR), *Uncinulus pila* (SCHNUR), *Striatopora* cf. *cavernosa* ROMINGER, etc., que marca el comienzo del Emsiense superior.

El resto de la formación pertenece totalmente al Emsiense superior, pero la fauna no es uniforme en los distintos tramos, mostrando la existencia de asociaciones distintas. En la parte alta de la serie pizarrosa (Colle) aparecen algunos tramos con *Barrandeophyllum* cf. *cantabricum* KULLMAN, *Adradosia barroisi* BIRENHEIDE & SOTO, *Favosites* aff. *moniellensis* OKENTORP, asociados con Nautiloideos ortocónicos y Gasterópodos, y más arriba un biostromo constituido por una extensa pradera de *Synaptophyllum* sp. asociado a *Pachyfavosites* sp., *Stromatopora huepschi* BARGATZKY, etc. Las capas de calizas y pizarras de la parte superior de la serie poseen una riquísima fauna de Braquiópodos con *Tyersella tetragona* (ROEMER), *Schizophoria vulvaria* (SCHLOTHEIM), *Uncinulus pila* (SCHNUR), *Plectospira subferita* (VERNEUIL), *Anathyris ezquerrai* (VERNEUIL & ARCHIAC), "*Howittia*" *paillettei* (VERNEUIL), *Cimicinella schulzi* (VERNEUIL), etc., asociada a Briozoos (*Fistulipora*

*maculosa* (HALL) y Fenestélidos). Crinoideos (*Pradocrinus baylei* (VERNEUIL), *Pyxidocrinus collensis* BREIMER, *Stammocrinus intrastigmatus* (SCHMIDT), etc.), Blastoideos (*Cryptoschisma schultzi* (VERNEUIL & ARCHIAC), *Pentremitidea paillettei* (VERNEUIL), etc.). Las calizas encriníticas rojas de la parte superior de la serie son especialmente ricas en *Tryblyocrinus flatheanus* GEINITZ.

El techo de la formación no parecer ser diacrónico y se sitúa todavía dentro del Emsiense superior, en su parte más alta.

### **Caliza de Santa Lucía (D<sub>13-21</sub><sup>3-1</sup>)**

La Caliza de Santa Lucía (COMTE, 1936) es una formación de carácter arrecifal constituida por caliza gris claro bastante compacta, con tramos dolomíticos y otros margosos, que presenta cambios laterales en las distintas unidades estructurales. Falta en las escamas septentrionales y en la de Gayo posee solamente 15 m. visibles, al E de Montuerto. En las escamas meridionales y en el Manto del Esla aflora completa y posee espesores comprendidos entre los 200 y 250 m., aunque fuera de la Hoja puede alcanzar potencias superiores.

Su aspecto es distinto según los puntos. Al NW de Correcilla dominan ampliamente niveles con birdeseyes y localmente laminaciones y mudcracks, mientras que en otros puntos, como en el sinclinal de Peña Galicia (Escama de Pozo), los niveles con birdeseyes están localizados únicamente en la parte media y en el resto de las calizas poseen cierta riqueza en fauna bentónica. Estas diferencias son debidas a la posición de cada sección respecto del borde de la cuenca, existiendo además sucesiones de carácter intermedio. De COO *et al.* (1971) diferenciaron tres facies en el Devónico de la vertiente sur de la Cordillera (facies de birdeseyes, facies packstone, facies grainstone) que se corresponden asimismo con los tipos establecidos por MENDEZ-BEDIA (1976) en la vertiente septentrional (en los que se tiene en cuenta además la evolución temporal de cada sección) y poseen disposición aproximadamente concéntrica respecto al arco en cuyo interior debería situarse el área emergida.

El tipo que pertenece a un medio más externo es visible en el corte de Peña Galicia, de 215 m. de espesor, que corresponde al tipo Moniello de MENDEZ—BEDIA (1976). En la parte baja se presentan calizas masivas y calizas margosas con cherts y algunos bancos biostrómicos; en la media, dolomías y calizas con Rugosos y Tabulados abundantes; y en la superior, calizas encriníticas finamente estratificadas, oscuras o rojizas, con abundancia de fauna bentónica no arrecifal. Un tipo intermedio se presenta en el Autóctono del Esla, en Adrados (200 m. de potencia), con una parte inferior rica en niveles biostrómicos, una media con birdeseyes y laminaciones (incluso con mudcracks) y una superior con fauna bentónica (corresponde al tipo San Pedro de MENDEZ-BEDIA). El tipo correspondiente a una sucesión más interna puede verse en Correcilla (240 m.), que posee muy poca fauna y un claro dominio de los tramos con birdeseyes. La parte baja presenta niveles con laminaciones y mudcracks, la parte media calizas con Aulopóridos, y la superior, tramos con birdeseyes y niveles con fauna

gigante (*Meganteris archiaci* (VERNEUIL), etc.); el conjunto recuerda claramente al tipo Teverga de MENDEZ-BEDIA.

El primer tipo representa una zona de mar abierto sometida al oleaje y a las corrientes; el segundo, la zona lagoonal y el tercero, la zona intermareal y supralitoral. La formación Caldas descrita para el valle del Luna y caracterizada por sus depósitos predominantemente terrígenos, corresponde quizá a un tipo próximo al de las sucesiones más internas.

La edad de la formación es emsiense-cuviniense, como fue establecida ya por COMTE (1959). La parte basal debe corresponder todavía al Emsiense superior, según puede apreciarse por los hallazgos efectuados en puntos diversos fuera de la Hoja. En ésta, los primeros tramos que han librado fauna corresponden al Cuviniense y se hallan situados a menos de 20 m. de la base. En el corte situado al W de Colle se encuentra un nivel faunístico a 15 m. de la base, con *Glossinulus mimicus* (BARRANDE), *Rhipidomella subcordiformis* (KAYSER), *Paraspirifer* sp., etc., que es ya incontestablemente cuviniense. El tratamiento químico de muestras de este nivel ha proporcionado ejemplares de *Icriodus corniger* WITTEKINDT, cuya primera aparición suele tomarse como inicio del piso. En Peña Galicia, la parte inferior contiene asociaciones que en la costa asturiana corresponden netamente al Cuviniense inferior, en las que figuran *Adolfia cabedana cabedana* (VERNEUIL & ARCHIAC), *Iberirhynchia santaluciensis* DROT & WESTBROEK, *Pseudamplexus* sp., *Stringophyllum* sp., etc.

En la parte superior de las series, la fauna sigue perteneciendo aún al Cuviniense inferior. En Peña Galicia a 35 m. del techo, la fauna contiene *Anathyris alejensis* (COMTE), *Paraspirifer* aff. *beclardi* (GODEFROID) *Euryspirifer* sp., *Rhenothyris aequabilis* (STRUVE), *Cystiphyllodes fongi* (YOH), etc., propia de la parte alta del Cuviniense inferior, asociada con otras formas menos significativas como *Schizophoria schnuri* (STRUVE), *Alatiformia alatiformis* (DREVERMANN), *Uncinulus orbignyanus* (VERNEUIL), etc. En Adrados y Vozmediano, tramos análogos han proporcionado *Fimbrispirifer paucifurcatus* (SPRIESTERSBACH), *Paraspirifer* aff. *beclardi* (GODEFROID), *Rhenothyris aequabilis* (STRUVE), *Schizophoria schnuri* (STRUVE), etc.

Prácticamente pues toda la sucesión pertenece al Cuviniense inferior, salvo los tramos basales que deben ser incluidos todavía en el Emsiense superior.

### Pizarra<sup>1-3</sup> de Huergas (D<sub>21-22</sub>)

Las Pizarras de Huergas (COMTE, 1936b) suceden a la Caliza de Santa Lucía y suponen un cambio notable en el régimen de sedimentación. La sucesión es predominantemente terrígena, formada por pizarras negras fisibles, generalmente ricas en nódulos; localmente aparecen lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas a veces muy importantes (originalmente la formación fue descrita como Areniscas y Pizarras de Huergas). Hacia el NW la formación pasa a ser casi totalmente areniscosa (vertiente septentrional de la Cordillera) y se conoce con la denominación de Areniscas del Naranco. Los materiales pertenecientes a las Pizarras de Huergas aparecen tan solo en las escamas de Correcilla y Pozo (en la

primera muy incompletamente, sólo con una quincena de metros) y más al sur, así como también en el Manto del Esla. Normalmente su espesor oscila entre 100 y 200 m. (300, más al E de la Hoja).

En Vozmediano, en el Autóctono del Manto del Esla, la parte inferior de la sucesión está representada por pizarras negras y grises con nódulos silíceos y fosfatados, de un espesor no superior a los 30 m. Siguen pizarras que alternan con bancos de arenisca generalmente delgados, si bien alguno es de bastante grosor, y cuyo espesor total asciende a 80 m. En la parte superior se presentan 15 m. de areniscas decalcificadas y pizarras verdosas. La sucesión es representativa, variando la importancia de los aportes detríticos que frecuentemente corresponden a areniscas ferruginosas asociadas a pizarras rojizas con algunos niveles de oolitos de hierro.

El medio, bajo el cual se sedimentaron las pizarras inferiores corresponde a un área no demasiado alejada de la costa, reuniendo condiciones propias de una zona poco oxigenada y de aguas quietas. Las areniscas suponen aportes detríticos procedentes del área emergida. Probablemente la profundidad se hizo mayor durante el depósito de los últimos tramos. La alternancia de materiales revelaría una cierta inestabilidad de la plataforma.

La fauna que ha librado esta formación es relativamente escasa, salvo en los tramos calcáreos donde se encuentra Braquiópodos, Trilobites y Rugosos ahermatípicos. Las pizarras y sus nódulos encierran con frecuencia una fauna pelágica constituida por Bivalvos, Goniatites y Tentaculites (Dacrioconáridos). En las areniscas no son raros los icnofósiles (*Conostichus* en una forma frecuente).

La edad corresponde al tránsito Cuviniense-Givetiense. COMTE (1959) situaba la base del Givetiense en el valle del Bernesga bastante cerca del techo con base al hallazgo de los Goniatites *Anarcestes noeggerati* (VON BUCH) y *Cabrieroceras rouvillei* (VON KOENEN). Este carácter de tránsito ha sido confirmado en la misma zona por GARCIA-ALCALDE & ARBIZU (1976) que han hallado una fauna con formas parecidas, además de Bivalvos, Ostrácodos, Trilobites, Tentaculites, etc., si bien el hallazgo se ha producido en la mitad inferior de la serie. Según esto, el Givetiense se iniciaría a menos de un centenar de metros de la base, invalidando con ello la reciente suposición de MOHANTI (1972) de que la sucesión entera debía pertenecer al Eifeliense.

En el marco de la Hoja no ha podido ser localizado el límite Cuviniense-Givetiense como en el valle del Bernesga. Las capas bajas de la escama de Correcilla contienen todavía *Paraspirifer* cf. *beclardi* GODEFROID, *Schizophoria* cf. *schnuri* STRUVE, *Oligoptycherhynchus hexatoma* (SCHNUR), *Angustiphyllum* sp., que todavía indican el Cuviniense inferior. En Peña Galicia, a los 70 m. de la base, en una intercalación calcárea parece poderse situar el Cuviniense inferior alto, con *Cimicinella* cf. *loxogonia* (BECLARD) y *Paraspirifer* sp. Y en Vozmediano y Agradados, las capas próximas al techo presentan *Xystostrophia* sp. *Schizophoria* cf. *schnuri* STRUVE y *Crassicyclus densiseptatus* SOTO, que podría representar la base del Givetiense.

Aunque faltan datos que lo permitan asegurar, es probable que exista un cierto diacronismo en el techo de la formación.

### Caliza de Portilla (D<sup>3-1</sup><sub>22-31</sub>)

La Caliza de Portilla (COMTE, 1936c) es una formación carbonatada constituida fundamentalmente por calizas arrecifales depositadas a continuación de las Pizarras de Hurgas. La localidad típica está en el mismo borde occidental de la Hoja, a 2 km. al NW de la estación de Matallana (Arroyo de la Portilla, Orzonaga). La formación no aparece más que al S, en el sinclinal de Alba y su verosímil prolongación, la unidad de San Adrián; también se localiza aunque incompleta, en el Autóctono del Esla. El espesor es reducido, entre 60 y 120 m.; en las secciones contenidas en la Hoja nunca sobrepasa los 100 m.

En San Adrián la serie empieza con calizas encriníticas que poseen tramos pizarrosos y margosos, cuyo espesor es de unos 30 m. Siguen calizas arenosas, areniscas decalcificadas y algunos niveles de chert, con un espesor de 10 m. La parte superior está formada por calizas arenosas y por tramos margosos de color oscuro, de un espesor de unos 60 m. Algunas capas de la parte inferior y la mayoría de las de la parte superior poseen fauna arrecifal (Tabulados, Rugosos, etc.); en cambio la parte media es más pobre desde el punto de vista paleontológico. Este hecho marca la existencia de tres conjuntos que han sido también señalados, si bien con litología y aspecto variados, en otras áreas. Así, MOHANTI (1972) los denomina miembros A, B y C; REIJERS (1972), en cambio, tras un fino análisis de litofacies, divide el conjunto en cuatro miembros diferentes siguiendo otros criterios.

El medio de depósito de la formación corresponde a una plataforma de escasa profundidad, en la que se depositarían calizas construidas pertenecientes a un complejo arrecifal. La parte inferior y media suponen un medio de alta energía y pertenece al frente arrecifal, mientras la parte superior representa un medio más somero.

La edad de la Caliza de Portilla es Givetiense-Frasniense. Aunque el límite entre ambos pisos no ha sido localizado con precisión en los cortes visibles en la Hoja, parece situarse algo más arriba (¿en el miembro intermedio?) que en el valle del Bernesga, donde solamente 15 o 20 m. corresponden al Givetiense. Es posible que la separación Hurgas-Portilla sea diacrónica, aunque no tanto como para dar en la localidad tipo (Matallana), una edad eifeliense para las capas más bajas como señalan STRUVE & MOHANTI (1970). El hallazgo de Conodontos de la zona de *—varcus* (*Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *P. timorensis* KLAPPER, *Laticriodius cf. bilatericrescens* (ZIEGLER), etc.), en la parte baja de uno de los cortes examinados (Campohermoso) nos inclina a pensar que dicho diacronismo, si existe realmente, se situaría dentro de los límites de dicha zona.

En todo el tercio inferior se presentan en abundancia macrofósiles de edad givetiense. En Campohermoso, la base contiene *Leptodontella caudata* (SCHNUR), *Productella cf. varians* BIERNAT, *Spinocyrtia cf. ascendens* (SPRIESTERSBACH), *Stringophyllum aff. rotundum* (WEDEKIND), etc., que indican todavía un Givetiense inferior. Más arriba, en la misma sección y en la base de San Adrián, figuran formas como *Davidsonia verneuili* BOUCHARD-CHANTEREAUX, *Xystostrophia umbra-*

*cula* (SCHLOTHEIM), *Beckmannia beckmanni* (SCHLOTHEIM), *Invertrypa cantabrica* STRUVE & MOHANTI, *Mucrospirifer mucronatus* (CONRAD), *Cupularostrum sartenari* MOHANTI, asociados a formas arrecifales como *Philipsastraea* cf. *ananas* (GOLDFUSS), *Cystiphyllodes vesiculosum* (GOLDFUSS), *Stewartophyllum* cf. *intermittens* (HALL), *Barrandeophyllum* cf. *perplexum* POCTA, *Heterophrentis* cf. *prolifera* (BILLINGS), *Siphonophrentis gigantea* (LESUEUR), *Crassicyclus densiseptatus* SOTO, etc., que siguen indicando el Givetiense.

En cambio en las capas superiores, por encima del miembro intermedio la fauna con *Apousiella bouchardi* (MURCHISON), *Macgea araxis* FRECH, *Siphonophrentis gigantea* (LESUEUR), *Disphyllum* sp., etc., indica con seguridad una edad frasniese. De todos modos, en esta formación, cuyo techo puede ser diacrónico, sólo estaría representado el Frasniese inferior.

### **Areniscas de Nocedo (D<sub>31</sub>)**

Sobre la Caliza de Portilla y poniendo fin al régimen arrecifal, las Areniscas de Nocedo (COMTE, 1936c) constituyen un conjunto de areniscas, pizarras y algunos bancos o lentejones de caliza, que alcanzan potencias que van desde los 500 m. en el Bernesga a los 250 en el Manto del Esla. Las areniscas son porosas por decalcificación, formando bancos de muy poca compacidad.

Lateralmente, las areniscas pueden pasar a calizas más o menos arenosas, especialmente en la parte inferior de la sucesión. COMTE (1959) llamaba a estas capas Calizas de Valdoré. En otros puntos (Valle del Esla), bancos de caliza relacionadas también con estas areniscas han sido llamadas Caliza de Crémenes (WESTBROEK, 1964; RUPKE, 1965), aunque por encontrarse en el techo de la sucesión no pueden ser asimiladas en rigor a la Caliza de Valdoré. Las secciones de la Hoja presentan siempre tramos calcáreos o areniscas más o menos decalcificadas que difícilmente pueden ser homologadas con alguna de las formaciones indicadas. Sin embargo, se han indicado en el mapa siempre que por su espesor sean realmente representables.

Las Areniscas de Nocedo afloran únicamente en el sinclinal de Alba. En San Adrián, donde alcanzan solamente 70 m. están constituidas por areniscas decalcificadas y pizarras rojizas en la base, calizas ecriníticas en la parte media y areniscas blancas también decalcificadas en la parte superior. Un corte parecido, si bien con mayor contenido calcáreo se presenta en el extremo occidental, en Matallana, donde la serie posee un espesor de 120 m.

En medio del depósito de estos materiales corresponde a una sedimentación de plataforma muy poco profunda, que se hizo progresivamente más somera en el tiempo.

La fauna presente es poco variada, reducida prácticamente a Braquiópodos, Bivalvos y Crinoideos. Todos los elementos apuntan a una edad frasniese para la formación. La parte basal sólo ha proporcionado fauna en el valle del Bernesga, con *Cariniferella dumontiana* (VERNEUIL) y

*Cyrtospirifer verneuili* (MURCHISON) que indica el Frasnense medio. A la misma edad deben pertenecer, pese al posible diacronismo del muro, los tramos inferior y medio de las secciones presentes en la Hoja. Aunque los tramos bajos no han proporcionado fauna, las capas encriníticas de San Adrián han librado Conodontos (*Icriodus expansus* BRANSON & MEHL, etc.) que parecen pertenecer al Frasnense. Las capas superiores son sin duda del Frasnense superior. En San Adrián se ha hallado *Cyrtospirifer bisinus* (LEHON), *C. monticolaformis* VANDERCAMMEN, *Douvillina ferquensis* RIGAUX, etc., que pertenecen a la parte alta de este piso.

### Pizarras de Fueyo (D<sup>3-1</sup><sub>31-32</sub>)

COMTE (1936c) creó bajo el nombre de Pizarras de Fueyo, una formación que aparece en el valle del Bernesga entre las Areniscas de Nocedo y las de la Ermita. Está constituida por pizarras negruzcas o pardas ricas en nódulos ferruginosos, y algunos niveles de areniscas, que en su localidad típica poseen un espesor que supera los 100 m.

Hasta ahora parecían reducidas a la zona del Bernesga, determinando que en otros puntos las formaciones que las limitan por ser de naturaleza parecida, fueran de difícil separación. Ello justificaba la necesidad de empleo de un nombre común para ambas formaciones (Areniscas del Devónico superior, de JULIVERT et al., 1968; Formación Aguasalio, de BROUWER, 1967). Pero en diversos puntos de la Hoja, entre Matallana y La Vecilla, o en San Adrián, se han localizado también pizarras oscuras con nódulos que, por su posición estratigráfica y por su naturaleza, pueden homologarse netamente a pesar de la discontinuidad manifiesta de los afloramientos, a dicha formación.

En San Adrián posee 40 m. de potencia y está representada por las pizarras negras o grises con nódulos ferruginosos o silíceos, alternando con delgados bancos de arenisca cuyo espesor aumenta en la mitad superior de la formación. Si en el Bernesga los nódulos han librado una fauna con *Cardiola*, *Douvillina* y elementos pelágicos (*Buchiola*, *Posidonomya*, etc), en San Adrián han proporcionado casi exclusivamente elementos vegetales como *Pseudosporochnus* sp., *Taeniocrada* sp., *Hostimella* sp., *Villersia* sp., etc.

El medio sedimentario es propio de aguas tranquilas correspondientes a una zona costera con fauna casi exclusivamente pelágica. Al final el medio adquiriría una mayor energía.

Por su posición estratigráfica y por la presencia de *Douvillina* sp. en la parte baja de la sección del Bernesga, podría ser atribuida la formación al Frasnense más alto. COMTE (1959) la atribuye, sin embargo, al Famenienense. La flora de los nódulos no es suficientemente expresiva para el problema de la edad. Queda abierta pues la posibilidad de que la parte alta de la formación corresponda al Famenienense inferior.



### Arenisca de la Ermita (D<sub>32</sub><sup>3</sup>)

La formación superior de la serie establecida en el Devónico cantábrico por COMTE (1936c), es la representada por las Areniscas de la Ermita. Se trata de una formación de cuarcitas y areniscas, a veces fácilmente confundibles con las Areniscas de Nocedo (incluso a veces son areniscas decalcificadas) que poseen un espesor muy reducido, salvo en el sinclinal de Alba, donde, excepcionalmente, pueden superar los 100 m. de potencia.

Las Areniscas de la Ermita aparecen en toda la Hoja por debajo de la sucesión carbonífera, sucediendo en los cortes a distintos términos del Devónico según la unidad de que se trata. En el sinclinal de Alba hay una aparente continuidad de la serie devónica, pero en las demás sucesiones, a medida que progresamos hacia el norte, se manifiesta una laguna estratigráfica progresivamente más importante. Así, mientras en la escama de Correcilla recubren el Devónico medio, en la de Gayo lo hacen sobre el Devónico inferior, y en las escamas situadas más al norte, sobre el Ordovícico (incluso en la de Forcada lo hace parcialmente sobre el Cámbrico). Aunque sobre el afloramiento el contacto parezca sólo disconforme, cartográficamente resulta evidente el carácter transgresivo de la formación.

En San Adrián, donde posee 120 m. de potencia, se inicia con bancos de cuarcita blanca con pizarras intercaladas (12 m.) continuando con cuarcitas y areniscas ferruginosas decalcificadas (40 m.) para terminar con cuarcitas en bancos gruesos y areniscas y pizarras. En las distintas unidades posee espesores no superiores a los 20 m. y en algunos casos, incluso inferiores a los 10, iniciándose por medio de un banco de cuarcita blanca o rojiza precedida de un nivel de microconglomerados.

La formación se depositó en un medio de relativa energía y supone un régimen transgresivo sobre una plataforma previamente peneplanizada.

La edad de la formación debe situarse en el Fameniense alto, incluso quizá para la parte inferior de la misma. En San Adrián, algo por encima de la mitad de la serie se presenta una fauna con *Planalvus* sp. y *Tornquistia* sp., propia ya del Fameniense superior. Los hallazgos practicados en otras secciones dan la misma edad. En Redilluera, en la parte alta, se ha hallado una asociación con *Cyrtospirifer* cf. *crassiplieatus* BRICE, *Leptagonia* cf. *analogia* (PHILLIPS), *Enchondrospirifer* sp., *Toryniferella* sp., *Composita* sp., etcétera, y en Montuerto, otra con *Araratella moresnetensis* (KONINCK), *Centrorhynchus* sp., etc. Hasta ahora no se han hallado asociaciones en el extremo superior de las series referibles al Carbonífero.

Sin embargo, algunos autores se han referido a una edad Fameniense-Tournaisiense para la Arenisca de la Ermita. La edad carbonífera para las últimas capas debe entenderse en el sentido de que hay que referirla a los niveles calcáreos de poca potencia que a veces aparecen encima de las areniscas y que han determinado que algunos autores de la escuela holandesa los hayan colocado como miembro aparte de la misma formación (Miembro Mampodre, de SJERP, 1966). Estas calizas han librado en efecto Conodontos de la zona de *—costatus* y hasta de alguna más moderna (ADRICHEM BOOGAERT, 1966), pero en muchos puntos aparecen netamente diferenciadas de las Areniscas de la Ermita.

Si toda la formación debe ser colocada en la parte superior del Fameniese, hay que reconocer que la laguna estratigráfica existente (salvo en el sinclinal de Alba, si es que no hay también en él un hiato en la sedimentación), debe terminar en esta época. Los pocos metros de las Areniscas de la Ermita inician en realidad el ciclo sedimentario del Carbonífero inferior.

## 2.5. CARBONIFERO

El Carbonífero ocupa notable extensión superficial dentro de la Hoja y desde el punto de vista estratigráfico aparece bastante completo. Conviene distinguir, no obstante, entre dos conjuntos carboníferos. La mayor parte de las sucesiones se presentan en continuidad con las del Paleozoico inferior y medio, localizándose en las mismas unidades estructurales, sin más discontinuidad que las determinadas por las lagunas estratigráficas anteriormente indicadas. Un conjunto más moderno es independiente del anterior, discordante con él y posee una distribución geográfica aparentemente sin relación con las estructuras previas. El primer conjunto pertenece al Carbonífero inferior y parte del superior; el segundo al Carbonífero superior más alto. Entre ambos está la fase principal de la orogénesis herciniana, la fase astúrica.

El Carbonífero inferior se presenta de manera relativamente análoga en todos los dominios de la Hoja, pero la situación cambia al comenzar el Carbonífero superior, sin duda en virtud de las primeras pulsaciones orogénicas que compartimentaron la cuenca (Fig. 2).

El Carbonífero inferior está representado por tres formaciones: la Caliza de Las Baleas, las Pizarras de Vegamián y la Caliza de Alba (o Genicera). El Carbonífero superior presenta formaciones distintas según el dominio de que se trate. En la región de Pliegues y Mantos, a la Caliza de Alba le suceden la Caliza de Montaña (generalmente dividida hoy en dos formaciones, la Formación Barcaliente y la Formación Valdeteja) y la Formación San Emiliano. En el sinclinal de Alba existen facies turbidíticas sobre la Caliza de Alba, que constituyen la Formación Cuevas. En la Cuenca carbonífera central, a la Caliza de Alba suceden la Caliza de Montaña, la Formación Lena y (ya fuera de la Hoja), la Formación Sama. Como sucedía también para el Devónico, existe pues una relación entre el tipo de sedimentación y las unidades estructurales. Análogamente, la distribución del Carbonífero post-astúrico está en relación con el funcionamiento de las grandes líneas de fractura longitudinales.

### Formación Baleas ( $D_{32}^3 - H_{11}^A$ )

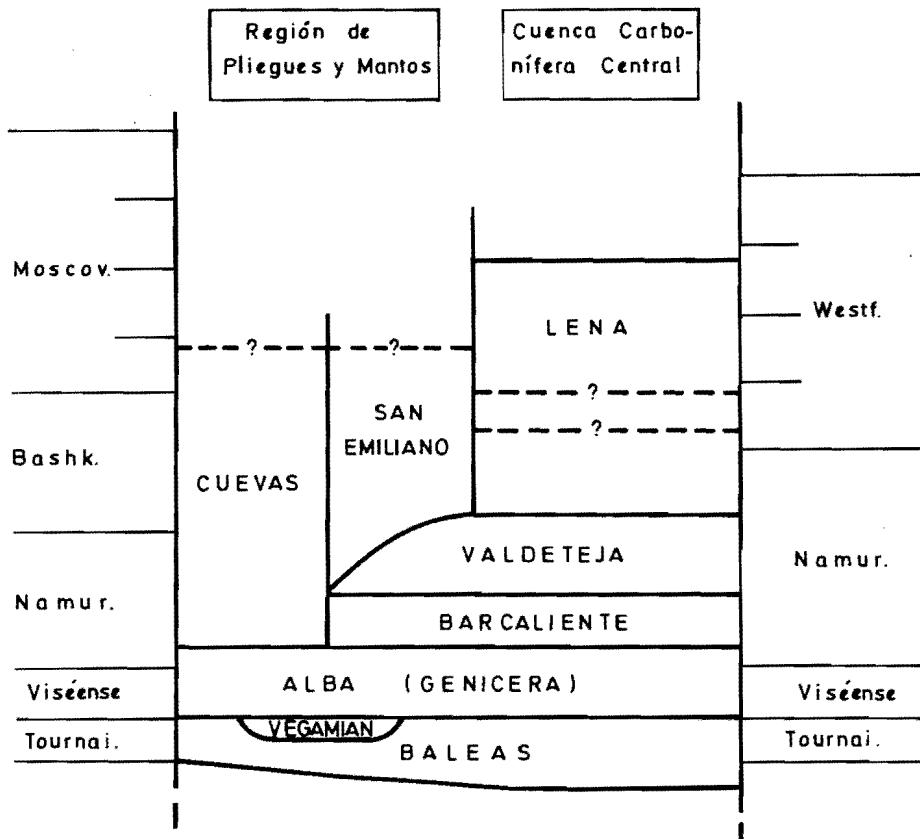
A continuación de las Areniscas de la Ermita y a veces disconforme con ellas, sigue en muchos puntos una formación delgada constituida por calizas generalmente encriníticas, que WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) han denominado Caliza de Las Baleas o simplemente Formación Baleas. Su potencia oscila entre 2 y 9 metros. De manera constante se encuentra en las escamas de Correcilla y Gayo, y ocasionalmente en el sinclinal de Alba; falta en la escama de Bodón y existe en algunos puntos (Valdehuesa) de la Escama de Forcada.

Ocasionalmente, las Areniscas de la Ermita presentan hacia su parte alta lentejones calcáreos que pueden llegar a formar niveles continuos hacia arriba y de naturaleza muy semejante a la de la caliza de Las Baleas (Miembro Mampodre, de SJERP, 1966). Debido a ello y a la existencia de algunas interrupciones intraformacionales en la Formación Baleas (BUDINGER & KULLMANN, 1964; WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING, 1971), creemos que resulta difícil establecer criterios de separación entre materiales análogos de ambas formaciones. Por esta razón hemos empleado en sentido más amplio la denominación de Formación Baleas, incluyendo en ella a las calizas del Miembro Mampodre. En cualquier caso esto no contradice la sucesión de la localidad típica de la Formación Baleas (situada en el valle del Bernesga), donde ésta sigue a las Areniscas de la Ermita.

Los materiales que la constituyen son calizas de tonos claros, bioclásticas, con frecuencia recristalizadas y dolomitizadas en su base, revelando un medio de alta energía. Aparte de los macrofósiles indeterminables por su estado de fragmentación, dominan los Conodontos, que permiten determinar la edad de la formación.

La parte superior de la Formación Baleas ha proporcionado en diversas localidades Conodontos de la zona de —*anchoralis* (HIGGINS, 1971). En la parte inferior, los hallazgos parecen ser más escasos, y su edad permanece dudosa. En Aviados y en otros puntos, HIGGINS (1974) coloca no obstante toda la formación dentro de la zona de —*cooperi-communis communis*, la inmediata anterior a la de —*anchoralis*. Por nuestra parte, si bien coincidimos con HIGGINS en lo que se refiere a la base, ya que en la sección de Aviados hemos encontrado *Bispathodus aculeatus anteposicornis* (SCOTT) y *Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL, en las capas más bajas, el hallazgo en el techo de *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL, *Gnathodus antetexanus* REXROAD & SCOTT, *Bispathodus stabilis* morfotipo 1 de ZIEGLER, *Doliognathus latus* BRANSON & MEHL, *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* VOGES, etc., nos indica no solo la citada zona de —*anchoralis*, sino que permite incluso precisar que se trata de su parte inferior, la subzona de —*latus*. Según ello, la Formación Baleas debería cubrir pues la mayor parte del Tournaisiense.

Sin embargo, en la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica, calizas referibles a la Formación Baleas, tanto por su aspecto como por su posición estratigráfica (BUDINGER & KULLMANN, 1964; ADRICHEM BOOGAERT, 1966), contienen en su base Conodontos de la zona de —*costatus*, es decir, son aún famenienses. Esta edad es la misma que presentan los lentejones calcáreos de la parte superior de las Areniscas de la Ermita (Miembro Mampodre). En efecto, SJERP (1966) menciona de estos niveles *Cyrtospirifer verneuili* (MURCHISON) y *Fusella tornacensis* (KONINCK), descubiertos en el klippe de Armada y, fuera de la Hoja, cerca del puerto de San Isidro se han señalado Conodontos de la zona de —*costatus*: *Bispathodus aculeatus* (BRANSON & MEHL), y *B. costatus costatus* (BRANSON), según ADRICHEM BOOGAERT, *et al.* (1963). Este hecho no debe sorprendernos, ya que frecuentemente la superficie del muro es irregular con existencia de una clara disconformidad sobre las Areniscas de la Ermita. En consecuencia, y siguiendo el criterio de asimilar los



materiales del Miembro Mampodre a la Formación Baleas, consideramos que esta última representa la parte más alta del Fameniense (en varios puntos) y la mayor parte del Tournaisiense. El que el techo de la formación se mantenga siempre dentro de la zona de *-anchoralis* no es seguro ya que en algunos puntos la fauna de Conodontos presente parece más antigua.

### Formación Vegamián ( $H_{17}^A$ )

Esta formación fue introducida con el nombre de Capas de Vegamián por COMTE (1959) para designar una breve sucesión de pizarras negras o verdosas con delgados niveles de liditas o de caliza, y que a través de margas rojizas más o menos silicificadas da paso a la formación siguiente, la Caliza griotte. En el corte tipo, situado dentro de la Hoja, al S. de Vegamián (hoy bajo las aguas del pantano del Porma), el espesor es de unos 15 m. de acuerdo con COMTE (1959). En otros puntos es menor, siendo frecuente que oscile entre 6 y 8. El nombre de Formación Sella, establecido por BROUWER & VAN GINKEL (1964), corresponde a esa misma formación.

Generalmente estos materiales contienen pocos restos fósiles. En diversos puntos cerca de la base han aparecido Conodontos de la zona de *-cooperi-communis communis*, y en la parte superior, de la zona de *-anchoralis*. Según esto, las formaciones Vegamián y Baleas serían prácticamente equivalentes en el tiempo, pero en realidad no lo son más que parcialmente. Se da la circunstancia de que si bien en casi todos los cortes sólo aparece una de ellas (en Aviados, por ej., sólo existe la Formación Baleas), en realidad no se excluyen mutuamente. Cuando ambas están presentes en la misma sección, es siempre la de Vegamián la que se sitúa por encima de la de Baleas. Sola o acompañada de ella, la Formación Vegamián aparece en la mayor parte de los cortes de las diversas escamas; en cambio su presencia es menos constante en el sinclinal de Alba y zonas inmediatas.

En Genicera la Formación está representada por menos de 2 m. de pizarras negras, iniciándose por medio de un lecho arenoso con nódulos fosfatados, en el que HIGGINS, WAGNER-GENTIS & WAGNER (1964) citan *Siphonodella* sp. Más arriba un Goniatite, *Muensteroceras arkansanum* GORDON (WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING, 1971), muestra la existencia del Tournaisiense medio. En este punto parece que la Formación Vegamián equivale solamente a la parte superior de la Formación Baleas del corte de Aviados donde falta aquella formación.

Esta localidad ha proporcionado una fauna relativamente variada. WINKLER PRINS (1969) cita *Chonetipustula plicata* (SERRES). *Plicochonetes kayserianus* (GALLWITZ), *Rugosochonetes laguessianus angustus* (PAECKELMANN), *Tornquistia polita* (MCCOY), etc. JORDAN & BLESS (1970) citan diversos Ostrácodos, como *Richterina* aff. *latior* RABIEN, *Triplacera* aff. *trapezoidalis* GRUENDEL y *Maternella geniceraensis* JORDAN & BLESS. Formas análogas han sido halladas por nosotros en los cortes de Tolibia de Abajo y Valdecastillo. GANDL (1973) cita de Genicera y Tolibia de Abajo, los Trilobites *Brachymetopus maccoyi spinimarginatus* HAHN, *Paladin wiprinsi* GANDL, *Cyrtosymbole morata* GANDL, etc.

En definitiva pues, las Pizarras de Vegamián, que debieron sedimentarse como las Calizas de Las Baleas sobre una plataforma costera pero en un medio tranquilo alejado de la línea del litoral, representan al Tournaisiense superior más o menos completo. El techo jamás sobrepasa la zona de *-anchoralis*.

### Formación Alba (o Genicera) (H<sup>A-Ba</sup><sub>11-1</sub>)

El nombre de Formación Alba fue propuesto por VAN GINKEL (1965) para designar a las calizas rojas nodulosas que BARROIS (1882) había denominado Mármol Griotte y COMTE (1959), Griotte de Puente de Alba. WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) la denominan Formación Genicera (localidad tipo en la escama de Gayo, al NW de la Hoja); la frecuente existencia de una banda radiolarítica hacia al parte baja de la formación ha sido causa de que estos autores hayan distinguido tres miembros en ella, que denominan, Gorgera, Lavandera y Canalón. El espesor de la Formación no excede los 50 m. En el corte tipo es de 29 m.

En Genicera el corte se inicia con margas verdosas que forman transición con la formación subyacente, seguidas de calizas nodulosas de color rojo. Estos materiales constituyen el Miembro Gorgera, que localmente posee tan sólo 5 m. de espesor. Siguen radiolaritas de color rojo oscuro, de 4 m. que constituyen el Miembro Lavandera, y a continuación el Miembro Canalón, representado por 13 m. de calizas nodulosas rojas como la mayor parte del miembro basal. Los 7 últimos metros están constituidos por calizas grises en transición con la formación siguiente. En la mayor parte de cortes, la sucesión es análoga con diferencias locales en espesor y naturaleza de las capas. Abundan especialmente los Conodontos y los Goniatites. Se trata de una formación pelágica depositada a moderada profundidad.

El corte de Genicera presenta en la parte inferior Conodontos de la zona de *-anchoralis* (HIGGINS, 1971): *Gnathodus antetexanus* REXROAD & SCOTT, *Polygnathus inornatus* BRANSON & MEHL, *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* VOGES, *Bispathodus stabilis* (BRANSON & MEHL), *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL, etc. La mayor parte de cortes de la formación empiezan realmente en la misma zona (HIGGINS, WAGNER-GENTIS & WAGNER, 1964; BUDINGER & KULLMANN, 1964; ADRICHEM BOOGAERT, 1967; HIGGINS, 1971, 1974). En el corte de Aviado hemos localizado junto a la base, *Doliognathus latus* BRANSON & MEHL, *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL, *Gnathodus antetexanus* REXROAD & SCOTT, *Bispathodus stabilis* BRANSON & MEHL, *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* VOGES, *Hindeodella segaformis* BISCHOFF, etc., que confirman la existencia de la zona de *-anchoralis*, subzona de *-latus*.

Si bien el corte de Genicera no ha librado Conodontos en la parte superior, en otros cortes se han encontrado *Gnathodus homopunctatus* ZIEGLER, *Gn. bilineatus bilineatus* (ROUNDY), *Gn. commutatus* (BRANSON & MEHL), *Gn. nodusus* BISCHOFF, etc., que revelan la existencia de las zonas de *-typicus* (o *-beckmanni*), *-bilineatus bilineatus* y *-nodusus*, es decir, el resto de Viseense.

Estos datos completan los que ha suministrado la macrofauna. Por la presencia de *Goniatites*, DELEPINE (1943) opinaba que la edad de la formación debía ser atribuida al Viseense superior. Pero los trabajos de KULLMANN (1961, 1963), WAGNER (1963), WAGNER-GENTIS (1963), HIGGINS, WAGNER-GENTIS & WAGNER (1964) y otros, han mostrado que el Viseense está representado entero en la Formación Alba. La edad Viseense inferior de la mayor parte del Miembro Gorgera en la localidad tipo, vino confirmada por la presencia de *Muensteroceras hispanicum* (FOORD & CRICK) y *Merocanites applanatus* FRECH (*Merocanites subhenslowi*) WAGNER-GENTIS), de la parte superior del piso *Pericyclus* (KULLMANN, 1961; HIGGINS, WAGNER-GENTIS & WAGNER, 1964). Junto a ellos se encuentran algunos Trilobites como *Griffithides torionis* GANDL (GANDL 1977). El Miembro Canalón presenta en el corte tipo, *Goniatites falcatus* ROEMER, y en otros puntos, *G. crenistriaa* PHILLIPS, *G. granosus* PORTLOCK, *Pronorites cyclobolus* PHILLIPS, etc., todos ellos propios del piso de *Goniatites* (KULLMANN, 1961).

Los últimos 4 m. de esta formación en su corte tipo, están constituidos por calizas claras todavía nodulosas, con algunos tramos margosos. En La Venta, WINKLER PRINS (1968) cita *Delepinoceras thalassoide* (DELEPINE) que indicaría el Namuriense inferior ( $E_2$ ), es decir, el piso de *Eumorphoceras*. En otros puntos, estas calizas están sustituidas por pizarras y margas oscuras (los "Olaja beds", de WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING 1971; parcialmente las "Entomozoen-Schiefer" de BECKER, BLESS & KULLMANN, (1975) especialmente apreciables en el sinclinal de Alba.

En la escama de Bodón (Tolibia de Abajo), margas grises y amarillentas ocupando una posición análoga, han suministrado (KULLMANN, 1962) *Proshumardites delepinei* SCHINDEWOLF, *Gonioloboceras goniolobum* (MEEK), *Eoasianites ibericus* (KULLMANN), *Delepinoceras bressoni cantabricus* KULLMANN, etc., correspondientes también al Namuriense A, como los materiales anteriores.

La Formación Alba comprende pues todo el Viseense, y la parte final del Tournaisiense. Los materiales que coronan la caliza griotte y que presentan aspectos variados según las localidades, corresponden al Namuriense inferior ( $E_2$ ). La base de este piso ( $E_1$ ) hasta el momento no ha podido ser documentada desde el punto de vista paleontológico en el área de la Hoja (KULLMANN, 1962).

### Caliza de Montaña ( $H_1^B$ )

El nombre de Caliza de Montaña fue empleado por primera vez para designar las rocas calcáreas que dominan en el relieve del Carbonífero cantábrico, por EZQUERRA DEL BAYO (1844). SCHULZ (1858) denominaba a estos materiales Caliza carbonífera, y BARROIS (1882) subdividió este conjunto en el Mármol Griotte y la Caliza de los cañones. Tanto este último nombre como el de Caliza de Montaña, han sido profusamente utilizados en la literatura. BROUWER & VAN GINKEL (1964) introdujeron para la misma unidad el nombre de Formación Escapa, pero sin establecer un estratotipo.

EVERS (1967) distinguió dentro de la Caliza de Montaña en el área del Porma y Bernesga, un miembro inferior micrítico, constituido por calizas en

general oscuras de laminadas a finamente estratificadas, y un miembro superior bioesparítico, constituido por calizas gris claro, en general masivas. En realidad, ya anteriormente diversos autores (DELEPINE, 1943; WAGNER, 1963) habían diferenciado dos términos con caracteres parecidos. WINKLER PRINS (1968) distingue los dos miembros siguiendo criterios análogos, a los que llama Vegacervera y Valdeteja. Últimamente, WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) sustituyen el nombre de Caliza de Montaña o Formación Escapa y el de Miembro Vegacervera, proponiendo una división de la formación en dos independientes, Formación Barcaliente y Formación Valdeteja, con estratotipos en la presente Hoja (escama de Bodón).

Nosotros aceptamos la subdivisión propuesta por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971), si bien por no distinguirse netamente las formaciones Barcaliente y Valdeteja en los klipps de Pallide y Armada y en el extremo NE de la Hoja, las englobamos en esa zona con la denominación tradicional de Caliza de Montaña.

### Formación Barcaliente ( $H_1^{Ba-Bb}$ )

Como acabamos de indicar, esta formación fue establecida formalmente por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971), con estratotipo en el arroyo de Barcaliente, afluente de la izquierda del Curueño, 200 m. al norte del cruce con la carretera transversal a Almuzara. El corte fue descrito por WINKLER PRINS (1971).

A la Caliza Griotte sigue una sucesión de 250 m. de calizas grises oscuras, fétidas y laminadas, muy características. El tránsito a la formación subyacente es gradual, a través de 6 m. de calizas rosadas que hacia la parte alta adquieren las características propias de la Formación Barcaliente. Siguen 24 m. de calizas laminadas con niveles de chert. El resto de la sucesión es bastante monótona, con dominio de la laminación. Prácticamente en el techo existe un nivel aparente constituido por una importante brecha singenética, conocida como Brecha del Porma (REUTHER 1977). Sus elementos angulosos poseen tamaños a veces superiores al metro.

El contenido paleontológico de la formación es muy pobre. La existencia de pistas orgánicas documenta sólo sobre las condiciones del depósito, que debió efectuarse a profundidades medias, del orden de los 200-300 m. (*Gyrophyllites*, *Phycosyphon*, etc.), para terminar en un medio somero. HEMLEBEN & REUTHER (1980) consideran las calizas como alodápicas y son homologadas por lo tanto a turbiditas distales.

La edad de la formación ha tenido que establecerse a partir de los datos suministrados por las formaciones inmediatas. Tal como se ha indicado antes, en la parte alta de la Formación Alba existen capas de tránsito que contienen *Goniatites* del Namuriense inferior (zona  $E_2$ ) en diversos puntos. Dado que el paso es gradual, puede asumirse que la base de Barcaliente tiene pues una edad Namuriense inferior. En el techo, por debajo de la brecha, WINKLER PRINS (1971) ha citado un nivel de Braquiópodos, constituyendo la banda de "*Martiniopsis*" ("*Martiniopsis*" sp., *Tornquistia* sp., *Phrycodothyris* sp., etc.), sin valor cronoestratigráfico. Tampoco las capas bajas de la Formación Valdeteja han proporcionado en este punto



restos de edad segura. Elementos de juicio para ello hay que buscarlos dentro de la misma escama de Bodón en el valle del Bernesga (Viadangos de Arbas), a 28 km. al oeste de la localidad tipo. En dicho punto, en el límite entre la Formación Barcaliente y la secuencia terrígena desarrollada inmediatamente por encima, que sustituye parcialmente a la Formación Valdeteja, MOORE *et al.* (1971) señalaron la presencia del Goniatite *Retites semiretia* MC. CALEB, asociado a una microflora del Namuriense B superior. Si, como parece, el espesor de Barcaliente se mantiene relativamente constante en unos 250 m. a lo largo de la misma unidad (Bodón), dichos hallazgos pueden ser indicativos de la edad del techo. La formación abarcaría por lo tanto la parte alta del Namuriense A y además parte del B, es decir, los pisos de *Homoceras* y *Reticuloceras*.

En la unidad más meridional (el sinclinal de Alba), la Formación Barcaliente posee un desarrollo muy irregular. En San Adrián, esta formación posee un espesor de sólo 22 m. y más al sur (fuera ya de la Hoja) disminuye rápidamente hasta desaparecer del todo. Tampoco existe en la zona de Matallana, en el borde SW de la Hoja. La presencia de esta formación en el sinclinal de Alba es pues muy limitada y pasa lateralmente a los materiales turbidíticos de la Formación Cuevas. REUTHER (1977) la considera en esta área como una unidad distinta que denomina Miembro Adrián y su contacto con la Formación Alba presenta una neta discontinuidad: en San Adrián es a través de una brecha de 0,5 m. y en otros puntos (Sobrepeña, Hoja de Vegas del Condado) el contacto es erosivo con una clara disconformidad.

### Formación Valdeteja ( $H_1^{Bb-Bc}$ )

Inicialmente descrita como Miembro Valdeteja de la Formación Escapa por VINKLER PRINS (1968), fue considerada una formación independiente a partir de WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971). Su estratotipo es continuación del de la Formación Barcaliente y se sigue a lo largo de la carretera que conduce del río Curueño a Almuzara. La sección fue descrita por WINKLER PRINS (1971). En la localidad tipo la potencia de la formación es de unos 700 m., pero puede perder rápidamente espesor por sustitución lateral por la Formación San Emiliano. Litológicamente está constituida por calizas generalmente de color gris claro y con frecuencia recristalizadas, la mayor parte masivas; algunos tramos margosos se encuentran en la parte inferior. FRANKENFELD (1976) ha distinguido en ella siete miembros distintos. Representan materiales depositados en una mar de escasa profundidad.

La sucesión comienza en Valdeteja con unos 47 m. de calizas masivas con niveles grises tableados en la base, situados inmediatamente por encima de la Brecha del Porma que constituye el paso a la Formación Barcaliente. Siguen 11 m. de calizas masivas, con niveles margosos y pizarrosos que contienen Corales, Crinoideos y Braquiópodos, entre los que hemos identificado *Cladochonus* sp. y *Tornquistia* sp. Este horizonte constituye la llamada "banda de *Cladochonus*" por WINKLER PRINS (1971), donde dicho autor ha constatado además la presencia de *Leonardophyllum leonense* DE GROOT, *Pseudofavosites* sp. y *Plicatifera* aff.

*plicatilis* (SOWERBY). Sobre este tramo se sitúan 440 m. de calizas grises masivas, con lentejones dolomitizados, y sobre ellos 17 m. de calizas bien estratificadas, grises en la parte baja ("banda de *Fenestella-Composita*" de WINKLER PRINS, 1971) y rojizas, pardas y grises en la parte alta ("banda de *Chaoiella*"), que contienen como elemento más característico, *Chaoiella gruenewaldti* (KROTOW). Dos muestras tomadas dentro de la banda de *Chaoiella* nos han proporcionado una microfauna que contiene entre otros elementos los Conodontos *Gnathodus bilineatus bollandensis* HIGGINS & BOUCKAERT, *Idiognathus corrugata* (HARRIS & HOLLIS-WORTH), *Ligonodina tenuis* BRANSON & MEHL, etc., y una variada fauna de Ostrácodos con los géneros *Tricornina*, *Roundyella*, *Bairdia* y *Beroune-lla* (SANCHEZ DE POSADA, 1976). La sucesión continúa con 160 m. de calizas grises, a veces encriníticas, que contienen las llamadas "bandas de *Echinoconchus*" y "de *Linoproductus*" de WINKLER PRINS (1968). En su parte alta hemos recogido una fauna de Braquiópodos que contiene entre otros elementos, *Avonia aculeata* (SOWERBY), *Antiquatonia khimenovi* SARYCHEVA y *Fluctuaria undata* (DEFRANCE), y finalmente 18 m. de calizas con intercalaciones margosas y pizarrosas que forman la transición a la formación siguiente.

La Formación Valdeteja no está presente en el sinclinal de Alba ni probablemente en la Escama de Forcada. Su lugar está ocupado en estos ámbitos por materiales terrígenos. El techo de la formación es ampliamente heterocrónica, como es posible observarlo de manera clara al SE del corte tipo, entre Oville y Valdecastillo, donde se ve el paso lateral a materiales de la formación suprayacente.

Los datos paleontológicos significativos para la datación de la Formación Valdeteja no son demasiado abundantes. Si la separación con la Formación Barcaliente supone una superficie relativamente isocrónica, el hallazgo anteriormente citado de *Retites* permitiría afirmar que la base de Valdeteja puede situarse en el paso Namuriense B a C (Namuriense-Bashkiriense). Así lo consideran MOORE *et al.* (1971), apoyándose además en datos de esporas.

En cambio el techo, dado el heterocronismo de las capas más altas, posee edades diferentes según los puntos considerados. En el corte tipo del Curueño, los Braquiópodos de las bandas superiores no son expresivos para afirmar la edad. En otros puntos alcanza seguramente niveles variados dentro del Bashkiriense. VAN GINKEL (1965) fijó por primera vez en el Bashkiriense la edad del techo, con base a Fusulinas de la región de San Emiliano. Datos de Braquiópodos (WINKLER PRINS, 1968), de Goniatites (*Branneroceras branneri* (SMITH) en el Bernesga, por encima de la caliza) y de esporas (MOORE *et al.*, 1971), abogan por una edad Bashkiriense inferior. Una edad más alta (Moscoviense) no se ha podido llegar a demostrar hasta el presente, pese a las opiniones de DELEPINE (1943) y DELEPINE & LLOPIS (1956) basadas en consideraciones erróneas.

Como ya hemos indicado, lateralmente la Formación Valdeteja se acuña y llega a desaparecer. En 1965, VAN GINKEL había encontrado *Reticuloce-ras* en el techo de su Formación Escapa, junto a Vegamián, y en 1979, KULLMANN ha citado, quizá procedentes del mismo punto, *Reticuloceras cf. circumplicatile* (FOOD), *cf. Ramosites divaricatus* (HIND) y *Proshu-*

*mardites* sp. Ello muestra pues, que la Caliza de Montaña, acaba aquí aun antes que en el valle del Bernega, en el Namuriense A, y probablemente falta la Formación Valdeteja en la sucesión presente.

### Formación San Emiliano (H<sub>1-23</sub><sup>Bb-B</sup>)

La Formación San Emiliano fue establecida por BROUWER & VAN GINKEL (1964) en el valle del Torrestío (Cuenca del Luna), donde está constituida por una sucesión de más de 1.750 m. de pizarras y areniscas, alternando con calizas y presentando algunas capas de carbón en su parte superior. Su techo sin embargo no es visible por presentarse localmente cubierto de manera discordante por materiales de edad más moderna. El tránsito a la formación subyacente es gradual y el contacto es fuertemente heterocrónico, pudiéndose observar cartográficamente la sustitución lateral entre Valdeteja y San Emiliano (en algunos puntos falta Valdeteja, como hemos indicado, y los términos más bajos de San Emiliano descansan directamente sobre Barcaliente). REUTHER (1977) ha señalado el carácter turbidítico de estos depósitos en algunos puntos.

En la sección tipo, los datos proporcionados por los Fusulínidos permiten situar la formación dentro del Bashkiriense (VAN GINKEL, 1965) y resultan concordantes con ello los resultados que pueden obtenerse de los Braquiópodos (WINKLER PRINS, 1968; MARTINEZ CHACON, 1979) y de las Algas (RACZ, 1965). En las capas de carbón de la parte alta se ha hallado una flora que fue considerada como del Namuriense superior o Westfaliense inferior (WAGNER, 1959) o más concretamente, del Westfaliense A (STOCKMANS & WILLIERE, 1965).

Dentro de los límites de la Hoja, la formación aparece desarrollada en las escamas de Forcada, Bodón y Gayo. Una sección representativa puede obtenerse al E de Lavandera, donde su espesor mínimo es de 750 m. (cabalgada por el frente de la escama de Gayo). En dicho corte la formación está constituida esencialmente por materiales pizarrosos, alternando con bancos de areniscas, calizas margosas y calizas grises a veces muy oscuras. El espesor de los bancos es muy variable, desde unos pocos centímetros para la arenisca a conjuntos de 20 a 55 m. Sólo por encima del tercio inferior, las areniscas y las calizas llegan a alcanzar un espesor considerable.

A lo largo de la sucesión no son raras las señales de bioturbación ni los restos de flora de los tramos más detríticos, mientras que las calizas contienen frecuentemente Algas, Foraminíferos, Briozoos, Braquiópodos y Crinoideos, a veces en proporciones relativamente altas.

Los foraminíferos presentes pertenecen a la subzona A de *Profusulinella*, de VAN GINKEL (1965), es decir, al Bashkiriense superior (*Profusulinella* ex gr. *parva* (LEE & CHEN), *Pseudostaffella* ex gr. *variabilis* REITLINGER, *Parastaffella preobrajenskyi* (DUTKEVICH), etc.). A esta fauna se hallan asociadas Algas de las zonas I y II de RACZ (1965), con *Ungdarella uralica* MASLOV, *Ortonella myrae* MASLOV, *Epimastopora bodoniensis* RACZ, etc. Entre la macrofauna deben citarse Braquiópodos (*Rugosochonetes* cf. *acantophorus* GIRTY, *Orulgania schulzi* MARTINEZ-CHACON, *Balakhonia* cf. *continentalis* (TORNQUIST), etc.) y Corales

(*Cyathoxonia* aff. *coriensis* DE GROOT, *C. cornu cantabrica* DE GROOT, etcétera).

La edad, pues, debería fijarse en el Bashkiriense superior como en la localidad tipo. Sin embargo, en la continuación occidental de las escamas de Bodón y de Gayo (en la vecina Hoja de Pola de Gordón), parecen alcanzarse niveles más altos, según datos procedentes de la indicada sucesión terrígena de MOORE et al. (1971). El estudio de las esporas muestra que éstas alcanzan en la parte alta de la serie el Westfaliense C inferior. Las intercalaciones calcáreas contienen Foraminíferos y Braquiópodos del Kashiriense y hasta del Podolskiense inferior. Por otra parte, ya hemos visto que estas mismas secuencias presentan cerca de la base en unos puntos *Retites semiretia* MC. CALEB y en otros *Branneroceras branneri* (SMITH), que indican respectivamente el Namuriense B alto y el Bashkiriense inferior. De este modo, por lo menos localmente, la Formación San Emiliano o su equivalente terrígeno podría poseer un desarrollo temporal mucho mayor que el que se ha venido admitiendo hasta ahora.

### Formación Cuevas (H<sub>1</sub><sup>B</sup> P)

En el sinclinal de Alba la sucesión estratigráfica del Carbonífero muestra diferencias respecto a las unidades situadas más al norte, donde por encima de la Caliza griotte están representadas las Formaciones Barcaliente, Valdeteja y San Emiliano. En dicha unidad sobre la Formación Alba se sitúa una secuencia terrígena, compuesta por una alternancia de pizarras, areniscas y microconglomerados, con estructuras propias de una facies turbidítica; además existen lentejones calcáreos de importancia variable a distinta altura estratigráfica. Esta secuencia, equivalente temporal de las formaciones Barcaliente y Valdeteja (quizá también en parte de San Emiliano) fue mencionada por DE SITTER (1962) como Facies Culm. Autores posteriores han seguido usando este nombre (RUPKE, 1965) o el de facies flysch (EVERS, 1967), el de Formación Cuevas (BOSCHMA & VAN STAALDUINEN, 1968; VAN STAALDUINEN, 1973) y el de Formación Olleros (WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING, 1971).

El nombre de Formación Olleros ha sido empleado por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) para designar la secuencia de materiales turbidíticos, asimilando las calizas intercaladas a eventuales lentejones de la Formación Barcaliente. Aunque estas calizas muestran en general la naturaleza característica de la Formación Barcaliente y por su altura estratigráfica pueden corresponder perfectamente a ellas, preferimos utilizar la denominación de formación Cuevas (pese a que ésta no ha sido formalmente establecida), para designar al conjunto estratigráfico situado por encima de la Formación Alba, englobando tanto la secuencia turbidítica descrita como Formación Olleros como las intercalaciones calcáreas correspondientes a Barcaliente.

El paso de las calizas rojas de la Formación Alba a las oscuras de tipo Barcaliente o en general al conjunto que denominamos Formación Cuevas, se realiza en varias localidades a través de margas rojas y verdes que constituyen los "Olaja Beds" de WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) anteriormente citados. En algunos puntos, margas muy semejantes

se presentan por encima de un paquete de 10-20 m. de caliza asimilable a Barcaliente, como en San Adrián, pero con el mismo tipo de fauna.

El contenido paleontológico de la Formación Cuevas es en general muy escaso, dado su carácter turbidítico: algunos Goniatites, restos vegetales flotados y numerosas pistas (WAGNER & FERNANDEZ GARCIA, 1971; REUTHER, 1977). Los "Olaja beds" presentan mayor contenido faunístico. Las capas indicadas de Matallana han suministrado algunos Goniatites como *Eumorphoceras bisulcatum* GIRTY (BECKER, BLESS & KULLMANN, 1975) y en San Adrián, Ostrácodos (BECKER, 1976) como *Truyolsina tuyolsi adrianiensis* BECKER y Trilobites (GANDL, 1977) como *Wagnerispina wagneri* GANDL. La fauna de los "Entomozoen Schiefer", como denominan a estas capas BECKER, BLESS & KULLMANN (1975), es predominantemente pelágica. El que se presente siempre asociada a pizarras arcillosas negras o abigarradas, no situadas necesariamente a un nivel constante, hace pensar que posee carácter de ecozona y sus restos depositados en un medio reductor.

La sucesión de la Formación Cuevas en San Adrián no rebasa los 280 m. (sin techo visible por tratarse de una serie en una estructura sinclinal) y está constituida por una alternancia de pizarras, areniscas y calizas, que contienen vegetales flotados y pistas orgánicas (*Eurypterus*) en sus capas (REUTHER, 1977). Al oeste, fuera de los límites de la Hoja, en La Robla, el espesor visible es bastante mayor. WAGNER & FERNANDEZ GARCIA (1971) lo evalúan en más de 700 m. con materiales análogos a los de San Adrián y claro carácter turbidítico. Hacia la mitad de la sucesión se presentan lentes de caliza micrítica referible a la caliza de Barcaliente, que adquieren mayor desarrollo en los tramos superiores. En conjunto el contenido calcáreo de la sucesión de La Robla es sin embargo más bajo proporcionalmente que el de San Adrián.

La edad de la Formación ha sido discutida por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971), que consideran que la mínima de la base es la proporcionada por los Goniatites de las Capas de Olaja, es decir, el Namuriense A (piso de *Eumorphoceras*). En diversas localidades de la parte baja de la sucesión en la zona de La Robla, han sido hallados Goniatites del piso del *Reticuloceras* (*Reticuloceras* cf. *paucicrenulatum* BISAT & HUDSON, *R. ex gr. nodosus* BISAT & HUDSON, *R. cf. gulincki* BOUCKAERT, etc.), es decir, formas ya del Namuriense B (WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING, 1971). Restos flotados de flora parecen ser también de la misma edad. Y la misma parece corresponder a la microflora que poseen las calizas de la parte superior en La Robla (WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING, 1971). Como mínimo pues, la Formación Cuevas corresponde al Namuriense A y B; no puede juzgarse en cambio si las capas que coronan la serie son o no correlativas con las de San Emiliano, es decir, si son ya del Bashkiriense superior.

### Formación Lena ( $H_{1-23}^{Bc-B}$ )

La Formación Lena (VAN GINKEL, 1965) es una potente serie que se superpone a la Caliza de Montaña en la Cuenca carbonífera central y ocupa en la Hoja toda su parte septentrional. Esta área es una prolongación hacia

el S. de la Cuenca carbonífera y constituye, en continuidad geográfica y estructural con ella, lo que SJERP (1967) llama Cuenca de Piedrafita-Lillo. La formación está constituida por calizas y pizarras, que recuerdan a la Formación San Emiliano, con algunos tramos carbonosos, en su parte alta. Constituye en realidad una cuenca parállica que hacia el techo pasa a continental, representada fuera de la Hoja por la Formación Sama. La Formación Lena corresponde al conjunto "Improductivo pizarroso-Productivo entrecalizas" de MARTINEZ ALVAREZ (1962).

El nombre de la formación procede de la antigua "Assise de Lena" de BARROIS (1882). BROUWER & VAN GINKEL (1964) crearon para la zona situada inmediatamente al E ( valle del Esla), la Formación Lois-Ciguera, que se ha interpretado como equivalente parcial de la Formación Lena. Incluso algunos autores (RACZ, 1965) la extienden a prácticamente todo lo que queda incluido en esta Hoja como Formación Lena, pero entre ambas existe en realidad la prolongación de los accidentes del borde oriental de la Cuenca carbonífera central al S. del Mampodre, por lo cual es aconsejable mantener su nombre originario.

En la Cuenca carbonífera central posee un espesor del orden de 3.200 m. según GARCIA LOYGORRI *et al.* (1971), que dividen la formación en múltiples paquetes que no es posible extender a la zona que corresponde a esta Hoja. La formación empieza con tramos pizarrosos y algunos niveles calcáreos hasta alcanzar un conjunto potente de calizas que destacan fuertemente en el paisaje (Caliza masiva de JULIVERT, 1960; Formación Escalada de VAN GINKEL, 1965; caliza de Peña Redonda de GARCIA LOYGORRI *et al.*, 1971). Siguen pizarras con capas calcáreas y al final aparecen los primeros niveles carbonosos. La existencia de paquetes de pudingas por encima de estos niveles marca el techo de la formación.

En el marco de la Hoja, es decir, en lo que SJERP (1967), llama Cuenca de Piedrafita-Lillo, la serie es incompleta y resulta algo difícil reconstruirla. Puede llegar a alcanzar un espesor de 2.000 m. como máximo. Las capas calcáreas poseen menos desarrollo que en la Cuenca y llega a faltar la banda que corresponde a la Caliza masiva, si bien EVERS (1967) trata de mostrar la equivalencia de la misma con ese conjunto de capas calcáreas que se siguen hasta la zona de pantano del Porma, cerca de Rucayo, es decir, al S de la falla de León. En la zona cartografiada predominan las pizarras con variable contenido arenoso y las areniscas, y existen también niveles carbonosos que localmente se explotan. Hacia el E la serie se hace no obstante más calcárea, pasando a adquirir las características de la Formación Lois-Ciguera, que se desarrolla en la Hoja inmediata.

El contenido macropaleontológico está representado por Braquiópodos, Moluscos y restos vegetales especialmente. Una rica microfauna con Fusulinas, acompañada de Algas calcáreas, permite una cierta precisión en la datación de la serie.

Con DELEPINE (1943) quedó establecido que la formación es de edad moscovense, con base especialmente a la microfauna de la caliza masiva. En la Cuenca carbonífera central, estudios más recientes (GARCIA LOYGORRI *et al.*, 1971) muestran sin embargo que la Caliza de Peña Redonda (=Caliza masiva) es todavía de edad bashkiriense y las primeras capas productivas pertenecen al Westfaliense C por la flora, y se hallan por

encima de la primera aparición de *Fusulinella*. El que no se haya encontrado nunca flora del Westfaliense A en la Cuenca (WAGNER, 1969) hace pensar en la posibilidad de que hubiese existido una laguna estratigráfica en niveles que corresponderían al Bashkiriense superior probablemente. Esta suposición se apoyaría en los datos obtenidos por la Formación Lois-Ciguera, que en parte es correlativa con la Formación Lena. En esa formación se han encontrado Fusulinas que van del Kashiriense al Miachkoviense (VAN GINKEL, 1965), y no se ha hallado en cambio ningún elemento faunístico que corresponda al Bashkiriense superior. BROUWER & VAN GINKEL (1964) y VAN GINKEL (1965) creen realmente en la existencia de una laguna o hiato entre la Formación Lena y la Caliza de Montaña, con paraconformidad entre sus capas, o que en algunos puntos la serie esté condensada.

Sin embargo, en los tramos de la formación situados al S de la falla de León (zona del Porma), EVERS (1967) señala la presencia de niveles de esa edad. Cerca de Quintanilla de Vegamián, al S de Rucayo, ha encontrado tramos que pertenecen a la zona de *Profusulinella*, parte alta de su subzona A o bajo de la subzona B, *Profusulinella ovata* (RAUSSER-TCHERNOUSSOVA) y *Pr. ex gr. parva* (LEE & CHEN), es decir, al Bashkiriense superior.

Los tramos superiores, de edad moscoviense se hallan mejor documentados. En el alto valle del Curueño se han localizado Algas de la zona III de RACZ (Vereyense-Kashiriense), como *Dvinella comata* CHVOROVA, *Pseudokomia cansecoensis* RACZ, acompañando a Foraminíferos de las subzonas B de *Profusulinella* (*Pr. ex gr. prisca* (DEPRAT), *Pr. ex gr. librovitchi* (DUTKEVITCH), etc.) y A de *Fusulinella*. Otras Algas de la zona IV de RACZ (*Komia abundans* KORDE, *Archaeolithophyllum missourensis* JOHNSON, etc.) van unidas a Foraminíferos de la subzona B<sub>1</sub> de *Fusulinella* y serían ya indicativas del Podolskiense. Estos elementos de edad moscoviense se acompañan con una fauna de Braquiópodos encontrada en pizarras y areniscas, entre la que hemos localizado: *Rugosochonetes skipseyi* (CURRIE), *Avonia echidniformis* (CHAO), *Karavankina rakuszi* WINKLER PRINS, *K. praepermica* RAMOVŠ, *Buxtonia juresaniensis* (TSCHERNYSCHEW), *Dictyoclostus* (?) *aegiranus* BOGER & FIEBIG, *Brachythyrina strangwaysi* (VERNEUIL), etc. Probablemente su edad es Kashiriense-Podolskiense.

En resumen, la Formación Lena debe comprender desde el Bashkiriense inferior (posible edad máxima para el techo de la Caliza de Montaña) a la parte media del Moscoviense (Kashiriense-Podolskiense), quizá con falta de sedimentación, o condensación de tramos en su parte baja. Vistos los datos proporcionados por la secuencia de Villamarín (MOORE *et al.* 1971), la Formación Lena viene a ser prácticamente correlativa con la Formación San Emiliano.

### Carbonífero post-astórico (H<sub>33</sub><sup>B</sup> cg, H<sub>33</sub><sup>B</sup> p, H<sub>33</sub><sup>B</sup>)

La continuidad de la sucesión carbonífera descrita hasta aquí se interrumpe a causa de la existencia de discordancias que atestiguan la orogénesis herciniana. En el área de la Hoja la discordancia que se observa

claramente es la astúrica, es decir, la pre-Estefaniense A. Materiales de edad todavía carbonífera forman series potentes posteriores a dicha discordancia (Carbonífero post-astúrico). Su edad es estefaniense y han recibido desde el punto de vista litoestratigráfico apelativos diversos.

La distribución de los afloramientos en el mapa se separa de la disposición ordenada de los terrenos anteriores a causa de la citada discordancia, pero está en relación con accidentes hercinianos. En la parte meridional de la Hoja existen las cuencas de Ciñera-Matallana y de Sabero, la primera representada en su mitad oriental, y la segunda solamente por su borde NW. En la parte septentrional, un afloramiento alargado y estrecho (cuencas de Canseco y Rucayo-Solle) se encuentra entre la Cuenca carbonífera central y la Región de pliegues y mantos. Ambos conjuntos están vinculados al trazado de sendas fracturas, que controlaron en gran parte su historia sedimentaria: la falla de Sabero-Gordón y sus satélites, y la falla de León (RUPKE, 1965). Siendo su depósito posterior al plegamiento principal de las series de la cuenca herciniana y atendiendo a su naturaleza litológica, sus materiales debieran recibir la consideración de molasas. Pero conviene advertir que no son totalmente postorogénicos ya que fueron todavía deformados por las últimas fases del ciclo herciniano.

Algunos autores consideran que los materiales de estas cuencas debieran integrarse en una formación única, y proponen nombres como la Formación Cea (HELMIG, 1965) o Formación Prado (VAN STAALDUINEN, 1973) o a lo sumo dos (una para las cuencas del área meridional y otra para las de la septentrional), las Formaciones Sabero y Rucayo (EVERS, 1967). Lo más correcto, sin embargo, es considerar independientemente las diversas cuencas aunque debió existir continuidad sedimentaria entre ellas (la de Ciñera-Matallana con la de Sabero, por lo menos) y producirse más tarde la erosión que las aisló. Son cuencas de depósito continental, formadas por conglomerados, areniscas, pizarras y capas de carbón, que son objeto de activa explotación en varios puntos. Sin embargo, se han descrito para la de Sabero breves tramos de naturaleza marina o salobre en su parte inferior. Pero teniendo en cuenta que el relleno de estas cuencas supone un gran espesor de sedimentos (cerca de 3.000 m. para la de Sabero), este episodio marino no alcanza a disminuir el carácter continental de la sucesión depositada.

HEWARD (1978) ha efectuado un estudio sedimentológico del conjunto de estas series en las que ha podido distinguir secuencias verticales de 1 a 10 m. y megasecuencias de hasta 100 m. de espesor. La interpretación deposicional de estos materiales muestra que la parte inferior está constituida por conglomerados irregulares de relleno de valle con grandes cantos sin clasificar, a los que siguen abanicos fluviales de tipo frecuentemente distal con intervalos de sedimentación lacustre.

Si bien este Carbonífero se conoce como tal desde mediados del siglo pasado (EZQUERRA, 1844; PRADO, 1850; MALLADA, 1886, 1903), el estudio detallado de las cuencas principales no se ha producido sino hasta muy recientemente. La aportación de WAGNER ha sido fundamental para el conocimiento del Carbonífero superior de la Cordillera Cantábrica.



## Cuenca de Cifera-Matallana

La cuenca de Cifera-Matallana es la que cubre mayor extensión superficial dentro de la Hoja. Explotada de hace más de un siglo, su conocimiento preciso se inició hacia 1950 (GOMEZ DE LLARENA, 1950; VAN AMERON & VAN DILLEWIJN, 1963; EVERS, 1967; WAGNER, 1963, 1964, 1965, 1966, 1971).

La sucesión está constituida por un conjunto de materiales que alcanzan de 1.000 a 1.500 m. de espesor. La sedimentación es exclusivamente continental, originada en medios distintos (torrencial, fluvial, lacustre). EVERS (1967) indica la existencia de pequeños ciclotemas que revelarían ritmos en la sedimentación y HEWARD (1978) ha descrito secuencias y megasecuencias a lo largo de la serie, aunque en la base la sedimentación es irregular.

WAGNER (1971) establece la existencia de siete paquetes en la sucesión, a los que da la consideración de formaciones, separados por niveles-guía bastante constantes que están representados por capas limnitas con fauna de Bivalvos o Artrópodos o por niveles carbonosos más o menos fácilmente identificables. Por simplificación en la descripción hemos reunido dichas "formaciones" en tres grupos: uno inferior, con las formaciones San Francisco y Pastora, uno medio, con las formaciones Cascajo, Roguera, San José y Bienvenidas, y otro superior, con la formación Matallana. Los datos de estas formaciones que insertamos a continuación, proceden de WAGNER (1971).

El grupo inferior se inicia con gruesos conglomerados calcáreos que en el valle de Correcillas especialmente, alcanzan notable espesor (250 m.) y fosilizan el relieve preexistente. Estos conglomerados constituyen la base de la Formación San Francisco. Hacia su parte superior, la formación presenta dos capas de carbón explotables, la Umbelina y la San Francisco. A esta formación sigue la Pastora, caracterizada por el desarrollo de las facies pantanosas (la Capa Pastora, en la parte superior, puede alcanzar por acumulación tectónica, hasta 20 m. de espesor); estas capas, que se extienden por la vecina Hoja de Pola de Gordón, pasan en ésta a conglomerados fluviales que no permitieron el desarrollo de las capas carbonosas. El espesor de estas formaciones es variable, especialmente el de la primera al adaptarse a las irregularidades del relieve anterior; en la zona de Correcillas no suele bajar de los 400 m.

El grupo medio contiene abundancia de areniscas que atestiguan un régimen fluvial persistente. Lo mismo la Formación Cascajo que la Formación Roguera apenas si presentan capas de carbón de interés y sí solamente varios carboneros. En cambio la Formación San José, aun manteniendo un carácter fluvial por la existencia de niveles de areniscas, contiene varias capas importantes de carbón (la Cuarta, de San José, puede alcanzar hasta 1 m. de espesor). El mismo régimen presenta la Formación Bienvenidas, con cinco capas de carbón hacia la parte superior, que aunque reducidas, son explotadas en la zona de Matallana (Capas Esgañal, Marte, etc.). El espesor del conjunto es del orden de los 600 m.

El grupo superior está constituido por la Formación Matallana, típicamente fluvial, con areniscas, algunos niveles lacustres y tres capas de

carbón que se explotan en la zona de Matallana (Alvaro, en la base, Picalín y Petra).

El contenido paleontológico de estas formaciones está representado por la fauna de las capas lacustres y por la flora presente en los niveles carbonosos, en las pizarras y hasta en las areniscas fluviales (raíces, troncos). La fauna de agua dulce (EAGAR & WEIR, 1971) está constituida particularmente por Filópodos (*Leaia baentschiana* BEYRICH), Ostrácodos (*Carbonita* sp.) y Bivalvos (*Anthraconauta* sp., etc.), que nos dan información sobre el medio, pero no respecto a la edad de las capas. La flora, de la que WAGNER (1971) ha señalado hasta un centenar de especies, corresponde íntegramente al Estefaniense B. La asociación de *Sphenopteris matheti* ZEILLER, *Lobopteris corsini* WAGNER, *Pecopteris jongmansii* WAGNER, *Taeniopteris jejuna* GRAND'EURY, *Pecopteris ameromi* STOCKMANS, WILLIERE & DE LA VEGA, *Alethopteris zeilleri* (RAGOT), *Neuropteris gallica* ZEILLER, *Odontopteris genuina* GRAND'EURY y *Reticulopteris germari* GIEBEL, parece revelar la parte media del Estefaniense B. En las formaciones superiores (a partir de Roguera), junto a varias de las formas indicadas aparecen *Sphenopteris thoni* var. *minor* STERZEL, *Polymorphopteris subelegans* (POTONIE) y *Pecopteris integra* ANDRAE, que sugieren ya con su presencia la parte superior del Estefaniense B.

### Cuenca de Sabero

La cuenca de Sabero es quizá la primera que fue objeto de estudios geológicos de todas las de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica. Pero su conocimiento a fondo es también reciente (WAGNER, 1957; HENKES, 1961; HELMIG, 1965; KNIGHT, 1971, 1974).

La sucesión estratigráfica de la cuenca de Sabero es parecida a la de la cuenca de Ciñera-Matallana, si bien existen diferencias de edad y de facies. Los materiales depositados, que asoman sólo en una pequeña parte dentro de la Hoja, alcanzan un espesor de más de 2.500 m., superior pues, al de Ciñera-Matallana.

HELMIG (1965) y KNIGHT (1974) dividen la sucesión en tres conjuntos informales o paquetes, que responden a criterios mineros: el Paquete Norte, el Paquete Central y el Paquete Sur, que se pueden utilizar como unidades en la descripción, si bien últimamente KNIGHT (in litt.) ha introducido "formaciones" parecidas a las que WAGNER ha establecido para la Cuenca de Ciñera-Matallana: Alejico, Raposa, Gonzalo, Sucesiva, Quemadas, Herrera, Unica y Perla.

Los depósitos más antiguos de esta cuenca que afloran en la Hoja (capas de Alejico), son conglomerados calcáreos que pueden alcanzar en algunos puntos hasta 100 m. de espesor, seguidos de areniscas, pizarras y delgadas capas de carbón, que corresponden a depósitos en un medio pantanoso (Formación Raposa). A partir de un determinado momento cambia el régimen sedimentario, que pasa a contener casi exclusivamente pizarras (Primera secuencia pizarrosa o Formación Gonzalo, de KNIGHT, 1974). Estas pizarras acaban con una capa de carbón importante (la Sucesiva, de 2 m.) y, siguiendo más arriba, areniscas y pizarras arenosas

que culminan con una nueva capa de carbón (la Estrella). Este conjunto corresponde al llamado Paquete Norte, que podría compararse groseramente con el grupo inferior de la Cuenca de Cifera-Matallana, pero difiere de él por su edad y por la presencia en los tramos inferiores (Raposa), de una banda de régimen salobre, con *Myalina* y *Curvirimula* (EAGAR & WEIR, 1971), que no aparece en cambio en ninguna de las cuencas situadas más al oeste.

El Paquete Central se inicia con un retorno a niveles pizarrosos (Segunda secuencia pizarrosa o Formación Quemadas), separados por la falla de Sabero-Gordón de otros materiales de edad ligeramente más reciente (capas de la Herrera), pero cuya relación de continuidad se observa en superficie. Estos últimos forman una serie de areniscas y pizarras y contienen las capas de carbón explotable más importantes de toda la cuenca (la Capa 3, por ej., de 3 m. de espesor).

Otra falla derivada de la anterior separa el Paquete Central del Paquete Sur. Tampoco aquí se observa neto el contacto de unas series con otras, pero evidentemente las últimas deben ser más modernas. Los materiales son predominantemente areniscas y pizarras con algunos niveles carbonosos delgados (capas de la Unica y la Perla).

Aparte de elementos faunísticos (Bivalvos, Filópodos, Ostrácodos) restringidos a los niveles salobres y a otros de carácter límnico a diversas alturas a lo largo de la sucesión, la flora es muy abundante. Las capas inferiores de la serie pertenecen según KNIGHT (1974) al Estefaniense A, con *Alethopteris grandinioides* var. *subzeilleri* (WAGNER), *Sphenophyllum emarginatum* var. *truncatum* (SCHIMPER), *Oligocarpia gutbieri* (GOEPPERT), *Alethopteris barruelensis* (WAGNER), *Lobopteris lamuriana* (HEER), etc. Pero en el Paquete Central y en el Paquete Sur, la presencia de *Oligocarpia grigorievi* (ZALESSKY & TCHIRKOVA), *Odontopteris genuina* GRAND'EURY, *Alethopteris zeilleri* (RAGOT), *A. leonensis* WAGNER, *Shenopteris leptophylla* (BUNBURY), *Sph. matheti* ZEILLER *Neuropteris gallica* ZEILLER, *Pecopteris paleaceae* (ZEILLER), *Callipteridium costei* (ZEILLER), *Lobopteris corsini* WAGNER, etc., atestiguan la edad Estefaniense B para todas estas capas.

### Afloramientos de la zona septentrional

Siguiendo el trazado de la falla de León, una estrecha banda de materiales carboníferos se extiende de un extremo a otro de la Hoja en su parte septentrional. Se conocen estos afloramientos como "cuencas" de Canseco (en parte ya fuera de la Hoja, hacia el W), Rucayo-Soile (en el valle del Porma), etc. Los materiales, como para las cuencas meridionales, son conglomerados, areniscas y pizarras, con niveles carbonosos. WAGNER (1963) y VAN AMERON (1965) las han reconocido como pertenecientes al Estefaniense B, por la presencia de *Pecopteris hemitelioides* BRONGNIART, "*Validopteris*" *hispanica* WAGNER, *Dicksonites pluckereti* var. *sterzeli* (ZEILLER), *Taeniopteris jejuna* GRAND'EURY, *Alethopteris zeilleri* (RAGOT), etc.

En resumen pues, el Carbonífero post-astórico de la Hoja es predominantemente de edad Estefaniense B. Sólo las capas más bajas de

Sabero pertenecen al Estefaniense A. El hecho parece inscribirse dentro de un proceso que afecta a todo el área cantábrica. La sedimentación debió iniciarse antes en la zona oriental de la vertiente Sur de la Cordillera, para extenderse luego hacia el oeste. El fenómeno es progresivo entre cuencas inmediatas, revelando quizá que el funcionamiento de las grandes fracturas que controlaron fundamentalmente la sedimentación, se propagó en sentido E-W.

## 2.6. CRETACEO (C<sub>24</sub>, C<sub>25</sub>)

Los afloramientos del Cretáceo constituyen los materiales más antiguos de la cobertera en los límites de la Hoja. Discordantes con el zócalo, forman una estrecha banda adosada al borde meridional de la Cordillera. Solamente al E de Boñar dibujan un entrante entre el Alóctono del Manto del Esla y la unidad de San Adrián, debido seguramente al juego tardío de la fractura de Sabero-Gordón.

Las capas más bajas están formadas por una serie de areniscas sueltas y conglomerados silíceos, con frecuente estratificación cruzada, de colores blanquecinos o amarillentos y en ocasiones abigarrados, que poseen un espesor visible de unos 150 m. CIRY (1939) las integraba en su "facies wealdense", pero en realidad deben homologarse con las Capas de Utrillas del centro de España. Localmente EVERS (1967) ha denominado a este conjunto Formación Vozmediano. Su edad ha sido considerada en áreas diversas como del Cretácico inferior, quizá del Albense. Sin embargo, VAN AMEROM (1965) estudió un conjunto palinológico en materiales lignitíferos interestratificados con las arenas procedentes de Palazuelo de Boñar (borde S de la Hoja) y obtuvo una edad posiblemente turonense. Aunque recientemente MEDUS *et al.* (1980) parecen confirmar esta atribución, la falta de especies-guía en la asociación obtenida no proporciona ninguna seguridad a la edad considerada.

Los materiales de la Formación Vozmediano aparecen recubiertos transgresivamente por una serie predominantemente carbonatada en la que se halla representado parte del Cretáceo superior. Localmente ha sido denominada, Formación Boñar (EVERS, 1967). Mientras en el borde occidental de la Hoja está representada por unos pocos metros, en la zona de Boñar (sinclinal de Las Bodas), alcanza más de 400 m. de potencia. La sucesión está constituida por una alternancia de tramos calcáreos más o menos groseros con margas y arcillas. En el corte de las Bodas, la parte inferior está formada por areniscas micáceas, calcarenitas y arcillas, que a unos 50 m. de la base contienen una fauna litoral con *Acutostrea acutirostris* NILSSON en abundancia, asociada con *Praeradiolites plicatus* LAJARD, *Orbignya microstyla* DOUVILLE, *O. cf. striata* DEFANCE, *Cyclolites* cp., y numerosos Lamelibranquios y Gasterópodos. Esta fauna, localizada ya por CIRY (1939), corresponde probablemente al Santoniense.

A estas capas siguen calizas claras y margas, y más arriba, calcarenitas y arcillas. El conjunto alcanza los 300 m. Las capas más altas de la serie, constituidas por calcarenitas, calizas blancas con *Lacazina* y calizas margosas con dientes de Seláceos, suponen unos 90 m. de espesor y corresponden claramente al Campaniense, ya que ha suministrado

*Orbignyia heberti verneuili* DOUVILLE y otros Rudistas de esta edad. Hacia el borde oeste de la Hoja, son éstos los únicos materiales presentes del Cretáceo superior, ya que los de edad santoniense prácticamente no se encuentran al oeste de Aviados. En realidad se trata de un fenómeno más general, ya que hacia el este, fuera del marco de la Hoja, por debajo del Santoniense aparecen sucesivamente el Coniacense, el Turonense y el Cenomanense. Este último es el piso más bajo representado en la sucesión calcárea (Cervera de Pisuegra). Por ello parece plausible atribuir a la serie arenosa una edad albense, como se ha dado en otras partes del país, a no ser que su techo posea tan elevado diacronismo que permita considerar que parte de ella es un tránsito lateral de la Formación Boñar; de hecho, no obstante, en ningún punto parece observarse tal paso y sí un claro contacto discordante entre las dos series.

## 2.7. Terciario ( $T_2^A$ , $T_3^A$ )

La parte meridional de la Hoja está ocupada por una serie importante de materiales detríticos de edad terciaria. Representa las facies de borde de la formación que rellena la amplia depresión del Duero. La sedimentación posee carácter totalmente continental y los materiales que predominan en el ámbito cartografiado son conglomerados, a los que hay que añadir areniscas y arcillas en menor proporción.

La serie cretácica se continúa con arcillas y areniscas de color rojo, aparentemente concordantes con la Formación Boñar, pero que probablemente son paraconformes con ella. Estos materiales presentan niveles detríticos bien lapidificados. Con parte de ellos, CIRY (1939) estableció informalmente una formación con el nombre de Areniscas de Las Bodas. Constituyen la Formación Vegaquemada de EVERS (1967). En el contacto con el Cretáceo suelen existir calizas o margas arenosas, grises o amarillentas y a veces con manchas rojizas; su aspecto es parecido al que poseen niveles que en otros puntos han proporcionado fósiles lacustres, y se han asimilado a la facies "garumnense" que con frecuencia sigue al Cretáceo superior en el Sistema Ibérico y Pirineos. La Formación Vegaquemada posee una potencia mínima de 400 m. en el área cartografiada, pero debe alcanzar en realidad un espesor bastante mayor.

A estos materiales sigue en paso gradual un gran paquete formado por conglomerados poligénicos de naturaleza silícea y calcárea, con algunos bancos de areniscas, que EVERS (1967) ha llamado Formación Candanedo. En su parte inferior los cantos poseen tamaños que pueden superar el medio metro de diámetro y se presentan generalmente mal rodados. El tamaño disminuye de N a S y también conforme se asciende en la serie; los cantos se hacen también progresivamente más redondeados. Su origen es típicamente fluvial y el aporte procede de la Cordillera Cantábrica, que constituiría el área fuente para la zona septentrional de la Cuenca del Duero. La disposición de la masa de conglomerados de la Formación Candanedo indica que se trata de un sistema de abanicos fluviales coalescentes que se instalaron en el borde de la cuenca, iniciando de este modo su relleno. En conjunto forman varias coladas separadas por términos pélticos de materiales arcillosos. La serie presenta un

buzamiento medio hacia el S, del orden de los 30-40°. El espesor visible en el marco de la Hoja es sólo de unos 300 m.; EVERS (1967) estima no obstante para el conjunto una potencia total del orden de 1.000 m.

La edad de las formaciones Vegaquemada y Candanedo no puede establecerse más que por conjeturas. Hasta el presente, ningún resto paleontológico fiable ha sido encontrado en ellas, no sólo dentro de la Hoja sino incluso en las inmediatas. Los hallazgos paleontológicos más próximos que puedan constituir puntos de referencia, se produjeron a más de 60 kms. de distancia: al SW, en el Páramo de León (Santa María, Urdiales, La Bañeza, Villamañán), y al SE, en Saldaña y Relea (ROYO, 1930; HERNANDEZ PACHECO, 1930; BATALLER & HERNANDEZ SAMPELAYO, 1944; CRUSAFONT & VILLALTA, 1954), los primeros del Vindoboniense (Helveciense-Tortonense), los segundos del Vindoboniense-Pontiense. Aunque no se ha establecido todavía con seguridad la correspondencia de las capas fosilíferas con los materiales del borde de la cuenca, parece que las arcillas rojas del Páramo de León deben constituir el equivalente lateral hacia el interior de la cuenca, de las facies detríticas de la Formación Vega de Riacos (MABESOONE, 1959) que parecen recubrir los abanicos de la Formación Candanedo. De ser así, los materiales representados en esta Hoja serían de edad lógicamente previndoboniense. Es decir, formarían parte del conjunto que desde ROYO (1921) han figurado en los mapas geológicos de España como Paleógeno. Ya CIRY (1939) asimilaba sus Areniscas de Las Bodas al Luteciense por comparación con las arcosas de la zona de Salamanca; y las pudíngas y arcillas que corresponden a la Formación Vegaquemada al Eoceno superior. Sin que tengamos razones precisas para ello, y a reserva de que se efectúen hallazgos paleontológicos que invaliden estas suposiciones, nos inclinamos a considerar a la Formación Vegaquemada como del Eoceno, y los conglomerados de la Formación Candanedo, como del Oligoceno-Mioceno inferior. En la inmediata Hoja de Vegas del Condado se admiten no obstante, edades más altas (hasta Mioceno superior para el abanico de Barrillos, que recubre el complejo de Candanedo).

## 2.8. CUATERNARIO (QC, QL, QA)

Los depósitos cuaternarios ocupan una extensión reducida en el marco de la Hoja. Por otra parte sólo se han representado en el Mapa aquellos afloramientos que puedan caracterizarse plenamente. Los hemos agrupado en tres conjuntos totalmente distintos.

Por una parte se encuentran los depósitos glaciares de tipo morrénico (QC), ocupando áreas elevadas. Generalmente aparecen removilizados y transformados en coluviones de ladera, si bien conservan todavía gran parte de las características glaciares. Los menos afectados se encuentran fundamentalmente por encima de la cota 1.600 m., en la zona de la Peña del Sumidero, dentro de la Escama de Gayo, 5 kms. al W de Valdeteja. A partir de este punto descienden coluviones de alto componente glaciar, que se sitúan en la parte más alta de los valles subsecuentes de la red hidrográfica. Por otra parte, en ambas laderas del curso alto del Curueño (zona de Valdelugeros) se encuentran coluviones de componente glaciar,

que en ocasiones afluyen hasta el propio valle principal, situado en esa zona a una altura de 1.200 m.

Derrubios de ladera o depósitos de pie de monte, es decir, coluviones propiamente dichos sin componente ni caracteres glaciares apreciables, se sitúan en especial en el borde S de la Cordillera, entre Aviados y Boñar (QL). Están constituidos por fragmentos de los materiales rocosos más inmediatos a ellos, (principalmente cuarcitas), con fuerte angulosidad y calibrado proporcional a la cota. Llegan a formar amplios conos, cuya lengua desciende sobre los materiales cretácicos y terciarios que constituyen las laderas y el fondo del valle transversal que limita por el S el Paleozoico de la Cordillera. EVERS (1967) les atribuye una edad villafranquiense, por comparación con las "rañas" que tanto desarrollo poseen en la Meseta.

Finalmente deben mencionarse los depósitos situados en las llanuras fluviales (Curueño, Porma y una pequeña parte del Torío). Se trata de aluviones (QA), que en la mitad N de la Hoja presentan cantos de dimensión media relativamente elevada y en general poco rodados y calibrados, a causa de la gran energía de transporte de los cursos altos. En las llanuras aluviales del S poseen las características propias de un transporte más tranquilo dada la reducida pendiente de los cursos de agua. En el valle del Torío, en el extremo SW, puede distinguirse un nivel de terraza fluvial formado por gravas cuarcíticas.

La falta de restos paleontológicos en estos materiales impide realizar el establecimiento seguro de su edad.

### 3. TECTONICA

#### 3.1. INTRODUCCION

En la Hoja de Boñar se encuentran representadas tres de las provincias en que JULIVERT (1967b) dividió la Zona Cantábrica; Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central y Región de Mantos, si bien la representación de esta última es escasa y reducida al ángulo NE; como es sabido esta zona constituye la parte más externa de la cadena herciniana de la Península Ibérica.

La Zona Cantábrica se caracteriza por una deformación epidérmica carente de metamorfismo, deformación interna y estructuras penetrativas tales como esquistosidad; las diferencias litológicas y la anisotropía debida a la estratificación controlan en gran parte la deformación. De modo general, la estructura de la Zona Cantábrica es el fruto del emplazamiento de grandes mantos de despegue de tipo apalachense, vergentes hacia las zonas externas de la cadena y de dos sistemas de pliegues, uno aproximadamente longitudinal a las trazas cartográficas de los mantos y que en algunas zonas los deforma y otro radial que deforma todas las estructuras anteriores. Las trazas cartográficas de las estructuras describen un arco cóncavo hacia el E denominado "arco astúrico" o "rodilla astúrica".

Todos estos sucesos tienen lugar durante el Westfaliense y el Cantabriense, siendo los sedimentos estefanienses básicamente postectónicos. La fracturación tardihercínica afecta a todos los materiales originando en las cuencas estefanienses una estructura de cobertera plegada.

En el borde S de la Hoja afloran materiales mesozoico-terciarios correspondientes al borde N. de la cuenca del Duero. Estos materiales están afectados por el rejuego, durante el ciclo alpino, de fracturas y otras superficies hercinianas que llegan incluso a producir inversiones en los buzamientos de estos materiales.



## 3.2. REGION DE PLIEGUES Y MANTOS

Es la provincia tectónica de la Zona Cantábrica mejor representada en la Hoja, abarcando desde la falla de León al N hasta el borde mesozoico-terciario al S. Dentro de ella se puede diferenciar, en la cartografía, una serie de escamas agrupadas por JULIVERT (1971b) en unidades mayores, y que de N a S son (ver Fig. 1): escamas de Forcada, Bodón y Gayo que forman en conjunto la unidad de Bodón y escamas de Correcilla, Pozo y probablemente Bregón que junto con el sinclinal de Alba forman la unidad de Correcilla. Al E de la falla del Porma afloran el autóctono y el alóctono del Manto del Esla así como algunas de las escamas situadas más al N.

### 3.2.1. Características generales de los mantos cantábricos

Son diversos los trabajos en que se han dado a conocer las características generales de los mantos de la Zona Cantábrica: JULIVERT 1965, 1967a y b, 1971, MARCOS, 1968 b, ARBOLEYA, M.L. 1981; PULGAR, F.J. et al. 1981, indicando estos autores que sus características geométricas son similares a los de los Apalaches meridionales, Montañas Rocosas, Alpes Helvéticos, ... De acuerdo con estos datos y las observaciones de la Hoja se puede deducir los siguientes caracteres comunes:

El nivel de despegue se sitúa normalmente en la base del nivel calizo de la formación Láncara. Generalmente esta superficie constituye la base del alóctono en las escamas más importantes. En la escama de Bodón el nivel de despegue se encuentra, sin embargo, dentro de la formación Herrería. En otras escamas, como la de Correcilla, el nivel de despegue asciende en la serie hasta situarse en el Devónico existiendo tramos donde la superficie de despegue es oblicua a la estratificación del alóctono.

En el conjunto cabalgado, la superficie de despegue suele ser también paralela a la estratificación en grandes trechos situándose normalmente por encima de los niveles carboníferos de las formaciones Valdeteja, S. Emiliano o el Grupo Lena; en trechos menores esta superficie corta de forma oblicua y siempre hacia arriba ascendiendo de nivel estratigráfico para situarse de nuevo paralelamente a la estratificación del autóctono.

Este tipo de ascenso de la superficie de cabalgamiento con una trayectoria en "escalera" origina la existencia de zonas con y sin superposición tectónica y que cuando ésta existe sea siempre de rocas más antiguas sobre otras más modernas; además este tipo de geometría determina la existencia de antiformentes en las zonas de rampa y de sinformentes en las zonas planas, formas que van a condicionar fuertemente la localización del plegamiento posterior.

La superficie de cabalgamiento puede cambiar lateralmente de posición estratigráfica respecto al conjunto cabalgante, como del autóctono así como digitarse en varias unidades menores. Asimismo, es normal la existencia de niveles de despegue secundarios asociados a uno principal.

El emplazamiento de los mantos no originó apenas deformación interna en las rocas implicadas como lo prueba la casi inexistencia de objetos preorogénicos deformados. Los únicos pliegues que se pueden considerar asociados a los mantos (además de los generados por el mecanismo de

ascenso anteriormente descrito) son los producidos en conjuntos de capas competentes e incompetentes alternantes del alóctono y/o el autóctono cuando la superficie de cabalgamiento asciende oblicuamente a la estratificación (por ejemplo las originadas en el Devónico de la escama de Correcilla al E de Getino). No obstante la mayor parte de los pliegues observables en cartografía se generaron con posterioridad al emplazamiento de los mantos ya que se observan varias escamas superpuestas plegadas solidariamente (área de Valdorra y Peña Galicia).

### 3.2.2. Descripción de los diferentes mantos y escamas.

Las unidades más importantes de la Región de Pliegues y Mantos en este área, fueron puestos en evidencia por COMTE (1959) y un estudio pormenorizado de cada una se puede encontrar en EVERS (1967); para su descripción seguiremos la nomenclatura de la Fig. 1.

#### Unidad de Bodón.

La escama más septentrional de las situadas al W de la falla del Porma es la de Forcada. La superficie de cabalgamiento es paralela a la base del Láncara aunque existen tramos (zona entre Lugueros y Tolibia) en que el frente cartográfico se complica al coincidir con el trazado de la falla de León. En la zona entre Rucayo y Valdehuesa se observa que el frente se divide en varias escamas complicándose su trazado además por el plegamiento y las fracturas posteriores. Por delante del frente cartográfico de la escama de Forcada, en la zona del pantano del Porma y aislados en el autóctono del Carbonífero de la Cuenca Central afloran, con una geometría de cubeta, dos "klippes" que por sus sucesiones estratigráficas se pueden relacionar claramente con la escama de Forcada. A pesar de las deformaciones posteriores, que han producido un rejuego de la superficie de despegue y un recabalgamiento de un "klippe" sobre otro se puede deducir un desplazamiento mínimo para la escama de Forcada del orden de los 15 km.

Junto con la escama de Forcada, la escama de Bodón, situada inmediatamente al S, forma la Unidad de Bodón. La característica más destacable de esta escama es que la superficie de despegue se sitúa dentro de la formación Herrería a lo largo de todo el trazado cartográfico observable en la Hoja; este fenómeno fue señalado por COMTE (1959), aunque hacia el W se produce un ascenso espectacular del nivel de despegue para situarse en la base de la formación Láncara (sector del Pto. de Pajares, MARCOS 1968). El autóctono relativo de la escama de Bodón lo constituye, en la mayor parte su trazado, la formación San Emiliano de la escama de Forcada, observándose un cierto paralelismo de la superficie de despegue y la estratificación del alóctono. Más al W, fuera ya de la Hoja, la superficie de despegue llega a sobrepasar a esta última unidad y cabalga directamente a los materiales de la Cuenca Carbonífera Central (MARCOS 1968b).

## Unidad de Correcilla.

La escama más septentrional de esta unidad es la de Gayo. La superficie de cabalgamiento se sitúa como es normal en la base de la formación Láncara a lo largo de todo su trazado. Respecto al autóctono relativo, la superficie de despegue mantiene un paralelismo con las calizas de la formación S. Emiliano en grandes trechos; en otras áreas (Valdeteja, Valdecastillo) corta claramente a la estratificación descendiendo de nivel estratigráfico a partir de la última localidad hasta situarse, probablemente, como un despegue de la formación Láncara sobre la formación Herrería en el área al E de Valdepiélagos, aunque es difícil reconstruir su evolución lateral, a partir del sinclinal de Valdecastillo, por el efecto de la falla del Porma. La existencia de milonitas, con fragmentos de las rocas encajantes de la superficie de cabalgamiento, han sido citadas por EVERS (1967) en Golpejar, Valverde, Valdeteja y Valdecastillo.

La escama de Correcilla no siempre presenta a la formación Láncara a lo largo de su frente cartográfico de cabalgamiento. Desde el Pico Valdorra al límite oeste de la Hoja (Zona de Getino) la superficie de despegue asciende oblicuamente a la estratificación para situarse paralelamente en un nuevo nivel de despegue. Los pliegues que presente la lámina cabalgante en este sector deben estar relacionados con el avance de la lámina cabalgante tal como señalamos anteriormente.

La escama situada inmediatamente al S y que dibuja el gran sinclinal de Peña Galicia, muestra una relación poco clara con la de Correcilla, pues en las inmediaciones del pueblo de Valdorra, los afloramientos de la formación Láncara de los frentes de ambas escamas, parecen tener continuidad cartográfica. La posible evolución hacia el Oeste de esta estructura está enmascarada por los materiales estefanienses discordantes del sector de Correcilla; no obstante la observación de los afloramientos de la formación Láncara más al Oeste (ver mapa EVERS 1967) y la comprobación de las diferencias en la bioestratigrafía del Devónico de Peña Galicia y del sector de Correcilla permiten correlacionar claramente esta estructura con la escama de Pozo del valle del Bernesga. La interpretación geométrica de la relación entre estas dos escamas debe entenderse como que la escama de Pozo es una escama asociada a la de Correcilla, originada por una digitación lateral cuyo origen está en la zona de Valdorra desde donde la superficie de cabalgamiento de la base de Pozo, asciende oblicuamente a la estratificación del autóctono relativo de Correcilla. Desde Valdorra hacia el E, el frente cartográfico que hace cabalgar la base del Láncara sobre la formación S. Emiliano debe interpretarse como el frente principal de la unidad que constituyen las dos escamas y no como un rebasamiento de la escama de Correcilla por la de Pozo.

En el núcleo del sinclinal de Peña Galicia, afloran materiales de la formación Huergas y son cubiertos al Oeste por los materiales discordantes de la Cuenca Cñera-Matallana. Ante la ausencia de más afloramientos en el marco de la Hoja, podemos correlacionar esta estructura con el frente cabalgante de la escama de Bregón (EVERS op. cit.), que en el valle del Bernesga (Hoja de Pola de Gordón) conserva a la formación Huergas como autóctono relativo.

Los escasos afloramientos preestefanienses situados más al S corresponden al gran sinclinal de Alba que para todos los efectos forma parte de la Unidad o Manto de Correcilla.

### **Manto del Esla y autóctono relativo.**

Al E de la falla del Porma se pueden observar en el mapa dos unidades cartográficas, claramente delimitadas, separadas por una superficie principal de cabalgamiento. El conjunto situado al S de este accidente es el Manto del Esla, estructura ésta, típicamente representativa de las características generales de los mantos cantábricos que se han resumido anteriormente, y que se extiende ampliamente por la vecina Hoja de Riaño.

El Manto del Esla fue cartografiado por primera vez por COMTE (1959) y descrito en sus características geométricas básicas por DE SITTER (1959); posteriormente RUPKE (1965) realiza una cartografía detallada y analiza su geometría y génesis; recientemente ARBOLEYA (1981) estudia con mayor detalle esta estructura.

No se va a hacer una descripción detallada en este manto que adquiere su mayor desarrollo hacia el E, solamente decir que su posible zona de raíz no se observa, al estar fosilizada por los materiales cretácicos de la zona de Boñar, y que su relación con las unidades definidas al Oeste de la falla del Porma es harto problemática.

El autóctono relativo del Manto del Esla presenta una cierta complejidad, apareciendo dentro de él una serie de escamas que hacia el Oeste enraizan en el afloramiento de la formación Herrería de los Montes Pardaminos. La denominada Unidad de Pardaminos (EVERS 1967), es un antiforme de dirección NE-SW, vergente hacia el S, con su flanco N fracturado y elevado por la denominada falla del Porma. En su borde NE se puede observar la zona de raíz de las escamas de Corniero y Valbuena del Roblo que constituyen el autóctono relativo del Manto del Esla. En este sector se puede observar como, las diversas fracturas que atraviesan el afloramiento de cuarcitas cámbricas de los Montes Pardaminos, evolucionan lateralmente a cabalgamientos, cuya superficie tiende a situarse paralelamente en la base de la formación Láncara en su alóctono y con una cierta oblicuidad en su autóctono, de forma que se llegan a producir superposiciones tectónicas del orden de 3 ó 4 km.

Los datos sobre el desplazamiento real de la escama más importante (escama de Corniero), deducidos de la observación de la cartografía de dicha unidad en la Hoja de Riaño (RUPKE *op. cit.*) son notablemente más importantes. Este hecho, unido a la propia geometría de las escamas (ver ARBOLEYA 1981), permite deducir razonablemente que el contacto entre las formaciones Herrería y Láncara del borde S. de la antifirma de Pardaminos está despegado, y es esta superficie de despegue, al ascender oblicuamente al autóctono hacia el E, la que origina la escama de Corniero. La existencia de pliegues de eje NW-SE, perpendiculares a la dirección de desplazamiento, en la base de la formación Láncara parecen confirmar este hecho.

Estos elementos geométricos son similares a los descritos en otros sectores de la Cordillera Cantábrica, en los que se observa que los

cabalgamientos de esta región tienen su origen en fracturas inversas de bajo ángulo originadas en su zócalo precámbrico (JULIVERT, 1971a; PEREZ ESTAUN, 1971; PULGAR *et al.*, 1981).

En este caso, la formación Herrería, parece jugar un papel de zócalo solidario con el Precámbrico, aunque en otras unidades más occidentales, ya descritas, parecía estar implicada, al menos en parte, en las unidades despegadas.

### 3.2.3. Pliegues.

Como ya se ha dicho anteriormente, desde JULIVERT (1971) se tiene conocimiento de la existencia, en la Zona Cantábrica, de dos sistemas de pliegues, denominados respectivamente "longitudinal" y "radial" o "transversal", en función de su disposición respecto al arco astúrico, y que de modo general deforman los mantos. Este esquema, aparentemente simple, y que tiene un indudable valor a escala regional, presenta problemas al tratar de explicar la estructura de algunas zonas de la Región de Pliegues y Mantos, y especialmente de la rama Sur o "leonesa" del arco astúrico. Efectivamente, el fuerte condicionamiento en la posición y geometría de algunos pliegues, impuestos por la complejidad de las características geométricas de los Mantos, la existencia de pliegues inequívocamente relacionados con su emplazamiento y génesis, y los fenómenos de interferencia de los diversos sistemas de pliegues, complican el esquema y hacen que sea, a veces, difícil asignar un determinado pliegue a una fase determinada, o incluso seguir de forma correcta su traza axial sobre la cartografía. En el mapa geológico se han representado únicamente las trazas axiales de los diferentes pliegues sin establecer una distinción en "sistemas" y sin prolongar, en muchos casos, estructuras de una unidad a otra.

#### 3.2.3.1. Pliegues longitudinales.

Se agrupan bajo esta denominación todos los pliegues de entidad cartográfica, que con una dirección axial aproximadamente E-W, y un plano axial subvertical o buzando al N, afectan claramente a los cabalgamientos y escamas, produciendo el trazado más o menos ondulado de sus frentes cartográficos. El trazado festoneado de los frentes de las escamas de Forcada y Bodón o la inflexión que dibuja la escama de Correcilla, y los pliegues de su frente, son producto, al menos en gran parte, de los pliegues de este sistema. El condicionamiento geométrico impuesto por los mantos y escamas anteriores determina que los pliegues de esta generación sean primordialmente sinclinales muy anchos (posiblemente heredados de sinformes situados detrás de zonas de rampa de las escamas), separados por anticlinales estrechos y agudos. En algunas ocasiones los anticlinales no son perceptibles en los cortes, ya que estas estructuras se desarrollan preferentemente en zonas de rampa de las escamas, zonas éstas, donde existe un buzamiento previo de las capas elevado.

Normalmente, cuando existen, son pliegues relacionados con el avance de los mantos reapretados en esta fase.

### 3.2.3.2. Pliegues radiales o transversales.

Podemos incluir en este conjunto los pliegues de dirección axial oblicua a la de los anteriores, que deforman igualmente los frentes cartográficos de los mantos, y en algunas ocasiones a los pliegues longitudinales. La dirección axial varía de SW-NE a casi N-S y los planos axiales son verticales.

Es difícil sistematizar este sistema de pliegues pues el condicionamiento previo de las superficies plegadas determina que en muchos casos sea difícil seguir su traza axial de unas unidades a otras. A veces parece darse un tránsito lateral de una estructura radial a otra transversal, como es el caso del sinclinal que afecta a las escamas de Forcada y Bodón o el sinclinal de Valdecastillo, que afecta a las de Gayo y Pozo. Este fenómeno parece explicable por el bajo ángulo entre las direcciones axiales de una y otra generación de pliegues que en algunos casos determina que el sistema radial no hace sino apretar o modificar levemente estructuras del sistema longitudinal.

Los únicos casos de interferencias claras de estos dos sistemas de pliegues los proporcionan los "klippes" de Armada y Pallide, ejemplos claros de "cubetas" del tipo 1 de interferencia de RAMSAY.

En los demás casos, la verticalización e inversión de las capas por la estructuras anteriores, origina sinformes y antiformes muy abiertos y con el eje fuertemente buzante.

### 3.3. MANTO DEL PONGA

En el extremo NE de la Hoja aflora una parte de la terminación meridional del Manto del Ponga. De N a S, y de acuerdo con la terminología de SJERP (1967), se pueden considerar pertenecientes al sistema "radial".

La Zona fracturada en los alrededores de Solle, corresponde a la prolongación occidental del núcleo fracturado del anticlinal de Lois y su dirección es paralela a la falla de Cofiñal (SJERP *op cit.*) JULIVERT (1971a) interpreta todas estas fallas, junto con la de León, como fallas de desgarre relacionadas con el cierre del arco astúrico, fallas que, por otra parte, explicarían la brusca terminación hacia el S del Manto del Ponga.

### 3.4. CUENCA CARBONIFERA CENTRAL.

Todos los materiales situados por delante del frente de cabalgamiento de la escama de Forcada, a ambos lados de la falla de León y con la excepción de la terminación meridional del Manto del Ponga, pertenecen a esta unidad.

Este sector presenta una estructura de pliegues entrecruzados de direcciones axiales prácticamente ortogonales. Los de traza axial E-W, tienen generalmente el flanco septentrional invertido y son más apretados y visibles en cartografía que los de traza axial N-S.

### 3.5. LA FRACTURACION TARDIHERCINICA.

Varias fracturas de amplia importancia regional atraviesan la zona de la Hoja. Todas ellas son fundamentalmente hercinianas, con probables, y en ocasiones seguros, rejuegos alpídicos. Dos de ellas presentan unas características muy similares: trazado general E-W y materiales estefanienses ligados a su desarrollo.

#### Falla de León

La más septentrional de ellas es la falla de León. Esta línea estructural fue citada inicialmente por DE SITTER (1962), que la denominaba "León-line", interpretándola como una fractura precoz que condicionaba la sedimentación a ambos lados de ella. Algunos de sus discípulos (RUPKE, 1965; SJERP, 1967; EVERS, 1967) siguieron la misma idea con ligeras variaciones en su interpretación; generalmente consideran la línea de falla como una zona umbral. Investigaciones posteriores no han confirmado, sin embargo, esta interpretación. MARCOS (1968 *a* y *b*) llega a la conclusión de que se trata de una falla con una larga historia, pero que fundamentalmente es de tipo "décrochement" levógira, con una componente vertical apreciable, y cambiante según los puntos. El movimiento de la falla sería posterior al emplazamiento de los mantos y en gran parte al plegamiento de los mismos.

La posibilidad de que la "León-line" fuese un "décrochement" ya había sido apuntada por JULIVERT (1967), que la denominó por primera vez Falla de León. Las características de esta falla en el área cartografiada en esta Hoja fueron estudiadas posteriormente por LOBATO (1975).

El movimiento principal de la falla de León puede situarse entre la segunda y la tercera etapas de deformación de la Cordillera Cantábrica, ya que corta a los mantos deformados por los primeros pliegues longitudinales a su trazado. MARCOS (1968b) señala su deformación por pliegues de la tercera etapa en el sector de Peña Ubiña. En la cartografía de esta Hoja pueden observarse principalmente al N. de los "klippes", inflexiones en su trazado debidas posiblemente al plegamiento de esta etapa.

Adosados a lo largo de la falla se encuentran una serie de afloramientos de materiales estefanienses que forman dos pequeñas "cuencas", la del Porma (Rucayo-Solle) y la de Valdelugueros-Canseco. La disposición de estos materiales, a ambos lados de la falla, permite deducir un movimiento en vertical con elevación alternativa de uno y otro labio. La mayor importancia en la elevación del labio N es una de las causas que puedan explicar la ausencia de afloramientos de la Región de Pliegues y Mantos al N de esta falla.

#### Falla de Sabero-Gordón

La falla de Sabero-Gordón tiene unas características generales completamente similares a las de la falla de León. Sus trazados son paralelos, tienen el mismo tipo de movimiento y la misma edad, y ambas están relacionadas con depósitos de materiales estefanienses. Fuera del ámbito

de esta Hoja ha sido estudiada por RUPKE (1965) VAN STAALDUINEN (1973) y BASTIDA et al. (1976) principalmente. En el área de esta Hoja, EVERS (1967) marca para ella un trazado que, salvo en la zona de Aviados-Matallana, es aceptable en líneas generales. En la zona SE de la Hoja su trazado a través de los materiales estefanienses de la Cuenca de Sabero ha sido establecido con anterioridad por HELMIG (1965) y por KNIGHT (1974).

Salvo en las inmediaciones de Aviados y Las Bodas, en el resto de la Hoja la falla de Sabero-Gordón corta exclusivamente a materiales estefanienses o mesozoico-terciarios. En Las Bodas pone en contacto el Paleozoico con el Mesozoico. En Aviados limita a dos conjuntos carboníferos con una facies netamente distinta. El situado en su labio S enlaza claramente desde el punto de vista de facies con el que aparece junto a la estación de Matallana (esquina SW de la Hoja) y con el de San Adrián (valle del Porma, límite S de la Hoja). El situado en su labio N pertenece a las escamas más meridionales de las situadas al W de la Falla del Porma.

La falla de Sabero-Gordón, al igual que la falla de León, tuvo un movimiento principal de tipo "décrochement" levógiro y posteriormente sufrió diversos rejuegos, generalmente verticales, que afectan a los materiales estefanienses y mesozoico-terciarios.

### **Falla del Porma**

Es una gran fractura de plano subvertical y trazado ENE-WSW, que separa la unidad de Pardaminos y el Manto del Esla del resto de las escamas de la Región de Pliegues y Mantos situadas hacia el W. Esta fractura fue considerada por RUPKE (1965) y por EVERS (1967) como un accidente precoz que comenzó a condicionar la sedimentación a lo largo del Devónico y el Carbonífero.

El trazado cartográfico de la Falla del Porma es muy neto a lo largo de toda la estribación N de los Montes Pardaminos. Su extremo NE finaliza contra la falla de León (fuera de la Hoja) y su extremos SE lo hace contra la de Sabero-Gordón. Parece clara pues, su relación genética, con ambas fallas. El hecho de que corte netamente a las escamas de Forcada, Bodón, Gayo, etc., al menos en parte ya deformadas, indica una edad posterior al primer plegamiento (longitudinal) de los mantos. Su dirección, coincidente o formando un bajo ángulo con las trazas axiales de los pliegues "transversales", explica que no esté deformada por ellos. Es más, su situación entre el sinclinal de Valdecastillo y el antiforme de Pardaminos, con el apilamiento estructural que debe de existir en esta última estructura, permite sugerir una génesis ligada, al menos en parte, con las estructuras de la fase radial.

El movimiento primario y principal de la falla del Porma tiene una importante componente vertical, con elevación relativa del labio S. y una componente horizontal ("décrochement") con juego levógiro. Posteriormente ha podido tener rejuegos no detectables actualmente por carencia de materiales más modernos afectados por ella.

### **Falla de Valdehuesa y satélites**

Es una falla de plano subvertical y movimiento de tipo "décrochement"



dextrógiro (tanto por lo que se refiere a ella como a sus satélites). Su edad es también herciniana y existe una posibilidad de conjugación de su movimiento con el de la falla del Porma, pero con un orden de magnitud mucho menor y con una componente vertical casi nula en la zona de Valdehuesa, pero que aumentaría sin duda hacia el W.

### 3.6. LA ESTRUCTURA DEL ESTEFANIENSE

Todos los afloramientos estefanienses de la Hoja se encuentran en mayor o menor medida ligados a las grandes fracturas tardihercínicas descritas anteriormente.

De modo general se puede deducir que los movimientos de estas fracturas, delimitaron un conjunto de "graben", cuyo relleno durante el Estefaniense, estuvo controlado por sus movimientos.

Las dos cuencas estefanienses más importantes de la Hoja (Ciñera-Matallana y Sabero) parecen estar ligadas a la falla de Sabero-Gordón. Asimismo, a todo lo largo del trazado de la falla de León en esta área, se encuentran materiales estefanienses que forman dos pequeñas cuencas: la del Porma (Rucayo-Solle) y la de Valdelugeros-Canseco.

La estructura actual de estas cuencas en sinclinales de dirección E-W, con estrechos anticlinales intermedios, parcial o totalmente destruidos por fracturas del substrato, no puede ser atribuida a ninguna fase compresiva de las citadas anteriormente. Estas fracturas se han desarrollado por el efecto de los movimientos verticales de las fracturas tardihercínicas, y probablemente de algunas superficies hercínicas verticalizadas, en tiempos posteriores al Estefaniense B.

### 3.7. FRACTURACION ALPIDICA

Con posterioridad o simultáneamente al depósito de los materiales terciarios más bajos (Vegaquemada y Candanedo) se produce la elevación general del bloque cantábrico con el desarrollo de una o varias superficies de fractura y el rejuego de los accidentes tardihercínicos. Estos movimientos se traducen, a veces, en una estructura de cobertera plegada en los materiales cretácicos y terciarios más bajos con el desarrollo de pliegues con eje subhorizontal y trazado aproximadamente E-W.

El movimiento de estos accidentes, debe haberse producido de una forma más o menos continuada durante el Terciario con algunas pulsaciones importantes (LEYVA *et al.*, *in litt.*).

### 3.8. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

El primer síntoma de inestabilidad detectable en el área ocupada por la Hoja de Boñar lo constituyen los depósitos de origen turbidítico del Namuriense más bajo en el extremo Sur de los afloramientos paleozoicos (formación Cuevas en el Sinclinal de Alba). El origen de estos depósitos puede ser interpretado como ligado al emplazamiento de los mantos, TRUYOLS *et al.*, *in litt.*).

Los datos regionales de la Región de Pliegues y Mantos parecen indicar

que los mantos se encontraban en un estado avanzado de su emplazamiento en el Westfaliense (TRUYOLS, *et al.*, *op. cit.*).

La deformación posterior a los mantos tiene lugar durante el Westfaliense, prioritariamente antes del Cantabriense (JULIVERT, 1971a). No obstante, los pliegues que afectan a los materiales cantabrienses de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera (Hoja de Riaño) están afectados por los estadios avanzados de la evolución de los dos sistemas de pliegues.

Los depósitos estefanienses están condicionados básicamente por las fracturas tardihercínicas, y estos accidentes rejuegan verticalmente, afectando a estos depósitos en una edad post-Estefaniense B, posiblemente pérmica.

Los movimientos alpinos comienzan simultáneamente al depósito de la formación Vegaquemada (Paleoceno); los depósitos posteriores, con discordancias progresivas, hacia el S. parecen indicar una acción constante, aunque con pulsaciones, hasta el Mioceno Superior (LEYVA *et al.*, *in litt.*).

#### 4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales paleozoicos se depositaron sobre la parte meridional de la Hoja, en continuidad sedimentaria casi total. En este ámbito han podido detectarse solamente algunas breves lagunas estratigráficas durante el Devónico superior, y una más importante que abarca todo el Ordovícico medio y superior. La ausencia de depósitos de esta edad en casi toda la Zona Cantábrica (JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972) es un hecho ya bien reconocido. En cambio en la parte septentrional de la Hoja, los materiales pertenecientes al Devónico superior (Areniscas de la Ermita) aparecen en clara disconformidad sobre los del Ordovícico inferior (Cuarcita de Barrios), fenómeno que se generaliza por todo el oriente de Asturias y que muestra que en esta área la laguna estratigráfica iniciada en el Ordovícico medio se prolongó sin interrupción hasta poco antes de que comenzase el Carbonífero. La cuenca sedimentaria silúrico-devónica debió poseer dentro del marco de la Hoja un límite septentrional próximo al que viene determinado por la posición de los afloramientos de materiales de esta época situados más al norte. No obstante, sólo para algunas formaciones del Devónico, el trazado aproximado de la línea costera ha podido establecerse con relativa seguridad. La disposición de los materiales silúrico-devónicos en las distintas unidades estructurales de la región, da la impresión de una serie regresiva, a causa de la sucesiva desaparición de los términos sedimentarios superiores que se produce a medida que nos desplazamos de S. a N. Pero este fenómeno es tan solo aparente, ya que probablemente se trata del resultado de una previa erosión en bisel de los materiales sedimentarios antes del depósito del Devónico más alto.

Todo ello parece indicar la existencia de un área de no sedimentación, probablemente emergida, que ocuparía la parte centro-oriental de la Zona Cantábrica, y que en esta Hoja vendría representada por el tercio septentrional de la misma. La existencia de esta área fue supuesta ya por LOTZE (1961) para el Cámbrico (aunque en realidad erróneamente) y

reconocida por otros autores para el Silúrico y el Devónico. Es el "bloque cantábrico" de RADIG (1962) o el "geoanticlinal asturiano" de ADRICHEM BOOGAERT (1967).

Esta zona emergida correspondería probablemente a un suave abombamiento de la corteza, ya que cartográficamente no se han citado discordancias angulares entre los materiales del Devónico superior y los anteriores a la laguna estratigráfica citada. El Bloque cantábrico habría constituido el área fuente de los sedimentos del Silúrico y el Devónico de la Región de Pliegues y Mantos, dentro de la Zona Cantábrica. La dirección de los aportes, estudiado en algunas formaciones del Devónico, así lo atestigua. La erosión pre-famenense que originó este depósito, llegó incluso a provocar en algunos puntos la desaparición excepcional de la Cuarcita de Barrios. Este hecho, observado por JULIVERT (1967) y por SJERP (1967) para la zona de Mampodre, se puede extender también a la escama de Forcada y al "klippe" de Armada, en cuyas áreas las Areniscas de la Ermita se apoyan en discordancia erosiva sobre la Caliza de Láncara, sin la presencia de la cuarcita ordovícica.

La continuidad sedimentaria a lo largo de todo el Devónico y el carácter litoral o sublitoral de los depósitos de este período, muestran una gran estabilidad de la cuenca, mientras se estaba denudando el macizo asturiano. La desaparición de éste como área fuente de la sedimentación debió producirse pues durante los últimos tiempos del Devónico. De este modo, la sedimentación del Carbonífero inferior, instalada sobre una dilatada plataforma, pasó a ser uniforme a lo largo de toda la Zona Cantábrica, y en particular, en el ámbito de esta Hoja.

Fue durante el Namuriense, con una inversión del relieve (el área emergida, suministradora de material sedimentario, estaría en la Zona asturoccidental-leonesa), en que empezaron a producirse las primeras manifestaciones del ciclo orogénico herciniano. Los síntomas precursores del cambio son entre otros, la diferenciación sedimentaria en ámbitos compartidos y la presencia de turbiditas en la unidad más occidental (meridional, para esta Hoja) de la Zona Cantábrica. En los mismo comienzos del Namuriense aparecen las primeras brechas singenéticas (KULLMANN, REUTHER & SCHONENBERG, 1977; REUTHER, 1977), y al finalizar este piso adquieren todavía mayor desarrollo en algunos puntos. Estas brechas corresponden, según la escuela de Tübingen, a los dos "primeros impulsos tectónicos" con los que se iniciaría el levantamiento del edificio herciniano.

Durante el Westfaliense se sucederían los fenómenos que dieron lugar a la estructura fundamental de la Cordillera: el emplazamiento de los mantos, su plegamiento y su fracturación. La cronología de estos fenómenos ha sido analizada ya en la páginas anteriores, por lo que se refiere al ámbito propio de esta Hoja. Los grandes accidentes, como las fallas de León y de Sabero-Gordón, no constituyeron meros umbrales de aparición precoz, responsables del control de la sedimentación a ambos bordes, tal como supuso la escuela de Leiden (DE SITTER, 1962, etc.), sino que se trata de accidentes hercinianos con movimiento principal posterior al emplazamiento de los mantos y rejuegos más recientes que llegaron a alcanzar el ciclo alpidico.

El levantamiento de la Cordillera debió producirse ya durante el mismo Westfaliense, puesto que se han descrito diversas discordancias seguidas por un depósito de conglomerados a partir del Westfaliense bajo (fase Curavacas). Sin embargo, en el marco de la Hoja, la discordancia principal es inmediatamente anterior al Estefaniense A (niveles bajos de Sabero), es decir, corresponde a la fase astúrica. Los materiales detríticos de las cuencas estefanienses son el resultado del desmantelamiento de la cordillera herciniana, y corresponden a series torrenciales, fluviales y lacustres.

La inexistencia en el área de sedimentos de edad comprendida entre el Estefaniense y el Cretáceo, impide reconocer parte de la historia geológica de dicho intervalo. Por lo que puede deducirse del contexto general, la denudación de la cordillera continuaría durante el Pérmico y aún más tarde, y sólo hasta el Cretáceo no volvió a restablecerse, siquiera en parte, el régimen marino. Hacia el Cretáceo medio se instaló una cuenca marina de extensión desconocida, abierta hacia el E., cuyo límite septentrional no estaría demasiado alejado del actual borde S. del macizo asturiano.

Durante el ciclo alpídico el rejuego de fracturas de trazado E-W (quizá durante el Eoceno superior) determinó el levantamiento de nuevo del bloque cantábrico, origen del relieve actual. El drenaje fluvial del relieve cerrado, ocasionó la formación de abanicos de conglomerados que aparecen en el borde meridional de la Hoja y que rellenaron el área deprimida, la Cuenca del Duero. El proceso continúa todavía en la actualidad.

## 5. GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1. MINERIA Y CANTERAS

En el área comprendida dentro de la Hoja existen diversas concesiones mineras que afectan a los variados tipos de terrenos que se encuentran en las misma. Los materiales cuya explotación figura como denunciada en la Jefatura Provincial de Minas de León son el carbón, diversos silicatos industriales, cobre, hierro y manganeso. Las instalaciones más importantes, con mucho, son las que corresponden al carbón.

El carbón se explota activamente en las cuencas estefanienses de Ciñera-Matallana y Sabero, aunque las principales instalaciones de extracción están situadas fuera de la Hoja. Las cuencas menores relacionadas con la falla de León (Canseco-Lugueros y Rucayo-Solle), proporcionan actualmente una pequeña producción de carbón por explotación a cielo abierto. Las minas de carbón situadas en la Cuenca carbonífera central dentro del ámbito de la Hoja, están actualmente abandonadas.

La explotación de silicatos industriales debe referirse a la sílice, al caolín y a las arenas para construcción, que se extraen principalmente de las zonas milonitizadas de la Cuarcita de Barrios (Ordovícico) en Valdecas-tillo, y de las Arenas de Utrillas (Cretáceo), al E. de Boñar.

El cobre se ha extraído de una mina situada en las proximidades de La Braña (valle de Valdemaría, afluente del Curueño), que arma en las calizas de Barcaliente y Valdeteja; la génesis del yacimiento parece ligada al desarrollo de la falla de Valdehuesa y sus satélites. De hierro se efectuaron explotaciones esporádicas a principios de siglo, aprovechando niveles adecuados de las Areniscas de San Pedro (Grandoso). Por lo que se refiere a las denuncias de manganeso, no se ha efectuado por el momento ninguna explotación.

Debe citarse la explotación en canteras de una importante cantidad de material calcáreo empleado en la construcción. Se han explotado las calizas de la Formación Boñar (algunos monumentos como la catedral de

León) y las de la Formación Alba en distintos puntos, que tradicionalmente ha constituido material noble para la construcción de edificios en la mayoría de pueblos de la comarca.

## 5.2. HIDROGEOLOGIA

El clima de la "montaña leonesa", comarca en la que se inserta la Hoja de Boñar, es continental extremado con inviernos fríos y prolongados, con una media de precipitaciones alta (por encima de los 1.000 mm, anuales) que crece en importancia hacia el N., de forma que en las cabeceras de los principales valles fluviales ya se reciben las influencias atlánticas. Las precipitaciones son, en un porcentaje importante, de nieve, lo que asegura una escorrentía constante en los ríos de la zona, con máximos en la primavera. La construcción de un embalse y un trasvase, en las cabeceras de los ríos Porma y Curueño coadyuva a un control más efectivo de la regulación de la escorrentía de los colectores importantes.

Las posibilidades hidrogeológicas son variables en función de la litología. En los materiales detríticos paleozoicos la compactación diagenética y tectónica, ha hecho desaparecer la porosidad eficaz, incluso en las areniscas, por lo que las filtraciones se realizan en base a la fisuración existente asociada a diaclasas y fallas. En estos materiales las surgencias más importantes están asociadas a las fracturas de mayor envergadura o a los contactos entre materiales fracturados (areniscas) y plásticos e impermeables (pizarras).

En las calizas, especialmente carboníferas y devónicas, se localizan los acuíferos más interesantes. La existencia de grandes macizos calcáreos en estructuras selladas por materiales arcillosos o pizarrosos impermeables, la activa circulación cárstica, favorecida por la fracturación y el diaclasado, y una recarga asegurada por las importantes precipitaciones pluvio-nivales, son factores condicionantes de la existencia de grandes reservorios y de una activa circulación cárstica, más importante incluso en áreas impermeable en algunas zonas (macizo de Vegacervera y Valporquero).

Las arenas de Utrillas y las calizas cretácicas del área de Boñar, selladas por los materiales arcillosos terciarios constituyen un excelente ejemplo de acuífero confinado, aunque su interés para la explotación es bajo dada la abundancia de los ríos próximos.

En los terrenos terciarios son interesantes los tramos conglomeráticos y arenosos con alta porosidad, alternantes con arcillosos de baja permeabilidad, aunque su discontinuidad lateral hace que su interés sea local.

Por último, los depósitos cuaternarios de diverso tipo (coluviones, terrazas aluviales, conos de deyección...) con su escasa cementación y su litología favorable constituyen materiales con una alta capacidad de infiltración y una velocidad de evacuación rápida. Las surgencias, en estos depósitos, presentan un carácter estacional o intermitente ligadas a aportes pluviales o nivales. Solamente los acuíferos subálveos de las llanuras aluviales de los grandes ríos (Torío, Curueño, Porma), tienen una recarga asegurada, por percolación a partir de los cauces fluviales correspondientes y son objeto de una cierta explotación mediante su captación por pozos para uso agrícola y doméstico.

Hay que mencionar finalmente la existencia de aguas termales cuya surgencia está en relación con el funcionamiento tardío de los accidentes hercinianos (cabalgamientos y fracturas). Varias de ellas son objeto de explotaciones de interés local: así, los balnearios de Caldas de Nocedo, Boñar y San Adrián. Todos ellos fueron conocidos ya desde la época romana, como se deduce fácilmente de la toponimia (Caldas, Boñar que procede de "Balnearium", etc.).



## 6. BIBLIOGRAFIA

- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. VAN (1966)-Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic applications. *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 130-189.
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A., BREIMER, A., KRANS, TH.F. y SJERP, N. (1963)-A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the region between San Isidro pass and Tarna pass (provincia of León, Spain)—*Notas y Com. IGME*, 70, pp. 131-135.
- AMEROM, H.W.J. VAN (1965)—Note préliminaire sur quelques flores stéphaniennes de la bordure Nord des Léonides dans les Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 151-156.
- AMEROM, H.W.J. 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.
- AMEROM, H.W.J. VAN y DILLEWIJN, J. VAN (1963)—Note sur le bassin houiller de Cifera-Matallana. *Leidse Geol. Meded.* 29, pp. 303-312.
- ARBOLEYA, M.L. (1981).—La estructura del Manto del Esla. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* 92,1 pp. 19-40.
- 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, NW Spain. *Geol. de la parte Norte del Macizo Ibérico* (Edic. Homenaje a I. Parga Pondal). *Cuad. Seminario Est. Cerámicos Sargadelos*, 27, pp. 43-78.
- BARROIS, CH. (1882)—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. du Nord*, 2, 1, 630 pp.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., ARBOLEYA, M.L. y MENDEZ, I. (1976)—La Unidad de Peña Corada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Brev. Geol. Ast.*, 20, 4, pp. 49-55.

- BATALLER, J.R. y HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1944)—Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 13, pp. 21-35.
- BECKER, G. (1976)—Oberkarbonische Entomozoidee (Ostracoda) im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien). *Senckenbergiana lethaea*, 57, 2-3, pp. 201-223.
- BECKER, G. BLESS, M.J.M. y KULLMANN, J. (1975)—Oberkarbonische Entomozoen-Schiefer im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 150, pp. 92-110.
- BOSCHMA, D. y VAN STAALDUINEN, C.J. (1968)—Mappable units of the Carboniferous in the Southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 221-232.
- BROUWER, A. y VAN GINKEL, A.C. (1964)—La succession carbonifere dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C.R. V Congrès Strat. Géol. Carbonifere*, Paris 1963, 1, pp. 307-319.
- BUDINGER, P. y KULLMANN, J. (1964)—Zur Frage von Sedimentations unterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (N. Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont., Mh.* (1964), 7, pp. 414-429.
- CHOUBERT, G. & FAURE-MURET, A. (1980)—The Precambrian in North Peri-Atlantic and South Mediterranean Mobile Zones: General Results. 5: The Precambrian series of the Iberian Peninsula. *Earth-Sci. Reviews*, 16 (2-3), pp. 85-219.
- CIRY, R. (1939)—Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 519 pp.
- COMTE, P. (1936a)—Le Dévonien inférieur du León. *C.R. séances Ac. Sci. Paris*, 202, pp. 771-773.
- COMTE, P. (1936 b)—Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Hurgas (León, Espagne). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1936, pp. 138-139.
- COMTE, P. (1936 c)—Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne). *C.R. séances Ac. Sci. Paris*, 203, pp. 1198-1200.
- COMTE, P. (1937)—La série cambrienne et silurienne du León. *C.R. séances Ac. Sci. Paris*, 204, pp. 604-606.
- COMTE, P. (1938)—Les faciès du Dévonien supérieur dans la Cordillère Cantabrique. *C.R. séances Ac. Sci. Paris*, 206, pp. 1496-1498.
- COMTE, P. (1959)—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, pp. 1-440.
- CRAMER, F.H. (1964 a)—Microplankton from three Paleozoic formations in the Province of Leon (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 253-361.
- CRAMER, F.H. (1964b)—Some Acritarchs from the San Pedro Formation (Gedinnian) of the Cantabrian Mountains in Spain. *Bull. Soc. belge Geol.*, 73, pp. 33-38.
- CRAMER, F.H. (1966 a)—Additional morphographic informations on some characteristic Acritarchs of the San Pedro and Furada Formations (Silurian-Devonian boundary) in Leon and Asturias, Spain. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 83, pp. 27-48.

- CRAMER, F.H. (1966b).—Palynomorphs from the Siluro-Devonian boundary in NW Spain. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 85, pp. 71-82.
- CRAMER, F.H. y DIEZ DE CRAMER, M.C. (1975).—Earliest Devonian Miospores from the province of Leon, Spain. *Pollen et Spores*, 17, 2, pp. 331-344.
- CRIMES, T.P., LEGG, I., MARCOS, A. y ARBOLEYA, M.L. (1977).—Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. *Trace Fossils*, 2 (*Geol. J., Spec. iss.*, 9), pp. 91-138.
- CRUSAFONT PAIRO, M. y VILLALTA COMELLA, J.F. DE (1954).—Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta castellana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., T. extr. Homenaje Hernández-Pacheco*, pp. 215-227.
- DE COO, J.C.M., DEELMAN, J.C. y VAN DER BAAN, D. (1971).—Carbonate facies of the Santa Lucía Formation (Emsian-Couvinian) in Leon and Asturias, Spain. *Geol. en Mijnb.*, 50, 3, pp. 359-366.
- DE JONG, J.D. (1971).—Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. en Mijnb.*, 50, 3, pp. 399-416.
- DELEPINE, G. (1943).—Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne) *Mem. Ac. Sci., Inst. Fr.*, 66, 3, pp. 1-122.
- DELEPINE, G. y LLOPIS LLADO, N. (1956).—Nouvelle faune carbonifère a Latores (Asturies, Espagne). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1956, pp. 106-108.
- EAGAR, R.M.C. y WEIR, J. (1971).—Some Spanish Upper Carboniferous nonmarine Bivalve faunas: a preliminary statement with emphasis on faças in Northwest Spain and in Britain. *Trab. Geol.*, 3, pp. 87-99.
- EVERS, H.J. (1967).—Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 83-151.
- FRANKENFELD, H. (1976).—Verzahnung einer Flachwasserkalk-Fazies mit einer Beckenfazies im Namur/Westfal bei Oville in der Provinz León im Kantabrischen Gebirge, Spanien. *Diplomarbeit (inédito)*, Tübingen. 110 pp.
- GANDL, J. (1973).—Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW Spanien). 1) Die Trilobiten der Vegamián-Schichten (Ober-Tournai) *Senckenbergiana lethaea*, 54, 1 pp. 21-63.
- GANDL, J. (1977).—Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW Spanien). 2) Die Trilobiten der Alba-Schichten (Unter-Visé bis Namur A). *Senckenbergiana lethaea*, 58, 1-3, pp. 113-217.
- GARCIA-ALCALDE, J. y ARBIZU, M. (1977).—Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de León (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO. de l'Espagne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 96, 4, pp. 407-412.
- GARCIA-LOYGORRI, A., ORTUÑO, G., CARIDE DE LIÑAN, C., GERVILLA, M., GREBER CH. y FEYS, R. (1971).—El Carbonífero de la Cuenca central astúrica. *Trab. Geol.*, 3, pp. 101-150.
- GIETELINK, G. (1973).—Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 125-144.

- GINKEL, A.C. VAN (1965)—Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, pp. 1-225.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1950)—Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana (León). *Est. Geológicas*, 6, 11, pp. 51-97.
- HELMIG, H.M. (1965)—The Geology of the Valderrueda, Tejerina, Ocejo and Sabero basins (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.* 32, pp. 75-149.
- HEMLEBEN, CH. y REUTHER, C.D. (1980)—Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea Rivers (Southern Cantabrian Mountains, Spain). *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 159 (2), pp. 225-255.
- HENKES, H. (1961)—Note sur le bassin houiller de Sabero, Espagne. *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 50-58.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1930)—Sobre la extensión del Neógeno al norte de la altiplanicie de Castilla la Vieja. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 30, pp. 396-398.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1935)—Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000 T.1: El Sistema Cambriano. *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, pp. 293-528.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1942)—Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000 T.2: El Sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, pp. 1-848.
- HEWARD, A.P. (1978)—Alluvial fan sequence and megasequence models, with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain. *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, pp. 669-702.
- HEWARD, A.P. (1978)—Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, Northern Spain. *Sedimentology*, 25, pp. 451-488.
- HEWARD, A.P. y READING, H.G. (1980)—Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 4, pp. 105-125.
- HIGGINS, A.C. (1971).—Conodont biostratigraphy of the late Devonian nearly Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera. *Trab. Geol.*, 3, pp. 179-192.
- HIGGINS, A.C. (1974)—Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Int. Symp. on Belgian Microp. limits, Mamur 1974*, Publ. 4, 17 pp.
- HIGGINS, A.C., WAGNER-GENTIS, C.H.T. y WAGNER, R.H. (1964)—Basal Carboniferous strata in part of Northern Leon, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas. *Bull. Soc. belg. Geol.*, 72, 2, pp. 205-248.
- I.G.M.E. (en prensa).—*Mapa Geológico de España esc. 1:50.000*. Hoja 130 ("Vegas del Condado"). Segunda serie (MAGNA), primera edición.
- I.G.M.E. (en preparación).—*Mapa Geológico de España esc. 1:50.000*. Hoja 105 ("Riaño"). Segunda serie (MAGNA), primera edición.
- JONKER, R.K. (1972)—Fluvial sediments of Cretaceous age along the

- southern border of the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 48, 2, pp. 275-379.
- JORDAN, H. y BLESS, M.J.M. (1970)—Nota preliminar sobre los Os-trácodos de la Formación Vegamián. *Brev. Geol. Ast.*, 14, 4, pp. 37-44.
- JULIVERT, M. (1960).—Estudio geológico de la cuenca de Beleño, valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica. *Bol. I.G.M.E.*, 71, pp. 1-346.
- JULIVERT, M. (1965)—Sur la tectonique hercynienne à nappés de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central) Espagne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (7), 4, pp. 644-651.
- JULIVERT, M. (1967 a)—La ventana tectónica del Río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España). *Trab. Geol.*, 1, pp. 1-26.
- JULIVERT, M. (1967 b)—La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol.*, 1, pp. 59-76.
- JULIVERT, M. (1971a).—Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Amer. J. of Science*, 270, 1, pp. 1-29.
- JULIVERT, M. (1971 b)—L'évolution structurale de l'arc asturien (*in* "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", 1, *Publ. Inst. Fr. Pétr., Ed. Technip*, pp. 1.2.1—1.2.28).
- JULIVERT, M., MARCOS, A. (1973)—Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Amer. J. of Science*, 273, pp. 353-375.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. y TRUYOLS, J. (1972).—L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. Géol. Min. Bret.*, 4, 1, pp. 1-7.
- JULIVERT, M., RAMIREZ DEL POZO, J. y TRUYOLS, J. (1971)—Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies (*in* "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", 2, *Publ. Inst. Fr. Pétr. Ed. Technip*, pp. II. 1-II. 34).
- JULIVERT, M., TRUYOLS, J. y GARCIA-ALCALDE, J. (1971)—Mapa geológico de España, escala 1:200.000 (Síntesis de la Cartografía existente), Hoja 10 (Mieres), 1.ª ed. Memoria explicativa. *Inst. Geol. Min. Esp.*, pp. 1-54.
- JULIVERT, M. NAVARRO, D. (en prensa).—*Mapa Geológico de España* esc. 1:50.000. Hoja 55 ("Beleño"). Segunda serie (MAGNA), primera edición. *IGME*. Madrid.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974)—Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. Esp.*, pp. 1-113.
- KEGEL, W. (1929)—Das Gotlandium in dem Kantabrischen Ketten Nordspanien. *Zeits. Deuts. Geol. Gesell.*, 81, pp. 35-62.
- KNIGHT, J. (1971)—The sequence and stratigraphy of the Eastern end of the Sabero Coalfield (León, NW Spain). *Trab. Geol.*, 3, pp. 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.*, 3, pp. 283-316.
- KULLMANN, J. (1961)—Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabri-

- schén Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie. Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 113, 3, pp. 219-326.
- KULLMANN, J. (1962)—Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Abh. Math. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1962, 6, pp. 1-119.
- KULLMANN, J. (1963)—Die Goniatiten der Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II. Palaontologie der U.O. Prolecanitina MILLER & FURNISH. *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 116, 3, pp. 269-324.
- KULLMANN, J. (1979)—Die "Reticuloceras-Zeit" (Oberkarbon) in der Entwicklung des Kantabrischen Variszikums. *Clausth. Geol. Abh.*, 30 ("Schonenberg Fest."), pp. 34-44.
- KULLMANN, J., REUTHER, C.D. y SCHONENBERG, R. (1977)—La transición del estadio geosinclinal a la orogénesis en la formación variscica de la Cordillera Cantábrica. *Brev. Geol. Ast.*, 21 (1), pp. 4-11.
- LEYVA, F., MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.E. (in litt). —Memoria del *Mapa Geológico de España esc. 1:50.000*. Hoja 129 ("La Robla"). Segunda serie (MAGNA), primera edición. IGME. Madrid.
- LOBATO, L. (1975)—La falla de León y estructuras adyacentes entre los ríos Porma y Cea (Cordillera Cantábrica). *Tierras de León*, 20, pp. 13-25.
- LOTZE, F. (1945)—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 78-92.
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1962)—Das Kambrium Spaniens. T.I: Stratigraphie. T. II: Trilobiten. *Abh. Math. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1961, 6-7-8 pp. 1-411.
- MABESOONE, J.M. (1959)—Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero basin (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 36-179.
- MALLADA, L. (1886)—Datos para el estudio de la cuenca de Ciñera-Matalana. *Bol. Comis. Mapa Geol. Esp.*, 14, pp. 173-207.
- MALLADA, L. (1900)—Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (León). *Bol. Comis. Mapa Geol. Esp.*, 27, pp. 1-66.
- MALLADA, L. y BUITRAGO, J. (1878)—La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Comis. Mapa Geol. Esp.*, 5, pp. 177-194.
- MARCOS, A. (1968 a)—Nota sobre el significado de la Leon line. *Brev. Geol. Ast.* 12, 3, pp. 1-5.
- MARCOS, A. (1968 b)—La tectónica de la Unidad de La Sobía-Bodón. *Trab. Geol.*, 2, pp. 59-87.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1962)—Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca carbonífera central de Asturias. *Inst. Est. Asturianos*, 229 pp.
- MARTINEZ CHACON, M.L. (1979)—Braquiópodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida y Rhynchonellida). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 96, 291 pp.
- MEDUS, J., BOCH, A., PARRON, C., LAUVERJAT, J. y TRIAT, J.M. (1980)—Turonian Normopolles from Portugal and southern France; correlations. *Rev. Palaeobot. Paynol.*, 31 (1-2), pp. 105-154.
- MENDEZ, A. y GALAN, E. (1976).—Estudio mineralógico de la Formación

- Voznuevo, entre Santiago de las Villas y La Vecilla del río Curueño (prov. de León). *Est. Geol.*, 32, pp. 349-370.
- MENDEZ BEDIA, I. (1976)—Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol.*, 9, 92 pp.
- MOHANTI, M. (1972)—The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba syncline, Cantabrian Mountains, Prov. Leon, Northwestern Spain: Carbonate facies and Rhyconellid palaeontology. *Leidse. Geol. Meded.* 48, pp. 135-205.
- MOORE, L.R., NEVES, R., WAGNER, R.H. y WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1971)—The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain. *Trab. Geol.*, 3, pp. 307-363.
- OELE, E. (1964).—Sedimentological aspects of four Lower Paleozoic formations in the northern part of the province of Leon (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 1-99.
- PEREZ ESTAUN, A. (1971)—La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Brev. Geol. Ast.*, 15, 1, pp. 7-13.
- PRADO, C. DE (1850)—Note géologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de León (Espagne), suivie d'une description des fossiles de ces terrains, par E. DE VERNEUIL. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 2, pp. 137-186.
- PULGAR, J.A., PEREZ ESTAUN, A., MARCOS, A. y BASTIDA, F. (1981). *La estructura del Manto de Somiedo*. Inédito. Fondo Documental del IGME. Madrid.
- RACZ, L. (1965)—Carboniferous calcareous Algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. Leon, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31, pp. 1-112.
- RADIG, F. (1962).—Zur stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). *Geol. Rundschau*, 52, pp. 346-357.
- READING, H.G. (1970)—Sedimentation in the Upper Carboniferous of the southern flanks of the central Cantabrian mountains, Northern Spain. *Proc. Geol. Assoc.*, 81, 1, pp. 1-41.
- REIJERS, T.J.A. (1972).—Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the river Esla and the embalse de la Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 47, pp. 163-249.
- REUTHER, C.D. (1977)—Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinale-Orogen. *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 pp.
- REVILLA, J. (1906)—Riqueza minera de la provincia de León. Su descripción industrial y estudio de soluciones para explotarla. *Impr. Alemana, Madrid*, 311 72 pp.
- RODRIGUEZ, R.M. (1977)—Nuevas Mioesporas de la Formación San Pedro (Silúrico superior) en Corniero (León, España). *Brev. Geol. Ast.*, 21, pp.
- ROYO GOMEZ, J. (1922)—El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Publ. Junta Ampl. Est. Inv. Cient., Ser. Paleont.*, 5, 230 pp.
- ROYO GOMEZ, J. (1930)—Descubrimiento de restos de *Mastodon* en las cercanías de León. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 30, pp. 395-396.

- RUPKE, J. (1965).—The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain).—*Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 1-74.
- SANCHEZ DE POSADA, L. (1977)—Quelques remarques au sujet de la repartition des faunes d'Ostracodes carbonifères dans la Chaîne Cantabrique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 96, 4, pp. 407-412.
- SDZUY, K. (1968)—Bioestratigrafía de la griotte cántabrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trab. Geol.*, 2, pp. 45-47.
- SDZUY, K. (1971)—La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *I Congr. Hisp. Iuso amer. de Geol. Económica. Madrid-Lisboa*, 1971, 2, pp. 769-782.
- SDUZY, K. (1974).—Mittelkambrische Graptoliten aus NW.—Spanien *Palaonit. Z.*, 48, 1-2, pp. 110-139.
- SEILACHER, A. (1970)—*Cruziana* stratigraphy of "non fossiliferous" Palaeozoic sandstones. In "Trace fossils", *Geol. J., spec.* 3, pp. 447-476.
- SITTER, L. U. DE (1962)—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. 225-264.
- SJERP, N. (1967)—The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 55-128.
- STAALDUINEN, C.J. VAN (1973)—Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 167-205.
- STEL, J.H. (1975)—The influence of hurricanes upon the quiet depositional conditions in the Lower Emsian La Vid shales of Colle (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 475-486.
- STOCKMANS, F., WILLIERE, Y. y DE LA VEGA, C. (1965)—Documents paléobotaniques por l'étude du Houiller dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Mem. Inst. Royal Sci. Nat. Belg.*, 79, 2, pp. 1-10.
- STRUVE, W. y MOHANTI, M. (1970).—A Middle Devonian Atrypid brachiopod fauna from the Cantabrian Mountains, northwestern Spain, and its stratigraphic significance. *Leidse Geol. Meded.*, 45, pp. 155-166.
- TRUYOLS et al., in litt.—Memoria del *Mapa Geológico de España*, esc. 1:50.000. Hoja 78 (LA PLAZA) segunda serie (MAGNA), primera edición. IGME Madrid.
- TRUYOLS, J., PHILIPPOT, A. y JULLIVERT, M. (1974).—Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes. *Bull. Soc. Geol. France*, 16, 1, pp. 23-35.
- 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. (1957).—Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León). *Est. Geológicos*, 13, 35-36, pp. 229-239.
- WAGNER, R.H. (1962)—Sur le terrain houiller de Ciñera-Matallana (León, Espagne). *C. R. séances Acad. Sci. Paris*, 254, pp. 2393-2395.
- WAGNER, R.H. (1963).—A general account of the Paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León), NW Spain. *Bol. I.G.M.E.*, 74, pp. 163-331.
- WAGNER, R.H. (1964)—Stephanian floras in NW Spain, with special refe-



- rence to the Westphalian D.—Stephanian A boundary. *C.R. V Congr. Int. Str. Geol. Carb., Paris 1963*, 2, pp. 835-851.
- WAGNER, R.H. (1966)—Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 66, pp. 1-169.
- WAGNER, R.H. (1970)—An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain. *Congr. et Coll. Univ. Liege*, 55, pp. 429-463.
- WAGNER, R.H. (1971)—The stratigraphy and the structure of the Cifera-Matallana coalfield (prov. León, NW Spain), *Trab. Geol.*, 4, pp. 385-429.
- WAGNER, R.H. y FERNANDEZ GARCIA, L. (1971).—The Lower Carboniferous and Namurian rocks north of La Robla (León). *Trab. Geol.*, 4, pp. 507-531.
- WAGNER, R.H., WINKLER PRINS, C.F. y RIDING, R.E. (1971)—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trab. Geol.*, 4, pp. 603-663.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1963).—Lower Namurian Goniaticites from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 69, pp. 5-23.
- WESTBROEK, P. (1964).—Systématique et importance stratigraphique des Rynchonelles du Calcaire de Crémenes (Dévonien supérieur, province de León, Espagne). *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 243-252.
- WINKLER PRINS, C.F. (1968)—Carboniferous Productina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, stratigraphy and paleoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 41-126.
- WINKLER PRINS, C.F. (1971).—The road section east of Valdeteja with its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño valle, León), with a note on *Leonardophyllum leonense* sp. nov. by E. DE *Trab. Geol.*, 4, pp. 677-686.
- ZAMARREÑO, I (1972)—Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica. *Trab. Geol.*, 5 pp- 1-118



INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID