



IGME

82

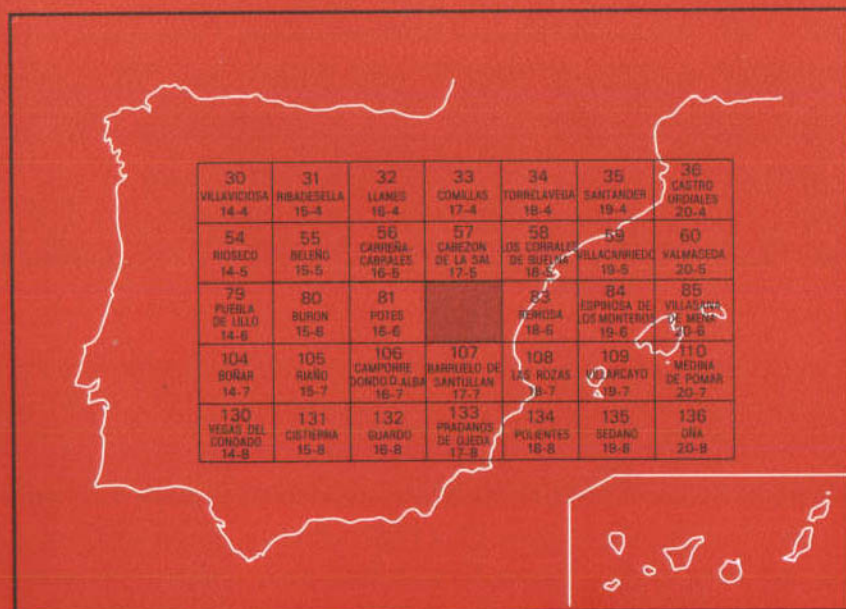
17-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TUDANCA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TUDANCA

Segunda serie-Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La hoja de Tudanca ha sido realizada por ENADIMSA y el IGME, con normas, dirección y supervisión de este último organismo. En su realización han intervenido los siguientes autores:

En cartografía geológica:

- Mesozoico: V. PUJALTE y J. GARCIA MONDEJAR, de la Universidad del País Vasco.
- Carbonífero del Dominio de La Liébana: N. HEREDIA y L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ, del IGME.
- Carbonífero del Dominio del Pisuerga: D. NAVARRO, de ENADIMSA, y R. H. WAGNER, de la Universidad del Sheffield, en lo referente al Westfaliense D superior-Estefaniense de Casavegas y Redondo.

En la redacción de la *Memoria* han intervenido:

- L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ, N. HEREDIA y D. NAVARRO en la Estratigrafía del Carbonífero, Tectónica e Historia geológica hercínicas y Petrología; V. PUJALTE y J. GARCIA MONDEJAR en la Estratigrafía del Pérmico y Mesozoico y en la Tectónica e Historia Geológica alpinas; R. H. WAGNER, en la Estratigrafía del Westfaliense D superior-Estefaniense de Casavegas y Redondo, y F. MARTINEZ GARCIA y L. LOBATO en la Geología económica.

Asimismo han colaborado en aspectos parciales:

- En *Sedimentología del Carbonífero*: L. SANCHEZ de la TORRE, J. A. AGUEDA, J. R. COLMENERO y J. C. GARCIA RAMOS, de la Universidad de Oviedo.
- En *Paleontología*: A. C. VAN GINKEL, de la Universidad de Leiden; J. RAMIREZ DEL POZO, de C. G. S.; C. MARTINEZ DIAZ, de ENADIMSA, y A. GARCIA CORTES, del IGME.
- En *Paleobotánica*: R. H. WAGNER, de la Universidad de Sheffield y J. P. LAVEINE, de la Universidad de Lille.
- En *Petrología ígnea*: T. NODAL, de ENADIMSA.

Dirección y supervisión del IGME:

- L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ

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

Impresión: Industrias Gráficas Marte, S.A.

Depósito legal: M-43133-1986

NIPO: 232-86-010-2

INDICE

	<i>Pág.</i>
1. INTRODUCCION	5
1.1. El marco geográfico	5
1.2. El marco geológico	6
1.3. Antecedentes	9
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1. Carbonífero (1)	10
2.1.1. Dominio de La Liébana	13
2.1.1.1. Grupo Potes: Namuriense C-Westfaliense A sup-B	13
2.1.1.2. Grupo Pesaguero: Westfaliense B-C ..	15
2.1.1.3. Grupo Cabezuela: Westfaliense D?-Estefaniense A?	17
2.1.2. Dominio del Pisuerga	19
2.1.2.1. Grupo Potes: Namuriense C-Westfaliense A superior B	19
2.1.2.2. Caliza de Piedrasluengas, Westfaliense A superior B	20
2.1.2.3. Conglomerado de Curavacas: Westfaliense B	21
2.1.2.4. Formaciones Vañes, Vergaño y Covarres: Westfaliense B-D	23
2.1.2.4.1. Formación Vañes (Westfaliense B-C)	24
2.1.2.4.2. Formación Covarres: Westfaliense D	25
2.1.2.4.3. Formación Vergaño: Westfaliense D	26
2.1.3. El Westfaliense D superior y Estefaniense de los Sinclinales de Casavegas y Redondo	27
2.1.3.1. Formaciones Rozo y Ojosa: Westfaliense D superior-Cantabriense inferior	27
2.1.3.2. Formación Brañosera: Cantabriense superior	28
2.1.3.3. Formación Barruelo: Estefaniense A ..	29
2.1.4. El Estefaniense de Polaciones y Pico Cordel	30
2.2. Pérmico	32

	<i>Pág.</i>
2.3. Triásico	33
2.3.1. Conjunto conglomerático-areniscoso	34
2.3.2. Conjunto carbonatado-arcilloso	35
2.4. Triásico final. Jurásico inferior y Jurásico medio	36
2.4.1. Tramo dolomítico basal (Rethiense-Hettagiense)	37
2.4.2. Tramo calizo inferior (Sinemuriense inferior y medio)	38
2.4.3. Tramo margoso (Sinemuriense superior-Toarciense)	38
2.4.4. Tramo calizo superior (Dogger)	38
2.5. Jurásico superior-cretácico inferior	39
2.5.1. Formación Cabuérniga	40
2.5.2. Formación Bárcena Mayor	41
2.5.3. Formación de Vega de Pas	43
2.6. Cuaternario	44
2.6.1. Pleistoceno	44
2.6.2. Holoceno	44
3. PETROLOGIA	44
3.1. Granodiorita biotítica	44
4. TECTONICA	46
4.1. Tectónica hercínica	46
4.1.1. Edad de las deformaciones	51
4.2. Tectónica alpídica	52
4.2.1. Estructuras principales	52
4.2.1.1. Sinclinal del Alto Campoo	53
4.2.1.2. Anticlinorio de la Palombera	53
4.2.1.3. Sinclinal de Bárcena Mayor	53
4.2.2. Fallas fosilizadas	54
4.2.2.1. Falla de Peña Labra	54
4.2.2.2. Falla de Pontrieme	54
4.2.3. Otras estructuras	54
5. HISTORIA GEOLOGICA	55
5.1. Historia geológica hercínica	55
5.2. Historia geológica tardihercínica y alpídica	57
6. GEOLOGIA ECONOMICA	62
6.1. Minería y canteras	62
6.2. Hidrogeología	63
7. BIBLIOGRAFIA	64

1. INTRODUCCION

1.1. EL MARCO GEOGRAFICO

La hoja de Tudanca se encuentra situada en la parte suroccidental de Cantabria, incluyendo asimismo un sector de la parte Norte de la provincia de Palencia.

El territorio incluido en esta hoja constituye una auténtica encrucijada, tanto desde el punto de vista geológico como geográfico. Desde el punto de vista geográfico comprende una serie de altos valles de montaña que vierten sus aguas a tres mares diferentes; así, los ríos Buyón (afluente del Deva), Nansa y Saja vierten sus aguas al Mar Cantábrico; el Híjar (cabecera del Ebro), al Mediterráneo, y el Pisuerga, al Océano Atlántico. Todos ellos atraviesan valles bien individualizados geográficamente; así, el valle del Buyón se denomina «Valle Estrecho» y es uno de los que componen la comarca de La Liébana; el alto valle del Nasa se denomina Valle de Polaciones; la cabecera del Ebro es el Alto Campoo, y el alto Pisuerga, La Pernía. Todos estos valles están separados por «cordales» montañosos de diversa magnitud. Las mayores alturas se concentran en la divisoria de aguas entre el Ebro y el Pisuerga o el Nasa, orlada por los conglomerados y areniscas de edad Triásica (Pico Tres Mares, 2.175 m., Peña Labra, 2.011 m.). Estos mismos materiales determinan la existencia del «cordal» montañoso de Peña Sagra (2.046 m.), situado transversalmente al valle del Río Nansa, por lo que puede afirmarse que los afloramientos de areniscas y conglomerados triásicos constituyen un auténtico límite geográfico, más importante incluso que las divisorias hidrográficas.

La climatología, como corresponde a estas latitudes y a la elevada altitud media, es extremada, con inviernos largos, fríos y lluviosos, y veranos cortos y frescos.

La población es muy escasa, se concentra en los valles anteriormente enumerados, no existiendo ninguna entidad de población con tamaño y equipamientos propios de una cabecera de comarca.

La actividad económica básica es la ganadería extensiva y la explotación forestal. En La Pernía, los afloramientos carboníferos productivos condicionan una limitada actividad minera extractiva. Por último, en el Alto Campoo la instalación de una estación de esquí ha condicionado la existencia de una pequeña actividad turística.

1.2. EL MARCO GEOLOGICO

Dos grandes conjuntos litoestratigráficos pueden individualizarse en una primera observación del Mapa Geológico correspondiente a la hoja de Tudanca. El tercio nororiental y la práctica totalidad del cuadrante suroriental se encuentran ocupados por materiales mesozoicos que representan el borde occidental de la Cuenca Mesozoica Vasco-Cantábrica. El resto de la superficie de la hoja está ocupado por materiales paleozoicos, de edad carbonífera y pérmica, correspondientes a la Región del Pisuerga-Carrión, de la Zona Cantábrica del Macizo Herciniano (Figs. 1 y 2). Estos dos grandes conjuntos constituyen dos unidades, no sólo desde el punto de vista geológico, sino morfológico y geográfico.

Los materiales mesozoicos están representados por un Triásico, que aflora de forma amplia y completa, en facies germánica; un Jurásico inferior y medio, en facies marinas someras; un Jurásico superior-Cretácico en facies continentales (facies «Weald»). El predominio de los buzamientos monoclinales origina un tipo de relieve con formas no excesivamente abruptas, en el Jurásico y Cretácico, como es característico de la Cordillera Cantábrica mesozoica; en el Triásico, por el contrario, los afloramientos de areniscas y conglomerados constituyen los «cordales» más destacables del relieve de la hoja, como ya se ha dicho anteriormente.

El Paleozoico se encuentra representado por el Carbonífero y el Pérmico. Los materiales carboníferos tienen un marcado carácter marino con gran variedad de facies, desde deltaicas y mareales a abanicos submarinos. En la parte Norte, el predominio absoluto de los materiales siliclásticos determina la existencia de un relieve uniforme, con valles muy encajados y una altitud media inferior a las de los «cordales» triásicos. En la parte Sur, la existencia de sedimentos carbonatados bioconstruidos, en horizontes relativamente continuos, origina un relieve de tipo «apala-

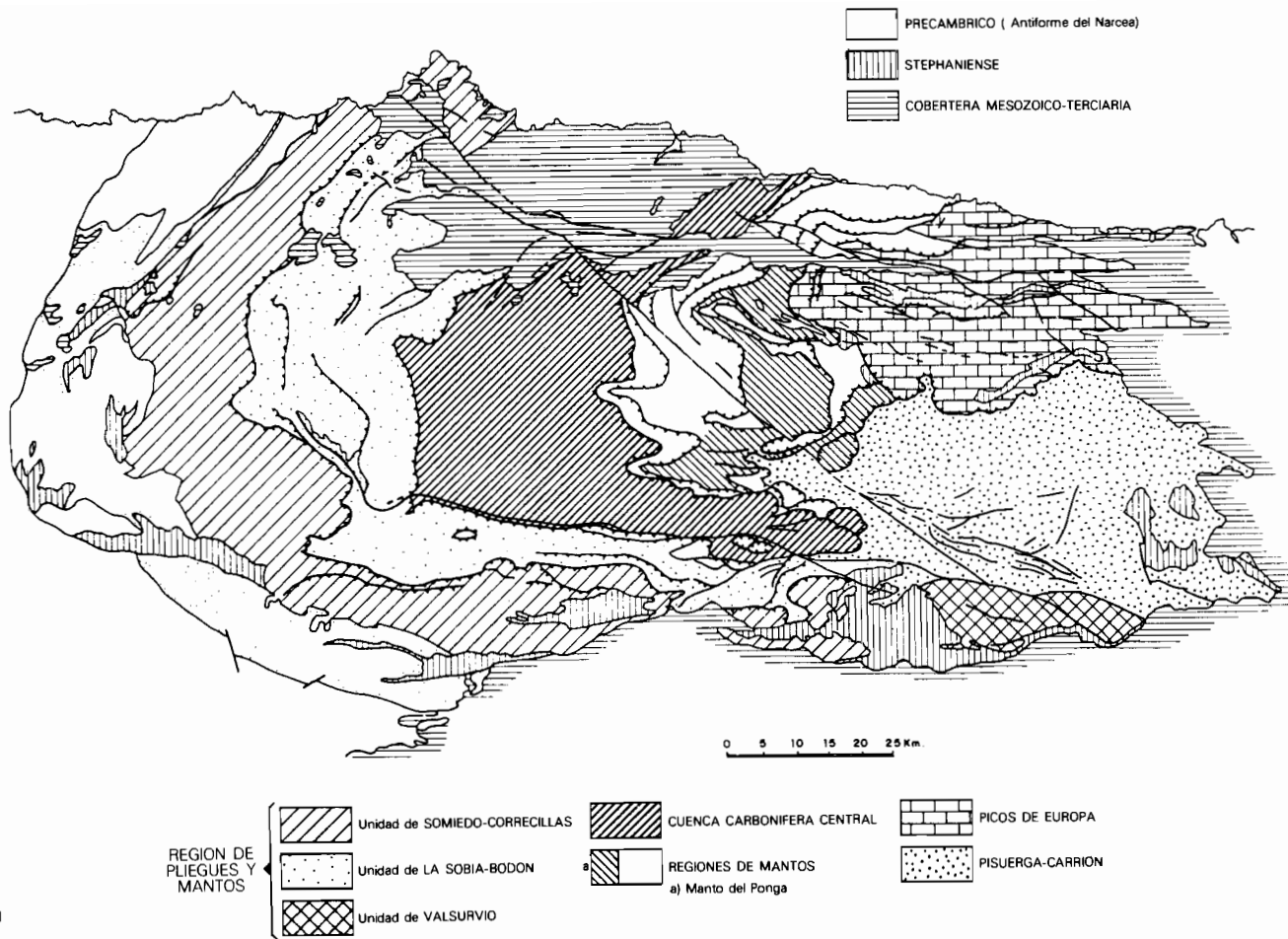


Fig. 1

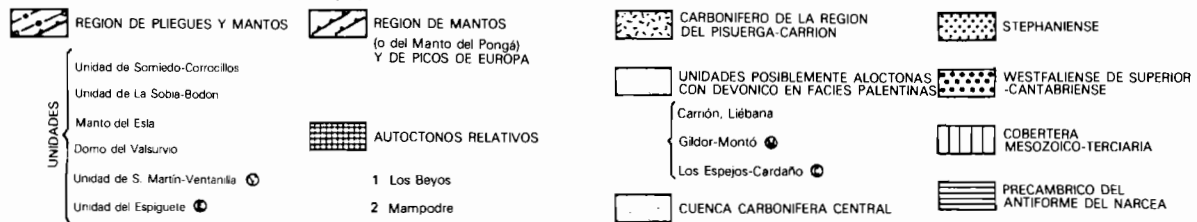
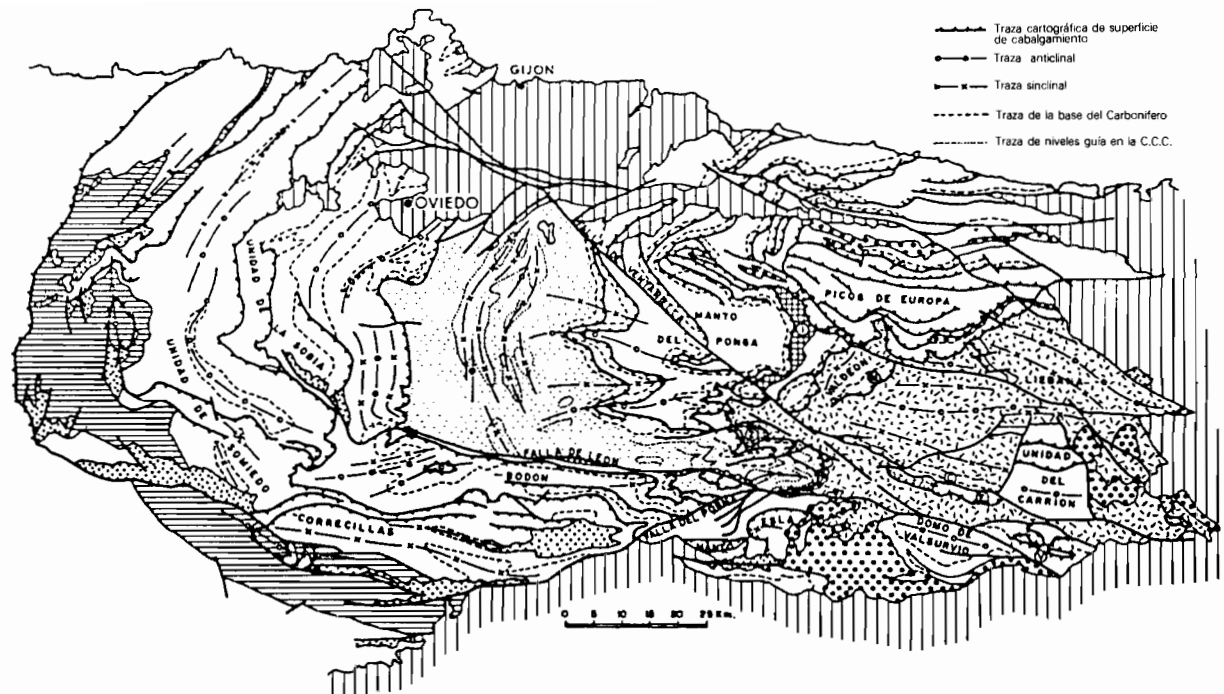


Fig. 2

chense» con una red fluvial sobrepuesta. El Pérmico se encuentra representado por materiales sedimentarios y volcánicos, y sus afloramientos están muy ligados a los del Triásico.

Por último, es de destacar la existencia de un importante «stock» granítico en la parte suroriental de la hoja (Pico Iján) y pequeños afloramientos, de dimensiones más reducidas, alineados con el anterior y situados más al Oeste, orlando una importante fractura que atraviesa la hoja de Oeste a Este.

1.3. ANTECEDENTES

El área carbonífera del Norte de Palencia ha tenido desde antiguo interés debido a su riqueza minera, especialmente en lo que se refiere al carbón.

El primer mapa geológico de la región del Norte palentino se debe a CASIANO DE PRADO (1861). Otros autores aportaron datos sobre los terrenos carboníferos, como MALLADA (1898), ROMAN ORIOL (1894), DUPUY DE LÔME y NOVO (1924), PATAC (1934), CUETO y RUIZ DIAZ (1934), QUIRING (1939) y ALVARADO y SAMPELAYO (1945).

El período moderno se inicia con el trabajo de DE SITTER, en 1949, al que siguen una serie continua de trabajos de la escuela holandesa, referentes a toda la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica o «Leónides» en su acepción. En el área ocupada por la hoja merecen citarse especialmente los de DE SITTER y BOSCHMA (1966) y, sobre todo, el de MAAS (1974), que realizó una cartografía geológica a escala 1:50.000 de La Liébana y Poblaciones. VAN DE GRAAFF (1971a, b y c) estudió la evolución sedimentaria del Moscoviense superior en la zona de La Pernía. De época reciente son, asimismo, los trabajos de WAGNER (de 1955 en adelante), centrados, sobre todo, en el área SE de la hoja (sinclinales Casavegas y Redondo); entre los que hacen referencia al área ocupada por la hoja merecen destacarse: WAGNER (1964, 1965 y 1966), WAGNER y WINKLER PRINS (1970) y WAGNER y VARKER (1971).

De entre los autores españoles, destacar a LOBATO (1977), que realiza un mapa sintético de toda la región del Pisuerga-Carrión; MARTINEZ GARCIA (1981), que propone un esquema estratigráfico general para toda la parte oriental de la Zona Cantábrica, y ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983), que establecen un modelo interpretativo de las discordancias carboníferas y su significado orogénico.

Por último, trabajos básicos de la problemática de las áreas paleozoicas limítrofes son el de WAGNER *et al.* (1984) y RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985).

En el área mesozoica, los trabajos fundamentales de carácter general

son los de MENGAUD (1913, 1920), KARREMBERG (1934) y CIRY (1939). De épocas más recientes son los trabajos de DAHM (1966), RAMIREZ DEL POZO (1971) y CARRERAS (1974), para el Jurásico inferior y medio. Para el Jurásico superior y Cretácico son significativos los de RAT (1954, 1961, 1962, 1963), RAT y SALOMON (1969), AGUILAR TOMAS y RAMIREZ DEL POZO (1968), RAMIREZ DEL POZO (1969 y 1971), SALOMON (1970), PUJALTE (1974, 1976), GARCIA MONDEJAR y PUJALTE (1975) y BRENNER (1976).

2. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Tudanca afloran sedimentos del Paleozoico y Mesozoico, constituyendo dos conjuntos litoestratigráficos claramente diferenciados.

Los materiales paleozoicos están representados mayoritariamente por el sistema Carbonífero, existiendo también una potente serie vulcanosedimentaria de edad Pérmica. El Triásico está ampliamente representado en facies «germánica». El Jurásico inferior y medio está constituido por facies marinas poco profundas y el Jurásico superior-Cretácico, en facies con carácter continental (Facies Weald). El Cuaternario está representado por una gran cantidad de recubrimiento y rellenos de origen fluvio-glaciar, así como de derrubios procedentes de los importantes relieves de la zona.

2.1. CARBONIFERO

El Sistema Carbonífero, se caracteriza en la Zona Cantábrica en general y en la Región del Pisuerga-Carrión en particular (Fig. 1), por la presencia de potentes series de sedimentos siliciclásticos y/o carbonatados con notables variaciones espaciales y temporales de facies y potencias. En la hoja de Tudanca se puede apreciar que existe un predominio muy notable de las series siliciclásticas sobre las carbonatadas, que sólo son relativamente abundantes hacia la parte alta de la sucesión estratigráfica.

Otra característica propia del Carbonífero de la Región del Pisuerga-Carrión es la gran abundancia de sedimentos sinorogénicos (sistema flysch-molasa), con facies originadas a partir de pendientes submarinas (olitostromas, brechas gravitacionales, turbiditas...) o semicontinentales (sistemas fluviodeltaicos). Por último, como señalan ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983), la persistencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense hasta el Estefaniense, junto con la relativa proliferación de discordancias (más escasas en otras regiones de la Zona

Cantábrica), constituyen otros rasgos peculiares del Carbonífero de este área.

Todas estas características han conducido a que en la literatura geológica sobre esta región proliferen los nombres locales de «formaciones» y «grupos», a los que haremos referencia en la descripción pormenorizada posterior.

Los investigadores de la Universidad de Leiden (KOOPMANS, 1962; VAN VEEN, 1965, etc.) establecieron, en la parte S. de esta Región, la existencia de tres «grupos», separados por discordancias: Ruesga, Yuso y Cea. El Grupo Ruesga incluye el Carbonífero inferior y el superior hasta la discordancia de Curavacas (KANIS, 1956), de edad Westfaliense A superior. El Grupo Yuso comprende el resto del Westfaliense hasta el Estefaniense B, y el Grupo Cea, discordante sobre el Yuso, los sedimentos molásicos del Estefaniense B y C anteriores al Pérmico.

WAGNER (1959, 1965...) y colaboradores establecen la existencia de cuatro conjuntos estratigráficos separados por tres discordancias, a las que denomina: Palentina o Curavacas (pre-Westfaliense B), Leónica (pre-Westfaliense D superior) y Astúrica (pre-Estefaniense B inferior).

Autores posteriores como LOBATO (1977), MARTINEZ GARCIA (1981) establecen a su vez «dominios», de ámbito geográfico, con series estratigráficas distintas, aunque sin límites precisos. Por último, los autores alemanes de la escuela de Tübingen (KULLMANN y SCHÖNENBERG, 1975; REUTHER, 1977, 1979, 1982; SCHÖLER, 1982; etc.) establecen también diferentes «dominios» de ámbito local referidos a sedimentos Namuriense y Westfaliense con límites relativamente precisos en accidentes tectónicos tardihercínicos.

Todos los autores citados han considerado las discordancias como fenómenos de alcance general y, por lo tanto, utilizables como límites mayores entre conjuntos de sedimentos, este aspecto es discutido últimamente por ALONSO y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (*op. cit.*), al considerar el ámbito generalmente localizado de las discordancias, así como un mayor número de ellas.

En la descripción del Carbonífero de la hoja de Tudanca podemos considerar, teniendo en cuenta los criterios especiales y temporales de distribución de facies, dos dominios con valor exclusivamente local, a los que denominaremos: Dominio de La Liébana, al Norte, y Dominio del Pisuerga, al Sur (véase esquema tectónico). El límite entre ambos no se puede establecer en un accidente tectónico concreto y su diferenciación responde más bien a la necesidad de describir separadamente secuencias litoestratigráficas notablemente diversificadas, aun manteniendo una cierta identidad cronoestratigráfica.

El *Dominio del Pisuerga* se caracteriza por la existencia de un horizonte de conglomerados, cuya base es normalmente discordante, denominado

Conglomerado de Curavacas. Esta discordancia, denominada de «Curavacas» (KANIS, 1956) o «Palentina» (WAGNER, 1959), permite diferenciar dos conjuntos litoestratigráficos bien individualizados cartográficamente, uno inferior, al que nos referiremos como «Grupo Potes», y otro superior, denominado «Grupo Yuso» por los autores de la escuela holandesa. El Grupo Potes aquí definido es el equivalente septentrional de la Formación Cervera (BROUWER y VAN GINKEL, 1964), de amplio desarrollo en la parte meridional de la Región del Pisuega-Carrión. Este dominio se caracteriza, asimismo, por la presencia de una potente serie de edad Cantabriense-Estefaniense A, situada sobre el Grupo Yuso, con una leve discordancia basal (discordancia «Leónica» de WAGNER, 1959).

En el *Dominio de La Liébana* no existe un horizonte conglomerático con entidad cartográfica suficiente para establecer una separación clara entre conjuntos litoestratigráficos. La ausencia, asimismo, de litosomas carbonatados cartográficamente significativos dificulta la correlación con el Dominio del Pisuega.

En el mapa geológico se han diferenciado una serie de unidades litoestratigráficas, a las que se ha asignado informalmente la categoría de «grupo», separadas por conglomerados y/o discordancias de continuidad lateral limitada.

La serie basal, predominantemente siliciclástica y que ocupa la mayor extensión superficial de los afloramientos carboníferos, es el «Grupo Potes». Esta serie, aunque con una acepción distinta, fue denominada «Formación Piedrasluengas» por VAN GINKEL (1965). Otros autores se han referido a ella como «Formación Cervera» (DE SITTER y BOSHMA, 1966; MAAS, 1974), o bien han utilizado denominaciones locales para alguna de sus facies: «Potes turbidites» o «Upper Deva turbidites» de MAAS (*op. cit.*).

Por encima del Grupo Potes se ha individualizado cartográficamente un conjunto litoestratigráfico evidenciado por la presencia de un horizonte conglomerático discontinuo, sin discordancia basal apreciable, al que denominamos «Grupo Pesaguero».

Por último, en los alrededores del Mirador de Santa Cruz de la Cabezuela, situado en la carretera del Puerto de Piedrasluengas al Valle de Polaciones, aflora un conjunto litoestratigráfico, apoyado discordantemente sobre el Grupo Potes, al que denominamos «Grupo Cabezuela».

Los sedimentos carboníferos más recientes de S. Mamed-Puente Pomar (Polaciones) y del Pico Cordel se describen individualmente fuera de cualquier dominio.

2.1.1. Dominio de La Liébana

2.1.1.1. Grupo Potes: Namuriense C-Westfaliense A sup-B (2, 3, 4a, 4b)

Está constituido casi exclusivamente por sedimentos terrígenos (lutitas y areniscas), aunque excepcionalmente existen lentejones de calizas bioclásticas y brechoides y algunos niveles de conglomerados.

Las condiciones de afloramiento, con carencia de un muro estratigráfico reconocible y la complicada estructuración interna (véase cortes geológicos y Fig. 3), no permiten deducir su potencia precisa, aunque debe ser del orden de 1.500 a 2.000 metros.

Se han estudiado las series existentes a lo largo de las carreteras que, desde el Puerto de Piedrasluengas conducen a Potes y al Valle de Polaciones, deduciéndose que los depósitos se pueden agrupar en tres asociaciones de facies, que, ordenadas de muro a techo, son: Llanuras de mareas, Deltas y Plataforma interna submareal y Turbiditas.

Las *Llanuras de marea* debieron estar ampliamente representadas en la cuenca y constituyen el muro visible de las series. Buenos afloramientos de estas facies se pueden observar en las cercanías de Salceda (Valle de Polaciones), donde constituyen la parte basal de la lámina cabalgante homónima, y en las carreteras que desde Puente Pomar a Tresabuella y Uznayo, donde aflora el núcleo del anticlinal de Polaciones (véase esquema tectónico). Están constituidas por *lutitas* y *limonitas con intercalaciones de areniscas* (2) con ripples de ola, estratificación flaser, sigmoides y moldes de bioclastos como estructuras sedimentarias más características. Interstratificados en estas facies aparecen, al E de Salceda, un conjunto de litosomas de *calizas bioclásticas* (3) que representan, probablemente, canales bioclásticos. MAAS (*op. cit.*), sin embargo, considera que estos afloramientos constituyen olistolitos resedimentados en una serie lutítica.

Por encima de las facies anteriormente descritas se desarrollan ampliamente las facies de *Deltas* y *Plataforma interna submareal*. Los mejores afloramientos se pueden observar a la altura de los miradores de la carretera que desde el Puerto de Piedrasluengas conduce al Valle de Polaciones, así como en la carretera de Santa Eulalia a La Laguna y de esta localidad a Uznayo y Tresabuella. Litológicamente están constituidas por *areniscas*, *limonitas* y *lutitas* (2), alternando con bancos potentes de *areniscas* (4b) y *conglomerados* (4a). Tanto en las areniscas como en los conglomerados predomina la fracción silícea, si bien contienen un apreciable porcentaje de clastos (normalmente bioclastos) calcáreos. En muchos casos es también apreciable la cantidad de clastos angulosos de liditas y los restos vegetales.

Desde un punto de vista sedimentario, los cuerpos arenosos y conglo-

meráticos presentan una geometría y estructuras propias de canales deltaicos, con depósitos de fondo de canal («channel lag»), conteniendo, en muchos casos, clastos pizarrosos, estratificación cruzada y fenómenos de acreción lateral. A techo de las secuencias es frecuente observar ripples bidireccionales, lo que revela un cierto retoque mareal.

Estos canales se encuentran superpuestos, de forma erosiva o alternando, con limolitas, lutitas y delgados niveles de areniscas en secuencias normalmente negativas. En las lutitas y limolitas son frecuentes los restos vegetales arrastrados y la bioturbación orgánica, en los niveles de arenisca se observan, en muchos casos, secuencias de «BOUMA» incompletas, lo que probablemente implica una génesis ligada a desbordamientos de canal. También se observan, a veces, secuencias positivas originadas, en este caso, por abandono y relleno de canales. Es frecuente también la presencia de pequeños «slumps» ligados a fenómenos de deslizamiento en los bordes de los canales.

Las *Turbiditas* son los depósitos más modernos de la serie y aparecen con mayor o menor desarrollo sobre las facies anteriores, especialmente en la parte Sur del área de Polaciones (sector del Puerto de Piedrasluengas), así como en el área de San Andrés-Lamedo (Valle Estrecho). Los mejores afloramientos se sitúan en los alrededores de la Venta de Pepín (Puerto de Piedrasluengas) y, en general, en diversos sectores a lo largo de la carretera del puerto hasta el límite occidental de la hoja. Litológicamente están constituidos por alternancias de *areniscas* y *lutitas* (2) y algunos niveles de *conglomerados* (4a). Las capas areniscosas y conglomeráticas presentan, en general, la base canalizada. Las secuencias de BOUMA suelen ser incompletas, las más comunes son las Tb-d, Tc-d y Tc-e. Abundan las estructuras tipo «groove» y las estrías, y son relativamente escasas las de tipo «flute». En las primeras, las direcciones medidas muestran una orientación preferente NO-SE, mientras que en las segundas el sentido del flujo principal es hacia el NE. También son abundantes en este sector los «slumps», con espectaculares afloramientos en las trincheras de la carretera del Puerto de Piedrasluengas. Todos estos caracteres corresponden a un sistema de facies proximales de lóbulos turbidíticos.

En el área de San Andrés-Lamedo (Valle Estrecho, en La Liébana), las facies son relativamente similares, con predominio de las areniscas sobre las lutitas, estratos potentes y discontinuos, de base irregular o canalizada, abundancia de estructuras de tipo «flute» y ausencia de secuencias de BOUMA o secuencias truncadas. Estos caracteres nos hacen pensar igualmente en que estas *Turbiditas* pudieron corresponder igualmente a zonas de lóbulos. Las direcciones de corrientes medias indican, también, un movimiento unidireccional hacia el NE.

En el Valle de Tornes, al N de Buyezo, aflora un importante nivel de

conglomerados (4a), denominado por MAAS (1974) «Conglomerados de Tornes». Litológicamente está compuesto por clastos de cuarcita, cuarzo, liditas, caliza (redondeados) y bloques angulosos de caliza de hasta 1 m³. La matriz, abundante, es litarenítica. El tamaño de los clastos oscila entre 0,5 a 40 cm., caracterizándose, en general, por su gran heterometría, aunque existen bancos relativamente bien calibrados. Lateralmente, este conglomerado se convierte en una asociación de arenisca-grauwacka con clastos angulosos de caliza, chert y cuarcita en una matriz grauwáckica con un elevado porcentaje de granos calcáreos. Tanto los bancos de conglomerados como las capas grauwáckico-arenosas muestran una gradación positiva («fining-upwards») con una reducción gradual de la relación clastos/matriz y una disminución del tamaño de los clastos. La base de estos cuerpos arenosos o conglomeráticos es erosiva. Todos los caracteres descritos, la presencia de numerosos «slumps» en los niveles de lutitas intercalados y el paso lateral de estas facies a alternancias arenoso-pelíticas de carácter turbidítico permiten deducir que conglomerados y areniscas asociadas han sido originados por corrientes turbidíticas de alta densidad («grain flow»). Este horizonte litológico, con las características descritas, o bien transformado en un conjunto de clastos cuarcíticos redondeados dispersos en una matriz lutítica o arenosa («pebbly mudstone» o «pebbly sandstone») presenta una gran continuidad a lo largo de toda la hoja de Tudanca e incluso de todo el Dominio de La Liébana.

En cuanto a la edad, los datos disponibles en el contexto de la hoja proceden fundamentalmente de MAAS (*op. cit.*), siendo las determinaciones hechas por VAN GINKEL. Los lentejones calizos de Salceda han proporcionado algas y fusulinas de la zona de *Profusulinella*, subzona B. Esta misma edad se ha obtenido en una brecha calcárea, cerca del granito del Pico Iján y en una caliza al S.de Uznayo. Un clasto calcáreo, procedente de un nivel conglomerático al Norte de Belmonte (conglomerado de Tornes, probablemente) ha proporcionado algas y fusulinas de la parte alta de la subzona A de la zona de *Profusulinella*. Estos datos indican una edad comprendida entre la parte alta del Bashkiriense y el Vereyense, es decir, el Namuriense C y el Westfaliense A superior-B.

En los alrededores de Pejanda existen numerosos restos de flora fósil alóctona, muy fracturada. Solamente se ha podido determinar *Neuropteris sp.*, lo que indica una edad Westfaliense sin más precisiones.

2.1.1.2. Grupo Pesaguero: Westfaliense B-C (5, 5a)

En la parte SE de la hoja se ha diferenciado cartográficamente un conjunto litoestratigráfico al que se ha denominado informalmente «Grupo Pesaguero». La parte basal está constituida por un conglomerado polimíctico, situado sobre las facies turbidíticas del Grupo Potes, sin

discordancia basal apreciable, al que MAAS (*op. cit.*) denominó «Conglomerado de Porrera» (5a).

El Grupo Pesaguero está formado fundamentalmente por tres litologías: conglomerados, areniscas y lutitas o pizarras, estas últimas siempre de tonos gris oscuro o negro.

Los *conglomerados* (5a) están constituidos por clastos de areniscas (generalmente cuarzosas), calizas, cuarcitas y, en menor proporción, también por liditas. La matriz es litarenítica de granulometría muy variable, cementada frecuentemente por carbonato. Los clastos oscilan entre muy angulosos, angulosos y redondeados, pasando por todos los términos intermedios; no obstante, los cantos de cuarcita y arenisca tienen casi siempre un índice de redondeamiento superior al de los de carbonato. Este hecho parece probar un mecanismo de resedimentación y/o una distancia de transporte mayor para los primeros. Con respecto a su procedencia, se han detectado, junto a los clastos de edad carbonífera, algunos cantos del Devónico superior.

Las *areniscas* aparecen en niveles intercalados, de continuidad lateral variable. Litológicamente son de tamaño de grano y composición también variables, oscilando entre cuarzoarenitas, wackas y litarenitas. Las estructuras internas más frecuentes son la granoselección normal e inversa, las estratificaciones cruzadas y la laminación paralela. Las principales direcciones de aporte son variables, predominando las del S y SO.

Las *lutitas y pizarras* (5) masivas aparecen en la parte más alta de la serie, alcanzando un gran desarrollo hacia el Oeste, en la vecina hoja de Potes. Son grandes masas arcillosas de color negro o gris oscuro que contienen olistolitos de diverso tamaño formados por calizas carboníferas y areniscas y calizas devónicas.

Por último, una gran parte de la serie estratigráfica del Grupo Pesaguero está formada por una alternancia rítmica de areniscas y lutitas ordenadas en secuencias de BOUMA más o menos completas.

Estos tres últimos conjuntos litológicos han sido denominados «Buyón beds» (BOSCHMA y STAALDUINEN, 1968) o «Buyón turbidites» (MAAS, *op. cit.*), aunque con acepciones un poco distintas al incluir parcialmente sedimentos correspondientes al aquí denominado Grupo Potes.

Sedimentológicamente, pueden interpretarse como depósitos relativamente profundos, distribuidos por el fondo, constituyendo un sistema de abanicos submarinos («deep sea fan») de baja eficacia de transporte, depositándose al pie de un relieve relativamente importante. Areniscas, ritmitas y conglomerados constituirían los lóbulos turbidíticos, siendo estos últimos los elementos más proximales. Las lutitas masivas con olistolitos y «slumps» representarían depósitos proximales en el mismo borde del talud.

La procedencia de los aportes, basada tanto en datos de paleocorrientes a imbricación de clastos como en la geometría de los cuerpos sedimentarios y, sobre todo, en la presencia de clastos devónicos, parece ser de S. o SO. Sin embargo, para RUPKE (1977), el denominado «Pesaguero fan» (equivalente aproximado del Grupo Pesaguero) tendría una dirección de aportes predominante del NE. Los hechos antes apuntados son bastante concluyentes y, por otra parte, es más compatible un origen de estos sedimentos ligado al emplazamiento alóctono de la unidad devónica del Alto Carrión, situada al Sur, como veremos más adelante.

En cuanto a la edad, es difícil definirla con precisión, pues los datos bioestratigráficos proceden de las calizas alóctonas, ya sean olistolitos o clastos carbonatados en conglomerados. El conglomerado de Cabezón, equivalente lateral del de Porrera, en la vecina hoja de Potes, ha suministrado fusulinas de la Zona de *Profusulinella* subzona B (MAAS, *op. cit.*) como elementos más jóvenes, en algunos de sus clastos calcáreos. Esto parece indicar una edad mínima para este conglomerado del Westfaliense B (Vereyense-Kashisiense). Esta edad está de acuerdo con la edad considerada habitualmente para el Conglomerado de Curavacas del Dominio Palentino, lo que permite afirmar que el Grupo Pesaguero es, en cierto modo, equivalente al Grupo Yuso del citado dominio.

2.1.1.3. Grupo Cabezuela: Westfaliense D?-Estefaniense A? (6, 6')

En la carretera que desde el Alto de Piedrasluengas conduce al Valle de Polaciones es posible observar, a partir del mirador de Santa Cruz de la Cabezuela, un conjunto litoestratigráfico de conglomerados poligénicos, lutitas masivas, olistolitos y brechas calcáreas que, buzando suavemente hacia el S, se sitúa sobre las facies deltaicas del Grupo Potes con una fuerte discordancia angular.

MAAS (*op. cit.*) identifica esta unidad, a la que denomina «Cabezuela Olistostrome Member», si bien no la diferencia cartográficamente del entorno, al que considera perteneciente a la Formación Lechada.

El carácter claramente discordante del Grupo Cabezuela, situado sobre facies que ni siquiera pertenecen al techo del Grupo Potes; el hecho de formar un sinclinal con buzamientos relativamente suaves, en abierto contraste con los buzamientos prácticamente verticales del grupo infrayacente (véase cortes geológicos), permite deducir que el Grupo Cabezuela constituye una unidad litoestratigráfica claramente distinta del Grupo Pesaguero y probablemente más joven. Comparando esta situación con la observable en el Sinclinal Central de La Liébana, situado más al Oeste, ya en la vecina hoja de Potes, se puede considerar que el Grupo Cabezuela constituye el equivalente más oriental del «Conglomerado de Narova»

(ALONSO y RODRIGUEZ, 1983) y series suprayacentes («Campollo Olistostrome Member», MASS, *op. cit.*).

Litológicamente está constituido por conglomerados poligénicos, con matriz carbonatada o arenosa, brechas calcáreas, niveles lenticulares de areniscas o de calizas «grainstone», normalmente deslizadas, y lutitas masivas, a veces con clastos cuarcíticos redondeados aislados («pebbly mudstone») y abundantes «slumps».

Los *conglomerados* (6') presentan una gran variedad litológica. El situado en el kilómetro 4 de la carretera local de Piedrasluengas al Valle de Polaciones, por clastos cuarcíticos predominantes y clastos calcáreos de hasta 40 cm. de diámetro. La matriz, escasa, es litarenítica de granulometría variable. Los clastos son, en general, redondeados, aunque los de cuarcita tienen un índice de redondeamiento mayor. La heterometría es fuerte, si bien es más acusada en los clastos calcáreos. En cuanto a la procedencia, los clastos carbonatados son de edad carbonífera y en los cuarcíticos se aprecia la presencia de areniscas fuertemente recristalizadas procedentes de un área fuente alejada.

En otros casos el porcentaje de clastos calcáreos llega a ser predominante. Normalmente son clastos de calizas bioclásticas y es apreciable el porcentaje de clastos, liditas e incluso lutitas fuertemente angulosos. La matriz, en estos casos, suele ser carbonatada, con un elevado porcentaje de bioclastos y un tamaño de grano de 0,5 a 2 mm. La heterometría y la angulosidad son mayores en los conglomerados predominantemente calcáreos, aunque el tamaño medio de los clastos suele ser menor.

En algunos casos son niveles de brechas calcáreas con clastos fuertemente angulosos embebidos en una matriz lutítica, en otros son clastos cuarcíticos aislados en masas lutíticas («pebbly mudstone»).

Las *lutitas* (6) constituyen una parte importante del Grupo Cabezuela. Son de color muy oscuro, generalmente negro, y presentan un aspecto masivo y abigarrado con numerosas huellas de deslizamientos masivos, especialmente evidenciales cuando intercalan delgados niveles areniscosos. Los pliegues gravitacionales («slumps») presentan una geometría muy compleja con charnelas curvas replegadas, de forma que es muy difícil asegurar cuál es el sentido de flujo.

Intercalados en la serie lutítica aparecen algunos niveles lenticulares de *areniscas* y *calizas* «grainstone». Las areniscas presentan una mayor continuidad lateral, tienen potencias métricas (hasta 5 ó 6 m. como máximo) y su base es claramente erosiva. Generalmente presentan gradación positiva, aunque, a veces, su aspecto es masivo, sin estructuración interna perceptible. Las calizas tienen una geometría más irregular y en muchos casos son evidentes los signos de estar deslizadas constituyendo olistolitos tabulares en la serie lutítica. Son calizas «grainstone», normal-

mente bioclásticas, a veces con un elevado porcentaje de clastos terrígenos.

Todas las características descritas apuntan hacia un origen para este grupo sedimentario ligado a corrientes de alta densidad («mudflow» o «grainflow» en las areniscas) y mecanismos de resedimentación similares, en las proximidad de relieves activos. Estas características sedimentarias son comunes en la Región del Pisuerga-Carrión y están normalmente ligadas a la acción sinsedimentaria de accidentes tectónicos, ya sean el emplazamiento de mantos o basculamientos relacionados con la reactivación de pliegues. En este sentido, las discordancias locales del Sinclinal Central de La Liébana han sido relacionados con la reactivación sinsedimentaria de la citada estructura (ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ, *op. cit.*). La discordancia basal del Grupo Cabezuela y todos los sedimentos alóctonos descritos podrían estar relacionados con reactivaciones sinsedimentarias de similares características.

La edad de estos sedimentos solamente se puede deducir de forma indirecta, pues los escasos datos fosilíferos siempre son en bloques o clastos alóctonos. La correlación del Grupo Cabezuela con el conglomerado de Narova del área central de La Liébana, tal como se ha dicho, permite suponer una edad mínima aproximada Westfaliense D para este grupo. Efectivamente, MAAS (*op. cit.*) cita fusulinas en la Zona de Fusulinellas, subzona B₁, en clastos calcáreos del conglomerado de La Viorna y en una brecha calcárea en Soberado. Estos horizontes, situados en la vecina hoja de Potes, son equivalentes o infrayacentes al conglomerado de Narova. Por lo tanto, la edad más probable del Grupo Cabezuela estará comprendida entre el Westfaliense D y el Estefaniense A (probablemente Cantabriense).

2.1.2. Dominio del Pisuerga

2.1.2.1. Grupo Potes: Namuriense C-Westfaliense A superior-B (2)

El Grupo Potes en este dominio corresponde aproximadamente al conjunto litoestratigráfico que MAAS (*op. cit.*) denominó «Upper Deva Turbidites».

Está constituido por una potente sucesión de más de 1.000 m. de una alternancia rítmica de areniscas y lutitas con un contenido subordinado de calizas, brechas, conglomerados polimícticos y lutitas masivas.

En el techo de esta unidad se individualiza un potente paquete carbonatado que, a pesar de algunas discontinuidades, es un excelente nivel de referencia cartográfico y forma los relieves más importantes del S de La Liébana y Norte de La Pernía. Es el «Piedrasluengas limestone Mem-

ber» de MAAS (*op. cit.*) y VAN DE GRAAF (1971b, 1972), que describiremos separadamente como «Caliza de Piedrasluengas».

Los caracteres estratigráficos del grupo han sido descritos por MAAS (*op. cit.*) y LOBATO (1977). Ambos autores señalan que la mayor parte de la serie está formada por alternancias de grauwacka-pelitas, con un aumento hacia el techo de los niveles areniscos y conglomeráticos y un miembro superior carbonatado (Calizas de Piedrasluengas). Tanto uno como otro interpretan la sucesión como originada por corrientes de turbidez, exceptuando, claro está, el miembro superior carbonatado.

El estudio de las características sedimentarias en el área del Puerto de Piedrasluengas permite deducir, sin embargo, que las series poseen un carácter somero, no existiendo las turbiditas clásicas y estando bien desarrolladas las facies de plataforma marina y llanura deltaica sumergida, con desarrollo de canales amplios y facies propias de llanura deltaica superior con desarrollo, incluso, de algún carbonero. Hacia el N. y O. van apareciendo progresivamente niveles conglomeráticos depositados por corrientes densas que indican el comienzo del talud sedimentario. Este hecho coincide, en el O, con la terminación de las Calizas de Piedrasluengas (ya fuera de la hoja) o con la presencia de litosomas carbonatados con señales evidentes de una cierta aloctonía. Hacia el NO. se desarrollan ya los típicos abanicos turbidíticos (alternancias arenoso-pelíticas) con evoluciones verticales y laterales muy rápidas a depósitos de talud y avalanchas masivas («pebbly mudstone», olistolitos y lutitas masivas).

La edad del Grupo Potes en este dominio es similar a la que tiene en el Dominio de La Liébana. En la parte basal de la serie MAAS (*op. cit.*) cita faunas de fusulinas del Bashkiense superior en algunos olistolitos calcáreos o clastos de idéntica naturaleza en horizontes conglomeráticos. La Caliza de Piedrasluengas tiene una edad Vereyense superior-Kashiense, como veremos más adelante. Por lo tanto, se puede considerar una edad comprendida entre el Namuriense C y el Westfaliense A superior B para todo el grupo.

2.1.2.2. *Caliza de Piedrasluengas, Westfaliense A superior-B (7)*

La Caliza de Piedrasluengas ha sido descrita con detalle por VAN DE GRAAFF (1971b y 1972). Constituye un horizonte estratigráfico discontinuo formado por lentejones con una potencia variable que puede oscilar entre los 50 y los 300 metros.

Son calizas predominantemente biogénicas y/o bioclásticas de color crema o gris claro en bancos que oscilan de varios centímetros a 2 ó 3 metros, intercalados con niveles de lutitas y margas negras con numerosos restos de fauna: corales, algas, fusulinas, etc. El límite basal es un

contacto gradual donde las areniscas y lutitas inferiores aumentan el contenido en carbonatos, pasando a margas y calizas masivas.

Desde el punto de vista sedimentario, las Calizas de Piedrasluengas significan el fin del ciclo sedimentario del Grupo Potes, con la estabilización de la plataforma terrígena por bancos biogénicos y bioclásticos, creciendo de forma discontinua en zonas litorales y sublitorales. Estos bancos llegarían incluso a cerrar episodios de lagoon representados por las intercalaciones de margas y lutitas fundamentalmente.

En la carretera de Piedrasluengas se ha realizado un muestreo que ha suministrado abundante fauna, entre ella destacamos: *Eofusulina triangularis*, *E. triangularis*, *E. ex. gr. subtilissima*, *Neostafella sphaeroidea*, *Eofusulina trianguliformis*, *Profusulinella ovata*, *P. rhomboides*, *P. prisca*, que definen una edad Vereyense superior-Kashiriense, lo que equivale aproximadamente a un Westfaliense B. Esta edad está de acuerdo con los datos de VAN DE GRAAFF (*op. cit.*). LOBATO (1977); sin embargo, cita la presencia de algas, que, según determinación de M. LYS, indicarían una edad Baskhisiense superior (Westfaliense A).

2.1.2.3. Conglomerado de Curavacas: Westfaliense B (8)

El Conglomerado de Curavacas constituye la unidad litoestratigráfica inferior del denominado «Grupo Yuso» por los autores de la escuela holandesa.

Las características litoestratigráficas de esta formación han sido ampliamente estudiadas por múltiples autores (KANIS, 1956; KOOPMANS, 1962; VAN VEEN, 1965; SAVAGE, 1967; BROUWER y VAN GINKEL, 1964; LOBATO, 1974 y 1977) en la parte más meridional de la Región del Pisuega-Carrión, donde sus series presentan la máxima extensión superficial y espesor. Su existencia en la parte superior de la Región del Pisuega-Carrión fue puesta de manifiesto por MAAS (*op. cit.*) y LOBATO (*op. cit.*), si bien ambos autores incluyen dentro de esta unidad otros conglomerados (Conglomerados de Pesaguero o de Porrera, MAAS, *op. cit.*), que no tienen los mismos caracteres petrológicos que los de Curavacas por su naturaleza polimíctica y que en esta hoja además se han diferenciado por pertenecer a otro dominio diferente.

Litológicamente está constituido por cantos o incluso bloques (a veces de talla métrica) de cuarcitas, generalmente bien redondeados y muy mal calibrados en una matriz arenosa. El tamaño de los clastos oscila desde un centímetro a un metro y, en general, decrece hacia el Este. Hacia el Oeste, por el contrario, la cantidad de clastos calcáreos aumenta.

En general, se observan dos o tres niveles de conglomerados con potencias que oscilan desde algunos metros hasta 200 m., siendo normalmente el segundo nivel el más potente.

Interestratificados con estos niveles, aparecen sedimentos más finos (areniscas y lutitas de diverso tipo, desde alternancias arenoso-pelíticas canalizadas, y con carboneros asociados, hasta turbiditas arenoso-pelíticas e incluso depósitos resedimentados masivamente («pebbly mudstone»). Estos sedimentos, que en algunos casos sustituyen totalmente al paquete conglomerático, han sido incluidos en la cartografía geológica dentro de la Formación Vañes, reservándose la acepción de Formación Curavacas únicamente para los litosomas conglomeráticos, en el sentido en que fue definido por KANIS (*op. cit.*).

Tal como se ha dicho anteriormente, una de las características del conglomerado de Curavacas, en este dominio, es su carácter discordante. Este hecho es, sin embargo, menos espectacular que en otras áreas de la Región del Pisuerga-Carrión; así, a lo largo de la hoja de Tudanca, se conserva un relativo paralelismo entre la base del conglomerado y la Caliza de Piedrasluengas, con algunas contadas localidades donde la discordancia angular es perceptible. En términos generales sólo es evidente el carácter erosivo de la base del litosoma conglomerático, aspecto este que pasa desapercibido allí donde este litosoma se acuña hasta desaparecer. Este carácter de paso de discordancia angular a disconformidad inapreciable y el acuñamiento lateral de los conglomerados es característico de las discordancias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión, tal como han señalado ALONSO y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (*op. cit.*).

Sedimentológicamente el Conglomerado de Curavacas representa la llegada a la cuenca desde el S. de una gran masa de material conglomerático como consecuencia del dismantelamiento de los relieves generados durante el Westfaliense A-B en áreas más meridionales del Pisuerga-Carrión (RODRIGUEZ-FERNANDEZ *et al.*, 1985).

La distribución y organización de estos materiales se realiza en forma de complejos sistemas de «abánicos aluviales-deltas» progradantes sobre la plataforma en rampa ocupada en parte por los bancos biogénicos y bioclásticos de las Calizas de Piedrasluengas y por las areniscas y lutitas del Grupo de Potes.

El área del Sinclinal de Casavegas corresponde a la Zona Media («Brand plain») del sistema de «fan-deltas». Efectivamente, en este área, intercaladas con las barras y coladas conglomeráticas, se encuentran facies de arenas fangosas con suelos enraizados e incluso pequeños carboneros. Estas facies representan las ciénagas («marsh») y marismas («swamp») de la llanura deltaica. La rapidez de los cambios y la escasa permanencia en el tiempo de los canales hace que la complejidad de la zona sea muy grande, con cambios laterales y verticales de facies muy acusados.

Por delante de estas facies se desarrollan las facies distales del «fan-delta». Las barras conglomeráticas penetran en la plataforma, e incluso

se deslizan como coladas de transporte en masa entre turbiditas. Estas facies se desarrollan, como hemos visto, en el Dominio de La Liébana. En este dominio crece su importancia sobre las más someras hacia el Oeste y Noroeste y hacia el techo de la serie.

La edad de esta formación se ha podido establecer en la hoja de Tudanca con una notable precisión. En la carretera de Cervera a Potes, al N del pueblo de Camarobres, una caliza situada inmediatamente encima del segundo conglomerado, en posición aparentemente autóctona, ha proporcionado una fauna de fusulinas en la que se ha reconocido: *Eofusinella triangula*, *Profusulinella prisca timanica*, *Parastafella subrhomboides*, *Aljutovella*, que indican una edad Kashiriense. En este punto el primer litosoma conglomerático se apoya directamente sobre las Calizas de Piedrasluengas que, como hemos visto, tienen una edad Vereyense superior-Kashiriense, por lo que la edad de la formación se puede establecer como Westfaliense B. MAAS (*op. cit.*) cita la existencia de una flora, recolectada entre el primer y el segundo horizonte conglomerático, en Dobres (localidad situada al Oeste, en la vecina hoja de Potes), que indica una edad Namuriense superior-Westfaliense A. Este hecho puede indicar una cierta diacronía del horizonte conglomerático, lo que es un fenómeno normal en áreas sinorogénicas. No obstante, conviene tomar con cautela los datos bioestratigráficos cuando proceden de dos escalas cronestratigráficas distintas, máxime cuando como en este caso la correlación entre ambas no está absolutamente resuelta.

2.1.2.4. *Formaciones Vañes, Vergaño y Covarres:* *Westfaliense B-D (9-10)*

El conjunto de sedimentos situados por encima del Conglomerado de Curavacas, o interestratificados con él, en el Sinclinal de Casavegas, se han dividido históricamente en diversas formaciones de entidad estratigráfica diferente. Las más usuales han sido las Formaciones Vañes y Sierra Coriza de NEDERLOF y SITTER (1957), WAGNER y WAGNER-GENTIS (1963), BROUWER y VAN GINKEL (1964), FRETTS (1965) y DE SITTER y BOSCHMA (1966). VAN DE GRAAFF (1971) propone una división, aceptada posteriormente, en Formaciones Vañes y Vergaño, esta última con un miembro carbonatado superior («Miembro carbonatado Sierra Coriza»). En el Sinclinal de Redondo, sin embargo, la diferencia de facies con el Sinclinal de Casavegas lleva a este autor a proponer una nueva formación, equivalente aproximadamente a la Formación Vergaño, a la que denomina Formación Covarres.

La no existencia de un límite cartográfico preciso, con validez para las series estratigráficas de ambos sinclinales, nos ha movido a represen-

tar estas formaciones, como un único conjunto litoestratigráfico, en el Mapa Geológico; no obstante, se han diferenciado cartográficamente los litosomas carbonatados de Camasobres y Peña Maldrigo, en el Sinclinal de Casavegas, y de las Agujas y Peña del Abismo, en Redondo.

En la descripción estratigráfica, sin embargo, respetamos estas diferencias estratigráficas.

2.1.2.4.1. Formación Vañes (Westfaliense B-C) (9)

En el Sinclinal de Casavegas esta formación comprende aproximadamente todo el conjunto de sedimentos interestratificados con los tres horizontes conglomeráticos de la Formación Curavacas, que se sitúan por debajo de la Caliza de Camasobres. En el Sinclinal de Redondo, donde prácticamente no existe ningún horizonte conglomerático, comprende asimismo el conjunto sedimentario situado por debajo del primer horizonte carbonatado (Caliza de Peña del Abismo).

VAN DE GRAAFF (*op. cit.*) diferencia tres miembros informales en el área tipo de esta formación, situada al Sur de Vergaño, en la vecina hoja de Barruelo.

En la hoja de Tudanca, sin embargo, no es posible diferenciar más que dos unidades litoestratigráficas. La primera está compuesta por una secuencia arenoso-péltica con caracteres propios de un origen turbidítico que, en el Sinclinal de Redondo, se sitúa directamente encima del Grupo Potes. En el Sinclinal de Casavegas comprende el conjunto litoestratigráfico interestratificado con los litosomas conglomeráticos de la Formación Curavacas que, como hemos visto, presenta una litología más variada y un origen más ligado a episodios deltaicos, aunque con una evolución hacia facies resedimentadas hacia el techo.

La segunda unidad o miembro de la Formación Vañes está formada, en ambos sinclinales, por una secuencia predominantemente lutítica, para la que VAN DE GRAAFF (*op. cit.*) supone un origen, al menos parcialmente, ligado a procesos de deslizamiento masivo («mud-flow»). Parece corroborar esta hipótesis el hecho de que las calizas de Peña del Abismo, inmediatamente suprayacentes, presenten un aspecto de bloques caóticos embebidos en una matriz lutítica al Este del Puerto de Piedrasluengas.

La edad de la Formación Vañes se puede establecer en base a la datación de algunos horizontes carbonatados intercalados en la serie. La caliza situada al N. de Camasobres, inmediatamente encima del segundo horizonte conglomerático de Curavacas, ha proporcionado faunas de edad Kashiriense, tal como hemos visto en la descripción de la Formación Curavacas. La «Caliza de Camasobres» (10), horizonte carbonatado de gran continuidad cartográfica, situado encima del tercer horizonte conglomerático, y en el que VAN DE GRAAFF (*op. cit.*) sitúa el techo de la

Formación Vañes, ha proporcionado: *Fusulinella paracolinae*, *Fusulinella praebocki*, *Fusulinella bocki*, *Fusulinella causenois*, *Neostafella azawai*, etcétera, que ya indican claramente el Podolskiense (Westfaliense B-C aproximadamente).

2.1.2.4.2. Formación Covarres: Westfaliense D (9, 10)

En el Sinclinal de Redondo, por encima del tramo lutítico superior de la Formación Vañes, se encuentra una secuencia siliciclástica de carácter turbidítico bien enmarcada por dos horizontes carbonatados. El de la base, denominado por VAN DE GRAAFF (1971a) «Caliza de las Agujas», y el del techo «Caliza del Abismo». Estos dos horizontes carbonatados y el tramo siliciclástico intermedio constituyen la «Formación Covarres» del autor antes citado. En otras áreas del Dominio Palentino la formación suprayacente a la Formación Vañes es la Formación Vegaño. Sin embargo, el carácter fundamentalmente turbidítico de la Formación Covarres, en abierto contraste con las facies fundamentalmente fluvio-deltaicas de la Formación Vegaño, justificarían para VAN DE GRAAFF (*op. cit.*) la introducción de esta nueva unidad estratigráfica.

La «Caliza de las Agujas» (10) constituye el miembro basal de la formación. A lo largo del flanco oriental del Sinclinal de Redondo aflora como un nivel más o menos continuo que VAN DE GRAAFF (1971b, 1972) describió como un complejo de bancos biogénicos con depresiones intermedias rellenas de calizas bioclásticas. Hacia el Norte, la caliza pierde continuidad cartográfica, convirtiéndose gradualmente en un conjunto de bloques que al NE. del Puerto de Piedrasluengas llegan a tener un aspecto caótico. Estos bloques, embebidos en una matriz lutítica con abundantes «slumps» y brechas calcáreas, representan olistolitos de la plataforma carbonatada deslizados, posiblemente por un borde de talud.

Sobre la «Caliza de las Agujas» se sitúa una alternancia arenoso-pelítica que VAN DE GRAAFF (1971a) denominó «Miembro arenoso». Constituye un conjunto sedimentario con ordenamiento interno y estructuras sedimentarias propias de un origen turbidítico, ligado al desarrollo de varios lóbulos en el borde del talud. Por encima del miembro arenoso se desarrolla un conjunto lutítico-margoso («Miembro lutítico» del autor antes citado), con brechas calcáreas, olistolitos y numerosos «slumps». Representa, probablemente, un conjunto sedimentario de carácter alóctono depositado por corrientes densas («mud-flow») en el borde proximal de un talud con escasez de sedimentos arenosos.

La «Caliza del Abismo» (10) es el horizonte carbonatado superior de la Formación Covarres. Representa un nuevo episodio estable en la cuenca y sus caracteres sedimentarios son similares a los de las Agujas, aunque sin el desarrollo de facies deslizadas.

La edad de la Formación Covarres se ha establecido por las faunas de fusulinidos estudiados por VAN GINKEL (1965), que indican un Moscoviense superior (Podolskiense y Myachkoviense inferior). Asimismo, se han estudiado las faunas de braquiópodos (WINKLER PRINS, 1958) y de goniatítidos (WAGNER-GENTIS, 1971). Puesto que la Formación Covarres es el equivalente de la Formación Vergaño, debe pertenecer al Westfaliense D inferior, ya que cerca de la base de la Formación Vergaño se han encontrado plantas del Westfaliense D más bajo (WAGNER, 1970; VAN DE GRAAFF, 1971a; VAN GINKEL, 1965). VAN DE GRAAFF (*op. cit.*) precisa que el nivel de la Caliza de Agujas pertenece a la subzona *Fusulinella B*, y el de Abismo a la subzona *Fusulinella B₂* (Westfaliense D inferior y medio, respectivamente).

La potencia total de esta formación es de aproximadamente 1.000 m.

2.1.2.4.3. Formación Vergaño: Westfaliense D (9, 10)

En el Sinclinal de Casavegas se encuentran también dos horizontes carbonatados, por encima de la Formación Vañes, que delimitan un conjunto siliciclástico intermedio. VAN DE GRAAFF (1971a) denominó al conjunto de estos tres litosomas «Formación Vergaño» y definió unos límites relativamente precisos en el corte tipo de la localidad homónima, situada en el Sinclinal de Castillería, en la hoja de Barruelo. Los horizontes carbonatados, denominados en este caso «Caliza de Camasobres», el basal, y «Caliza de Peña Maldrigo», el superior, son perfectamente equiparables en facies a los de Agujas y del Abismo antes descritos, así como a los de Coterarraso y Sierra Coriza de la parte superior de la formación en su localidad tipo. Representan etapas de colonización arrecifal de la plataforma marina somera, desarrollada en este área durante el Westfaliense D. De esta forma el sistema fluvio-deltaico origen de la Formación Vergaño es destruido por la dinámica costera, probablemente en momentos en que la tasa de aportes terrígenos disminuye ostensiblemente. El tramo siliciclástico de la Formación Vergaño en el Sinclinal de Casavegas está constituido casi exclusivamente por sedimentos deltaicos de facies muy someras, con presencia de abundantes suelos de vegetación y capas de carbón. No existen señales de facies típicamente fluviales tal como se desarrollan más al Sur, en el Sinclinal de Castillería (hoja de Barruelo).

La potencia total de la formación es de unos 700 m. en el Sinclinal de Casvegas, aunque el corte tipo es de 1.350 m.

La edad de la Formación Vergaño queda bien enmarcada por la de sus horizontes carbonatados, que atestiguan una edad comprendida entre el Podolskiense superior y el Myachkoviense inferior (VAN GINKEL, 1965; GRANADOS en WAGNER *et al.* 1984; GRANADOS en RODRI-

GUEZ FERNANDEZ *et al.* 1985). Las floras estudiadas por WAGNER (1970) y WAGNER *et al.* (1984), proporcionan una edad Westfaliense D inferior.

2.1.3. El Westfaliense D superior y Estefaniense de los Sinclinales de Casavegas y Redondo

2.1.3.1. Formaciones Rozo y Ojosa: Westfaliense D superior-Cantabriense inferior (11A, 11B, 11C, 12A y 12B)

Dentro de la hoja de Tudanca se encuentran dos retazos de la cuenca sedimentaria que comenzó después de los movimientos tectónicos de la denominada fase «Leónica», de edad intra-Westfaliense D. La secuencia más completa está en los sinclinales de Casavegas y de Redondo, en la parte suroccidental de la hoja. El Sinclinal de Casavegas contiene los estratos de las Formaciones Rozo y Ojosa (WAGNER y VARKER, 1981), que representan al Westfaliense D superior y Cantabriense inferior, y que corresponden a los primeros depósitos de la cuenca post-Leónica. Cerca del pueblo de Casavegas se inicia la cuenca post-Leónica con una flexuración local que luego se amplió, dando lugar a un solapamiento de estratos sucesivos dentro de la Formación Ojosa, en dirección Este. El conjunto de la formación, cuyo espesor llega a más de 2.300 m., se termina bruscamente en una falla de rumbo N-S, al Este de la cual se extendía una plataforma carbonatada (WAGNER, PARK, WINKLER PRINS y LYS, 1977) cuyos restos se encuentran de forma esporádica en la hoja contigua de Barruelo.

La Formación Rozo está constituida por 94 m. de estratos rítmicos de grano, generalmente muy fino, aunque en la base se encuentran conglomerados calcáreos que se acuñan lateralmente. Los ritmos son delgados, con espesor que no suele pasar de un metro, estando constituidos por limolitas que pasan a lutitas y lutitas calcáreas. Esta formación solamente existe al NO del pueblo de Casavegas, en un área restringida que probablemente represente una flexión rellena por sedimentos, y de diámetro comprendido entre uno y dos kilómetros.

La Formación Ojosa consiste en alternancias rítmicas de lutitas, limolitas y areniscas, coronadas de cuando en cuando por suelos de vegetación acompañados a veces por capas de carbón. Son secuencias de colmatación que se han interpretado como transgresiones bruscas, seguidas por regresiones paulatinas. Alternando con los paquetes de estratos rítmicos se encuentran intervalos de lutitas con niveles cartografiables. Uno de estos niveles calcáreos, la Caliza de Lores, fue designada como base

del estrato tipo internacional del piso Cantabriense (WAGNER y VARKER, 1971).

Las capas de carbón en la Formación Ojosa también tienen bastante continuidad y los distintos paquetes se han podido seguir en buena parte del Sinclinal de Casavegas. De abajo a arriba se han distinguido cuatro, que son: Paquete inferior de capas de Casavegas (dos capas); Paquete superior de capas de Casavegas (dos capas); Paquete de Areños (once capas, de las que seis son explotables) y Paquete de Rosa María (una capa). En la parte central del sinclinal, ya dentro de la hoja de Barruelo, existen varios cientos de metros más, con otro paquete (dos capas).

Los intervalos calcáreos, sobre todo, han suministrado abundante fauna marina con toda clase de invertebrados, entre los que se encuentran foraminíferos, fusulinidos y braquiópodos que han permitido una correlación con el Myachkoviense superior de la escala cronoestratigráfica rusa. Siendo la formación predominantemente marina, no abundan tanto las floras continentales, aunque sí existen localidades suficientes como para atribuir la parte inferior de la Formación Ojosa al Westfaliense D superior, haciéndose la correlación con el Westfaliense D clásico del NO de Europa.

Las mismas faunas del Myachkoviense superior se han encontrado en una caliza que aflora en la hoja contigua de Barruelo y que representa la plataforma carbonatada de la zona oriental (Caliza de Castillería). Esta plataforma fue rota y erosionada en su mayor parte durante el Cantabriense medio, desarrollándose después una transgresión paulatina hacia el Este, que culminó en el Cantabriense superior con los estratos marinos de la Formación Brañosera.

2.1.3.2 *Formación Brañosera: Cantabriense superior (13A)*

Comienza con una transgresión marina generalizada que se encuentra en toda la cuenca de sedimentos post-Leónica. En el Sinclinal de Redondo, que es donde se encuentra dicha formación dentro de la hoja de Tudanca, existe una disconformidad entre los primeros depósitos de la Formación Brañosera y una superficie karstificada en las calizas de la parte superior de la Formación Vergaño («Calizas del Abismo») de edad Westfaliense inferior y medio. Como la Formación Brañosera ya representa el Cantabriense superior, se deduce la existencia de una importante laguna estratigráfica.

Los primeros 775 m. de la Formación Brañosera son enteramente marinos, aunque con disminución paulatina de la profundidad de depósito, ya que a las lutitas con avenidas de derrubios calizos y turbiditas, siguen facies lutíticas de llanura de marea con lentejones de areniscas con estra-

tificación cruzada, que corresponden probablemente a paleocauces. A los 775 m. aproximadamente aparece un suelo de vegetación con un carbonero que indica la colmatación de la cuenca hasta el nivel del mar. Este carbonero debe corresponder a las dos delgadas capas que aparecen en el Valle de Redondo (Capas de la Lomba). La parte más alta de la Formación Brañosa sigue siendo de facies marina somera, correspondiendo a una llanura de marea hasta llegar a un tramo de carbones de unos 30 m. que equivale al tramo Peñacorba, en la base de la Formación Barruelo.

En cuanto a la datación de la Formación Brañosa ha sido efectuada mediante fauna, como Kasimoviense. La primera flora importante se encuentra en el Miembro de Peñacorba de la suprayacente Formación Barruelo, que corresponde al Cantabriense más alto, ya que la base del Miembro Carboneros de la misma formación fue designada como estrato tipo límite del piso Estefaniense A.

2.1.3.3. *Formación Barruelo: Estefaniense A (13B, 14A)*

Comienza con los carbones de Peñacorba, que forman un tramo pequeño con dos capas explotables. Muestran suelos de vegetación indicando una facies continental, pero ambas capas tienen fauna marina a techo. En el Sinclinal de Redondo sólo se explota una capa de este Miembro de Peñacorba, acompañada por un nivel cinerítico que permite su identificación.

El Miembro de Loma se encuentra sobre la última capa de carbón del tramo de Peñacorba y está constituido por lutitas de llanura de marea con intercalaciones de areniscas de tipo paleocauce. Presenta suelos de vegetación y carboneros delgados. A continuación se encuentra el Miembro Carboneros, otra vez con capas de carbón y que consiste en una secuencia mixta de carácter marino y continental. Casi no se encuentra representado en el Sinclinal de Redondo.

Por encima se encuentran unos 400 m. de limolitas, areniscas y lutitas marinas y continentales entremezcladas, ya que se encuentran por lo menos once capas de carbón, situándose la mayor proporción de estratos continentales en la parte superior. Parece ser que este tramo representa la etapa final de colmatación de la cuenca sedimentaria post-Leónica, como indica la presencia de lentejones de conglomerados, sobre todo en la parte superior.

Como hemos dicho anteriormente, la base de la Formación Barruelo ha sido datada como de edad Cantabriense superior (WAGNER y WINKLER PRINS, 1970). En la base del Miembro de Carboneros, la flora hallada ha permitido su datación como Estefaniense A, habiéndose situado el límite convencional inferior del Estefaniense A en esta posición.

2.1.4. El Estefaniense de Polaciones y Pico Cordel (14B, 14C)

En el Valle de Polaciones, a lo largo del límite entre los materiales carboníferos del Dominio de La Liébana y el Pérmico y Trías de la Peña Sagra, afloran un conjunto de sedimentos siliciclásticos, de edad Estefaniense B. Constituyen uno de los pocos afloramientos sin minería activa, tanto en el presente como en el pasado, de la Cordillera Cantábrica.

En los alrededores del Pico Cordel, parcialmente oculto por los conglomerados y areniscas triásicas, aflora otro conjunto litológico también de edad Estefaniense B.

El afloramiento del Valle de Polaciones se extiende desde los alrededores de la Ermita de Nuestra Señora de la Luz, en las faldas de Peña Sagra, al NO, hasta los alrededores de Puente Pomar, al SE. Presenta este afloramiento una disposición alargada con el borde Oeste parcialmente enmascarado por fracturas y los sedimentos pérmicos y triásicos ocultando su prolongación oriental.

En el extremo noroccidental es posible observar la relación estratigráfica de estos materiales con los del Grupo Potes infrayacente. Efectivamente, en la pista que conduce desde La Liébana a la Ermita de Nuestra Señora de la Luz es posible observar sobre los «Conglomerados de Torne», del Grupo Potes, situados en posición estructural invertida, una serie de megasecuencias positivas formadas por bancos de areniscas potentes y lutitas carbonosas con suelos de vegetación. El conjunto sedimentario Estefaniense se encuentra buzando suavemente al NE, en posición estructural normal y, por lo tanto, con una fuerte discordancia angular en la base. Las megasecuencias están constituidas por bancos de areniscas de tres a cinco metros de potencia, con geometría de canales, base levemente erosiva y estratificación cruzada en surco. Encima aparecen alternancias de limolitas y delgados niveles de areniscas (de uno a tres metros), con estratificación cruzada tabular de bajo ángulo y laminaciones de «ripples» y estratificación paralela al techo. Terminan las secuencias con lutitas limosas con laminación paralela, suelos de vegetación y lutitas carbonosas.

Existen secuencias, con bancos de arenas gruesas y gravas en la base, que hacia el techo evolucionan a areniscas finas, limolitas arenosas y lutitas con laminación de «ripples». Los bancos groseros son más potentes y abundan los cantos blandos.

También existen secuencias de grano más fino que comienzan con areniscas de grano fino a medio y tienen un desarrollo importante de los términos superiores: limolitas con laminaciones «linsen» y «flaser», y lutitas con laminación paralela, culminando con suelos de vegetación, carboneros y capas de carbón, aunque de escaso espesor (20 a 30 cm.).

Las secuencias estratigráficas y la ausencia de fauna indican un origen

fluvial con una red de canales densa en zonas medio distales (no existen canales con conglomerados) y con llanura de inundación medio-distales poco desarrolladas y rápidamente invadidas por facies canalizadas. Equivaldrían a facies fluviales tipo «braided».

En cuanto a su edad, se han recolectado varias muestras de macroflora que han sido clasificadas por J. P. LAVEINE, de la Universidad de Lille, como:

- *Anularia cf. stellata* (VON SCHLOTHEIM).
- *Callipteridium cf. zeileri* WAGNER.
- *Callipteridium cf. gigas* (VON GUTBIER).
- *Pecopteris hemiltelioides* BRONGNIART.

y definen una edad Estefaniense, sin poderse precisar el piso.

Por otra parte, una flora recolectada en la cola del Embalse de la Cohilla y estudiada por R. H. WAGNER ha proporcionado:

- *Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).
- *Callipteridium striatum* WAGNER.
- *Cf. Dicksonites pluckeniti* (VON SCHLOTHEIM) STERZEL.
- *Sphenopteris cf. leptophylla* BUNBURY.
- *Polymorphopteris polimorpha* (BRONGNIART).
- *Pecopteris cf. candolleana* BRONGNIART.
- *Pecopteris hemiltelioides* BRONGNIART.
- *Sphenophyllum cf. angustifolium* GERMAR.
- *Anularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) WODD.

lo que permite asignar al afloramiento de Puente Pumar, una edad del Estefaniense B.

La potencia es difícil de determinar, pues está intensamente plegado y fracturado, en la columna levantada en Puente Pumar se han medido 400 m., pero no aparecen el muro ni el techo, pues está limitado por fracturas; en los afloramientos más occidentales es del orden de 1.000-1.200 m., no obstante, hay que tener en cuenta su replegamiento, por lo que su potencia habría que aumentarla en un tercio como mínimo.

El afloramiento de Pico Cordel fue denominado «Unidad de Pico Cordel» por MAAS (1974). Litológicamente está constituido por areniscas, limolitas y conglomerados de origen claramente fluvial. En general, se observa un mayor predominio de las areniscas y/o conglomerados sobre las lutitas que en el área de Polaciones. WAGNER (1970) cita una flora con *Sphenophyllum angustifolium*, del Estefaniense B, en estos materiales.

2.2. PERMICO

Intercalados entre los depósitos carboníferos y triásicos, aparecen en muchos sectores de la hoja formaciones volcánicas y sedimentarias que fueron atribuidas al Pérmico por vez primera por JONG (1971) y MAAS (1974), este último bajo denominación de Formación Labra. Se trata de una formación totalmente discordante sobre el Carbonífero medio plegado con anterioridad, y, a su vez, recubierta con una discordancia más débil por el Triásico. MAAS (1974) cita una flora al NO de San Mamés, en la que se determinó por STOCKMANS la existencia de *Walchia Piniformis* (VON SCHLOTHEIM), muy difundida en el Pérmico europeo, aunque se le encuentra también en todo el Estefaniense y esporádicamente en el Westfaliense superior.

La potencia de esta formación es muy variable, oscilando entre 0 y más de 1.500 m., esta última en el corte del Cueto de la Concilla, al E.de Uznayo, aunque los espesores más comunes son de 300 a 500 m. Los mejores afloramientos se encuentran en la vertiente S de la alineación de Peña Labra-Tres Mares, lugar del estratotipo establecido por MAAS.

La Formación Labra está constituida por conglomerados y brechas volcánicas, tobas y areniscas tobáceas, lutitas de diversos colores, etc. Existen materiales formados por «lahars», o sea, coladas de barro en zonas volcánicas húmedas, constituidos por bloques y fragmentos de diversos materiales en una matriz fina de color marrón claro y de carácter tobáceo.

En el corte situado al SO.de Pico Tres Mares afloran además aglomerados volcánicos, con diversos cantos de calizas y grauwacas en una matriz volcánica de color amarillento a rojizo, que pasan lateralmente a tobas de grano fino, principalmente limosas y arcillosas, con algunos lentejones de materiales volcánicos más gruesos.

Inmediatamente al S.del Pico Tres Mares, la secuencia está constituida casi en su totalidad por rocas volcánicas en una colada de unos 300 metros de espesor, de gran uniformidad y grano fino a medio, color claro y, a veces, aspecto porfídico. Al microscopio se observa que la matriz está constituida por cuarzo y sericita, con algo de plagioclasa. En los fenocristales abunda la moscovita y minerales de hierro, que seudomorfizan antiguos minerales ferromagnesianos, probablemente anfíboles o piroxenos. Se trata de rocas de carácter ácido a intermedio, principalmente cuarzoandesitas y dacitas.

El grueso de la sucesión observada al S.de Peña Sagra y en el Cueto de la Concilla lo forman lutitas rojo-violáceas bien estratificadas, con «ripple-marks» y grietas de desecación. No se han encontrado fósiles en ellas, aunque poseen con frecuencia pistas y galerías, y en algunos afloramientos aparecen intensamente bioturbadas. Al microscopio se obser-

va una mezcla mal seleccionada de granos de cuarzo y diversos tipos de mica, inmersas en una matriz arcillosa, intensamente coloreada por óxidos de hierro. En ciertos ejemplos se encuentra además un cemento carbonatado. Las areniscas se encuentran en proporción muy inferior a las lutitas y presentan habitualmente estratificación cruzada, laminación cruzada y, más raramente, laminación paralela.

Al S. de Peña Labra, sin embargo, la sucesión presenta algunas peculiaridades, ya que junto con las lutitas y areniscas existen conglomerados y niveles carbonatados. Los primeros, muy abundantes. Se encuentran a todos los niveles de la sucesión, y aparecen característicamente en lentejones y paleocanales de muy poco desarrollo lateral (a veces sólo unos metros), mostrando, en general, una estratificación grosera y gradación vertical por tamaños; se trata de conglomerados poligénicos, constituidos por cantos y guijarros de muy variada naturaleza, que incluye diversos tipos de rocas silíceas, calizas fosilíferas paleozoicas, rocas volcánicas, areniscas y cantos lutíticos de claro origen intraformacional. Estos elementos son por lo común subangulosos a subredondeados, reflejando así un transporte y desgaste relativamente pequeño. Las areniscas asociadas a los conglomerados se clasifican como litarenitas inmaduras. Las rocas carbonatadas están representadas por dolomías impuras, de probable origen primario.

2.3. TRIASICO

El sistema Triásico se halla ampliamente representado en el territorio de la hoja por formaciones terrígenas azoicas y, en proporción muy inferior, por formaciones carbonatadas y arcillosas. Estos sedimentos han sido descritos por varios autores (MENGAUD, 1920; KARRENBERG, 1934; CIRTY, 1939, etc.), que examinaron la región desde un punto de vista general, pero no existe publicado ningún trabajo específico sobre este importante grupo de rocas.

La sucesión se subdivide, por criterios litológicos y cartográficos, en dos grandes conjuntos: el más antiguo —y más importante volumétricamente— lo forman materiales terrígenos de grano grueso (conglomerados y areniscas, principalmente), que pueden describirse conjuntamente como «Facies Buntsandstein». El otro conjunto está integrado por alternancias de sedimentos arcilloso-evaporíticos y calcáreos, que encajan bien con las denominaciones «Facies Keuper» y «Facies Muschelkalk». Excluimos aquí al paquete calcáreo del Retiense por considerarlo dentro del conjunto descrito en 2.4.

2.3.1. Conjunto conglomerático-areniscoso

Está constituido por conglomerados, areniscas y, en menor proporción, lutitas. Descansa en neta discordancia angular sobre diversas formaciones del Carbonífero y Pérmico. Sus afloramientos se sitúan en una banda de dirección ONO-ESE, que cruza en diagonal la hoja y en la que se encuentran las mayores cotas topográficas.

Pueden reconocerse en el corte del Valle del Nansa —de excepcional calidad— y en numerosos puntos de la parte occidental del sinclinal del Alto Campoo.

Los conglomerados son de naturaleza silíceo: sus elementos más abundantes son cuarzoarenitas, muy recristalizadas, de color gris-blancuquecino; cuarzo filoniano de diversas coloraciones —blanco, translúcido y rosado—, metacuarcitas y una variedad de chert (lidita). El tamaño de grano es muy grosero, alcanzándose con frecuencia el tamaño bloque. En todos los casos, los fragmentos se presentan bien a muy bien redondeados.

Las areniscas más frecuentes son del tipo subarcosa, apareciendo en proporción menor sublitarenitas con feldespatos y, ocasionalmente, arcosas. Presentan con frecuencia una matriz sericítico-arcillosa y ocasionalmente aparecen cementadas por carbonato cálcico, al que acompañan en proporción variable rombos de siderita y/o dolomita.

Las lutitas, en fin, tienen un gran parecido macro y microscópico con las del Pérmico, si acaso su tono es algo menos violáceo; constan de una mezcla mal seleccionada de granos de tamaños desde arena muy fina a limo fino, inmersos en una matriz arcillosa enrojecida por óxidos de hierro. La composición de los granos observables al microscopio es cualitativamente comparable con las areniscas, aunque es mayor la proporción de micas, y quizás la de feldespatos.

Las estructuras sedimentarias son muy abundantes e ilustrativas en todo el grupo. Los conglomerados presentan estratificación cruzada, y en ocasiones imbricación de cantos. Las areniscas muestran diversos tipos de estratificaciones cruzadas, dominando las de surco sobre las planares y las de gran escala sobre las de pequeña escala. Con menor frecuencia se observa laminación paralela, acompañada de alineación por corriente. Las lutitas presentan grietas de desecación —muy abundantes—, ripples simétricos y diversos tipos de estructuras biogénicas, sobre todo galerías y pistas.

La distribución estratigráfica vertical de las litologías arriba descritas no es uniforme, lo que permite diferenciar en el conjunto tres facies, o agrupaciones de facies, diferentes: a) «Facies conglomerática», en la que los conglomerados predominan sobre las areniscas y las lutitas son escasas y episódicas. La estratificación es irregular y discontinua, abun-

dando las formas canaliformes (channel-form); *b*) «Facies areniscosas», dominada por areniscas, presentándose los conglomerados y lutitas como litologías subordinadas. Es la facies con mejor organización sedimentaria, reconociéndose por lo común disposición rítmica, que en caso ideal consta de superficie erosiva —conglomerado-arenisca-lutita—. Los ritmos se presentan casi siempre incompletos, siendo raro observar el tramo lutítico; *c*) «Facies lutítica», en la que las lutitas son la litología mayoritaria.

La distribución espacial de las tres facies presenta variaciones locales, en cuanto a desarrollo, pero en general la facies conglomeráticas se encuentra en la parte inferior del tramo, la areniscosa, en la intermedia, y la lutítica, en la superior. Tal distribución de facies señala, sin lugar a dudas, que el tramo conglomerático-areniscoso constituye una típica secuencia granodecreciente. Como regla general, las facies son más groseras cuanto más al S y al O. A modo de orientación, los espesores de cada facies en dos sectores de la hoja son:

	Corte «Tudanca»	N sinclinal Alto Campoo
Formación lutítica	250 m.	150 m.
Formación areniscosa	400 m.	300 m.
Formación conglomerática	300 m.	350 m.

La edad del tramo no puede establecerse a falta de restos orgánicos. Por el hallazgo de *Voltzia* (MAAS, 1974) en La Lastra, se puede atribuir al Trías.

2.3.2. Conjunto carbonatado-arcilloso

Aparece exclusivamente en el sector SE de la hoja, en el núcleo del sinclinal del Alto Campoo, y está constituido por arcillas abigarradas con yesos, pobremente estratificadas, y formaciones carbonatadas relativamente importantes. La atribución de estos materiales a la parte alta del Trías se hace por posición estratigráfica.

Las arcillas abigarradas muestran los habituales colores vivos, predominando los tonos rojizos sobre los verdes y azulados. Los niveles de yesos interestratificados son comunes, y aunque las sales no aparecen en superficie, sí se han observado algunos pseudomorfos de halita. En la pista rural al Castillo de Argüeso existen además niveles detríticos de limolitas y areniscas finas.

Las formaciones carbonatadas aparecen a modo de barras y lentejones de 50 a 150 m. de espesor y extensión lateral variable (máximo observado: 3 km.), intercaladas entre las arcillas abigarradas. Debido a su falta de continuidad lateral, es difícil precisar el número de episodios carbonatados existentes, pero en la sección estratigráfica de Paracuelles-Argüeso se cortan dos barras sucesivas. La más antigua, Formación de Paracuelles (60 m.), se presenta fuertemente replegada, en tanto que la superior Formación de Argüeso (136 m.) tiene un trazado bastante rectilíneo. La Formación de Argüeso reposa en discordancia indistintamente sobre arcillas abigarradas o sobre la Formación de Paracuelles.

En el corte de detalle de Paracuelles-Argüeso las calizas son la litología predominante (74 %), mientras las dolomías, carniolas y brechas calcáreas forman el 26 %. Las calizas son de colores gris oscuro y gris-azulado, y comúnmente presentan una estratificación fina, que puede describirse como «tableada». Están casi siempre muy recristalizadas, pero en algunas puede aún reconocerse primitivas microfacies oolíticas, biomicríticas y bioesparíticas. En determinados tramos, sobre todo en la Formación de Paracuelles, se observan laminaciones irregulares, onduladas y/o festoneadas, probablemente producidas por algas, y en otros se encuentran numerosos huecos seudomorfo de cristales de yeso. Los fósiles son raros y aparecen concentrados en bandas de 0,5-1 cm. de espesor. Los más comunes son pequeños gasterópodos, restos de bivalvos, ostrácodos y restos de equínidos.

Las dolomías son de colores grisáceos y aspecto sacaroideo, y se presentan casi siempre en bancos gruesos. Para la mayoría de ellas el origen es claramente secundario. Las carniolas presentan su habitual apariencia brechoide y oquerosa, en tanto que las brechas calcáreas, que son volumétricamente muy poco importantes, están formadas por cantos de calizas muy heterométricos y angulosos.

2.4. TRIASICO FINAL. JURASICO INFERIOR Y JURASICO MEDIO

Los sedimentos carbonatados del final del Triásico (Rethiense), del Lías y del Dogger forman un importante y potente conjunto de rocas, usualmente referido por los geólogos que han reconocido la región como «Jurásico marino». Las primeras citas sobre esta unidad son las de MAESTRE (1864), aunque los primeros datos estratigráficos y paleontológicos concretos son los de MENGAUD (1920), KARREBERG (1934) y, sobre todo, CIRY (1939).

Sin embargo, el trabajo más importante hasta la fecha es el de DAHM (1966), quien estableció una detallada biozonación con Ammonites del Jurásico del Norte de España. Una de las columnas levantadas por este

autor, la de TUDANCA (Valle del Nansa), está situada en esta hoja, y otra, la de REINOSA, se hizo en la contigua al Este. Posteriormente, RAMIREZ DEL POZO (1971) ha estudiado las microfaunas y microfacies de estos materiales. CARRERAS SUAREZ y otros (1974a, b), en fin, han realizado dos cortes detallados de la sucesión a lo largo de los Valles del Saja («SAJA») y del Nansa («TUDANCA»).

El Conjunto Carbonatado marino, o «Jurásico marino», reposa en neta discordancia angular sobre los materiales infrayacentes. Tal fenómeno había sido avanzado como posibilidad en un trabajo anterior (GARCIA MONDEJAR & PUJANTE, *in litt.*), y ahora ha sido confirmado plenamente: su yacente inmediato lo constituyen, según sectores, los materiales del conjunto arcilloso-carbonatado del Trías medio-superior, cualquier nivel del conjunto conglomerático arenoso del Trías inferior e incluso en un punto los materiales del Pérmico.

En el presente estudio, cuyo objetivo más importante ha sido delimitar en mapa geológico las unidades litoestratigráficas observables del Grupo Carbonatado marino, se ha subdividido en cuatro tramos que, una vez cartografiados, muestran aspectos previamente inadvertidos de la historia deposicional de estas épocas geológicas.

La edad de los tramos, que se describen a continuación de más antigua a más moderna, se ha establecido con los datos y descripciones de los autores anteriormente citados.

2.4.1. Tramo dolomítico basal (Rethiense-Hettangiense)

Es un tramo de potencia variable (0-300 m.), cuya litología predominante es de naturaleza dolomítica. En algunos cortes pueden reconocerse tres niveles, que coinciden con las divisiones *a*, *b*, *c*, de DAHM (1966); nivel dolomítico en la base, un nivel intermedio de 50-75 m. de calizas tableadas grises y negras con laminaciones irregulares y, finalmente, un importante nivel de hasta 150 m. de espesor de dolomías masivas de color gris claro. En algunos sectores, como en las proximidades de Tudanca, aparecen importantes acúmulos de brechas dolomíticas intraformacionales, en tanto que al N de Argüeso se observan intercalaciones esporádicas de arcillas abigarradas. Los fósiles están prácticamente ausentes en todo el tramo, habiéndose citado tan sólo secciones de gasterópodos y lamelibranquios en el paquete calizo intermedio (CARRERAS *et. alt.*, 1974).

DAHN (*op. cit.*) atribuye estos materiales, con interrogaciones, al Rethiense y Hettangiense, lo que parece lógico a la vista de las litofacies presentes y su posición estratigráfica.

2.4.2. Tramo calizo inferior (Sinemuriense inferior y medio)

Equivalen a la división *d* de DAHM, y está constituido exclusivamente por calizas bien estratificadas en bancos de hasta 80 cm., de colores claros en superficie, y oscuras y fétidas en corte fresco. Normalmente producen un pequeño resalte en relieve, que facilita su cartografía. Este tramo descansa sobre el dolomítico basal, o directamente encima de materiales del Trías, mostrando así un claro carácter transgresivo (y expansivo).

Las muestras examinadas (lámina delgada y calcimetrías) son de micritas más o menos arcillosas, micritas con fósiles, biomicritas y pelmicritas, existiendo algunos ejemplos de oomicritas. Se han observado restos de gasterópodos y lamelibranquios, y CARRERAS *et alt.* (1974) citan ostrácodos, *Faureina* sp., *Lingulina* sp., *Pfenderina* sp., textuláridos y crinoideos.

La potencia del tramo calizo inferior, bastante uniforme en toda la hoja, varía entre 100 y 150 m.

2.4.3. Tramo margoso (Sinemuriense superior-Toarciense)

Sucede concordantemente al tramo calizo con un contacto gradacional. Consta de calizas más o menos arcillosas («margocalizas») en capas de 10-20 cm., alternantes con margas y arcillas calcáreas. Hacia el O se hace más calizo, lo que dificulta la separación con las unidades limítrofes. Los fósiles son relativamente abundantes, tanto macro (Ammonites, Belemnites, Branquiópodos y Lamelibranquios) como micro (Foraminíferos, Ostrácodos, Lagénidos, etc.). Ello ha permitido la zonación bioestratigráfica con Ammonites y Branquiópodos a DAHM (1966), y con microfósiles a RAMIREZ DEL POZO (1971). El primero de ellos subdividió la unidad en diez zonas, señalando la existencia de un hiato en el Toarciense inferior (zona de *D. Tenuicostatum*).

Además de los restos fósiles es común observar en las capas más calizas la pista alimenticia *Zoophycos*, junto con algún otro tipo de bioturbación menos característico.

La potencia del tramo varía, en general, entre 300-400 m., pero al E del Puerto de la Palomera se reduce hasta desaparecer.

2.4.4. Tramo calizo superior (Dogger)

La parte superior del conjunto carbonatado marino la constituye un tramo calizo de edad Bajociense-Calloviense inferior. Al E del Puerto de

Palombera, este tramo solapa y se apoya directamente sobre el tramo calizo del Sinemuriense. En el resto de la hoja, sin embargo, descansa en concordancia sobre el tramo margoso del Lías superior. El paso de una a otra unidad es gradacional, siendo difícil situar el límite en el campo con exactitud. Paleontológicamente, por el contrario, el comienzo del tramo calizo superior viene marcado por la aparición de *Leioceas*. La potencia oscila entre 300-350 m.

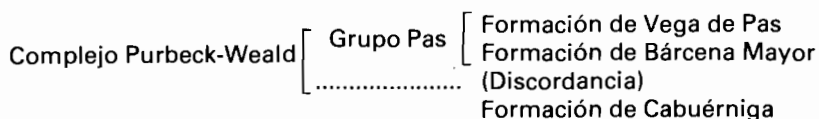
Está caracterizada por una repetida alternancia de niveles calizos y margosos, de tonos grisáceos. En ciertos horizontes del mismo aparecen además paquetes de arcillas negras hojosas: por ejemplo, en los metros finales de los cortes de Saja y Tudanca. Las microfacies más frecuentes son de biomicritas (calizas de filamentos) y pelmicritas. Hacia la parte alta no es raro encontrar limo o arena fina de cuarzo como componentes accesorios.

Los ammonites son escasos, aunque aún permiten la zonación. Los braquiópodos aparecen concentrados en determinados niveles, en tanto belemnites y lamelibranquios se encuentran de manera esporádica. Los microfósiles son habituales en las intercalaciones margosas, aunque su concentración es, por lo común, pequeña. Como en el tramo margoso, se observan *Zoophycos* y otros tipos de bioturbaciones en los estratos más calizos.

2.5. JURASICO SUPERIOR-CRETACICO INFERIOR

El Jurásico superior y Cretácico inferior están representados en el territorio de la hoja, como en gran parte de la provincia de Santander, por potentes formaciones terrígenas, cuyo carácter continental es conocido desde los hallazgos paleontológicos de GONZALES LINARES (1876).

Desde esta fecha han sido numerosos los autores que de un modo y otro han tratado con estos materiales, siendo los trabajos más significativos los de MENGAUD (1913, 1920), CIRY (1939, 1951), RAT (1954, 1961, 1962, 1963), RAT & SALOMON (1969), AGUILAR TOMAS & RAMIREZ DEL POZO (1968), RAMIREZ DEL POZO (1969), SALOMON (1970), PUJALTE (1974a, 1976), GARCIA MONDEJAR & PUJALTE (1975) y BRENNER (1976). A consecuencia de la diversidad de escuelas y metodología existen diferentes puntos de vista sobre la clasificación estratigráfica, terminología y edad de las formaciones, sobre los que por razones de espacio no entraremos aquí. En la descripción que sigue utilizaremos el esquema estratigráfico, propuesto por PUJALTE (1976), constituido por la siguiente jerarquía de unidades litoestratigráficas:



La división inicial del Complejo Purbeck-Weald en Formación de Cabuérniga y Grupo Pas la realiza la discordancia denominada de los Llares, en tanto las subdivisiones posteriores se hacen por criterios litológicos y paleontológicos. Conviene precisar que las unidades separadas por la discordancia no coinciden con los «grupos de facies» de las descripciones de CIRY (1939), RAT (1962) y RAMIREZ DEL POZO (1969).

2.5.1. Formación Cabuérniga

Descansa en contacto neto, frecuentemente erosivo, sobre el tramo calizo superior del «Jurásico marino». En todo el ámbito de la hoja la formación comienza con un miembro conglomerático, caracterizado por una clara organización rítmica, primeramente advertida por RAT (1962). El resto de la formación está constituida por una monótona alternancia de areniscas y lutitas más o menos calcáreas. Se encuentran además algunos episodios de margas y calizas arcillosas, más localizadas cuanto más al S. La potencia de la formación varía desde 480 m. (corte de Tudanca) hasta un máximo de 750 m. En el corte de Saja se miden 690 m.

Los ritmos observados en el miembro basal de la formación comienzan siempre con un conglomerado o arenisca conglomerática, que descansa en una superficie erosiva irregular, excavada en las lutitas o margocalizas infrayacentes. Hacia arriba aparecen, sucesiva y gradualmente, areniscas con estratificación cruzada, alternancias de areniscas y lutitas y, finalmente, lutitas calcáreas con eventuales grietas de desecación. El espesor de los ritmos individuales es de unos 7 m., variando la potencia del tramo entre 30-50 m. Estos conglomerados constituyen la litología de tamaño de grano más grueso de todo el Complejo Purbeck-Weald: son muy abundantes los elementos de tamaño guijarro y no son raros los de tamaño canto. En su composición, los elementos silíceos predominan con mucho sobre los calcáreos, en general en proporción igual o mayor de 95/5. Los primeros son una colección de fragmentos muy parecida a la observada en las facies conglomeráticas del Triás inferior, mientras los fragmentos calcáreos proceden, sin ninguna duda, de la erosión de las formaciones marinas del Jurásico. Los conglomerados tienen, por lo común, una matriz arenosa, cementada a su vez por caliza espática, en la que se observan eventualmente oolitos y pisolitos.

El grueso de la formación está constituido por una diversidad de

litologías no fácilmente computables. Las areniscas forman alrededor del 50 % del total, proporción que aumenta al subir en la serie. Son cuarzoarenitas, litarenitas, sublitarenitas y subarcosas, en muchos casos cementadas por calcita, o a veces con una matriz clorítica fuertemente recristalizada. El tamaño de grano medio de la mayor parte de las muestras examinadas se sitúa en el intervalo «arena fina», aunque unos pocos ejemplares alcanzan el de «arena media».

Intercaladas con las areniscas, y en proporción equivalente, se encuentran lutitas grises y verdosas, arcillas calcáreas (margas) y calizas arcillosas, algunas de las cuales tienen un aspecto concrecional y pudieran tener un origen edáfico.

Los fósiles son muy escasos en los afloramientos existentes en la presente hoja, limitándose a los horizontes más calcáreos. Sin embargo, se observa que la formación cambia de facies con cierta rapidez, haciéndose más calcárea hacia el N y hacia el E, y que correlativamente aumentan los ostrácodos (principalmente de género de agua dulce *Cypri-dea*), talos y oogonios de Charáceas, pequeños Gasterópodos y Lamelibranquios. Más al E aún, en Ramales de la Victoria, se ha citado en niveles equivalente la presencia de foraminíferos *Anchispirocyclus lusitánica* EGGER. En la parte superior de la formación, por el contrario, se encuentra una abundante fauna marina de Briozoos, fragmentos de Esponjas y Equínidos, etc. Ello permite una subdivisión de la formación en tres miembros —conglomerado basal, capas de Ostrácodos y capas de Briozoos—, de los que sólo el primero es diferenciable en la hoja de Tudanca. Según el documentado trabajo de BRENNER (1976), la Formación de Cabuérniga equivale, en parte, en el tiempo con el «Purbeck» del SE de Inglaterra, y con el «Serpulit» más «Wealden» 1-4 del NO de Alemania. Aceptando como correcta la edad de la Formación, es Jurásico superior-Cretácico inferior (Volgiense superior-Ryazaniense), *sensu* CASEY (1963), o «Berriasense», en el sentido de los autores franceses.

2.5.2. Formación Bárcena Mayor

Constituye el depósito basal del Grupo Pas, conjunto de materiales suprayacentes a la discordancia de los Llares. La formación toma el nombre de un pequeño pueblo situado en la esquina superior derecha de la presente hoja.

La formación está caracterizada por una alternancia irregular de dos agrupaciones litológicas, o «litofacies». La importante volumétricamente (70 % del total) consta de conglomerados, areniscas conglomeráticas y areniscas, que se presentan en paquetes de 1,5 a 6,7 m. de espesor (3,5

metros de promedio), que pueden agregarse hasta secuencias de 30 m., en las que las intercalaciones lutíticas son escasas o faltan por completo. Los paquetes se extienden lateralmente, de modo individual, por cientos de metros, pero los estratos que los componen tienen un aspecto lenticular característico y escaso desarrollo lateral. Los materiales de esta litofacies son de colores claros, con tonos rojizos y amarillentos en superficie, grisáceos y blanquecinos en corte fresco. Están compuestos casi exclusivamente por cuarzo (cuarzoarenitas), que forman tanto la fracción dentrítica (más del 95 %) como el cemento, este último a modo de recrecimientos secundarios sobre los granos. El tamaño de grano medio más frecuente en las areniscas es el de «arena media».

Las estructuras sedimentarias son muy abundantes: superficies de erosión sinsedimentaria, tanto en la base de los paquetes como en su interior, estratificaciones y laminaciones cruzadas, «ripples» y estructuras de deformación de arena están presentes a todos los niveles. Son comunes asimismo las unidades heterolíticas con estratificación cruzada a gran escala, en todo semejantes a las formadas por acumulación lateral en un «point bar», así como las que, a escala mucho mayor, recuerdan a la estratificación cruzada de surco.

La litofacies minoritaria de esta formación está integrada principalmente por lutitas, en las que a veces existen lechos areniscosos de unos pocos centímetros a unos decímetros de espesor y escaso desarrollo lateral. Las lutitas tienen en muchos casos aspectos esquistosos, pero también pueden presentar un aspecto masivo o laminado. En la parte media inferior de la formación predominan los tonos oscuros, gris azulado o negro, que, progresivamente hacia arriba, son sustituidos por colores rojizos.

La litofacies fina se presenta en paquetes de hasta 8 m. (normalmente menor), cuyo desarrollo lateral es considerablemente inferior que el de los paquetes de litofacies gruesa, entre los que se intercala.

No hemos encontrado fauna fósil en esta formación. Abundan, por el contrario, restos vegetales en forma de troncos, ramas y, más raramente, hojas. Hay también lechos de lignito, por lo general de grueso inferior a 1 cm. En la litofacies gruesa existen numerosas trazas fósiles que merecen ser reseñadas: las más frecuentes consisten en tubos cilíndricos de hasta 50 cm. de largo y 5 mm. de ancho, algo sinuosos, que atraviesan casi perpendicularmente los estratos areniscosos y conglomeráticos. Están rellenos por una materia lutítico carbonosa, y más raramente por arenisca. Se interpretan como raíces fósiles. Otro tipo de trazas existentes, muy poco comunes, pueden compararse con «U-Burrows», de los que el máximo tamaño observado es de 5 cm.

La potencia de la formación, en el área de la hoja, es de 300 m. Su edad es imposible de saber, dado la ausencia de fauna, aunque por

diversos motivos nos inclinamos a considerarla Valanginiense superior, pudiendo también representar parte del Hauteriviense.

2.5.3. Formación de Vega de Pas

Es la unidad más moderna de las existentes en la hoja, con excepción de los depósitos cuaternarios. Se superpone concordante y gradacionalmente a la Formación de Bárcena Mayor, y aflora exclusivamente en la parte NE de la hoja. Consta de alternancias de una litofacies fina y una litofacies gruesa, predominando la primera sobre la segunda en proporción de 3:1.

La litofacies fina la componen principalmente lutitas rojas, en su mayor parte limolitas y fangolitas, y más esporádicamente areniscas en capas finas y discontinuas. Aparecen en paquetes de 4 a 30 m. de espesor, en general con una estratificación poco marcada o un aspecto masivo. No contiene fauna, pero sí restos vegetales y nivelitos de carbón. La única estructura sedimentaria observada fue un nivel con huellas de impactos de lluvia.

La litofacies gruesa consta de areniscas con esporádicos niveles de conglomerados de origen intraformacional.

Se presenta en paquetes de 3, 4 y 5 m. de espesor. Excepcionalmente superpuestos, encontrándose tramos de hasta 11 m. Las areniscas, con composición similar a las de Bárcena Mayor, pero menor tamaño de grano (tamaño promedio = arena fina), y con un contenido ligeramente mayor en mica y matriz arcillosa. Las estructuras sedimentarias son poco visibles, observándose en algunos niveles estratificación cruzada que afecta a la totalidad del paquete arenoso, y que ha sido identificada positivamente con acumulaciones laterales de un «point bar».

En los afloramientos incluidos en la presente hoja la Formación de Vega de Pas no presenta sus rasgos más típicos y diferenciales. Puede demostrarse, en efecto, que hacia el N y hacia el E, y más limitadamente hacia el SE (hoja de las Rozas), la formación cambia de facies, de modo que en su parte inferior se caracteriza por unos niveles de arcillas y limolitas negras, con grietas de desecación y ripples simétricos, que contienen una abundante fauna de *Viviparus*, *Unios* y Ostrácodos.

La edad de esta formación también plantea problemas, por el momento insolubles. En nuestra opinión, representa, en parte, el Hauteriviense-Barremiense, pero habrá que esperar al hallazgo de pruebas paleontológicas que avalen tal hipótesis. La potencia preservada en la presente hoja no sobrepasa los 400 m. En el corte tipo de Vega de Pas se alcanza, por el contrario, los 900 m.

2.6. CUATERNARIO

2.6.1. Pleistoceno

Está representado por morrenas y depósitos periglaciares que son comunes en las laderas y al pie de las alineaciones montañosas de Peña Labra y Peña Sagra. Están formados por unos depósitos mal seleccionados de gravas, limos y arcillas sin estratificación visible. Su origen glacial está evidenciado por la típica morfología de los valles en cuyo fondo y desembocadura se encuentran.

También atribuimos a este período, con algunas reservas, varios glaciares «colgados» y algunas terrazas aluviales ligadas al Río Hajar. El más extenso de los glaciares se encuentra al SE. de la hoja, y está formado por grava media y gruesa, inmersa en una matriz arenoso-limosa. Aparece en partes disectado por cursos fluviales. En cuanto a las terrazas, es difícil conocer su composición litológica, dado el intenso cultivo vegetal que soportan. Al parecer, son predominantemente de grano fino.

Por último, es destacable la existencia de una extensa turbera al N. del Cueto de los Escajos, y paradójicamente situada a una altitud de 1.300-1.340 m., y resguardada de la erosión en un collado, lo que demuestra una importante inversión del relieve actual en relación con el del Pleistoceno.

2.6.2. Holoceno

Corresponde a los derrubios de ladera y a los aluviones de los ríos actuales, lo más importantes son los del Río Hajar. Están constituidos por gravas y arenas sueltas en los canales actuales (de río trenzado), y por lutitas en la llanura de inundación.

3. PETROLOGIA

3.1. GRANODIORITA BIOTITICA

Existe en la parte Centro-Sur de la hoja un gran afloramiento de rocas intrusivas, ligado a la gran fractura situada al N. de Peña Labra, que constituye el vértice geodésico de PICO IJAN (2.084 m.); otros asomos ya de menor entidad, en realidad son diques, situados al O del anterior, aparecen a todo lo largo de la citada falla.

El afloramiento de Pico Iján está constituido por granodioritas, aunque existe algún término tonalítico.

Texturalmente son rocas hipidiomórficas de grano fino con tendencia al carácter porfídico. Composicionalmente se trata de *Granodioritas biotíticas*, con valores no demasiado elevados en cuarzo y feldespato alcalino, y sí, en cambio, en el ferromagnesiano.

La composición mineralógica es de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita como minerales principales; opaco, esfena, apatito y circon como fase accesorias y allanita esporádica.

La plagioclasa es perfectamente idiomórfica, está maclada y muestra zonación acusada. La biotita aparece en pequeñas láminas homogéneamente dispersas. En algunas muestras el cuarzo se halla en cristales subidiomórficos aislados e intercrecido gráficamente con feldespato alcalino rodeando los cristales de plagioclasa o el cuarzo anterior. Por el contrario, en otras no aparecen estos intercrecimientos, y tanto el feldespato potásico como el cuarzo se presentan en cristales anhedrales, ocupando huecos entre los cristales de plagioclasa, a los cuales el cuarzo puede corroer.

Las rocas muestran, en general, una alteración consistente en una cloritización de la biotita y en una sausrización de la plagioclasa, con abundante sericita y escasas prehnita y epidotas.

Las apófisis menores situadas al O de la anterior y contiguas a ella presentan alteración hidrotermal argilítica, acompañada de silificación. Estos procesos son tan pronunciados que en ningún caso se ha conservado la mineralogía primaria y únicamente en los casos más favorables se ha preservado el carácter textural. Se trata de rocas originalmente de textura finogranular con tendencia porfídica y probablemente de composición algo más intermedia que la de la apófisis mayor.

La alteración comienza con una argilitización tanto de la plagioclasa como del ferromagnesiano. Aparecen pseudomorfo de cristales idiomórficos, unos formados por agregados de sericita procedentes, con probabilidad, de plagioclasa tabular y otros sustituidos por una arcilla del tipo caolinita, con impregnaciones de mineral de hierro, posiblemente derivados del ferromagnesiano (quizás anfíbol y biotita). Cuando la alteración va aumentando la silificación —representada por microcuarzo y cuarzo finocristalino— se va haciendo cada vez más patente, en detrimento de los minerales arcillosos, y se va borrando paulatinamente la textura original. Resulta muy importante el contenido tanto en carbonatos como en mineral de hierro derivados de estas transformaciones.

4. TECTONICA

Los dos grandes conjuntos estratigráficos, Paleozoico y Mesozoico, que constituyen la hoja de Tudanca, han sido afectados por las orogénesis Hercínica y Alpina, respectivamente.

La deformación hercínica es la más intensa, llegando a producir localmente una o dos esquistosidades penetrativas, ligadas a otras tantas generaciones de pliegues y/o cabalgamientos. Estas dos esquistosidades no están generalizadas en toda el área, de manera que la primera de ellas sólo es importante en la parte más septentrional de los afloramientos paleozoicos, mientras que la segunda está más uniformemente repartida, aunque con un desarrollo desigual.

Los sedimentos mesozoicos y paleozoicos han sido afectados posteriormente por la Orogénesis Alpina, que ha dado lugar a una estructura caracterizada por la presencia de pliegues suaves en el Mesozoico y fallas de diversos tipos e importancia en el Paleozoico, en muchos casos producidas por la reactivación de accidentes hercínicos.

4.1. TECTONICA HERCINICA

Desde un punto de vista tectónico, el área paleozoica ocupada por la hoja de Tudanca se encuadra dentro de la Región del Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1971) (Figs. 1 y 2). Esta región es la más oriental de la Zona Cantábrica y constituye, desde un punto de vista tectónico, la cuenca de antepaís («Foreland Basin») de la cadena hercínica.

La deformación de esta región se caracteriza por haberse producido en condiciones relativamente superficiales, aunque existe un gradiente metamórfico local algo más elevado que en el resto de la Zona Cantábrica. También en esta región se encuentra una apreciable cantidad de cuerpos graníticos tardihercínicos emplazados, generalmente, a lo largo de las grandes fracturas.

Las primeras estructuras son pliegues vergentes al S, de dirección aproximada E-O y plano axial que varía desde el subhorizontal en la parte Norte a subvertical en el Sur (Fig. 3), pasando por todos los estados intermedios. Estos pliegues son escasos a escala de afloramiento, siendo más abundantes a escala cartográfica (kilométricos). Uno de los pliegues más representativos de esta generación puede reconocerse en la carretera de Puente Pumar a Uznayo y Tresabuela. En este área se aprecian una serie de pliegues de plano axial subvertical que llevan asociada una esquistosidad grosera que, ocasionalmente, afecta a otra esquistosidad anterior muy tendida, prácticamente paralela a la estratificación y que sugiere la presencia de un gran flanco invertido. La abundancia de estra-

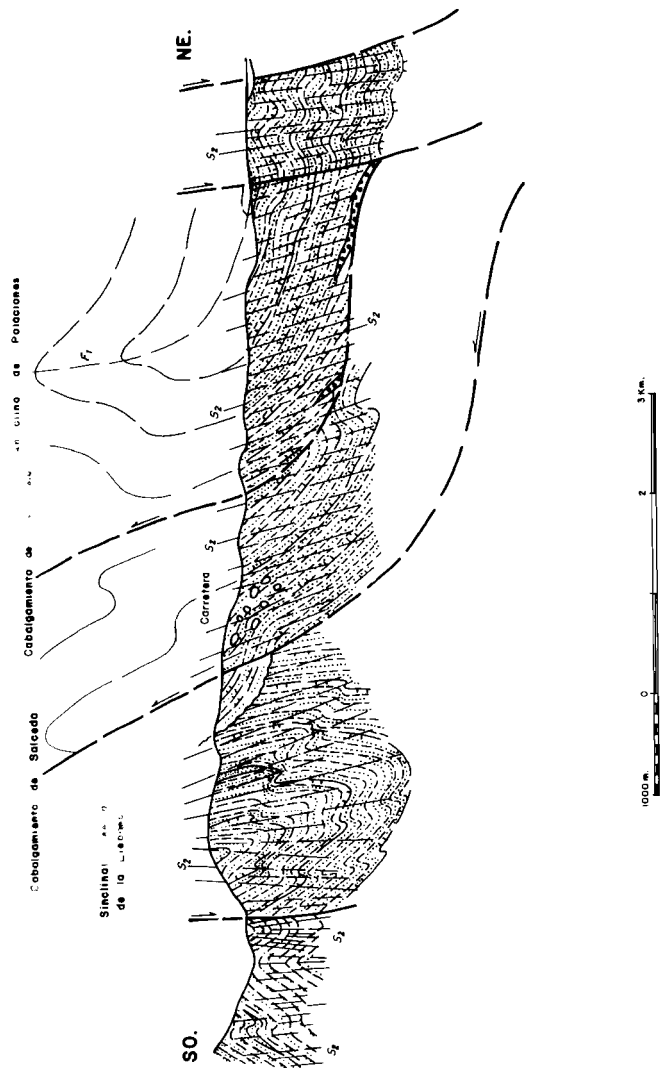


Fig. 3

tificaciones cruzadas, granoselecciones, huellas de carga, etc., proporciona asimismo criterios inequívocos de la presencia de una serie invertida de este área, que se prolonga durante varios kilómetros sin apenas cambios. Este hecho indica la existencia de un gran pliegue tumbado, con un flanco inverso kilométrico, replegado por los pliegues subverticales posteriores. Este pliegue, cuya charnela, actualmente verticalizada por la acción del plegamiento posterior, se sitúa entre las localidades antes enumeradas, es el más importante observable en la hoja y le hemos denominado Anticlinal de Polaciones (Fig. 3 y esquema tectónico).

Desde esta zona hacia el Sur se aprecia cómo el plano axial de los pliegues de primera generación se va haciendo más vertical, alcanzando una posición entre 40°-60° N, a la altura de Salceda, llegando a desaparecer como tales en el Dominio del Pisuerga, debido a que en esta zona son prácticamente subverticales y homoaxiales con la segunda generación de pliegues, como veremos más adelante.

La esquistosidad ligada a estos pliegues sólo adquiere cierto desarrollo en la parte más septentrional de la región, donde aparece como un «slaty cleavage» grosero, que va perdiendo importancia hasta convertirse en una esquistosidad muy grosera, que sólo se desarrolla en los niveles lutíticos próximos a las zonas de charnela (Zona de Salceda-Pesaguero).

La segunda generación de estructuras que es posible observar en el área de la hoja de Tudanca son cabalgamientos vergentes al Sur, prácticamente circunscritos al Dominio de La Liébana. Cartográficamente se han representado los dos más importantes. Al situado más al Norte lo hemos denominado cabalgamiento de Tresabuella, por aflorar la superficie de cizalla cerca de esta localidad, y al situado más al Sur cabalgamiento de Salceda (véase Fig. 3 y esquema tectónico).

En el tramo de la carretera de Lombraña a Tresabuella, 200 m. antes de llegar a esta última localidad, es posible observar una banda de cizalla de unos 0,5 m. de potencia, con desarrollo de una esquistosidad local, que pone en contacto un conjunto de lutitas, areniscas y «pebbly mudstone» en posición estructural invertida con las facies deltaicas del Grupo Potes en posición estructural normal. La superficie de cizalla buza suavemente al Norte y constituye el mejor afloramiento del cabalgamiento de Tresabuella en el ámbito de la hoja.

El cabalgamiento de Salceda no es directamente observable en afloramiento, aunque cartográficamente es perfectamente evidenciable al poner en contacto las facies inferiores del Grupo Potes («Llanuras de marea con canales bioclásticos») con las facies deltaicas o con el Grupo Cabezuela suprayacente.

La tercera generación de estructuras afectando a los materiales carboníferos está constituida por pliegues de plano axial subvertical, prácticamente homoaxiales con los de la primera generación.

A escala cartográfica el único pliegue atribuible a esta generación es el Sinclinal Central de La Liébana (Fig. 3), vasta estructura sinclinal con amplio desarrollo en el área central de La Liébana. En el marco de la hoja de Tudanca este pliegue parece estar modificando parcialmente un pliegue de la primera generación con cierta vergencia hacia el Sur, vergencia ésta bastante acusada en el área de Valdeprado. Estos pliegues son, sin embargo, muy abundantes a escala de afloramiento, sobre todo en la parte más septentrional de la hoja. En este área, la existencia de grandes pliegues tumbados con una disposición horizontal de las capas, favorece la nucleación de pliegues posteriores, al formar éstos un ángulo relativamente bajo con la dirección del máximo esfuerzo compresivo. La morfología de estos pliegues es variable, dependiendo de la posición previa de las capas que van a ser plegadas, encontrándose desde formas 3E y 3F de HUDLESTON en el Norte (Fig. 4), a una mayor dispersión hacia

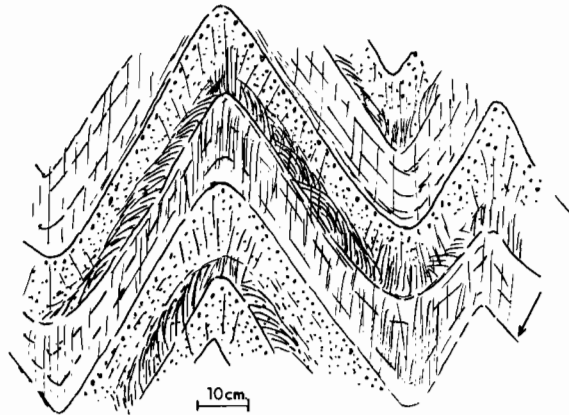


Fig. 4

el Sur, donde es común encontrar también formas de los tipos menos evolucionados, C y D.

En el resto del área estos pliegues deben de retocar a los pliegues previos, dando lugar a su amplificación. En algunos casos es posible observar ciertas interferencias, bien porque las dos generaciones no sean exactamente homaxiales, bien porque exista una cierta vergencia original en los primeros. La ausencia de buenos niveles guía estratigráficos hace difícil reconocer estas interferencias en la cartografía, ya que al no conocer con precisión la geometría de las capas plegadas no existen criterios claros de superposición, a escala de afloramiento, en todo este dominio.

La esquistosidad ligada a esta generación de pliegues tiene un des-

arrollo desigual, siendo en general una esquistosidad grosera muy difícil de reconocer en los tramos arenosos y muy evidente en los términos más lutíticos. Cuando está bien desarrollada, presenta una disposición subvertical, pudiendo llegar a observarse crenulaciones a escala de afloramiento, en la parte Norte de la hoja, allí donde la primera esquistosidad está bien representada.

En términos generales se puede afirmar que las dos generaciones son visibles de una manera aceptable en la parte más septentrional de la hoja, pudiendo estar confundidas en el resto de la zona y, sobre todo, en la parte Sur. Identicamente se puede afirmar que las esquistosidades ligadas a estos pliegues no llegan a tener un gran desarrollo en todo el área estudiada.

En el ángulo SO de la hoja aparecen dos grandes sinclinales (Casavegas y Redondo), cuyo eje de dirección NNO-SSE presenta una disposición anómala en el contexto general del área. Debe tratarse de pliegues con una componente de «bending» importante, relacionado probablemente con alguna de las fallas que limitan la Unidad del Alto Carrión (RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 1983) y otras que afectarían al sustrato por debajo de los sinclinales y que pueden tener su reflejo en alguna de las fallas N-S que los afecta actualmente. WAGNER y VARKER (1971) consideran la cuenca definida por estos sinclinales como fuertemente subsidente, asignando a la falla de los Llazos (véase esquema tectónico) un origen sinsedimentario y un salto de 2.000 m. hasta el Cantabriense inferior; posteriormente, se depositarían los casi 3.000 m. del Cantabriense superior y Estefaniense A, por lo que el papel de esta falla y otras fallas asociadas debió tener bastante importancia durante este período. Estas fallas debieron, asimismo, condicionar la presencia de las áreas sinclinales con una dirección claramente diferente al resto de los pliegues de la región.

Posteriormente al plegamiento, y como resultado del progresivo acortamiento que se produce en la zona como consecuencia del cierre del Arco Astúrico y del agotamiento de las condiciones plásticas, se origina una etapa de fracturación muy importante en todo este área, que da lugar a grandes fallas de dirección E-O e historia bastante compleja. Estas fallas debieron ser en un principio grandes fracturas inversas con un cierto juego de desgarre («strike slip»).

Una de las características más llamativas de estas fallas tardihercínicas es su gran continuidad y la presencia de numerosos apuntamientos ígneos, que en ocasiones tienen un tamaño considerable (Granodiorita de Pico Iján); esto parece indicar que las fracturas probablemente afecten al zócalo prepaleozoico, facilitando el ascenso del material ígneo, que ya se empezó a insinuar a comienzos del Estefaniense, dando lugar al ligero metamorfismo que se observa en el área.

Posteriormente, durante la etapa distensiva permotriásica algunas de estas fracturas ha funcionado como fallas normales condicionando la presencia de los depósitos mesozoicos, que a veces las fosilizan y que en otros casos se ven afectados por ellas.

4.1.1. Edad de las deformaciones

La primera etapa de deformación que presenta la Región del Pisuerga-Carrión está ausente en esta hoja. Representa el emplazamiento de unidades alóctonas desenraizadas, «olistoplacas» ya descritas por otros autores como FRANKENFELD (1983), ALONSO y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1983), MARQUINEZ y MARCOS (1983) y RODRIGUEZ-FERNANDEZ *et al.* (1985). Estas unidades presentan un Devónico en «Facies Palentina» (BROUWER, 1964), diferente del resto de la Zona Cantábrica (facies Asturleonese) y son emplazadas durante el Westfaliense B (ALONSO y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, *op. cit.*), siendo el Conglomerado de Curavacas el depósito relacionado con este emplazamiento, ya que fosiliza dichas unidades. Este episodio se corresponde aproximadamente con la «Fase Palentina» de WAGNER (1959, 1965). Estas olistoplacas, al irrumpir en la cuenca sinorogénica, deforman los sedimentos de su entorno y dan lugar a la génesis de discordancias que, al alejarse de la unidad alóctona, pierden importancia, transformándose en una disconformidad o concordancia sin interrupción deposicional apreciable (ALONSO y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, *op. cit.*). Esto explica que el Conglomerado de Curavacas y otros con él relacionados, como el Conglomerado de Pesaguero, no presenten una discordancia cartográfica evidente como presentan más al Sur, donde se sitúan sobre los materiales devónicos o carboníferos fuertemente deformados. Sin embargo, en esta zona existen señales que indican durante este período una importante actividad tectónica; esto es lo que representan los numerosos «slumps», algunos olistolitos y, en general, las potentes secuencias de origen turbidítico.

Las primeras estructuras directamente observables en la hoja son los pliegues con vergencia Sur estos pliegues no afectan aparentemente a los sedimentos del Grupo Cabezuela, de probable edad Cantabriense, lo que parece indicar una edad ligeramente anterior para la génesis de estos pliegues. Genéticamente deben estar relacionados con el inicio del emplazamiento de los cabalgamientos de los Picos de Europa, que daría lugar a fuertes vergencias al Sur en sus proximidades.

Los cabalgamientos deben ser prácticamente contemporáneos con estos pliegues (pliegues nucleados por la propia geometría de los cabalgamientos o escamas) o ligeramente posteriores, generándose por el agotamiento del comportamiento plástico de los materiales en el curso

de la deformación. En el caso que nos ocupa parece que uno de éstos llega a cortar sedimentos del Grupo Cabezuela, lo que podría indicar que es posterior, aunque no debe descartarse una cierta contemporaneidad en las etapas iniciales.

Los pliegues de plano axial subvertical parecen afectar a los cabalgamientos y deforman ligeramente al Estefaniense de Polaciones, por lo que podrían ser considerados de esta edad.

Las complejas relaciones entre todas las estructuras parecen indicar una evolución continua del plegamiento durante el proceso deposicional, por lo que se puede afirmar que las etapas de deformación anteriormente descritas no son fenómenos aislados en el tiempo, sino que constituyen un proceso continuo y son fruto del cambio en las condiciones de la deformación. El solapamiento en la génesis de estas estructuras da lugar a relaciones temporales a veces equívocas en zonas en que, como ésta, existen condiciones sinorogénicas durante una etapa muy dilatada de la historia deposicional.

El depósito de los materiales de edad Estefaniense B de Polaciones y Pico Cordel marca prácticamente el final de la deformación, ya que se encuentran escasamente deformados por la última etapa del plegamiento y son afectados por las fracturas tardihercínicas.

En la hoja de Tudanca, el Estefaniense B se apoya sobre los materiales del Grupo de Potes, por lo que se aprecia una discordancia angular bastante fuerte con los materiales de este grupo; esta discordancia se corresponde con la discordancia Astúrica de WAGNER (1959, 1965).

La presencia durante el período deformacional de esquistosidad y un cierto metamorfismo de bajo grado puede explicarse por la presencia de un gradiente térmico anormalmente alto que debe estar originado por el emplazamiento de focos ígneos en profundidad, ayudados por una fracturación incipiente que tendrá su máximo desarrollo en la parte final del Estefaniense y en el Pérmico, favoreciendo la intrusión de la mayor parte de las rocas ígneas en niveles más altos de la corteza.

4.2. TECTONICA ALPIDICA

4.2.1. Estructuras principales

El corte estructural III-III' es una sección representativa de las estructuras alpidicas del Alto Campoo, en el anticlinorio de la Palombera y el sinclinal de Bárcena Mayor. La conformación de estas estructuras no ha sido instantánea, ni producto exclusivamente de las fases orogénicas principales del Oligoceno-Mioceno. Empezaron a configurarse ya desde el tránsito Trías-Jurásico, y han funcionado como zonas «activas» durante el proceso deposicional del Mesozoico. Por ejemplo, los sedimen-

tos del Trías medio-superior se preservan exclusivamente en el núcleo del sinclinal del Alto Campoo, lo que se toma como evidencia de la preformación de este sinclinal antes del Jurásico; el anticlinorio de la Palombera, por su parte, debió actuar repetidamente como «umbral», ya que a lo largo de su zona axial se observa una disminución de espesor de las series mesozoicas, así como un importante hiato local que incluye todo el Lías superior.

4.2.1.1. *Sinclinal del Alto Campoo*

Es un pliegue relativamente suave, armado fundamentalmente en sedimentos triásicos. En su parte occidental aparece «colgado» sobre el Carbonífero, formando un típico relieve invertido (corte II-II').

Se trata de un sinclinal asimétrico: su flanco N tiene una dirección rigurosamente E-O, y un fuerte buzamiento (40-60°). El flanco S, por el contrario, tiene un rumbo NO-SE, y su inclinación no suele sobrepasar los 30°. Está afectado por varias fallas directas, de importancia variable. Al N del Pico Tres Mares, donde el núcleo está más comprimido, aparecen también pequeñas fallas inversas de vergencia S. El eje del pliegue tiene una dirección ESE-ONO y una neta pendiente axial, hundiéndose hacia el O.

4.2.1.2. *Anticlinorio de la Palombera*

Es una estructura compleja en detalle, que probablemente es resultado de una historia geológica por sí sola importante. La dirección del eje del anticlinorio es, aproximadamente, ESE-ONO. Está afectado en su zona axial por un sistema de fallas de diversa importancia y régimen de funcionamiento (Formación Helguera Soto, Formación Collado de Sejos, Formación de San Mamés, etc.), varias de las cuales tienen localmente saltos de varios cientos de metros. De entre los varios anticlinales que componen el anticlinorio destacan por su importancia el de Peña Sagra, el de Helguera y el de Cueto Ropero.

4.2.1.3. *Sinclinal de Bárcena Mayor*

Es una estructura muy amplia, que está representada en el territorio de la hoja sólo en parte. Se trata también de un pliegue asimétrico de dirección ONO-ESE, sin buzamiento axial importante. En esta ocasión el flanco más inclinado es del S, con buzamientos entre 20-40°, frente a los 10-15° del flanco N.

4.2.2. Fallas fosilizadas

Incluimos aquí una serie de fallas, importantes por estar fosilizadas y que son las que condicionan la sedimentación pérmica.

4.2.2.1. *Falla de Peña Labra*

Es una fractura que afecta al Pérmico existente al S de Peña Labra. Tiene un trazado algo arqueado y su salto supera los 350 m., que es la potencia del Pérmico, que aparece cortado por ella. Sin ninguna duda esta fractura está fosilizada por el Trías y, probablemente, es la principal causante de la falta de sedimentos pérmicos en gran parte del flanco N. del sinclinal del Alto Campoo.

4.2.2.2. *Falla de Pontrieme*

Se trata de una falla de trazado NE-SO algo irregular, que hunde el bloque NO, afecta a materiales triásicos y está fosilizada por los depósitos basales del Jurásico. Debido a ella dichos depósitos basales llegan a reposar directamente sobre el Pérmico en el bloque levantado de la falla. Ello da idea del importante dismantelamiento que la región llegó a experimentar localmente antes de la transgresión jurásica.

4.2.3. Otras estructuras

Terminamos este somero inventario de las estructuras tectónicas de la hoja con algunas consideraciones sobre los pliegues que afectan a las Calizas de Paracuelles, visibles en el extremo SE de la hoja de Tudanca.

Se trata de unos pliegues apretados, cuyos ejes tienen direcciones comprendidas entre NE-SO a casi N-S, y una acusada vergencia hacia el SE. La primera interpretación que sugiere esta estructura es que está causada por un eventual comportamiento diapírico de las arcillas plásticas de Facies Keuper, en las que las calizas se intercalan.

Sin embargo, ya hemos indicado que la Formación de Argüeso reposa en discordancia sobre las replegadas Calizas de Paracuelles. Ello implica que los repliegues ya estaban completados en el Triásico, cuando no existía carga capaz de causar el fenómeno diapírico. Ello nos inclina a creer —sin descartar completamente la hipótesis de diapirismo— que

se trata de deslizamientos gravitacionales, ocasionados por el levantamiento precoz del anticlinorio de la Palombera.

5. HISTORIA GEOLOGICA

5.1. HISTORIA GEOLOGICA HERCINICA

Durante el Carbonífero, la Región del Pisuerga-Carrión, en la que se enmarca la hoja de Tudanca, constituye un área típicamente sinorogénica, con la presencia de abundantes sedimentos originados en pendientes submarinas (olistostromas, brechas gravitacionales, turbiditas, etc.) y potentes series fluviodeltaicas que revelan la existencia cercana de fuertes relieves en activo proceso de desmantelamiento. Las notables variaciones espaciales y temporales de facies y la persistencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense hasta el Estefaniense, son otros rasgos peculiares de este área durante los tiempos carboníferos.

Los depósitos más antiguos que afloran en la hoja de Tudanca son las lutitas de la base del Grupo Potes originadas en un ambiente propio de una llanura de marea que revela una cierta estabilidad en la cuenca sedimentaria, por lo menos en el área del actual Valle de Polaciones.

Los sedimentos suprayacentes del Grupo Potes, evidencian un progresivo acercamiento a las condiciones típicamente sinorogénicas con la instalación de una serie de aparatos deltaicos que, por la disposición de las corrientes medias (normalmente de SO a NE), evidencian la existencia de fuertes niveles al Sur del territorio ocupado por la hoja de Tudanca. Estos relieves deben estar ligados al emplazamiento de las primeras unidades alóctonas en áreas situadas más meridionalmente, probablemente en el actual Domo de Valsurvio (Fig. 2) o en sectores de la cadena herciniana, actualmente ocultos por la cobertura mesozoico-terciaria y pertenecientes, presumiblemente, a la Zona Asturoccidental-leonesa.

Las turbiditas, originadas por la actividad de uno o varios abanicos submarinos profundos, revelan la presencia de un fuerte escarpe submarino coincidente aproximadamente con la división en dominios del Carbonífero de la hoja. Estas turbiditas, existentes fundamentalmente en el Dominio de La Liébana, son prácticamente contemporáneas con la instalación de las construcciones arrecifales de la Formación Piedrasluengas en la plataforma somera del Dominio del Pisuerga.

El Conglomerado de Curavacas y la discordancia a él ligada representan un hito importante en la historia tectonoestratigráfica de la región y se han interpretado como depósitos ligados al fin del emplazamiento de las unidades devónicas situadas más al Sur (Unidad del Alto Carrión, véase Fig. 2).

En el marco de la hoja, la débil discordancia apreciable y la relativa escasa importancia del litosoma (o litosomas) conglomerático indican un relativo alejamiento del área fuente; sin embargo, el complejo sistema de abanicos-aluviales-deltas, desarrollado en el Dominio del Pisuerga, conectado con los importantes abanicos submarinos situados más al Norte (área ocupada por el Grupo Pesaguero), revelan la importancia paleogeográfica de este fenómeno, que acaba de forma brusca con la plataforma carbonatada infrayacente.

Durante el Westfaliense B y D se suceden, en el Dominio del Pisuerga, una serie de episodios cíclicos que determinan la instalación sucesiva de dos sistemas deltaicos, conectados con lóbulos turbidíticos en el área del Sinclinal de Redondo, que son sucesivamente destruidos por la dinámica costera.

La destrucción y dispersión de los sistemas deltaicos, probablemente en momentos de baja tasa de aportes terrígenos, permite la instalación de dos plataformas carbonatadas sucesivas (Calizas de las Agujas o de Camasobres y Calizas del Abismo y de Peña Maldrigo).

A partir del Westfaliense D superior se produce una nueva variación en las condiciones paleogeográficas del área. El inicio del emplazamiento de los cabalgamientos de la Unidad de los Picos de Europa, situada al Norte, y el desarrollo de los pliegues y cabalgamientos con ellos relacionados en la Región del Pisuerga-Carrión, evidencia una inversión importante en las vergencias vigentes hasta este momento.

Los sedimentos de esta edad aparecen fuertemente compartimentados y con génesis ligadas a fenómenos locales. El Grupo Cabezueta, parece genéticamente ligado al desarrollo de un fuerte relieve submarino cercano, relacionado, probablemente, con alguno de los cabalgamientos próximos. Los sedimentos de los sinclinales de Casavegas y Redondo revelan, asimismo, la existencia de una fuerte subsidencia, en este caso probablemente relacionada con la acción sinsedimentaria de grandes fallas NO-SE y la delimitación de cubetas sinclinales por fenómenos de «bending».

Los sedimentos de edad Estafeniense B de Polaciones y Pico Cordel, escasamente deformados, representan depósitos postorogénicos respecto a las principales fases de deformación hercínicas. No obstante, su naturaleza fluvial, ligada a la instalación de sistemas fluviales de cauces poco definidos, revela la existencia de importantes relieves activos. La acción de grandes fracturas de desgarre y con movimientos verticales en este período inicia un tipo de actividad tectónica que ya se puede considerar típicamente tardihercínica.

5.2. HISTORIA GEOLOGICA TARDIHERCINICA Y ALPIDICA

Los sedimentos del Pérmico y las rocas volcánicas asociadas atestiguan la existencia de una considerable actividad tectónica penecontemporánea a su depósito. Las rocas clásticas son predominantes en todos los sectores y el grueso tamaño de grano e inmadurez textural y mineralógica observada, por ejemplo, al S. de Peña Labra demuestra la presencia de un relieve local importante, que era continuamente creado y destruido. Los grandes espesores que la sucesión del Pérmico llega a alcanzar, combinada con las rápidas variaciones de facies y potencias, hablan de vigorosas flexiones y/o fracturas de zócalo, actividad que también se manifiesta por la importancia volumétrica de las rocas efusivas asociadas. Ello parece indicar que la sedimentación pérmica tuvo lugar en los últimos estadios de la orogenia hercínica, en vez de ser netamente postorogénica, como se señala en las publicaciones que consideran al Pérmico de la hoja en un conjunto «Permotriásico».

Antes del Triásico la región sufre los, quizá, efectos postreros de la tectónica hercínica, y los depósitos pérmicos son basculados de manera general, al tiempo que se producen varias fallas importantes, que aparecen fosilizadas por los depósitos triásicos basales: Falla de Peña Labra, Falla de Pontrieme.

Con el período Triásico da comienzo un nuevo capítulo de la historia geológica local. Entran entonces en escena controles tectónicos y dispositivos paleogeográficos que, con variaciones cíclicas, van a gobernar la historia sedimentaria de la región hasta, por lo menos, el fin del Cretácico inferior.

En efecto, las paleocorrientes medidas en el Grupo Conglomerático-areniscoso, y la propia distribución de las litofacies dentro de éste, indican la presencia de una región sobre-elevada al S. y O. del territorio de la hoja, que actuó de área fuente de los sedimentos triásicos. La posición exacta de dicha región es especulativa, pero es probable que estuviera alejada de la hoja de Tudanca unas pocas decenas de kilómetros, a juzgar por el grueso tamaño del grano de los conglomerados basales. El relieve existente en ella debió ser importante, y aunque la naturaleza de las rocas allí aflorantes no puede precisarse en los datos recogidos, es evidente que incluían rocas «profundas» (granito, gneiss, etc.), por la elevada proporción de feldespatos potásicos observados en la mayoría de las muestras analizadas.

Los rasgos sedimentológicos de los materiales del Grupo Conglomerático-areniscoso indican claramente que éstos fueron depositados en su mayor parte —si no en su totalidad— en ambientes fluviales. Los conglomerados y areniscas representan depósitos de canales activos,

en tanto las lutitas son depósitos de canales abandonados y, sobre todo, de llanuras de inundación.

Sin embargo, la distribución de facies dentro del grupo muestra que las características del sistema fluvial fueron diferentes en el espacio y en el tiempo. Así, la facies conglomerática presenta muchas analogías con los depósitos de ríos trenzados de baja sinuosidad, posiblemente ligados a abanicos aluviales marginales al macizo sobreelevado: ausencia de organización cíclica, forma lenticular de los cuerpos rocosos, evidencia de poderosas corrientes de tracción y baja proporción de finos. La facies areniscosa presenta también características de ríos trenzados, pero la organización cíclica que posee indica que los canales habían alcanzado un cierto grado de sinuosidad, y sufrían migraciones laterales de cierta magnitud. La facies lutítica, en fin, fue depositada por un sistema fluvial de canales meandriiformes y extensas llanuras de inundación, donde las lutitas fueron decantadas en lagunas y en charcas someras y temporales.

Estas variaciones de facies pueden correlacionarse con el relieve existente en el macizo sobreelevado que actuó de área fuente, relieve que debió ser muy importante al principio del Triásico, pero fue degradándose paulatinamente con el transcurso del tiempo, hasta quedar casi arrasado durante el depósito de la facies lutítica (Bunt superior?). Sin embargo, es sabido que el relieve es una consecuencia directa del diastrófismo, y que si la tectónica no es activa, la más alta de las montañas es erosionada con gran rapidez. Hay que concluir, por tanto, que la causa última de las variaciones verticales de facies de grupo conglomerático fue la existencia de un «tectonismo» de intensidad decreciente en su área fuente. Parece probable que este «tectonismo» consistirá en un levantamiento epirogénico, que fue rápido al comienzo del Triás, creando relieve a pesar de la denudación, y que fue desacelerándose gradualmente, hasta dejar que los fenómenos de erosión predominaran sobre los creadores de relieve.

Durante el depósito del Grupo Carbonatado-arcilloso (Triás medio-superior?) esta situación paleogeográfica evoluciona hasta un grado muy avanzado: el área fuente debía poseer un relieve sumamente degradado, capaz sólo de suministrar arcillas y, a lo sumo, limo fino. La región estaba por entonces a una cota topográfica muy próxima al nivel del mar, y es probable que formara parte de una extensa llanura costera, similar a la existente en la actualidad en parte de la costa O de la India, que han descrito GLENNIE & EVANS (1976). La proximidad del mar queda evidenciada por las intercalaciones calcáreas (calizas de Paracuelles y Argüeso, etc.), que representan transgresiones de este mar de una duración aproximada de unos pocos cientos de miles de años. Sin embargo, y siguiendo el modelo actual de la India, el mar debió invadir con

mucha frecuencia, aunque de modo efímero, la llanura costera triásica; en la India, estas inundaciones se producen anualmente, durante las grandes mareas inducidas por el Monzón, y dejan, al evaporarse, una capa de halita y cristales de yeso recrecidos entre las arcillas. Como hemos indicado, la halita y el yeso son constituyentes frecuentes del Grupo Carbonatado-arcilloso (Formación Keuper), y parece probable que tuvieran un origen similar al de la India.

El Trías medio-superior (?) significa para la región un período tectónicamente tranquilo. Sin embargo, se constatan algunos signos de actividad, particularmente en el anticlinorio de la Palombera, cuya zona axial debió elevarse suavemente. Ello originó una pendiente por la que resbalarían, por gravedad, las arcillas plásticas y calizas de Paracuelles recién depositadas, como se indicó en el capítulo de tectónica. La actividad tectónica se incrementa muy notoriamente al final del período, originando fallas importantes, flexiones y basculamientos.

En esta época se preformaron el anticlinorio de la Palombera y el sinclinal del Alto Campoo, ocasionando en la llanura costera triásica una serie de relieves que, al ser erosionados, dejaron aflorar rocas de diferentes niveles estratigráficos: el Grupo Carbonatado-arcilloso (Formación Keuper) se preservó solamente en el núcleo del sinclinal del Alto Campoo, quedando expuestos todos los horizontes del Grupo Conglomerático-arenoso (Formación Bundsandstein), y, muy localizadamente, el Pérmico.

En el Rethiense (?) se produce una transgresión marina similar, en principio, a las habidas en épocas anteriores (Formaciones de Paracuelles y Argüeso). Sin embargo, ahora va a tener una duración mayor, consolidándose con el transcurso del tiempo, de modo que el mar inundó la hoja de modo casi continuo hasta el Dogger (Calloviense inferior).

Los depósitos basales de esta transgresión (Formación Dolomítica basal) aparecen de modo episódico y discontinuo, lo que posiblemente se explique por la permanencia de los relieves creados en la época precedente. Los rasgos más indicativos de estos depósitos (estratificación lenticular y presencia de evaporitas) apuntan hacia un medio deposicional supra o intermareal, lo que es coherente con el inicio de una transgresión. Las brechas intraformacionales, muy abundantes en las proximidades de Tudanca, podrían entonces registrar el colapso de niveles calcáreos por disolución de niveles de evaporitas infrayacentes, fenómeno descrito en las «sabkha» supramareales del Golfo Pérsico.

En el Sinemuriense inferior la transgresión se acentúa notablemente, de modo que los materiales de esta edad (Formación Caliza inferior) sobrepasan en muchos sectores a los del Rethiense-Hettangiense, disponiéndose directamente sobre los del Trías. El depósito tiene lugar ahora en una plataforma continental, posiblemente poco profunda (100

metros), en general de aguas tranquilas (micritas y pelmicritas), pero con eventuales intervalos de elevada energía, reflejados en los niveles de oosparitas.

En el Lías superior la transgresión alcanza su máximo con sedimentación de margas y arcillas calcáreas en un medio tranquilo y reductor. Esta facies, y la presencia del inchnofósil *Zoophycus*, corresponde con un medio submareal de plataforma externa y alejado de costas.

Hacia el comienzo del Dogger, la polaridad del ciclo sedimentario cambia de signo, iniciándose una fase regresiva. Esta inversión del ciclo estuvo ligada, probablemente, a un levantamiento suave y generalizado del fondo de la cuenca, acompañado de cierta inestabilidad, como han señalado CARRERAS *et alt.* (*in litt.*). En la hoja de Tudanca, la inestabilidad está claramente registrada en la zona más activa, como por ejemplo el anticlinorio de la Palombera, donde se llegó a la erosión total del Lías superior. En el Dogger se depositaron calizas y margas en un medio algo más somero que el existente en el Lías superior, aunque todavía en condiciones submareales. Paralelamente, las microfacies indican un aumento en la energía deposicional del medio, que, en conjunto, seguía siendo tranquilo. Al subir en la serie, la presencia nunca abundante de limo de cuarzo señala el lento avance de la regresión.

Hacia el Calloviense medio la tendencia regresiva se acelera súbitamente, provocando una rápida retirada del mar hacia el E. Las causas y circunstancias de esta aceleración —con frecuencia referidas como «movimientos neo-Kimméricos»— son muy poco conocidas. Es probable que tuviera lugar un rápido y generalizado levantamiento epirogénico del fondo de la cuenca, dado que, a escala de afloramiento, no hay evidencia de discordancia angular en el contacto entre los materiales marinos y no marinos. Para WILSON (1975), el fenómeno pudiera estar ligado a la apertura del Atlántico Norte. En cualquier caso, la sedimentación quedó detenida en el área de la hoja, al tiempo que al O y S de ella surgían relieves en los que afloraban, además del Jurásico, rocas triásicas y más antiguas. Al reanudarse la sedimentación en un momento no claramente especificado del Malm, este importante cambio paleogeográfico quedó reflejado en un abrupto cambio en la naturaleza del registro.

Los depósitos basales de la Formación de Cabuérniga presentan muchas analogías con sedimentos fluviales: organización ciclotemática «fining upward», grueso tamaño de grano, abundantes estructuras de corrientes de tracción, modelo de paleocorrientes unimodal, fósiles de agua dulce y pruebas de exposición subaérea. Los ríos fluyeron en dirección O-E, y en su área fuente afloraba el Triás, que aportó el grueso de los clastos silíceos. Las corrientes fluviales alcanzaban a veces elevada competencia, pero su régimen era probablemente episódico y torrencial,

propio del clima semiárido reinante. Las «ramblas» del SE de España pueden servir como útil modelo de comparación.

La historia geológica del grueso de la Formación de Cabuérniga [Jurásico superior-Barremiense, *sensu* Casey (1963)] es conocida principalmente por datos de hojas colindantes con la de Tudanca. De modo muy esquemático, la mitad inferior de la formación contiene en dichas hojas abundantes calizas más o menos arcillosas, con fauna y flora de agua dulce y/o salobre verosímelmente depositadas en medio lacustre; en la mitad superior, por el contrario, abundan calcarenitas con fauna marina, y que muestran la ingresión en la cuenca de un mar somero.

Sin embargo, en la hoja de Tudanca la Formación de Cabuérniga está formada predominantemente por areniscas y margas limosas, y los fósiles son muy escasos. Ello prueba que durante el Jurásico superior y Cretácico más inferior el territorio de la hoja quedaba incluido en una franja de sedimentación continental, marginal a las zonas lacustre y marina propiamente dichas.

Paralelamente tuvo lugar en la región un cambio meteorológico (RAT, 1963; CARRERAS *et al.* *in litt.*), haciéndose el clima más húmedo. Es interesante subrayar que, entre muchas, una causa del incremento de precipitaciones podría haber sido el rejuvenecimiento topográfico.

En el Valanginiense tiene lugar la fase tectónica creadora de la discordancia de los Llares. La importancia de dicha fase a escala de la Cuenca Cantábrica no ha sido aún evaluada, pero a escala de la provincia de Santander y N de Burgos es seguro que supuso un acontecimiento de primera magnitud: en el área de depósito se activaron fallas hercínicas del zócalo, produciéndose fallas, pliegues y basculamientos en la cobertera mesozoica, que sufrió, en consecuencia, una erosión y desmantelamiento parcial; en el área fuente, el relieve experimentó un notable rejuvenecimiento, del que derivará en el Valanginiense superior (?) la importante descarga terrígena grosera de la Formación de Bárcena Mayor.

La citada Formación de Bárcena Mayor fue depositada enteramente por ríos que en el territorio de la hoja fluyeron hacia el NE. Las areniscas representan depósitos de los cauces activos de dichos ríos, mientras las lutitas corresponden a llanuras de inundación y canales abandonados. Se reconocen paleocanales de ríos trenzados y meandriformes, estos últimos caracterizados por acumulaciones laterales, o depósitos de «point bar». en cualquier caso, los canales fueron profundos (3 a 7 m.), propios de ríos caudalosos, observación que es coherente con el clima húmedo postulado más arriba.

Con varias diferencias, el régimen fluvial continúa durante el depósito de la Formación de Vega de Pas (Hauteriviense-Barremiense?).

Las diferencias más importantes es el aumento de la proporción de

lutitas (limolitas), que predominan ahora sobre las areniscas. Ello es debido al establecimiento de llanuras de inundación bien desarrolladas, marginales a los canales activos, que serían por entonces fuertemente sinuosos.

Aparte de los depósitos cuaternarios, la Formación de Vega de Pas es la unidad estratigráfica más joven del territorio examinado, y cierra, por tanto, la historia geológica antigua de la hoja de Tudanca.

En el Pleistoceno de la región tenía una fisonomía muy próxima a la actual. En los periodos glaciares las zonas más altas quedaron cubiertas por hielos perennes que modelaron bellos ejemplos de valles glaciares, como los situados al N de Peña Sagra y a lo largo del núcleo del sinclinal del Alto Campoo.

En el Holoceno, en fin, la red fluvial se ha encajado con formación de algunas terrazas y reexcavación generalizada del fondo de los valles.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Refiriéndonos a la minería del carbón en los materiales carboníferos, aparte de las viejas explotaciones que se delatan por la presencia de pequeñas escombreras en la cola del Embalse de Cohilla y los registros de carbón en Pico Cordel, se encuentran minas de carbón activas en los sinclinales de Casavegas y de Redondo. En el sinclinal de Casavegas existen tres minas actualmente: Mina Eugenia, Mina Pilarica y Mina Cardil, estando las dos primeras en el flanco occidental del sinclinal, mientras que la Mina Cardil explota el flanco oriental y parte de la terminación periclinal. Todas están en el paquete de Areños de la Formación Ojosa, de edad Cantabriense inferior, siendo variable el número de capas que se explotan en los diferentes puntos, ya que las fuertes presiones tectónicas provocaron laminaciones que han esterilizado parte del paquete. Luego existe la Mina Lucinda 2.^a, en el sinclinal de Redondo, donde se explota una sola capa (suele haber otra capa generalmente inexplorable) en estratos del Cantabriense superior. La capa primera de este paquete contiene un nivel de cinerita oscura. Hubo intentos de explotación en los paquetes inferior y superior en Casavegas, en el sinclinal del mismo nombre, pero a pesar de presentar los paquetes en sí una gran regularidad, y de tener cada paquete dos capas con espesores explotables, están demasiado tectonizadas para resultar rentables. Estos carbones son de edad Westfaliense D superior. Todos los carbones, pues, se encuentran en las secuencias post-leónica y post-Astúrica.

En los materiales post-hercínicos las mineralizaciones son relativamente frecuentes, aunque, en general, poco importantes. Hay pequeñas minas y calicatas de galena en las proximidades de San Mamés y minas de cobre al SE de la Palombera, estas últimas actualmente abandonadas.

La génesis de estas mineralizaciones, que se encuentran en el Grupo Conglomerático-arenoso del Trías inferior parece estar ligado a las fallas ONO-ESE (Formación de San Mamés, etc.).

Se han observado además indicios de cobre en los materiales del Pérmico, que no han sido objeto de exploración minera, pero que merecerían un examen detenido.

Por último, hay que destacar la existencia de una importante turbera, actualmente en explotación, situada sobre el Pérmico, al E de Puente-Pumar y resguardada de la erosión en un collado entre el Cueto de los Escajos y el de Avellanosa.

Los horizontes carbonatados se explotan en canteras, sobre todo con destino a pavimentación de carreteras. Las más importantes se encuentran en las intercalaciones carbonatadas del Triásico y las formaciones calizas del Lías y Dogger.

6.2. **HIDROGEOLOGIA**

Con excepción del grupo arcilloso-carbonatado del Trías superior, todas las unidades pérmicas y posteriores de la hoja son susceptibles de contener acuíferos. Sin embargo, los más interesantes son los conglomerados y areniscas del Trías inferior, las formaciones dolomíticas y calizas del Lías y Dogger, y las formaciones del Complejo Purbeck-Weald.

Las estructuras más favorables son, sin duda, los sinclinales del Alto Campoo y de Bárcena Mayor, sobre todo el primero citado. Sin embargo, existen ciertas dudas sobre sus posibilidades de explotación, a causa de la profundidad relativamente grande a que deben encontrarse los niveles acuíferos.

La mayor parte de los manantiales y pozos existentes aparecen ligados precisamente a los horizontes arriba reseñados, pero, en general, son poco importantes. Se encuentran también pequeños manantiales ligados a zonas de derrubios, sobre todo en las existentes al O del Embalse de la Cohilla.

La única acumulación del Cuaternario realmente interesante, desde el punto de vista hidrogeológico, son los aluviones del Río Hajar. Según todos los indicios, el nacimiento en Fontibre del Río Ebro está ligado al acuífero del Hajar, lo que da idea de su importancia. Sin embargo, este

hecho le resta al acuífero posibilidades de explotación, que redundaría en una merma apreciable del caudal original del Río Ebro.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M. J., & RAMÍREZ DEL POZO, J. (1968): «Observaciones estratigráficas del paso del Jurásico marino a la facies Purbeckiense en la región de Santander», *Acta Geol. Hisp.*, III, 2, 35-38.
- ALVARADO, A., & SAMPELAYO, A. H. (1945): «Zona occidental de la Cuenca del Rubagón (datos para su estudio estratigráfico)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LVIII, 1-43.
- ALONSO, J. L., & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983): *Las discordancias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión (Cordillera Cantábrica, NO de España). Significado orogénico*. Comte Redue X Congreso Int. de Estrat. y Geol. del Carbonífero. IGME. 1985, 533-540.
- AMBROSE, T. (1972): *The stratigraphy and structure of the pre-Carboniferous rocks North-West of Cervera de Pisuerga. Cantabrian Mountains, Spain*. Ph. D. thesis (Unpublished). University of Sheffield.
- BOSCHMA, D., & STAALDUINEN, C. J. VAN (1968): «Mappable units of the Carboniferous in the Southern Cantabrian Mountains», *Leidse Geol. Meded.*, 43, 221-232.
- BRENNER, P. (1976): «Ostracoden und charophyten des Spanischen-Wealden (Systematik, Ekologie, Stratigraphie, Palaogeographie)». *Palaontographica*, Abt. A. 153, 113-201.
- BROUWER, A., & VAN, GINKEL, A. C. (1964): *La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)*. C. R. 5^e Congrès Carbonifère, París, 1963, 307-319.
- CARRERAS, F. J.; AGUILAR, M. J., & RAMÍREZ DEL POZO, J. (1974): *Columnas detalladas de «Tudanca» y «Saja»*. Documentación Complementaria, hoja 17-05 (Cabezón de la Sal), MAGNA, IGME.
- (in litt.): *Memoria de la hoja 17-05 del Mapa Geológico a escala 1:50.000 (MAGNA). Cabezón de la Sal*, IGME.
- CIRY, R. (1939): «Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander», *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 74, 520 páginas.
- (1951): *L'évolution paléogéographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé Inférieur*, IGME, Libro Jubilar, II, 17-52.
- CUETO y RUI-DÍAZ, R. (1934): «Memoria sobre el terreno carbonífero de Vergaño (Palencia)». Consejo de Minería: Catálogo descriptivo de memorias y estudios acerca de los criaderos minerales de España, II.2.

- DAHM, H. (1966): «Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien)», *Geol. Jahrb. Beiheft.*, 44, 13-54.
- PUY DE LÔME, E., & NOVO, P. (1924): «Estudios para la investigación del Carbonífero oculto bajo el secundario de Palencia y Santander». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XLV, 25-71.
- FAUILLEE, P., & RAT, P. (1971): *Structures et paléogéographies Pyrèneo-Cantabriques*, *His. Str. Golfe Gasc.*, II, V-1 1 a V-1 48.
- FRANKENFELD, H. (1983): *El manto del Montó-Arauz: Interpretación estructural de la Región del Pisuega-Carrión (zona Cantábrica, España)*. *Trab. Geol.* 13, Univ. de Oviedo.
- FRETS, D. A. (1965): The Geology of the Southern part of the Pisuega Basin and the adjacent area of Santibañez de Resoba. Palencia, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 31, 113-162.
- GARCÍA MONDEJAR, J., & PUJALTE, V. (1975): *Contemporaneous tectonics in the Early cretaceous of Central Santander province, North Spain*, IX Congr. Int. Sedim., 4-1, 131-137.
- (*in litt.*): «Rasgos estratigráficos y tectónicos de la cuenca del Río Besaya entre Reinosa y los Corrales de Buelna (prov. de Santander)», *Bol. IGME*.
- GINKEL, A. D. VAN (1959): «The Casavegas section and its fusulinid fauna», *Leidse Geol. Meded.*, 24, 705-720.
- (1965): «Spanish Carboniferous fusulinids and their significance for correlation purposes», *Leidse Geol. Meded.*, 34, 172-225.
- GLENNIE, K. W., & EVANS, G. (1976): «A reconnaissance of the recent sediments of the Ranns of Kutch. India», *Sedimentology*, 23, 625-647.
- GONZÁLEZ LINARES, A. (1876): «Actas», *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, V, 23-28.
- (1978): «Sobre la existencia del terreno Weáldico en la cuenca del Besaya (prov. de Santander)», *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, VI, 487-489.
- GRAAFF, W. J. E. VAN DE (1971a): «The Upper Carboniferous limestone-rich, high-destructive, delta Systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain», *Leidse Geol. Meded.*, 46, 157-215.
- (1971b): The Piedrasluengas Limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains. *Trab. Geol.* Univ. de Oviedo, 3, 151-159.
- (1971c): Facies distribution and basin configuration in the Pisuega area before the Leonian Phase. *Trab. Geol.* Univ. de Oviedo, 3, 161-177.
- (1972): *The Piedrasluengas limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains*. «The Carboniferous of NW Spain», *Trab. Geol.*, 3, 151-159.
- HUDLESTON, P. J. (1973): «Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development». *Tectonophysics*, 16 (1/2), 1-46.
- JONG, J. D. (1971): «Molasse and clastic-wedge sediments of the Sou-

- thern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators». *Geol. en Mijnbouw*, 50, 399-416.
- JULIVERT, M. (1976a): *La ventana tectónica del Río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga*. Trabajos Geol. Univ. de Oviedo, número 1, 1-26.
- JULIVERT, M. (1976b): *La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto Ponga*, Trabajos Geol., Univ. de Oviedo, núm. 1, 59-76.
- JULIVERT, M. (1971a): *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, Hoja número 10 (Mieres)*. Memoria explicativa por M. Julivert, J. Truyols y J. García-Alcalde. IGME.
- JULIVERT, M. (1971b): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera or north-west Spain. *Am. Jour. Sci.*, vol. 270, 1-29.
- JULIVERT, M., & NAVARRO, D. (1984): *Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 2.ª serie (MAGNA)*, núm. 55 (Beleño). IGME.
- KANIS, J. (1956): «Geology of the Eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain)», *Leidse Geol. Meded*, 21, 375-445.
- KARRENBERG, H. (1934): «Die Postvariscische Entwicklung des Kantabroas-turische Gebirges (Nordestspaien)», *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Klasse*, III, H. 12., 103 págs.
- KOOPMANS, B. N. (1962): «The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain», *Leidse Geol Meded.* 26, 121-232.
- KULLMAN, J., & SCHÖNENBERG, R. (1975): «Geodynamische und palaökologische entwicklung inn Kantabrischen Variszikum (Nordspanien)». Ein interdisziplinäres arbeitskonzept. *Neus. Jb. Geol. Paläont.*, 13, 151-166.
- LOBATO, L. (1974): *Estratigrafía y Tectónica del Area del Carrión (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doct. Univ. de Oviedo, 303 págs.
- (1977): *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (Cordillera Cantábrica)*. Public. Inst. Bernardino Sahagún (CSIC). Imprenta Diputación Provincial de León, 200 págs.
- LOON, A. J. (1970): «Grading of matrix and pebble characteristic in syntectonic pebbly mudstones and associated conglomerates, with examples from the Carboniferous of Northern Spain», *Geol. Mij.* 49 (1), 41-56.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas*. *Geotkt. Forsch*, núm. 6, págs. 78-92, Berlín (Traducido por J. M. Ríos). Observaciones respecto a la división de las variscides de la Meseta Ibérica. Publ. Extr. Geol. España, t. V., 149-166, Madrid, 1950.
- MAAS, K. (1974): «The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains. Deposition and deformation in a Flysch Area». *Leidse Geol. Meded.*, 49, 379-465.

- MAESTRE, A. (1864): «Descripción física y geológica de la provincia de Santander», *J. Gen. Estad.* Madrid, 1-120.
- MALLADA, L. (1898): Explicación del Mapa Geológico de España. T. III. Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, XIV, 1-405.
- MALLADA, L. (1904): *Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Infracretácico y Cretácico.* Mem. Com. Mapa Geol. España, 5.
- MARQUÍNEZ, J., & MARCOS, A. (1984): «La estructura de la Unidad de Gildar-Monto (Cordillera Cantábrica)». *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 14, 53-64.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1981): *Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) núm. 32 (Llanes).* IGME.
- (1981): «El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España)». *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 11, 95-127.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1984): *Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 2.ª serie (MAGNA) número 56 (Carreña-Cabrales).* IGME.
- MENGAUD, L. (1913): *Contribution a l'étude du Wealdien de la province de Santander*, C. R. Acad. Sc. Paris, 156, 1.279.
- (1920): *Recherches géologiques dans la région cantabrique*, Libr. Sc. Hermann, 1-373. París.
- MIEDEMA, S. K. (1966): *Geologie van het oostelijk Liebana gebied.* Int. rept. Geol. Ins. Univ. Leiden. Holanda.
- NEDERLOF, M. H. (1960): «Structure and Sedimentology of the upper Pisuerga Valleys, Cantabrian Mountains, Spain». *Leidse Geol. Meded.* 24, 603-703.
- NEDERLOF, M. H., & DE SITTER, L. U. (1957): «La Cuenca Carbonífera del río Pisuerga (Palencia)», *Bol. IGME.*, LXVIII, 1-44.
- ORIOI, R. (1876): «Descripción geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión», de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, 137-168.
- (1876): «Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, 257-275.
- (1894): Las cuencas hulleras castellanas. *Rev. Min. Metal. Ing.*, 45 (C-12), 89-91, 113-116, 177-179, 305-307, 330-332, 345-347, 353-354, 370-371, 385-387.
- PATAC, I. (1934): «Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Pisuerga y de La Pernía en la provincia de Palencia». *Consejo de Minería. Catálogo y memoria de estudios de los criaderos de minerales de España*, II, 273-277.
- PRADO, C. de (1861): «Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia (escala 1:100.000)». *Com. Estad. General del Reino.*
- PUJALTE, V. (1974a): «Litoestratigrafía de la facies Weald (Valanginiense

- superior-Barremiense), en la provincia de Santander (Norte de España)», *Bol. Geol. Min.*, LXXXV, I, 10-21.
- (in litt.): *Definición, petrología, estructuras sedimentarias y origen de la Formación de Bárcena Mayor, base del Grupo de Pas (provincia de Santander)*, VII Reun. Grupo Esp. Sed. 77, Vitoria.
 - (1976): «Posibilidad de una nueva división estratigráfica de los sedimentos no marinos del Jurásico superior y Cretácico inferior, en la provincia de Santander». *Bol. Geol. Min.*, LXXXVII, II, 101-118.
- QUIRING, H. (1939): «Die Ostasturischen Steinkohlenbecken». *Archiv. F. Lagerstättenforschung*, 69, 1-66 (trad. esp. extr. Cuencas Hulleras al Este de Asturias. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LVI, 453-538).
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969): *Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España*, Ed. CEPESA, S. A., 68 págs., Vitoria.
- (1971): *Biostratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)*, Mem. Inst. Geol. Min. de España, 78, 357 págs.
- RAT, P. (1954): «Observations sur les facies saumâtres et marins de la base du Wealdien dans l'Est de la province de Santander (Espagne)», *C. R. Acad. Sci.*, 39, 1820-1821.
- (1961): *La edad y naturaleza de las capas de base del Wealdense en la provincia de Santander y sus alrededores (España)*, Not. Com. IGME. 61, 182-184.
 - (1962): «Contribución a l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la Región de Santander (Espagne)», *Bull. Soc. France, serc. 7*, volumen 4, 2-12.
 - (1963): *A propos du Wealdien Cantabrique: Transgressions et regressions marines climatiques*, C. R. Acad. Sci. 256, 455-457.
- RAT, P., & SALOMON, J. (1969): *Donées nouvelles sur la stratigraphie et les variations sedimentaires de la serie purbeck-wealdienne au S de Santander (Espagne)*, C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. 16-6, 216-217.
- REUTHER, C. D. (1977): Das Namur im Südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und faziesdifferenzierung in übergung geosynklinale-orogen. *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 1-222.
- (1979): «Tektonik und Oberkarbonische Faziesentwicklung des westlichen Valderrueda-Beckens un seiner Umrandung, Südliches Kantabrische Gebirge, Nordspanien». *Clausth. Geol. Abh.*, 30, 45-61.
 - (1982): The Lower Carboniferous facies levelling and the first Upper Carboniferous tectonic events in the Cantabrian Mountains and the Pyrenees (Spain). A comparison. *N. Jb. Paläont. Abh.*, 163 (2), 244-249.
- RODRIGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. (1983): *La evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero*. En: «Carbonífero y Pérmico de

- España». X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. IGME, 151-162.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; LOBATO, L., y VELANDO, F. (1985): Memoria de la hoja a escala 1:50.000 núm. 106 (Camporredondo de Alba), 2.ª serie (MAGNA). IGME.
- RUPKE, N. A. (1977): «Growth of an ancient deep-sea fan», *Jour Geol.* 85, 725-744.
- SALOMON, J. (1970): *Essai de subdivision lithostratigraphique dans la formation «Wealdienne» de la bordure Norde-est du Massif Asturien (Espagne)*, C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. 6, 192-193.
- SAVAGE, J. F. (1961): *The structural geology of the area round Portilla de la Reina, León, north-west Spain*. Int. Rept. Msc. Thesis. Univ. Londres.
- SAVAGE, J. F. (1967): «Tectonic analysis of Lechada and Curavacas Synclines, Yuso Basin, Leon NW Spain», *Leidse Geol. Meded.* 39, 193-247.
- SCHÖLER, S. (1982): Le Namurian et le Westphalian. A au Sud-est de la Cordillère Cantabrique. *N. Jb. Geol. Paläont Abh.*, 163 (2), 250-255.
- SITTER, L. U. DE (1949): The development of the Paleozoic in Northwest Spain. *Geol. Mijn.* 11-12, 312-319, 325-340.
- (1957): «The structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Cantabrian Mountains», *N. Jahrb. Geol. Pal. Abh.*, 105. páginas 272-284.
- SITTER, L. U. DE (1964): *Structural Geology*, McGraw Hill, New York, 551 páginas.
- SITTER, L. U. DE, & BOSCHMA, D. (1966): «Explanation of the geological map of the Paleozoic of the Southern Cantabrian Mountains, 1:50.000, sheet 1, Pisuerga», *Leidse Geol. Meded.* 31, 191-238.
- VEEN, J. VAN (1965): «The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain», *Leidse Geol. Meded.* 35, 45-104.
- WAGNER, R. H. (1955): «Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico superior de Barruelo». *Est. Geol.*, XIII (35-36), 229-239.
- (1959): *Sur le presence d'une nouvelle phase tectonique «Leonienne» d'age Westfaliense D, dans le NO de l'Espagne*. C. R. Acad. Scien. Paris, 249, 2804-2806.
- (1960): *Middle Westphalian floras from Northern Palencia (Spain)*. *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, 16, 2, 55-92.
- (1964): Stephanian floras in NW. Spain with special reference to the Westphalian D-Stephanian A boundary. *C. R. V Congr. Int. Strat Geol. Carb.*, Paris, 1963, 2, 835-851.
- (1965): *Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain*. *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, 66, 1-169.

- (1966): *Notes on the geology of Palaeozoic rocks in the Northeastern part of the province of Palencia, NW Spain*. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 86, 31-40.
- (1970): An outline of the Carboniferous stratigraphy of North-Western Spain. En: STRELL, & R. H. WAGNER, eds.: «Colloque sur la stratigraphie du Carbonifere». Cong. Coll. Univ. Liège, 55, 429-463.
- (1971): *Carboniferous nappe structures in Northeastern Palencia (Spain)*, The Carboniferous of Northwest Spain, Trab. Geol. 4, 431-359.
- WAGNER, R. H.; CARBALLEIRA, J.; AMBROSE, T., & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1985): *Memoria explicativa de la hoja a escala 1:50.000 núm. 107 (Barruelo de Santullán)*. 2.ª serie (MAGMA) IGME.
- WAGNER, R. H., MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1974): «The relation between geosynclinal folding phases and foreland movements in Northwest Spain», *Stvd. Geol.*, VII, 131-158.
- WAGNER, R. H., & WINKLER PRINS, C. F. (1970): *The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (provincia de Palencia), NW Spain*. Congr. Coll. Univ. Liege, 55, 487-551.
- WAGNER, R. H.; PARK, R. K.; WINKLER PRINS, C. F., & LYS, M. (1977): *The post-Leonian basin in Palencia: a report on the Cantabrian strato type*, Symposium on Carboniferous Stratigraphy Spec. Publ. Geol. Survey of Prague.
- WAGNER, R. H., & VARKER, W. J. (1971): *The distribution and development of post-Leonian strata (Upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in Northern Palencia, Spain*, The Carboniferous of Northwest Spain, Trab. Geol., 4, 533-601.
- WAGNER, R. H., & WAGNER-GENTIS (1963): *Summary of the stratigraphy of Upper Paleozoic rocks in NE Palencia, Spain*, Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam (B), LXVI, 3, págs. 149-163.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1971): *Some goniatites from Westphalian D (Upper Moscovian) strata in Northern Palencia, Spain*, The Carboniferous of Northwest Spain. Trab. Geol., 4, págs. 665-675.
- WILSON, R. C. L. (1975): *Atlantic opening an mesozoic continental margin basins of Iberia*, Earth-Planet Sci. Lett., 25, 33-43.
- WINKLER PRINS, C. F. (1968): «Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mts. (NW Spain). Systematics, stratigraphy an palaeogeology», *Leidse Geol. Meded.*, 43, págs. 41-126.



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

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA