



IGME

316

21-13

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# QUINTANAR DE LA SIERRA

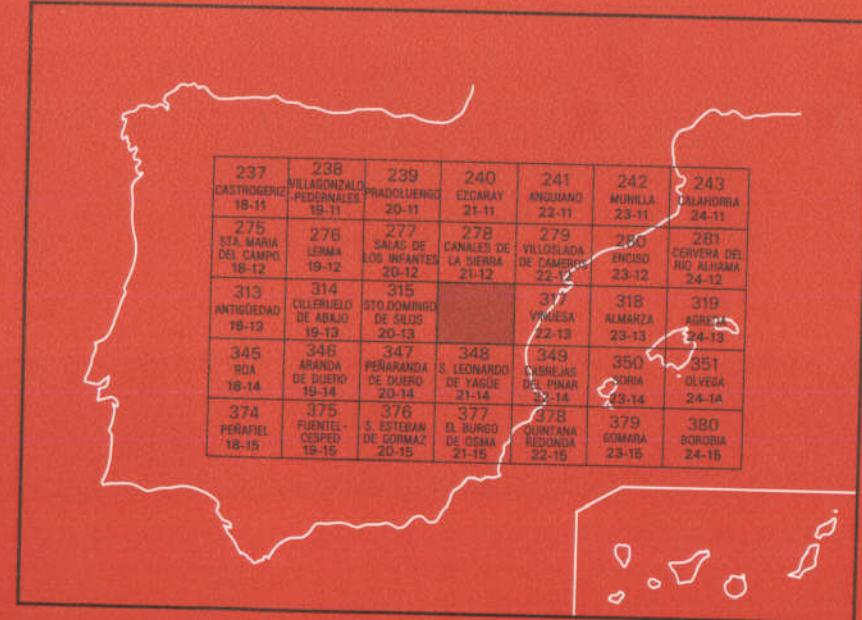
Segunda serie - Primera edición



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

CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

237 CASTROGENIZ 19-11	238 VILLAGONZALO 19-11	239 PRADOLUENGO 20-11	240 EZCARAY 21-11	241 ANGUIANO 22-11	242 MUNILLA 23-11	243 CALAHORRA 24-11
275 STA. MARIA DEL CAMPO 18-12	276 LERMA 19-12	277 SALAS DE LOS INFANTES 20-12	278 CANALES DE LA SIERRA 21-12	279 VILLORIADA DE CAMPBOS 22-12	280 ENCIBO 23-12	281 CERVERA DEL RIO ALHAMA 24-12
313 ANTIGUEDAD 19-19	314 CILLERUELO DE ABAJO 19-13	315 STO. DOMINGO DE SUDS 20-13	317 VINUEZA 22-13	318 ALMARZA 23-13	319 AGIRON 24-13	
345 ROA 16-14	346 ARANDA DE DUERO 19-14	347 PEÑARANDA DE DUERO 20-14	348 S. LEONARDO DE TAYUE 21-14	349 CUBREJAS DEL PINAR 22-14	350 SORIA 23-14	351 OLVEGA 24-14
374 PERAFIEL 18-15	375 PUENTE DEL CERDÉ 19-15	376 S. ESTEBAN DE GORMAZ 20-15	377 EL BURGO DE OSMA 21-15	378 QUINTANA REDONDA 22-15	379 SOMARA 23-15	380 BOROBIA 24-15



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**QUINTANAR  
DE LA SIERRA**

**Segunda serie-Primera edición**

CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente hoja y Memoria han sido realizadas por la Universidad Politécnica de Madrid, bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dicho trabajo se ha efectuado a través de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid por encargo a la Cátedra del Grupo XVII «Estratigrafía-Paleontología», habiendo intervenido los siguientes técnicos:

**GEOLOGIA DE CAMPO, SINTESIS, PALEONTOLOGIA, SEDIMENTALOGIA Y FOTOGEOLOGIA:**

- Indalecio Quintero Amador y Hermenegildo Mansilla Izquierdo

**Colaboración total**

- Carlos Martínez Díaz y Salvador Barrio Cruz

**Colaboración en Micropaleontología**

- Luis Granados Granados

**Colaboración de campo**

- José María Zapardiel Palenzuela, Ingeniero de Minas; Lucas Vadillo Fernández, alumno de 6.<sup>º</sup> Curso de la ETS de Minas de Madrid, que realiza su Proyecto Fin de Carrera en un área de la hoja, y otros alumnos de 4.<sup>º</sup> Curso en viajes de prácticas.

**INFORMACION COMPLEMENTARIA**

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Impresión: Industrias Gráficas Marte, S.A.

Depósito legal: M-43134-1986

NIPO: 232-86-010-2

## ÍNDICE

	<i>Pág.</i>
1. INTRODUCCION .....	5
1.1. Situación y rasgos generales .....	5
1.2. Antecedentes .....	6
2. ESTRATIGRAFIA .....	8
2.1. Cambriano (1) .....	8
2.2. Triásico (T) .....	9
2.2.1. Buntsandstein (2) .....	9
2.3. Jurásico (J) .....	10
2.3.1. Retiense-Hettangiense (3) .....	10
2.3.2. Sinemuriense-Pliensbaquiense (4) .....	11
2.3.3. Toarcicense (6) .....	12
2.3.4. Dogger (7) .....	13
2.3.5. La barra arenosa en facies Purbeck (8) .....	14
2.4. Cretáceo (C) .....	15
2.4.1. Facies Purbeck-Weald (P-W) (9-10) .....	15
2.4.1.1. Grupo de Tera .....	16
2.4.1.2. Grupo de Oncala .....	18
2.4.2. Facies Weald (W) (12-13-14-15) .....	19
2.4.2.1. Grupo de Urbión .....	19
2.4.3. Facies Utrillas (16) .....	22
2.4.4. Cenomanense (17) .....	23
2.4.5. Turonense inferior (187) .....	24
2.4.6. Turonense superior-Coniaciense (19) .....	25
2.4.7. Santoniense (20) .....	26
2.5. Cuaternario (21-22-23-24) .....	26

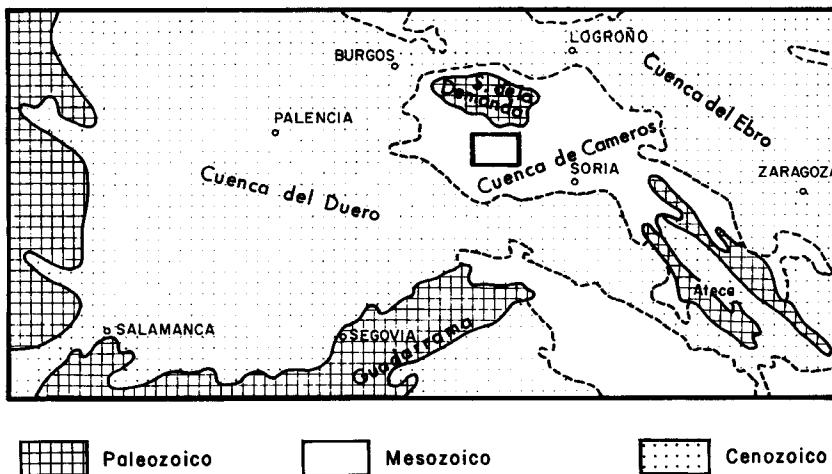
	<i>Pág.</i>
3. TECTONICA .....	27
3.1. Ciclo hercínico .....	27
3.2. Ciclo alpino .....	30
3.2.1. Fases epirogénicas .....	31
3.2.2. Fases orogénicas .....	31
3.2.3. Descripción de las estructuras .....	32
3.2.3.1. Cabalgamiento de San Leonardo de Yagüe (prolongación) .....	32
3.2.3.2. Sinclinorio weáldico al Norte del cabalgamiento .....	33
3.2.3.3. Anticlinal con núcleo de Oncala .....	34
3.2.3.4. Sinclinorio de Quintanar de la Sierra ..	35
4. GEOMORFOLOGIA .....	35
5. HISTORIA GEOLOGICA .....	38
6. GEOLOGIA ECONOMICA .....	42
6.1. Minaría y canteras .....	42
6.2. Hidrogeología .....	44
7. BIBLIOGRAFIA .....	49

# 1. INTRODUCCION

## 1.1. SITUACION Y RASGOS GENERALES

La hoja de Quintanar de la Sierra está situada entre los meridianos  $3^{\circ} 11' 10,5''$  y  $2^{\circ} 51' 10,5''$  de longitud Oeste y los paralelos  $41^{\circ} 50' 4,5''$  y  $42^{\circ} 0' 4,5''$  de latitud Norte. Se encuentra, por tanto, geográficamente ubicada en las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica, en una zona de transición entre la Llanura del Duero al Sur y la agreste Sierra de la Demanda al Norte.

## LOCALIZACION GEOLOGICA (Según H. Mensink)



Corresponde al número 316 del Mapa Topográfico Nacional y todo su territorio pertenece a las provincias de Burgos y Soria. Su numeración, según el Mapa Militar, es 21-13.

Geológicamente, se encuentra en la orla mesozoica de Cameros, que va a unirse desde el umbral de Ateca con las cadenas vascogóticas, quedando limitada al Sur por la cuenca terciaria de Duero-Almazán.

Este condicionamiento geológico determina que tanto las características del Jurásico como las del Eocretáceo sean comparables con las de la Cordillera Ibérica, en tanto que el Neocretáceo presenta mayores analogías con los sedimentos del Vascogótico.

## 1.2. ANTECEDENTES

El primer trabajo geológico relativo al área que nos ocupa es debida al Ingeniero de Minas José María de Aránzazu. Su obra, realizada en 1877, es de carácter general sobre las provincias de Guadalajara, Soria, Burgos y Logroño, limitándose a describir sucintamente la topografía, cursos de agua, fuentes, tipos de suelos agrícolas, períodos geológicos existentes y minerales de aplicación industrial, citando en este apartado la presencia de asfalto en las areniscas cretácicas de la comarca.

En 1885, Palacios y Sánchez estudian la formación wealdíca en las provincias de Soria y Logroño, y su separación del Jurásico. Resaltaron también, en el Wealdense, los cristales de pirita, que ya habían observado Aránzazu y Palacios en el Jurásico.

Al parecer, fue Lazarret el primero que en la región oriental de la provincia de Burgos atribuyó el tramo de arenas coloreadas al Eocretáceo y no al Cenomanense.

En 1986, Chudeau separa, por primera vez en la región, el Turonense y el Senonense, incluidos por P. Palacios en el tramo de calizas duras y acantiladas del Cenomanense.

En 1930, W. Schrieh publica un trabajo sobre la geología de la Demanda y los Montes Obarenes, definiendo la serie estratigráfica del Cambriano, que fue posteriormente estudiada y comparada con la de la Cordillera Ibérica por F. Lotze y sus colaboradores.

En 1933, los geólogos alemanes Richter y Teichmüller estudian la tectónica general de la Cordillera Ibérica. Tres años después, Clemente Sáenz García, comprobaba la existencia del Garumnense en diversas áreas de la región soriana.

En 1956 se publica la hoja geológica de Fuentearmegil, elaborada por Ríos, Quintero y Trigueros, correspondiente a la edición antigua, que aporta datos geológicos más concretos de esta zona.

En 1966, G. Tischer *et al* publican un detallado estudio sedimento-

lógico, estratigráfico y tectónico sobre el Wealdense de las montañas ibéricas occidentales, recopilación de todos los conocimientos anteriores, mejorados con aportaciones propias. Divide la serie weáldica en cinco grandes grupos, que denomina: «Tera», «Oncala», «Urbión», «Enciso» y «Oliván», con desarrollos espaciales variados, debido a unas condiciones paleogeográficas muy complejas.

La tesis doctoral de M. Colchen, en 1970, viene a representar la culminación de los trabajos realizados en la zona de la Cordillera Ibérica, con detallados estudios estratigráficos de las formaciones paleozoicas y mesozoicas, así como de la tectónica de la Sierra.

P. Brenner y J. Wiedmann publican, en 1974, nuevas aportaciones al conocimiento del Weald celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas. Ya dijimos en la hoja de Santo Domingo de Silos que disentíamos en algunas apreciaciones de detalle en lo que respecta a la parte inferior de la serie de Tera.

En 1975, I. Valladares publica un resumen de su tesis doctoral sobre el Jurásico y Cretáceo del Sur de la Demanda, en la que, mediante características litoestratigráficas, diferencia las facies Purbeck y Weald en estas facies continentales.

También en 1975 J. Wiedmann da a conocer las investigaciones que venía realizando desde 1960 sobre las divisiones bioestratigráficas del Cretáceo superior de la Cordillera Ibérica. Su aplicación a la hoja geológica de San Leonardo de Yagüe es notable, e incluso a la de Santo Domingo de Silos, pero poco a la que nos ocupa, dada la exigüidad de los afloramientos neocretácicos, sólo existentes en el ángulo suroccidental.

En 1978 se publica la hoja de Canales de la Sierra, ubicada al Norte de la de Quintanar y, por consiguiente, estrechamente relacionada con ella. Los datos sobre las formaciones cámblicas deben ser tenidos en cuenta, ya que el amplio desarrollo de sus series contrasta con la reducida área de afloramiento de la hoja de Quintanar de la Sierra.

Merece citarse como aportación científica importante, en 1979, el interesante trabajo que, dentro del Plan Nacional de la Minería, representa la prospección de lignitos en Burgos-Soria que realizaron el IGME y ENADIMSA.

Finalmente, el IGME publica la hoja de San Leonardo de Yagüe, en la que interviene uno de los autores de la primera edición, y la de Santo Domingo de Silos, que tiene un gran interés para el estudio de la presente hoja por ser limítrofes de ella por el Sur y por el Oeste, respectivamente.

## **2. ESTRATIGRAFIA**

Las rocas más antiguas que afloran en la hoja pertenecen al Paleozoico, atribuibles al Sistema Cambriano. El resto de la serie corresponde a formaciones poshercínicas mesozoicas en marcada discordancia sobre el Paleozoico, desde el Buntsandstein hasta el Senonense superior, con algunos hiatos y facies diversas, donde la wealdica ocupa la mayor parte de su extensión.

### **2.1 CAMBRIANO (1)**

Aflora en el cuadrante noroccidental con dirección aparente O-E, determinada por las formaciones triásicas encajantes y en acusada discordancia con ellas tanto en buzamiento como en rumbo.

Dada la exigüidad del afloramiento y sus características azoicas no es posible un estudio de amplio alcance, por lo que hemos tenido muy en cuenta la tesis doctoral de M. COLCHEN (1970), así como los datos de las hojas de Ezcaray, Anguiano y, sobre todo, de Canales de la Sierra, ubicada al Norte de la nuestra.

La importante laguna estratigráfica que existe entre el Tremadociano y el Westfaliense inferior, fuera de nuestra zona de estudio, obliga a considerar únicamente las relaciones de la Sierra de la Demanda con los dominios tectónicos próximos a ella como los de la Cordillera Cantábrica.

La estructura del Cambriano de la hoja de Quintanar de la Sierra puede considerarse en su conjunto como un anticlinorio que pincha hacia el Oeste y hacia el Este, dando lugar a una cúpula compleja hendida hacia su mitad por la falla NO-SE del Río Abejón, que corre paralelo a la carretera de Palacios de la Sierra a San Leonardo.

Por su parte septentrional, y desde esa falla citada hacia el Oeste, el anticlinal cámbrico esboza un sinclinal subsecuente, fallado longitudinalmente apenas iniciado.

En el núcleo del anticlinal, en el camino de la Ermita del Arroyal, se encuentra la parte más baja de la serie, representada por un lentejón carbonatado, del que se ha estudiado una muestra. Por la convergencia litológica con otras regiones mejor desarrolladas nos hace suponer que corresponde al Cambriano alto de pizarras y areniscas cuarcíticas con nódulos carbonatados.

Por encima puede reconocerse la continuidad de la serie de «Alternancias del Najarilla» con secuencias de muro a techo que se componen de:

- Areniscas silíceas, en bancos masivos.
- Alternancia de areniscas y pizarras.
- Pizarras arcillosas.

La parte alta de la serie está constituida por un paquete de cuarcita, que destaca fuertemente en el relieve y que en la hoja de Canales de la Sierra se manifiesta en la parte media de la formación «Alternancias del Najarilla».

Generalmente, no hay niveles por encima de esta cuarcita, que parece constituir la superficie de erosión, y tan sólo en la parte citada, correspondiente al inicio del sinclinal, se prosigue la serie por alternancias de areniscas y pizarras de potencia que no excede de los 25 m.

La potencia de toda la serie cámbrica visible, más incluso la supuesta, no excede de los 150 m. En cuanto a su edad, nos parece atribuible al Cambriano superior, entre niveles suprabasales y medio alto.

## 2.2. TRIASICO (T)

Se presenta en facies germánica en torno al anticlinorio cámbrico, si bien por el borde Norte es discontinuo, casi inexistente debido a sus condicionamientos estructurales.

De las tres facies clásicas: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, desde luego la segunda o tramo calizo-dolomítico es inexistente, y también lo parece el Keuper, aunque existen ciertas convergencias litológicas en el tramo arcilloso superior por encima de las areniscas rojizas del Buntsandstein.

Estimamos que existe un umbral levantado al final del Paleozoico con deposición continental de la facies Bunt arenosa, sin que exista invasión marina epicontinental de tipo manglar que permita la sedimentación calizo-dolomítica, de manera que progresivamente el depósito evoluciona hacia un tramo pelítico rojo que en otros lugares de España se encuentra situado por debajo de la facies Muschelkalk, pero que en esta zona parece sustituirla en el tiempo, junto al Keuper.

### 2.2.1. BUNTSANDSTEIN (2)

Con esta facies se inicia el mesozoico, constituido por un tramo de alternancias detriticas arenisco-pelíticas, compuestas de areniscas gruesas con fragmentos brechoides de cuarcitas pertenecientes a las formaciones paleozoicas subyacentes y matriz de color rojo enriquecida en hierro. También se encuentran areniscas finas y pelitas igualmente rojizas.

zas. Los bancos son decimétricos, en lo que se refiere a las areniscas, y centimétricos, los relativos a las pelitas. Potencia, 40 m.

Esta atribución no implica forzosamente la existencia de un hiato, difícilmente visible entre un tramo de arcillolitas deleznables y el cejo Retiense-Hettangiense, sino un cambio de facies en el tiempo más afín con el Buntsandstein, resaltando el hecho de que no damos a éste el valor de piso estratigráfico.

Su potencia es de unos 25 m. En total el Triásico tiene de 60 a 70 m.

### 2.3. JURASICO (J)

La influencia de los movimientos kimméricos condiciona el desarrollo del Jurásico medio y superior, pero, sobre todo, produce un cambio de facies en la parte alta del sistema que evoluciona a una Purbeck-Weald de carácter progresivamente continental.

A continuación describimos los pisos o agrupaciones de que consta:

#### 2.3.1. RETIENSE-HETTANGIENSE (3)

Constituye un tramo de naturaleza esencialmente dolomítica y morfología de resalte suave, que aflora a lo largo del frente de cabalgamiento de la esquina suroccidental de la hoja y también orlando por el Sur el afloramiento cámbrico y el Buntsandstein de que hemos tratado anteriormente.

La serie estratigráfica comienza con un paquete de dolomías fétidas, grises, muy fisuradas, en bancos de unos 30 cm., sobre el que yacen dolomías masivas de tonalidades más claras, y a continuación dolomías grises y rosadas en alternancia, pasando a bancos de constitución algal que por dolomitización secundaria conduce a carniolas rojizas o arenosas de tonalidad cremosa.

Al techo del tramo se observan algunas micritas intraclásticas en tránsito al Sinemuriense-Pliensbaquiense.

Las microfacies sugieren un medio de depósito marino restringido de nivel energético muy bajo e hipersalino. La dolomitización es casi singenética, con aporte de lejas magnesianas a los fangos calizos y a las esporádicas formaciones algales.

En algunas de las muestras estudiadas se observan secciones de moluscos inclasificables y, más frecuentemente, algas.

La potencia varía de los afloramientos en torno al anticlinorio cámbri-co respecto a la de la esquina suroccidental, donde es más completa, alcanzando los 80 m.

### 2.3.2. SINEMURIENSE-PLIENSBAQUIENSE (4)

Es de naturaleza fundamentalmente caliza en contraposición al tramo dolomítico subyacente.

El Sinemuriense está constituido por calizas micríticas y margocalizas claramente convergentes en su litología con el Pliensbaquiense, si bien en otros lugares, como, por ejemplo, en la hoja de San Leonardo, nos fue posible su separación por razones que afectan a la ritmidad de los bancos, sus rasgos morfológicos e incluso por sus características paleontológicas.

En la hoja que nos ocupa no son tan abundantes los afloramientos como para deducir un criterio general que lo distinga del Pliensbaquiense, y, desde luego, cuando la serie es completa, no se produce ninguna ruptura en los rasgos morfológicos, por lo que hemos constituido un conjunto con ambos pisos.

En la parte basal se encuentran calizas litográficas a sublitográficas (micritas) con niveles esporádicos de criquina o entroques. Tanto las micritas como las biomicritas e incluso las biomicruditas se presentan en bancos de 20 a 80 cm., con intercalaciones de margas con mucho menor desarrollo.

Hacia techo se pasa a bancos menos potentes, con mayor importancia, a veces, de las margas intercaladas. Este banqueado pasa a una alternancia rítmica de margas grises amarillentas y biomicritas arcillosas, pero siempre con menor desarrollo de las margas, todo ello cronológicamente anterior al episodio margoso del Toarciente.

Las características litológicas de los depósitos sugieren el paso del tipo lagunar del Retiense-Hettangiense al intermareal del Sinemuriense, con formación de bancos masivos de micritas, interrumpidas por algunas intercalaciones margosas con superficies ferruginizadas. Posteriormente, en el Pliensbaquiense, el medio evoluciona a plataforma exterior en subsidencia, con leves pulsaciones y aportes terrígenos finos que origina la alternancia de margas y calizas.

Respecto a la fauna clasificada es preciso tener en cuenta que se trata de una prolongación del cabalgamiento estudiado en las hojas de San Leonardo y de Santo Domingo de Silos, por lo que no repetiremos aquí todo lo dicho sobre esa cuestión, y tanto lo referido en ellas como lo que se indica en la documentación complementaria es válido para Quintanar de la Sierra.

Indicaremos sólo a título de recuerdo que es muy variada la fauna de Braquiópodos con numerosas especies de Rhynchonellaceos y Terebratulaceos, que, unidos a los Lamelibranquios Myaceos, constituyen el rasgo paleontológico más destacado del Pliensbaquiense, mientras que

en los tramos altos aparecen Belemnites tales como *Hastites clavatus* (SCHLOT.) y *Passoloteuthis paxillosus* (SCHLOT.).

La microfauna es trivial, con *Crinoides*, *Ostrácodos*, *Fondicularia*, *Eggerella* y *Ophthalmidiidos* durante el Sinemuriense, mientras que en el Pliensbaquiense se reconocen: *Espículas*, *Coralarios*, *Serpúlidos*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Lituosepta*, *Brotzenia*, *Fondicularia*, *Lingulina tenera*, etc.

La potencia total del tramo es de 60 a 80 m. y más de 120 m. cuando se presenta conjuntamente con el Retiense-Hettangiense (5).

### 2.3.3. TOARCIENSE (6)

Su litología es similar en cierto modo a la del Pliensbaquiense, si bien observamos en el Toarcieno un predominio de los lechos margosos en la alternancia de las margocalizas y las margas, lo que se manifiesta en una topografía de formas deprimidas con afloramientos de aspecto terroso blanquecino.

La instauración del régimen intermareal que tiene lugar al final del Pliensbaquiense evoluciona de nuevo en esta época hacia la plataforma exterior con débiles aportes terrígenos y subsidencia de equilibrio, en pulsaciones sucesivas que origina la serie margo calcárea de acusada ritmidad, en tanto que hacia techo se encuentran micritas litográficas y margas en cuenca más restringida, donde aparecen ya algunos Ammonites del Aaleniano.

La fauna clasificada es rica en Braquiópodos, especialmente *Rhynchonellaceos* y *Terebratulaceos* con *Lobothyris punctata* (SOW.) como especie más frecuente. También hay *Spiriferina alpina* (BUCK.). Entre los Lamelibranquios abunda la *Gryphaea cymbium* LAM., *Chlamys textorius* (SCHLOT.) y *Pseudopecten aequivalvis* (SOW.). Completan la macrofauna los Belemnites y los Ammonites, entre los que se reconoce la *hemera falciferi*, que es la número 2 de BUCKMAN, a través del *Harpoferas*, la *hemera bifrontis* (número 3) por el *Hildoceras bifrons* (BRUG.). Igualmente se controlan otras hémeras más altas por el *Whitbyceras* y la *Dumortieria*, mientras que el *Leioceras opalinum* (REIN) aparece en alguna ocasión rodado desde los niveles aalenianos topográficamente más altos, como corresponde a su litología más resistente.

En contraste con la macrofauna, la microfauna es completamente trivial y no añade precisión cronoestratigráfica alguna.

El Toarcieno aflora en la esquina suroccidental de la hoja en la banda del Lías cabalgante, desde el Sur del kilómetro 404 de la carretera de Soria a Burgos, hasta el Norte del vértice Zano (1.118 m). También se extiende por el Sur de Palacios de la Sierra hasta el Sur de Vilviestre del

Pinar, donde se produce hacia el Este el cierre periclinal del anticlinorio, con una repetición entre fallas, al Oeste de Canicosa de la Sierra, entre los parajes de «El Matón» y «El Carrascal».

La potencia del Toarcieno puede estimarse entre los 15 y los 20 m.

#### 2.3.4. DOGGER (7)

Comienza con los niveles de micritas litográficas y margas con *Leioceras opalium* (REIN.) y *Dumortieria levesquei* (D'ORB.) típicos del Aaleñense, a los que siguen calizas dolomíticas y margas lumaquélidas.

Se observa, durante esta época, una notoria evolución hacia secuencias regresivas con niveles de micritas litográficas y micritas dolomitizadas intercaladas en la serie, en un medio intermareal que evoluciona a supramareal, culminando con depósitos de barros dolomíticos en un dominio hipersalino de baja energía.

La secuencia carbonatada bioclástica prosigue con biomicruditas de crinoides, intrabiomicritas y micritas litográficas pardas con juntas de estratificación de margas versicolores, llegando, finalmente, a biomicritas ligeramente arenosas que pasan progresivamente a biosparitas li-moarenosas con fósiles, esparitas y biosparudititas de glauconita y tonalidad cremosa.

En conjunto, el Dogger representa una barra o cejo que destaca en forma de resalte sobre el terreno y en él se observan los típicos sílex.

A nivel microscópico se observa una variada microfauna de *Nubecularia*, *Lenticulina*, *Epistomina*, *Marginulina*, *Ophtalmidiidos*, *Nodosaria*, *Favreina*, *Epistomina*, *Textularia*, *Ammodiscus*, *Ostrácodos*, *Cianoficeas* y, sobre todo, los omnipresentes «Filamentos».

Por macrofauna el Bajociense medio está bien determinado por *Stehanoceras humphriesianus* (SOW.) y Terebratuláceos, en tanto que en el superior aparecen entre otros el *Cleistosphinctes cleistus* (BUCK.), *Bigotites petri* (NICOLESCO) y *Oppelia subradiata* (SOW.).

Por encima, también del Bajociense superior, o quizá del Bathoniense, se encuentran los niveles de Espangiarios con *Cribospongia clatrata* (GOLDF.) y *Lobothyris* sp., como braquíopodo asociado.

El Dogger aflora coronando siempre la serie Toarcieno en los mismos lugares que hemos citado anteriormente.

La potencia está comprendida, generalmente, entre los 30 y los 40 m.

### 2.3.5. LA BARRA EN FACIES PURBECK (CALLOVIENSE MEDIO-KIMMERIDGIENSE)

Por encima del Dogger marino, y en aparente concordancia con él, se encuentra una serie constituida esencialmente por arenas de color ocre amarillento a rojo.

No se aprecia en esta hoja la diferencia litológica transicional hacia elementos sueltos que se observaba en Moncalvillo, correspondiente a la hoja de Santo Domingo de Silos y, sobre todo, en la de San Leonardo, sin duda porque en el área que nos ocupa no se ha podido identificar el Calloviense.

Nos parece que la fase Preneokimmérica (*Revista Comunicaciones de la Cátedra del Grupo XVII de la ETSIM*, núm. 1) da lugar al hiato que, en otros lugares de la Ibérica, se produce en la serie marina, entre el Calloviense medio y el Oxfordiense superior.

La datación de las margocalizas del techo como Kimmeridgiense nos sugiere la posibilidad del hiato, ya que, ante la realidad presente y sin recurrir a extrapolaciones regionales, podemos considerar la barra arenosa como de edad comprendida entre el Bajociense superior o Bathoniense de su muro (Calloviense inferior en Moncalvillo y en la hoja de San Leonardo) y el Kimmeridgiense calizo de su techo. Indudablemente, hay diacronía en el muro y discordancia no observable, sin que podamos determinar los pisos que faltan en la parte basal de las arenas, pero asegurando que la parte terminal llega al Kimmeridgiense, si bien localmente puede ser Berriasiense, de manera que la terminación de la serie arenosa parece igualmente diacrónica.

El nivel de las arenas es de una gran persistencia y nos sorprende que, muchas veces, se omita para dar sólo importancia a las calizas suprayacentes o se incluya junto a ellas como «Grupo de Tera», según G. TISCHER (1966). Es, sin embargo, muy claro en el dominio Vascogótico, como sucede en Ramales de la Victoria (Santander), que el llamado Weald empieza sobre las últimas capas marinas de edad Calloviense, bien datadas por Ammonites, con un «conglomerado de base» y unos pocos metros de arenisca con cantos de cuarcita. Existe discordancia en el contacto, poco visible. La edad probable de estas capas basales puede ser Portlandiense a Berriasiense basal, según WIEDMANN (1974).

También en la región de Aguilar de Campoo, entre el Jurásico marino (Calloviense) y el Berriasiense lítmico se desarrolla una potente formación de conglomerados y areniscas en la base, con calizas y margas hacia el techo, donde BRENNER (1973) ha reconocido en Cameros y Salinas de Pisueña (Palencia), así como en los sondeos de «Ayolengo-1» y «Escalada-1», una fauna de Ostrácodos y oogenios de Charácneas que permiten su datación como Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Toda la potente serie de Aguilar de Campoo, así como la detrítica de Ramales, pueden corresponder a los 15 o 20 m. de las arenas de las hojas de Quintanar de la Sierra, Santo Domingo de Silos y San Leonardo.

Como conclusión final consideraremos la posibilidad de un hiato, consecuencia de la fase Preneokimmérica del Calloviano medio, agrandada por erosión. Atribuimos a las arenas una edad por encima del Oxfordiano superior, en que comienza la transgresión final del Jurásico, que aunque no se manifiesta en esta región septentrional de la cuenca celtibérica, las datamos todavía como jurásicas.

## 2.4. CRETACEO (C)

En este sistema incluimos las calizas del «Grupo de Tera» de G. TISCHER, aunque parte de ellas tienen edad jurásica. También pertenecen al Cretáceo las facies continentales del Weald y Utrillas, así como las series carbonatadas suprayacentes, en facies marina.

### 2.4.1. FACIES PURBECK-WEALD (P-W) (9-10)

Se presenta inmediatamente por encima de los niveles arenosos, que a su vez descansan sobre el Dogger marino. En estos casos, donde la serie es continua, es fácil su identificación, pero de ninguna forma resulta tan simple cuando faltan los criterios de muro.

Aflora, especialmente, en el cuadrante suroccidental de la hoja y en otros lugares aislados.

Corresponde al dominio occidental de la gran cuenca de la Sierra de Cameros, estudiada a finales del siglo pasado por PALACIOS y SANCHEZ LOZANO, mereciendo citarse como más modernos otros autores: TISCHER (1957-1966) con su equipo, BRENNER y WIEDMANN (1974), VALLADARES (1975), además de los ejecutores de las hojas del PLAN MAGMA referentes al dominio celtibérico.

En general, los autores difieren en aspectos interpretativos y también en cuanto a la denominación de estas facies deltaicas, para unos «facies Purbeck» y para otros «facies Weald».

Aunque el llamado Grupo de Tera o serie carbonatada y detrítica, que constituye el primer Grupo de G. TISCHER, es quizás de mayor analogía con la serie Purbeck tipo, nosotros, en atención a la edad Barremiense de sus niveles altos, que hemos datado en la hoja de Santo Domingo de Silos, la consideramos Purbeck-Weald por cuanto no es fácil su división, incluso por su convergencia litológica, y hemos establecido un grupo único.

Por otra parte, y aunque sujetas a discusión, nos parece adecuada la clasificación que hace TISCHER, estableciendo cinco grupos litológicos que, de más antiguo a más moderno, son los siguientes:

- 1.<sup>º</sup> Grupo de Tera.
- 2.<sup>º</sup> Grupo de Oncala.
- 3.<sup>º</sup> Grupo de Urbión.
- 4.<sup>º</sup> Grupo de Enciso.
- 5.<sup>º</sup> Grupo de Oliván.

En esta hoja, que corresponde al dominio occidental del conjunto de la cuenca de Cameros, sólo están representados en el sentido de TISCHER los grupos de Tera, Oncala y Urbión, aunque en la porción suroccidental está ausente el de Oncala, si bien comprendido en edad dentro del primero.

#### 2.4.1.1. **Grupo de Tera**

Ocupa la parte basal de las facies continentales, por encima del Dogger marino, según el criterio de TISCHER, aunque es más restringido para nosotros, siempre que sea cartografiable la barra arenosa conglomerática inferior.

Por tanto, en el sentido de TISCHER, el Grupo de Tera se compone de:

- a) Cuarzarenitas de tonos castaños y rojos (techo).
- b) Calizas margosas con Ostrácodos.
- c) Calizas en bancos.
- d) Alternancia de cuarzarenitas conglomeráticas y arcillas cuarzarenitas finas de color rojo (muro).

Para nosotros, el episodio *d)* corresponde a la barra arenosa en facies Purbeck (8) y el resto, *a), b) y c)* al conjunto Purbeck-Weald Jp23-Cw13 (9).

En algún caso, donde la barra arenosa no es separable, bien porque tiene escasa potencia o bien por estar enmascarada, hemos separado un conjunto Jp23-Cw13 (10), que comprende lo que denominamos facies Purbeck y facies Purbeck-Weald en un sentido plenamente identificable con el Grupo de Tera de TISCHER, excepto en el caso de que existiese el Grupo Oncala, que quedaría también incorporado en nuestro tramo comprensivo.

En la hoja de Santo Domingo de Silos, lindante por el Oeste con la

que nos ocupa y en el paraje «La Serna», unos 4 km. al SE de Hortezuelos, los dos horizontes calizos que se encuentran en el Grupo de Tera, separados por niveles detríticos, se multiplican por subdivisión del superior en otros varios. En ese área determinamos mediante Charáceas una edad Barremiense para las calizas altas de la serie.

Este dato puntual nos obligaría a representar el tramo (9) como Jp31-Cw14 y el (10) como Jp23-Cw14, pero no lo hicimos así en la hoja de Santo Domingo de Silos y tampoco lo hacemos ahora, ya que no encaja plenamente con el conjunto de los datos que se obtienen de diversos lugares que señalan una ingresión Valanginiense procedente de un mar septentrional por la «Entrada de Burgos» entre los macizos del Ebro y de la meseta suroccidental, desaparecida hoy día bajo la cuenca actual de Burgos.

Sin embargo, aunque anómalo, dejamos constancia del dato por cuanto pueda representar en el conocimiento de un episodio final de la ingresión Valanginiense de carácter fluvio-deltaico.

En cuanto a las calizas inferiores del Grupo de Tera, ubicadas inmediatamente por encima de las arenas de su muro, que hemos estimado diacrónicas, debemos asignarles una edad ante-Valanginiense, y más concretamente Kimmeridgiense, en virtud de las muestras estudiadas en ésta y en las hojas de Santo Domingo de Silos y de San Leonardo.

Sobre dichas calizas se desarrollan materiales constituidos por areniscas cuarzosas o cuarzoarenitas, margas arenosas, cuarzoarenitas conglomeráticas y niveles de conglomerado. Son frecuentes los tonos rojizos, debidos a las finas partículas de hematites, así como estratificaciones cruzadas y paralelas, y también grandes concreciones de óxidos de hierro.

Este tramo es totalmente azoico, pero su edad queda determinada por ser infrayacente al tramo calizo que hemos considerado del Valanginiense al Barremiense, y, por consiguiente, puede ser estimado como Cretáceo inferior en facies Weald.

No es posible siempre la separación de los tres tramos porque existen numerosos cambios laterales de facies, y sus potencias parciales, sobre todo las calizas, no tienen a veces representación cartográfica. Igualmente sucede con la barra de cuarzoarenitas basales, que en la parte occidental de la hoja puede alcanzar los 20 m., en tanto que en otros lugares no rebasa los 8 m.

En general, las calizas superiores distan bastante del techo del Grupo y sobre ellas se desarrolla un detrítico importante. Todo el Grupo puede llegar a los 175 m. en la parte occidental de la hoja.

#### **2.4.1.2. Grupo de Oncala (11)**

En su desarrollo más completo se describe la serie de la forma siguiente:

- a) Cuarzoarenitas (techo).
- b) Calizas en bancos.
- c) Alternancia de cuarzoarenitas y arcillas cuarzoarenitas finas de color verde grisáceo.
- d) Margas verdes y calizas castañas.
- e) Alternancia de cuarzoarenitas y margas oscuras.
- f) Lajas calizas (calizas y calizas margosas claras).
- g) Láminas de yeso y marga oscura (muro).

En la hoja de Quintanar de la Sierra no existen los niveles calizos, privándonos de un excelente medio de datación.

Puede afirmarse que nuestra serie se compone exclusivamente del horizonte a), si bien es conglomerático, y del c), mucho menos importante que el a) en lo que a potencia se refiere.

El Grupo de Oncala se sitúa por encima del de Tera, allá donde ambos coexisten, y su separación en otras hojas parece problemática por la cantidad de derrubios y suelos que se forman en estas facies. En nuestra hoja no existe el Grupo de Oncala en la parte occidental y sobre el de Tera reposa el de Urbión. Hacia el centro de la zona oriental aparece el Grupo de Oncala, por debajo del de Urbión, en los anticlinales desmantelados. La sucesión Tera-Oncala no se presenta conjuntamente en esta hoja en forma continua y sus contactos en los raros lugares donde coexisten son tectónicos.

La importancia del nivel a) de cuarzoarenitas conglomeráticas sobre el c) da lugar a una erosión uniforme, de manera que en la zona de pinares se producen hondonadas suaves y elevaciones del mismo carácter, en contraste con el Grupo de Tera, donde la heterogeneidad de los materiales da lugar a una erosión diferencial con grandes simas, lo que permite una identificación macroscópica bastante aceptable, aun en los suelos con recubrimiento.

Aunque se cita en la zona de Enciso una potencia del Grupo de Oncala que puede alcanzar los 2.000 m., en nuestra hoja no llega a los 200 m., ni siquiera en la parte oriental, hacia donde aumenta su potencia.

## 2.4.2. FACIES WEALD (W) (12-13-14-15)

Es un conjunto exclusivamente detrítico, con gran variedad de facies y notable aumento de potencia desde la hoja de Santo Domingo de Silos hacia el Este.

### 2.4.2.1. Grupo de Urbión

En la región que nos ocupa, la separación, tanto con el Grupo de Tera como con el de Oncala, es sencilla, ya que el muro del de Urbión comienza con un conglomerado basal cuya importancia crece de Oeste a Este desde los 20 hasta los 60 m. Representa nuestro nivel (12).

Este conglomerado es cuarzoso y cuando está bien desarrollado da un crestón que resalta en la topografía, haciendo posible su separación cartográfica. Tal sucede en el área de Peñacoba, La Gallega y Rabanera del Pinar en la hoja de Santo Domingo de Silos, y al Norte del Vilviestre del Pinar, con sus prolongaciones al Este de Canicosa, hasta su límite oriental, en la de Quintanar de la Sierra. A partir del citado crestón se extiende hacia el Norte un amplio sinclinal, cuyo flanco Norte está bien marcado también en el extremo septentrional de la hoja como estribaciones meridionales de los Picos de Urbión.

Hacia el Sur se forma el anticlinal subsecuente, de manera que el crestón constituye el flanco Norte, suprayacente sobre el Grupo de Oncala. El flanco Sur no destaca topográficamente tanto como el anterior, y aún menos cuanto más al Sur, donde el sinclinal subsiguiente es sumamente suave y su parte más meridional es un suelo entre pinares.

El tramo superior (13), constituido por alternancias de cuarzoarenitas y arcillas cuarzoarenitosas generalmente rojas, está bien desarrollado y su potencia puede estimarse entre los 250 y los 300 m., si bien no tenemos cortes naturales N-S que permitan confirmar esa potencia estimada según la magnitud de los buzamientos.

En los lugares donde existen cortes naturales la secuencia es:

- a) Cuarzoarenitas conglomeráticas potentes (muro).
- b) Arcillas cuarzoarenitosas finas de color rojo con dos o tres metros de potencia.
- c) Arcillas cuarzoarenitosas finas verdosas de unos 0,30 m. (techo).

Esa secuencia se repite siempre de la misma manera y sobre las arcillas verdes se observan estructuras de carga, originadas por las cuarzoarenitas conglomeráticas.

La explicación del fenómeno puede ser la sucesión de ciclos relativa-

mente secos y otros lluviosos. Durante las épocas de lluvia, y después del conglomerado basal correspondiente al superciclo del Grupo de Urbión, hay aporte de elementos bastos o cuarzoarenitas conglomeráticas, en tanto que en épocas secas hay deposición de materiales finos bajo lámina de agua muy escasa y rubefacción de iones ferrosos en su proceso de oxidación, con floculación de los férricos en forma de finas partículas de hematites.

Cuando el ciclo «seco», aunque con lluvias poco importantes, ha terminado se produce un aporte lluvioso de mayor intensidad. Despues del ciclo presumiblemente plurianual sobreviene un aumento de la lámina de agua, con lo que la sedimentación ya no es subárea, y su brevedad, antes de que se produzca la deposición de elementos bastos por movilización de los cursos de agua, no da lugar a oxidación de los iones ferrosos.

Creemos que la duración del fenómeno es quizá el factor más importante, ya que en un megaciclo se pueden producir oxidaciones estacionales, en tanto que si se rompe el equilibrio en una época anómala por sus precipitaciones habrá, en principio, deposición de elementos finos no oxidados hasta la ruptura del equilibrio gravitacional, que arrastrará cuarzoarenitas conglomeráticas y los depositará por encima de los 20 a 30 cm. de los niveles verdosos.

Naturalmente, en estas facies continentales hay cambios laterales muy frecuentes en relación con los cursos de agua existentes en aquella época. En general, la progradación es de Sur a Norte, y ello nos indica el sentido de las corrientes, pero en algún caso, menos frecuente, sucede al revés, de Norte a Sur, debido posiblemente a cambios meandriformes.

En el conglomerado basal son frecuentísimos los troncos silicificados o xilópalos ubicados en dirección Norte a Sur, que dan también la dirección de las corrientes, aunque no el sentido.

Esporádicamente, en los niveles de cuarzoarenitas conglomeráticas pueden encontrarse también pequeños fragmentos de xilópalos.

En la parte occidental de la hoja, y procedente de la de Santo Domingo de Silos, representamos un tramo que está constituido por el (12) y parte del (13), ya que no es nítida la separación entre ambos y, por consiguiente, difícilmente cartografiable. Ese tramo conjunto (14) se caracteriza por la escasez de arcillas rojas en relación con las cuarzoarenitas conglomeráticas.

Por encima del conjunto (14) se ha separado una facies de ortoconglomerado cuarzoso, monogénico y homométrico, de tonos grises y cuarzoarenitas conglomeráticas más resistentes o mejor consolidadas que las infrayacentes (15). También, como el tramo (14), hay arcillas, pero su proporción parece mayor en algunas áreas.

Se caracteriza este nivel (15) por la aparición de xilópalos como los de Castrillo de la Reina y los hallados a unos 4 Km. al Sur de Hacinas en la hoja de Santo Domingo de Silos, en el paraje «Las Matillas», donde se encuentran Juniperus de cuatro a cinco metros en disposición subhorizontal, depositados allí por pérdida de velocidad de un importante curso de agua.

En cuanto a la edad del Grupo de Urbión hay que señalar la diacronía de su muro, que en el paraje de «La Serna» de la hoja de Santo Domingo de Silos comienza en el Barremiense, aunque parece más general su comienzo en el Neocomiense. El techo del Grupo lo suponemos del Aptense por la potencia del mismo, por encima de las calizas datadas como Barremiense. Aunque los datos de BRENNER y WIEDMANN (1974) parecen negar la existencia de sedimentación aptense en el Weald celtibérico septentrional, por nuestra parte disentimos de esa opinión.

En el esquema adjunto hemos recogido nuestras observaciones sobre los Grupos de TISCHER en lo que atañe a las hojas de Santo Domingo de Silos y de Quintanar de la Sierra, con la expresión gráfica de sus edades.

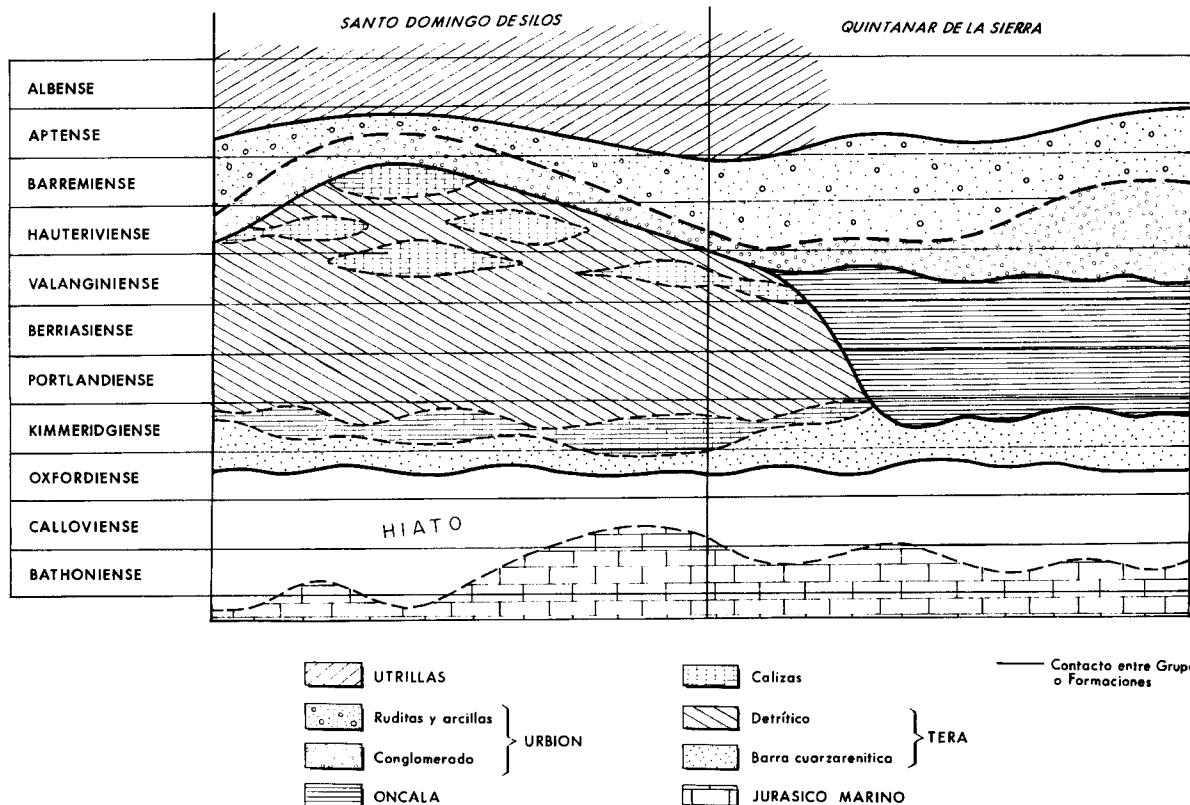
#### 2.3.4. FACIES UTRILLAS (16)

La sedimentación de la facies Utrillas se compone de depósitos terrígenos de naturaleza generalmente silícea, muy similares a los de las facies Weald.

La fase Aústrica de la orogenia alpina produce la estructuración de la cuenca weáldica, lo que da lugar a la deposición de una serie de elementos terrígenos bastos en régimen fluvial, con abanicos coalescentes que tienden a nivelar el dispositivo alterado o fondo de la cuenca, quedando en la facies Utrillas un régimen meandriforme con llanuras de inundación.

En algún caso en la presente hoja, y más claramente en la de Santo Domingo de Silos, pueden diferenciarse dos tramos de características diferentes. El primero consiste en conglomerados monogénicos de cantos, de tamaños de unos 6 a 10 cm. Su matriz es cuarzoarenítica, con arcilla tipo caolín.

El conglomerado basal para la obtención de caolín se explota en la mina ubicada a poco más de un kilómetro al Sur de Navas del Pinar en la hoja vecina, y estos materiales son llevados a Hontoria del Pinar, donde se encuentran las instalaciones industriales. Sin embargo, no creamos necesario ese transporte cuando existe esa misma formación a unos 2 Km. de la entrada oriental al pueblo de Hontoria del Pinar. Hay, en efecto, como único afloramiento del conglomerado basal, y de la



facies Utrillas en general, una estrecha banda en la porción suroccidental de la hoja de Quintanar de la Sierra, cabalgada por la falla del Retiente-Hettangiense, tendida hacia el N-NE, que en la hoja de San Leonardo llega en este pueblo partiendo de Cubilla y, después de cruzar la esquina suroccidental de la de Quintanar, llega desvanecida a Mamolar, en la de Santo Domingo.

Este cabalgamiento, cuyo salto puede alcanzar en la presente hoja los 700 m., se produce sobre el conglomerado basal de la facies Utrillas, que dibuja un suave anticlinal y podía ser fácilmente explotado.

Por encima del conglomerado, y hacia el SSO, se extiende el segundo tramo, constituido por secuencias positivas de gravas, arenas y limolitas o arcillas. Su evolución hacia techo consiste en la pérdida de gravas con secuencias de areniscas y arcillas no caoliníferas. Las areniscas suelen ser cuarzoareníticas de cemento calcáreo y ferruginoso posdiagnético. Todo este tramo culmina con areniscas calcáreas bioclásticas, que marcan el comienzo de la transgresión marina en que tienen lugar las secuencias carbonatadas.

La edad de la parte alta de la facies Utrillas corresponde a la época del Cenomanense, ya que los primeros fósiles marinos no son del Cenomanense inferior, sino más altos. Esta diacronía del techo de la facies Utrillas queda confirmada en numerosos puntos de España.

La potencia es muy variable a nivel regional, aunque en esta hoja puede estimarse en 150 m. o quizás 200 m., como máximo.

#### 2.4.4. CENOMANENSE (17)

Comienza con un tramo de margas gris amarillentas, difícilmente separable de la facies Utrillas subyacente, debido a su morfología, muy similar en ambos casos.

Sobre las margas yacen calizas micríticas o intraclásticas arcillosas que alternan con calizas tableadas y pasadas margosas.

Las características petrográficas y paleontológicas sugieren que su depósito tuvo lugar en un medio marino intermareal en forma de ensenadas con barras de protección exterior, rotas de manera interminante. De esta forma, en los medios protegidos hipersalinos se depositan lamaqueñas de Ostreas y calizas de Ostrácodos y Serpúlidos, mientras que en las invasiones de salinidad normal, por rotura de las barras, se produce sedimentación de micritas y biomicritas, cuyas características de microfacies presentan, en la Ibérica, analogías con las series Turonense que inducen a posibles errores de atribución si no se apoya ésta, a la vez, en criterios macropaleontológicos.

La microfauna clasificada consiste en *Serpulidos*, *Ostrácodos*, *Discór-*

bidos, *Ophthalmidiidos*, *Miliólicos*, *Hedbergella*, *Heteroporella* y otros.

En general, esta microfauna no es verdaderamente significativa, pero sí lo es la macrofauna, en la que aparecen bien representados los Lamelibranquios, los Gasterópodos y los Equinídos.

Entre los Lamelibranquios son muy frecuentes los Ostreidos con *Exogyra flabellata* GOLD., *Exogyra pseudoafricana* CHOIFF., *Ostrea ouremensis* CHOIFF. y *Ostrea biauriculata* LAM. También se encuentran Heterodontos como *Venus faba* SOW.

Los Gasterópodos más frecuentes son *Turbo mailleanus* D'ORB., *Natica cassisiana* D'ORB. y *Chenopus olissiponensis* CHOIFF.

Finalmente, de los Equinídos son relativamente abundantes los irregulares del género *Hemimaster*.

Precisamente el paso del Cenomanense margoso al Turonense, de características similares, tiene lugar generalmente a través de pequeños Equinídos, entre los que predominan los *Hemimaster*, junto con Ammonites del género *Vascoceras*.

El único afloramiento de Cenomanense se encuentra en la esquina suroccidental de la hoja, sobre los niveles de la facies Utrillas. En el resto de la hoja la serie termina con la facies wealdica, salvo los depósitos cuaternarios.

La potencia medida en el Cenomanense marino oscila entre los 15 y 20 m., siendo ya de esta época la parte superior del Utrillas subyacente.

#### 2.4.5. TURONENSE INFERIOR (18)

El comienzo de la serie consta de un predominio de margas con escasas intercalaciones de micritas nodulosas arcillosas y biomicritas, constitución litológica y contenido faunístico que sugieren la evolución del medio intermareal del Cenomanense hacia plataforma exterior, con débiles aportes terrígenos y energía débil del medio que permite los depósitos de micrita.

La microfauna es trivial, con *Textuláridos*, *Ophthalmidiidos*, *Discorbídos*, *Hedbergella*, *Miliólicos*, *Ammodiscus*, *Gavelinella*, etc.

Entre las especies determinadas de macrofauna pueden citarse: *Ostre sp*, *Anisocardia hermitae* CHOIFF., var *acuta* CHOIFF., *Pholadomya fontanesi* CHOIFF., *Venus faba* SOW., *Natica bulbiformis* D'ORB., *Pseudodiodemoides* sp y *Hemimaster scutiger* FORBES.

El Turonense inferior, formado casi exclusivamente por margas blancas, suprayace, a escala macroscópica, a un suelo igualmente margoso, aunque más grisáceo, en suaves laderas, del Cenomanense. Su potencia es de unos 25 m.

#### 2.4.6. TURONENSE SUPERIOR-CONIACIENSE (19)

El Turonense superior se caracteriza por bancos de calizas nodulosas que alternan con margas de menor potencia.

El techo del Turonense superior está constituido por biomicritas de gasterópodos y margocalizas seudonodulosas de tonalidad gris crema-  
sa con Ostrácodos.

La cuenca evoluciona de nuevo hacia intermareal en un medio de sedimentación más restringido tipo lagunar.

La microfauna es semejante a la del Turonense inferior, aunque acompañan con frecuencia *Pitonella sphaerica*, *Spiroloculina*, *Rotalina*, *Vidalina* y *Bolivinopsis*.

En este nivel superior son frecuentes los *Ostrácodos*, así como *Serpúlidos* y *Biozoos*. Al techo se encuentran secciones de *Gasterópodos* y ocasionalmente de *Ammonites*, mientras que en la separación con su nivel inferior abundan los *Equinídos*.

Sin solución de continuidad, y concordante con el Turonense, prosigue una sedimentación litológicamente semejante con calizas nodulosas en bancos métricos e intercalaciones de margas de espesor variable, aunque más escasas que las del Turonense superior, junto al cual produce un buen resalte morfológico.

El régimen lagunar del Turonense superior se mantiene durante el Coniaciense, aunque posiblemente con un clima más cálido que permite la estabilización de la salinidad y la invasión de la sedimentación arrecifal por ruptura de las barreras por aguas de más alta energía.

La convergencia litológica con el Turonense superior hace difícil la separación entre ambos, ya que por esa causa no se acusa ningún rasgo morfológico que produzca el desdoblamiento del nivel (19).

Sin embargo, a escala microscópica en las láminas transparentes se observan *Rudistos* y *Ostreidios* en el Coniaciense, junto a la misma microfauna trivial del Turonense superior, con *Miliólidos*, *Textuláridos*, *Discórbidos*, *Ophtalmidiidos*, *Vidalina*, *Cuneolina pavonia*, *Thaumatoporella*, etc.

La mejor manera de diferenciarlos, sin embargo, es la de macrofauna, ya que en el Coniaciense aparecen Rudistos tales como la *Metacaprina* y *Ostreidios*, sobre todo. La presencia de *Ostrea hippopodium* NILSSON y de *Pycnodonta versicularis* LAM. son decisivas para datar puntualmente el Coniaciense.

La potencia conjunta del tramo (19) se estima en 175 m.

#### 2.4.7. SANTONIENSE (20)

Por encima del Coniaciense se encuentra un gran paquete de calizas con estratificación de masiva a difusa y escasas intercalaciones de margocalizas y de bancos de dolomías rosadas.

No se llega en el ámbito de la hoja a la parte alta de dolomías grises tableadas ni tampoco a la formación de caliza recristalizada con dolomitización de aspecto carnioloide, que es claramente lentejonar, y pasa lateralmente, en cambio de facies a las citadas dolomías tableadas.

En las microfacies se observan biomicritas, biosparitas e intrabiosparitas dolomitizadas, dando algunas calizas organogenas una microfauna compuesta de: *Cuneolina*, *Lacazina elongata*, *Idalina antiqua*, *Nummofillotia cretacea*, *Dicyclina*, *Globotruncana*, *Dictyopsella kiliani*, *Rotalia cf. reicheli*, *Spiroloculina*, *Favreina*, *Eggerella*, *Scandonea*, *Minouxia*, *Acicularia*, *Thaumatoporella*, etc. En esa asociación son muy frecuentes la *Lacazina*, *Idalina* y otros *Miliólidos* que pueden reconocerse a la lupa, en tanto que el resto es accidental en las muestras del Santoniense, mientras que los pisos más altos aparecen mal definidos por especies triviales convergentes con las del Santoniense.

La macrofauna está definida por las siguientes especies: *Lima abrupta* D'ORB., *Inoceramus lamarcki* ROEM., *Orbignya radiosa* DESM., *Radioites royanus* D'ORB. y *Gorjanovicia costata* POLSAC.

El régimen marino da lugar a un avance hacia el continente de las barreras arrecifales de Rudistos, debido, sin duda, a una climatología favorable. En áreas más cerradas o de albufera tiene lugar hacia arriba el depósito de margas y margo calizas, como corresponde a un medio de energía débil.

La potencia del conjunto superior del Cretáceo restante puede llegar a los 200 m., pero al Santoniense, con el que se sale del dominio de la hoja, no pertenecen más de los 100 a 125 m.

#### 2.5. CUATERNARIO (21-22-23-24)

Aunque en varios lugares de la hoja existen en mayor o menor grado derrubios de ladera y glacis, hemos renunciado a su cartografía porque tapa niveles estratigráficos sobre los que tenemos certeza y también enlaces tectónicos de interés.

Sólo hemos representado los depósitos aluviales (21) ligados a los cursos temporales y permanentes, así como sus llanuras de inundación (22).

Se ha cartografiado la importante terraza (23) del Río Abejón, en dirección NO-SE, con límite por la carretera de Palacios a San Leonardo,

iniciándose a más de kilómetro y medio a partir de la salida de Palacios de la Sierra, hasta completar una extensión algo superior a los 2 Km. Se trata de una terraza baja. Sus materiales son pelítico-arenosos, con cantos subredondeados, embalados en la matriz, constituyendo una especie de paraconglomerado de unos 8 m. de potencia.

Por último, en la esquina nororiental de la hoja, en la vertiente Sur de la Sierra de Urbión, se han señalado tres glaciares de circo, concretamente en la parte denominada Sierra de Mojón Alto. En relación con el más occidental de los circos glaciares, entre las cotas 1.900 y 1.800 se encuentran bloques heterométricos y angulosos de materiales weáldicos con escasa matriz, que constituyen una morrena (24).

### 3. TECTONICA

El único afloramiento cámbrico que se encuentra en la hoja, como testigo de una historia paleozoica, permite evidenciar diversos tipos de estructuras. Unos afectan sólo a la formación paleozoica; otros, a las mesozoicas, y los terceros son comunes a ambas.

La observación de los contactos discordantes entre el Cambriano y el Mesozoico sugiere de inmediato la existencia de dos orogenias. Una antetriásica y otra posweáldica.

Con los únicos criterios que proporciona el estudio de la hoja poco más podría afirmarse sobre la edad de estas orogenias, por lo que es preciso recurrir a extrapolaciones de ámbito regional e incluso nacional.

En cualquier punto de nuestra geografía donde la serie paleozoica es más completa puede afirmarse que no existe otra orogenia de tectónica tangencial aparte de la Hercínica, y, posterior a ella, toda la cobertura mesozoica ha sido plegada por la alpina. Existen, por tanto, dos ciclos estructurales distintos: el hercínico y el alpino.

#### 3.1. CICLO HERCINICO

Como ya hemos dicho, no es posible, a la vista del afloramiento cámbico de la hoja, definir la tectónica general durante el Paleozoico, ni siquiera recopilando los datos que proporcionan otras hojas del sector, porque la importante laguna estratigráfica detectada en La Demanda, entre el Tremadoc y el Westfaliense inferior, impide la adopción de criterios estratigráficos para la datación de las fases orogénicas, y ello obliga a tener en cuenta sus relaciones con los dominios tectónicos próximos, como los de la Cordillera Cantábrica.

Fuera de nuestra hoja se han observado tres fases, que resumiremos así:

a) *Primera fase.*—Durante la cual se ha ubicado las grandes estructuras plegadas y las de detalle con ellas relacionadas.

Las grandes estructuras tienen dirección E-O; tales son, por ejemplo, el sinclinal del Najarilla, con materiales del Cambriano superior, y las formaciones ordovícicas, más al Norte, en la hoja de Ezcaray. También sucede lo mismo en el anticlinal al Norte de Barbadillo del Pez, bien definido por la «dolomía de Mansilla», con núcleo constituido por «pizarras de Riocabado».

Las estructuras de detalle son pliegues cuyos ejes están generalmente orientados E-O, contemporáneos del emplazamiento de los pliegues de arrastre, desarrollados en las alternancias arenisco-pizarrosas de los diferentes pisos del Cambriano. Estos pliegues de ejes  $B_1$  se aproximan a una y otra de las dos direcciones dominantes: entre N-20-E y N-60-E, o bien entre N-65-O y N-60-E, más frecuente. También hay estructuras planares, esquistosidades de fractura o de flujo, de primera fase  $S_1$ , así como lineales por ordenación de minerales secundarios (opacos) sobre  $S_1$ .

b) *Segunda fase.*—Caracterizada por la existencia de cabalgamientos y esquistosidad  $S_2$ , más borrosa que la  $S_1$ , relacionada con superficies de cizallamiento de los cabalgamientos, como sucede al Sur de Viniégra de Abajo.

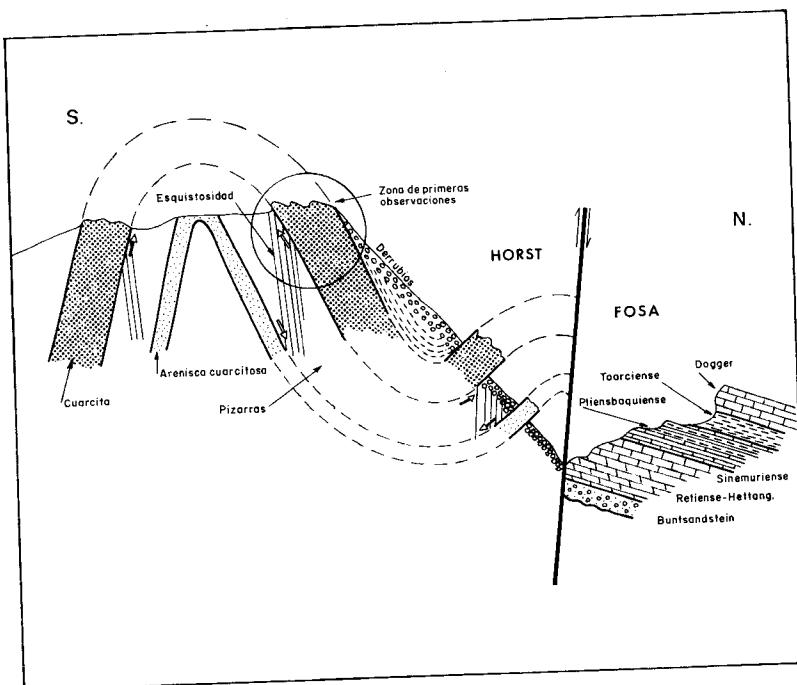
c) *Tercera fase.*—De rejuvenecimiento de relieves y grandes fracturas de dirección NO-SE, lo mismo que los pliegues.

Hasta aquí quedan resumidas las características generales observadas en el sector ibérico.

A escala de nuestra hoja sólo puede reconocerse un rumbo de las capas N-70-O, con fuertes buzamientos de 60° a 70° de componente Norte y esquistosidad subvertical al nordeste de la Tinada del Prado de los Toros.

En el esquema adjunto se señala la zona donde se hicieron las primeras observaciones, conducentes al esclarecimiento de la estructura paleozoica.

La relación de la esquistosidad con la estratificación, permite señalar la dirección del ángulo agudo hacia arriba, por lo que habrá anticlinal hacia la izquierda, en tanto que debería encontrarse el sinclinal hacia la derecha; es decir, hacia el Norte. El descenso de la ladera confirmó la hipótesis, ya que aparece la cuarcita cámbrica con buzamiento de unos



40° al Sur. Los derrubios de ladera dificultan las observaciones, pero más bajo se encuentra otro nivel de arenisca cuarcitosa.

Aparentemente debajo, en el fondo del barranco se reconocen dolomías que subyacen, con buzamiento Norte, a calizas y alternancias de calizas y margas con fósiles del Pliensbaquiense. Se desarrolló, por tanto, hacia el Norte toda la serie Jurásica a partir del Retiense-Hettangiense.

Necesariamente hay que suponer una falla que muy probablemente existió en época paleozoica, pero que sin ninguna duda ha rejugado en la alpina. En ese lugar no aflora el Buntsandstein y tampoco todo el Retiense-Hettangiense. Siguiendo el contacto del Cambriano y Jurásico hacia el Este, faltan a veces mayor número de niveles bajos del Lías en función del salto de la falla.

Si aceptamos la influencia de tres fases de plegamiento durante el Paleozoico, la dirección E-O del afloramiento, enmarcado por sedimentos mesozoicos, parecería heredada de la primera fase hercínica, mientras que la falla de su borde septentrional que acabamos de analizar

pertenecería a las cabalgantes de la segunda fase, en su origen, si bien removilizada en época alpina, ya que afecta a los materiales mesozoicos. Por último, la falla NO-SE que divide transversalmente el afloramiento cámbrico, según el Río Abejón, de dirección próxima a la de la carretera de Palacios de la Sierra a San Leonardo, corta también al Mesozoico y es alpina, pero, como en el caso anterior, puede ser igualmente heredada y correspondería en principio a la tercera fase hercínica.

En la interpretación de la edad de las tres fases orogénicas hercínicas, y utilizando el modelo tectónico de un dominio afín, como es el de la Cordillera Cantábrica, no puede estimarse como edad de la primera fase ni la Bretónica ni la Sudética, por ser en todo caso epirogénicas y no plegatorias. Sólo cabría la posibilidad de asimilarla a la fase Palentina o de Curavacas, del Westfaliense B o Westfaliense inferior. La segunda fase sería equivalente a la Leonesa del Westfaliense D y la tercera debería equipararse a la Astúrica, que corresponde al Estefaniense A o B.

La discordancia cartográfica entre el Cambriano y el Triásico de nuestra hoja, fuera de ella, tiene lugar en algunas zonas, entre el Westfaliense y el Triásico. El hecho de que los cantos carboníferos estén más fracturados que los triásicos demuestra la existencia de una fase Poswestfaliense que afecta a los primeros, antes de que la orogenia alpina actúe sobre ambos, en época muy posterior.

### 3.2. CICLO ALPINO

Es igualmente polifásico, pero sus manifestaciones son diferentes por influencias del zócalo y plegamiento de la cobertura, sin que falten los despegues a partir de los niveles plásticos del Keuper, principalmente.

En el plegamiento general interviene, por tanto, un zócalo rígido, un tegumento o primer nivel de despegue constituido por conglomerados y areniscas del Buntsandstein. Un nivel plástico, que generalmente es el Keuper, y en torno al núcleo aflorante del Paleozoico es el Buntsandstein superior, representa el nivel de despegue, dando lugar a cabalgamientos como el de la esquina suroccidental de la hoja.

En toda nuestra área de estudio tiene lugar una serie de accidentes tectónicos que obedecen a ciertas condiciones estructurales de ámbito regional, impuestas no sólo por las influencias del zócalo y del nivel de despegue, sino también por la heterogeneidad litológica producida por los movimientos epirogénicos antes de las fases orogénicas de plegamiento.

### 3.2.1. FASES EPIROGENICAS

El primer movimiento epirogénico reconocido en la cobertura mesozoica controla la sedimentación del Ratiense-Hettangiense en un medio deposicional de lagoon.

Todas las fases epirogénicas del Lías, que conducen hasta la máxima profundización de la cuenca en el Toarciente, son generales a escala regional, aunque las secuencias sedimentarias presenten sus propias peculiaridades.

La fase Preneokimérica, supra-Callovienne medio, de carácter regresivo, se patentiza en el hiato sedimentario y también erosivo que afecta al muro, de manera que los niveles más altos del Dogger sólo son datables como Bajociense superior o, a lo sumo, Bathoniense, y muy dudosamente Callovienne inferior en algún punto aislado al Oeste, como prolongación de la estructura cabalgante de Moncalvillo (hoja de Santo Domingo de Silos).

Las arenas conglomeráticas suprayacentes empezarían a depositarse en el Oxfordiense superior antes de que la fase Neokimmérica prepare los dispositivos estructurales sobre los que van a desarrollarse unas calizas inferiores aún jurásicas, un tramo detrítico y unas calizas superiores, pisolíticas, que consideramos producidas por la ingresión Valanginiense más o menos prolongada hasta el Barremiense.

Toda la sedimentación weáldica se desarrolla con diversas características de la cuenca, hasta quizá por encima del Aptense basal, produciéndose entonces los movimientos aústricos que condicionan la depósito de la facies Utrillas.

Es dudosa la fase Subhercínica durante el Turonense superior que señala WIEDMANN, pero es evidente la instauración de un régimen regresivo en el Coniaciense, para pasar progresivamente al intermareal y al restringido del Campaniense-Maastrichtiense, fuera ya de la hoja.

Tampoco es observable en la zona, pero sí fuera de ella, en la hoja de San Leonardo, la fese Larámica, que pone fin a la sedimentación del Cretáceo, incidiéndose en el Maastrichtiense, o quizás antes, la facies Garumnense.

El comienzo del Paleoceno, siempre con datos extrapolados, es, por tanto, de facies Garumnense, y tras otra fase epirogénica post-Paleoceno comienza la orogenia alpina propiamente dicha.

### 3.2.2 FASES OROGENICAS

Por carecer, la zona en estudio, de depósitos terciarios, los datos obtenidos por nosotros mismos en hojas próximas y por otros autores,

tanto en el sector Ibérico como en otros dominios, sirven para concebir la forma en que tuvo lugar el plegamiento alpino.

La deposición del Eoceno-Oligoceno en la cuenca terciaria, configurada por la fase epirogénica post-Paleoceno, presenta fases tangenciales sinsedimentarias con episodios de mayor paroxismo, que culminan con la fase Helvética, intraoligocena y la Sávica del Aquitaniense, que terminan por plegar la cobertura meso-cenozoica.

En el Mioceno, la fase distensiva posalpina con fracturas de zócalo que estructuran la gran cuenca terciaria.

En el Plioceno debe comenzar el proceso morfogenético, en que el descenso del nivel de base conduce al encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

### 3.2.3. DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

Prescindiendo de la estructura hercínica, de la que ya hemos hablado, el resto de las estructuras son del ciclo alpino y de ellas vamos a ocuparnos brevemente.

#### 3.2.3.1. Cabalgamiento de San Leonardo de Yagüe (prolongación)

Aunque este pueblo está fuera de la hoja, preferimos denominarlo así, como ya lo hicimos en su hoja correspondiente y también en la de Santo Domingo de Silos.

Se extiende desde Cubilla (hoja de San Leonardo) hasta Mamolar (Santo Domingo de Silos) y cruza la esquina suroccidental de la presente hoja.

Se trata de un pliegue falla o fundamentalmente una falla cabalgante tendida hacia el NNE, con salto máximo entre Talveila y San Leonardo, donde puede alcanzar los 800 m., ya que cabalga a la facies Utrillas terminal, en tanto que en la hoja de Quintanar lo hace sobre el conglomerado caolinífero de base de la facies citada, lo que representa una magnitud de unos 100 o 150 m. menos. A partir de aquí disminuye hacia el Oeste progresivamente, hasta quedar desvanecido en Mamolar, de la hoja vecina por el Oeste.

Desde el punto de vista de su génesis, cabe la posibilidad de una dudosa cicatriz en el basculamiento hacia el NNE, que se produce como consecuencia de los movimientos áustrios.

La primera fase tangencial tendrá sus esfuerzos mayores de componente NNE-SSO, que dan lugar a un pliegue falla con nivel de despegue en los niveles plásticos triásicos.

En una segunda fase, por acumulación de masas, y conservando el mismo esfuerzo mayor, el normal a éste sería el intermedio, pero no el menor, como antes, dando lugar a las dos familias de fallas de cizallamiento en direcciones casi NE-SO y N-S, junto a una tercera NNE-SSO.

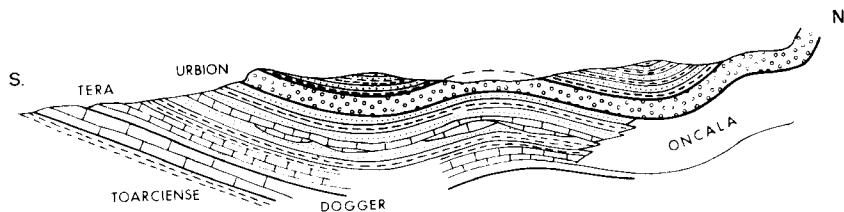
En la última fase, al cesar el esfuerzo mayor horizontal, se convierte el vertical en principal debido a la acumulación de materiales, y da lugar a la fase gravitatoria de reajustes verticales y fallas normales de dirección ONO-ESE.

### 3.3.3.2. Sinclinorio weáldico al Norte del cabalgamiento

Su dirección es análoga a la de la estructura cabalgante; es decir, ONO-ESE. Su flanco Sur está completo, con una serie desde el Retiense-Hettangiense hasta los niveles del tramo superior del Grupo de Urbión, por encima del conglomerado basal. Ese flanco está en la parte oriental, fuera de la hoja, en la de San Leonardo, debido a la dirección que lleva.

El buzamiento es de componente Norte y siempre suave.

El flanco Norte del gran sinclinorio está constituido por materiales identificados con los conglomerados basales del Grupo de Urbión.



Según se indica en el esquema, dicho flanco Norte es disimétrico con respecto al del Sur y sus buzamientos oscilan generalmente entre los 25° y los 40° sexagesimales.

Se extiende desde el centro occidental de la hoja, a la altura de mójón Alto por el Cerro (1259 m.), Los Narros (1.185 m.), por las cotas 1.207, 1.321 y 1.300 m., llegando hasta el paraje «La Flecha»; prosigue por Alto de Barbojo (1.345 m.), Culata de Barbojo y Cabeza Milano; forma la apófisis de Cabeza Gorda, y también más al Norte, hasta la Fuente de la Canaleja. Finalmente, hasta la salida oriental de la hoja, siguen alineados los afloramientos por Cerro Esteparón (1.206 m.), Hornillo

(1.221 m.) y «El Robledillo». En esta parte oriental los buzamientos son mucho más suaves.

En el esquema se representa aflorante el conglomerado que forma anticlinal intermedio muy suave. Se comprende que esa tectónica en extremo suave hace, en ocasiones, muy difícil la identificación de tramos, sobre todo en la zona de pinares, donde se forma un suelo que puede hacerla inviable.

El sinclinal, subsiguiente por el Sur al anticlinal intermedio, que presenta los materiales del tramo alto (13) del Grupo Urbión, puede en algunas zonas presentar sólo conglomerado (12) del mismo grupo, en función del nivel de erosión.

El eje del gran sinclinorio que corresponde a la arruga anticlinal central se prolonga todavía hacia el Oeste por el paraje «Mata Robledo», al Sur de «Mojón Alto», y penetra en la zona occidental, fracturada por repercusiones del sustrato y con cambio de facies. El borde Norte del sinclinorio continúa igualmente según la dirección del Arroyo de la Vega, en esa zona compleja, al Sur del núcleo cámbrico.

Por la parte suroriental hay una facies comprensiva del Grupo de Urbión, ya que la suavidad de los pliegues y la formación de suelos entre pinares hace completamente caprichosa la separación de los tramos.

### 3.2.3.3. Anticlinal con núcleo de Oncala

Se extiende por el Norte del sinclinorio que acabamos de describir con núcleo constituido por el Grupo de Oncala. Su eje es sensiblemente paralelo al del sinclinorio y, desde luego, tampoco es cilíndrico.

El flanco Sur del anticlinal o Norte del sinclinorio buza entre 40° y 60° en gran parte de su afloramiento. Se trata del conglomerado de Urbión que dibuja un pliegue intermedio en sí mismo o una inflexión según los casos.

El flanco Norte tiene una gran continuidad desde Canicosa de la Sierra hacia el ESE por Araña (1.483 m.) y Peña Alta (1.543 m.), donde se produce una inflexión N-S bordeando el Pico Velacho (1.415 m.) y sigue ahora con dirección E-O por el Cerro Guadarrines (1.452 m.), para salir de la hoja por La Piedra Andadera (1.495 m.).

Hacia el Oeste de Canicosa, el eje anticlinal se desdobra en dos, con el subsiguiente sinclinal intermedio interrumpido más o menos con fallas de dirección.

La rama Norte de esa división presenta un eje ondulante según el núcleo cámbrico, que se prolonga en las formaciones jurásicas de Vilviestre, donde el cierre periclinal está fallado y, dibujando una estructura

en forma de silla de montar, llega a Canicosa de la Sierra, en donde vuelve a pinchar.

La rama Sur con núcleo de Oncala tiene el eje que corresponde en prolongación al descrito antes de su bifurcación, de manera que se dirige hacia Cerro del Cargadero (1.351 m.), «Mata de Tormo» y «Las Tasuqueras». Luego, por falla, tiene un desplazamiento hacia el Sur, según el camino de las Tinadas de San Juan Pedro, del Cerro y de los Alamos por su lado septentrional. De nuevo se desplaza hacia el Norte por el paraje «El Destellero», siguiendo por el Arroyo de Valdeavellanos hasta el Oeste de la hoja.

Entre ambas ramas del anticlinal queda en la zona centro-occidental un complejo sinclinal con desplazamiento del eje y falla longitudinal por aplastamiento del pliegue contra la rama Norte. Sólo puede verse con claridad en Monte Abejón con el tramo superior del Grupo de Urbión (13) sobre el conglomerado basal (12) del mismo grupo.

### 3.2.3.4. Sinclinorio de Quintanar de la Sierra

Es una estructura de gran persistencia, con núcleo formado por los materiales del tramo alto del Grupo de Urbión (13) sobre conglomerados basales muy desarrollados en la Sierra de Urbión, por el Norte, que constituyen el flanco septentrional.

La dirección del pliegue es la regional y su eje se extiende, aproximadamente, desde Quintanar a Covaleda.

## 4. GEOMORFOLOGIA

El modelo de la hoja de Quintanar de la Sierra, como sucede en cualquier lugar de la Tierra, depende de características estratigráficas tales como génesis de las rocas, composición, textura, facies, condiciones de yacimiento, hiatos, etc., igualmente depende de características estructurales, entre la que pueden citarse la sucesión en el tiempo de las fases de plegamiento, la violencia de las mismas, la formación de estructuras asociadas (pliegues de arrastre, esquistosidad, lineaciones), fracturación, magmatismo y grados de metamorfismo; en tercer lugar, ese modelado está determinado por las condiciones climáticas que producen la meteorización, la erosión o la formación de suelos.

Analizadas las características estratigráficas y estructurales de las rocas en los capítulos anteriores, y siendo el clima similar en un ámbito tan reducido, el ataque del medio dependerá fundamentalmente de

aquéllas, así como de la vegetación que las modifica, de tal manera que diferirá cualitativa y cuantitativamente de un dominio a otro en virtud de que las propiedades aparentes de las rocas no son las mismas en todo el territorio de la hoja.

Fundamentalmente pueden establecerse tres dominios; el primero comprende la formación paleozoica; el segundo, las carbonatadas, especialmente las del Neocretáceo, y el tercero corresponde a la serie de-trítica del Eocretáceo.

El primer dominio está determinado por rocas predominantemente silíceas, dinamometamórficas y resistentes a la erosión. Sin embargo, la degradación del relieve se produce tanto por los condicionantes tectónicos, que dan lugar a formaciones levantadas, como por la escasez de la vegetación en parte del afloramiento. En conjunto, se trata de un horst con eje de anticlinal casi E-O, ubicado entre la Ermita del Arroyal y la Tinada del Prado de los Toros y sinclinal más al Norte, fallado y cubierto de vegetación de monte bajo, que impide el arrastre de los derrubios hasta el fondo del valle, según la ladera cámbrica. En el anticlinal llega a producirse inversión de relieve con un núcleo menos resistente a la erosión que sus niveles superiores cuarcíticos. Entre los ejes de ambas estructuras, el horst aparece pleniplanizado, con brusco descenso hacia el Río Abejón por causa de la falla transversal NO-SE, que origina el típico suelo de rexistasia, del griego *rexis* = ruptura y *estasis* = conservación o mantenimiento.

El descenso por el Oeste y Noroeste es más suave que por la zona meridional, especialmente en la Ermita del Arroyal, de fuerte rexistasia.

El Buntsandstein areniscoso o conglomerático, aunque está en franca disconformidad, no aparece separado del Paleozoico por ningún rasgo geomorfológico notable, por lo que puede incorporarse al zócalo en cuanto a comportamiento.

El segundo dominio en relación con las formaciones carbonatadas produce suelos de rexistasia, biostasia y mixtos, en función del tipo de carbonatos de que se trate, de la potencia de las capas, de la ritmidad de las alternancias, de la tectónica y de la vegetación.

Estos suelos se encuentran en la zona suroccidental de la hoja y en la prolongación del anticlinal cámbrico por Vilviestre y por Canicosa.

En el Neocretáceo de la esquina SO se producen suelos de rexistasia en caliza compacta con formas de lapiaz en la parte alta de la meseta, unas veces laberíntico y otras de tipo Karren, según la dirección de las aguas de arroyada. El fenómeno es difícilmente visible en tan escaso afloramiento existente en la hoja y es preciso extenderse hacia las vecinas. A veces, la vegetación aminorada en gran parte la rexistasia, sin llegar a producirse una verdadera biostasia ni tampoco procesos pedogenéti-

cos de alguna importancia. Dentro del Neocretáceo, el Santoniense muestra, con frecuencia, espolones escarpados y desplomes.

El relieve morfogenético en relación con el plegamiento puede ser definido como alpino con relieve de inversión, correspondiendo la depresión al núcleo anticinal, tapado en parte por el cabalgamiento de San Leonardo. Dicho núcleo de conglomerado basal de la facies Utrillas puede verse unos dos kilómetros al Este de Hontoria del Pinar.

El cabalgamiento de San Leonardo, que pone en contacto el Retiense-Hettangiense dolomítico con el Albense, aparece moderado por suavización de formas, dando un leve resalte de fuerte rexistasia, de tal manera que el hecho geomorfológico no corresponde a la importancia del accidente con salto de falla de unos 700 m.

De la franja con dolomías, calizas dolomíticas, calizas y margas, que cabalga sobre el Albense en facies Utrillas, destaca únicamente el cejo calizo arenoso del Dogger en sucesión con la depresión margosa del Toarciente, de suave modelado.

En prolongación del núcleo cámbrico, el anticlinal jurásico tiene un eje pinchante hacia el Este, dando un relieve moderado en formaciones carbonatadas, en las que destaca el suelo de rexistasia correspondiente a las dolomías del Retiense-Hettangiense y, sobre todo, al Dogger; fenómeno que se agudiza al Oeste de Canicosa de la Sierra, con laderas terraplenadas hacia el pueblo, ya que los buzamientos son contrarios y apenas existe vegetación capaz de frenar el proceso rexistásico.

El tercer dominio es el detrítico, de facies wealdica, que comprende cuarzoarenitas conglomeráticas y arcillas, así como conglomerados, pudingas y pudinguillas de cemento arenoso o limoso.

En general, son o han sido suelos de rexistasia con proceso morfogenético variable en relación con el tipo de materiales que los componen. El Grupo de Tera, salvo la barra detrítica y las calizas basales que dan una zona débilmente deprimida, el resto de la formación cuarzoarenítica es de erosión areolar, con procesos de disección episódicos. También es areolar la erosión del Grupo de Oncala en esta hoja debido a la homogeneidad de sus materiales. Sólo los conglomerados basales del Grupo de Urbión originan escarpes pronunciados, cubriendo niveles deleznables, con procesos de erosión mecánica, que hacen retroceder los citados escarpes por derrumbamientos, de acuerdo con los planos de diaclasado e independientemente del clima. Las alturas máximas se encuentran al Norte de la hoja, en Los Picos de Urbión, donde se llega a los 2.100 m., descendiendo los relieves hacia el eje del sinclinalorio de Quintanar de la Sierra (1.100 a 1.200 m.) y elevándose de nuevo al Sur, en los mismos conglomerados septentrionales, con alturas de unos 1.400 m., que alcanza los 1.540 m. en Peña Alta.

Los niveles superiores del Grupo de Urbión, debido a la heterogenei-

dad litológica de cada megaciclo rudita-pelita, da grandes simas merced al ataque diferencial sobre un suelo fracturado por repercusiones del zócalo. Sin embargo, es en la actualidad una zona de pinares, tanto este tramo como los precedentes de la formación weáldica, por lo que los suelos de rexistasia han quedado fosilizados y sustituidos por los de biostasia con formaciones pedogenéticas en unos casos y mixtas en otros.

En conjunto, toda la facies detrítica del Wealdense presenta un paisaje de modelado suave con agrestes crestas de conglomerados.

## 5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica del Paleozoico no puede ser estudiada en esta hoja, ya que ha quedado reducido al afloramiento cámbrico, que hemos comentado en capítulos anteriores. Es preciso, por tanto, definirla en el conjunto que constituye el macizo de La Demanda y, salvo el resumen que damos a continuación, remitimos al lector, interesado en el tema, a la lectura de las hojas de Pradoluengo, número. 239, y Ezcaray, número. 240.

Por encima de los materiales precámbnicos, observables en pocos lugares de la sierra, se depositan, procedentes de un continente cercano, las «Metareniscas de Barbadillo del Pez», diferentes al Norte y Sur de La Demanda en cuanto a finura de grano y mejor clasificación en el área septentrional.

A este episodio sigue una sedimentación pelítica o «Pizarras de Rocabado» y, según el ritmo normal del ciclo, aparecen por encima los primeros carbonatos o «Dolomía de Mansilla» con los primeros restos de fauna fósil. Los dos tramos constituyen el Cambriano inferior.

A continuación, en el Cambriano medio sigue la sedimentación carbonatada, junto con sedimentos arcillosos y detríticos, que forman las «Pizarras verdes de Gatón».

El episodio discontinuo, de sedimentos clásticos finos o «Metareniscas de Viniegra», ponen fin a la serie del Cambriano medio.

Durante el Cambriano superior prosigue la sedimentación con alternancias de metareniscas y pizarras o «Alternancias del Najarilla», y a continuación aparece una facies conglomerática, que indica un rejuvenecimiento del relieve del antepaís, como consecuencia de algún movimiento epirogénico en equivalencia a la fase Sárdica. Se atribuyen estos conglomerados superiores al final del Tremadoc, con el que termina la sedimentación cámbrica.

Al final del Tremadoc, y hasta el Westfaliense, hay una importante laguna estratigráfica ocasionada por algún movimiento epirogenético,

que agrandaría el hiato hacia abajo, produciendo la erosión de los niveles ordovícicos hasta el Tremadoc.

En el N y NO de la sierra se deposita el Carbonífero, inexistente al Sur, y en esa época se deben ubicar las tres fases orogénicas.

Parte de La Demanda debió estar emergida durante el Trías, ya que se encuentran elementos paleozoicos como cientos, componentes del conglomerado basal.

La transgresión del Muschelkalk es muy leve y tiene un carácter discontinuo. Desde luego, es inexistente en el área de la hoja.

Tras el Keuper evaporítico comienza el ciclo transgresivo del Jurásico inferior, con dolomías masivas, carniolas y dolomicritas atribuibles, según criterios regionales, al Retiense-Hettangiense. Durante esta época de transición del Triásico al Lías comienza la transgresión marina en medio restringido, con formación de barros calcáreos, rápidamente dolomitizados por lejas magnesianas, en episodios de dolomitización epigenética tan temprana que difiere poco del singenétismo.

La cuenca, paulatinamente, pasa a intermareal durante el Sinemuriense y a plataforma externa en el Pliensbaquiense, si bien existen pulaciones dentro de este piso que se acusan en las secuencias litoestratigráficas.

La máxima profundidad tiene lugar en el Toarcense, lo que puede deducirse del estudio sedimentológico y paleontológico. Al parecer, la cuenca se estabiliza con subsidencia de equilibrio, interrumpiéndose este régimen estable en el Aalenense-Bajociense en un episodio de emersión lenta, que culmina con sedimentación de barros dolomíticos en un dominio hipersalino de baja energía. El final de la emersión y comienzo del nuevo ciclo intra-Bajociense parece ser local, y el ambiente oscila entre intermareal y restringido, en episodios diversos.

Por encima del Bajociense se produce la invasión de terrígenos limoarenosos, con presencia constante de glauconita, en un ambiente intermareal de energía entre media y alta. En algunos puntos, como en la hoja de San Leonardo, se data la parte superior de la serie como Calloviano inferior y, esporádicamente, como Calloviano medio. A continuación tiene lugar la fase Preneokimmérica, con un hiato conocido en la Ibérica y en otros lugares entre el Calloviano medio y el Oxfordense superior. En nuestro caso se ha producido, generalmente, erosión de los elementos terrígenos arenosos del Calloviano medio, agrandándose el hiato por su muro a Batoniense o a Bajociense superior.

La transgresión del Oxfordense superior, o acaso más tardía, se manifiesta por las arenas suprabatonienses que hemos considerado como del Jurásico superior en facies Purbeck.

Sobre las arenas conglomeráticas tiene lugar el depósito de calizas salobres de dudosa edad, generalmente Kimmeridgiense, y sobre ellas

la sedimentación de un medio fluvial, no direccional, en forma de grandes abanicos coalescentes, siendo el aporte masivo, de tipo intermitente, a una cuenca cuya subsidencia es sensiblemente igual a la velocidad de sedimentación. Las pequeñas cuencas marginales se forman como consecuencia del régimen fluvial, correspondiente, posiblemente, al Berriasiense, reciben una mayor sedimentación de terrígenos finos, coexistentes con facies carbonatadas oncolíticas. El clima debió ser árido, seco, con aportes masivos esporádicos de agua, que propicia a escala regional un medio oxidante, que justifica los tonos rojos del Grupo de Tera.

En la parte media-alta o alta del grupo hay calizas correspondientes a una ingresión marina, no general, según la «Entrada de Burgos» de BRENNER, que permite su datación como Valanginiense, con una duración más o menos grande, que puede alcanzar el Barremiense, tal como sucede en el paraje «La Serna», de la hoja de Santo Domingo de Silos.

El Grupo de Oncala se deposita por encima del de Tera, según TISCHER, y puesto que KNEUPER-HAAK (1967) datan su parte superior como Berriasiense, resulta indudable una diacronía desde el centro de la Cuenca de Cameros respecto a las regiones occidentales. Los citados autores estiman que no existe en estas regiones el Grupo de Oncala y que se pasa directamente del de Tera al de Urbién. Sin embargo, por nuestra parte opinamos que no se produce hiato alguno en el tiempo, de acuerdo con la creencia generalizada, y que los grupos (*sensu* TISCHER y BEUTHER) sólo tienen, de verdad, validez en las áreas en que fueron definidos, por lo que tratamos de cartografiar unidades según sus litofacies, dándoles edad en la medida de lo posible, recurriendo a los grupos sólo en el caso de que sus afinidades con los tipos sean manifiestas.

La serie weáldica, propiamente dicha, continúa, en cualquier caso, por el Grupo de Urbién. Su sedimentación terrígena gruesa pasa en el centro de la cuenca a depósitos mixtos de terrígenos y carbonatos, constituyendo el Grupo de Enciso, o bien areniscas y limolitas de color verde a pardo rojizo del Grupo de Olivan, ausentes en las regiones occidentales de Cameros como tales grupos, pero no así en cuanto a edad.

Toda la cuenca weáldica queda enmarcada por la Sierra de La Demanda, Macizo del Ebro, Macizo de Ateca y los de Almazán y Duero, por el Sur. Estos últimos parecen constituir el área-fuente principal, ya que el del Ebro y el de La Demanda debían permanecer en un menor plano morfológico.

Con posterioridad a la deposición weáldica hay, en la parte oriental de la gran cuenca, una invasión del Aptense originada por el basculamiento del bloque Cameros-Demanda-Ebro hacia el NE y el hundimiento

parcial del umbral de Ateca, que establecía la primera comunicación con el Maestrazgo en esta época.

Queda lejos de estas regiones celtibéricas septentrionales el mar aptense, produciéndose hiato, en tanto que los movimientos Aústricos van a ocasionar el hundimiento generalizado de los bloques que funcionaban como umbrales, desapareciendo gradualmente la compartimentación merced a la sedimentación de la facies Utrillas.

La nivelación de los dispositivos paleogeográficos durante el depósito de la facies Utrillas produce sobre las formaciones infrayacentes desde discordancias angulares a seudoconcordancias, pudiendo estar en contacto directamente sobre el Grupo de Tera e incluso, en algún punto, sobre el Dogger. Por otra parte, su carácter litológico supralitoral pone de manifiesto en el tamaño de los terrígenos el paleorrelieve existente.

A continuación se produce el cambio de nivel de base, con la consiguiente invasión marina del Cenomanense, pero el fenómeno es tardío en esta zona y la transgresión no llega hasta el Cenomanense medio, adquiriendo la máxima profundidad durante el Turonense inferior, con dominio pelágico y fauna de condensación de Ammonites.

Durante el Turonense medio a superior se acusan los movimientos subhercónicos con los que se comienza el régimen regresivo del Turonense superior-Ceniaciense, instaurándose progresivamente el medio intermareal a restringido del Santoniense y el claramente restringido del Campaniense-Maastrichtiense.

Este último episodio ya no es visible en la hoja, pero casi inmediato en continuación del Neocretácico de la esquina suroccidental, fuera de ella.

Por carecer de todos los términos superiores hasta el Cuaternario, la historia geológica debería terminar aquí. Sin embargo, es preciso hablar de la tectónica alpina, y esos datos serán extraídos de las hojas vecinas.

La fase epirogénica Lamárica pone fin a la sedimentación marina del Cretáceo, iniciándose en el Maastrichtiense, o quizás antes, la facies Garumnense.

El comienzo del Paleoceno es, por tanto, de facies Garumnense con sedimentación calcáreo-arcillosa, que pasa a lacustre dulceacuícola con calizas de gasterópodos y pisolitos, terminando con areniscas y margas de tonalidades verdes a rojo salmón.

Con posterioridad a estos depósitos tienen lugar fuertes movimientos epirogenéticos que estructuran las fosas sobre las que se va a realizar la sedimentación del Terciario. Una primera subsidencia produce una cuenca donde se depositan calizas del Paleógeno y, en tanto que se produce el relleno de las paleolagunas, se forman conglomerados en otras áreas que se interdigitan con estos materiales.

Posteriormente tiene lugar una fase paroxísmica intraoligocena que,

en Oliete, establecimos entre el Stampiense superior y el Chattiense o fase Helvética. Dijimos entonces que la fase paroxísmica que pliega la cubierta meso-cenozoica era más bien un artificio de exposición que un ajuste a la realidad misma del fenómeno, ya que el plegamiento nos parece sin sedimentario y continuo, sólo con posible agudización del fenómeno en algunas épocas como ésta, que corresponde a la fase Helvética.

Sobre los conjuntos anteriores, después de la fase Sávica del Aquitaniense, en discordancia erosiva, se depositan sedimentos terrígenos del Mioceno en un ambiente fluvio continental, que va colmatando la cuenca con series de conglomerados y arcillas en posición subhorizontal, mientras que por fracturas de zócalo se producen cuencas en el Mioceno, en fases distensivas posalpinas, donde se pasa del medio fluvial al lacustre con la deposición de las series arcilloso-carbonatadas del Turoliense.

El último episodio de la historia es la formación de rañas, que corresponde al período morfogenético que provoca el encajamiento de la red fluvial y la sedimentación del Cuaternario, representado ya en la hoja.

## 6. GEOLOGIA ECONOMICA

No es en esta región de ninguna importancia la minería ni la hidrogeología en lo que se refiere al aprovechamiento de caudales subterráneos. Sin embargo, en relación con la geología cabe destacar la riqueza forestal, puesto que, en efecto, las formaciones geológicas de la hoja son ricas en sílice tanto en el Dogger terminal como en las facies weáldicas, que ocupan la mayor parte de su territorio. Siendo el pino un género vegetal de carácter eminentemente silicófilo, no es de extrañar el gran desarrollo que alcanza la zona de pinares como base económica de la zona.

No obstante la escasez de los permisos de investigación o explotación y la pobre explotación de los recursos hidráulicos, analizaremos en los epígrafes siguientes ambos aspectos.

### 6.1. MINERIA Y CANTERAS

No existe en toda el área estudiada ninguna minería metálica y sólo en la parte occidental se encuentran los tres permisos o concesiones, que reciben los nombres de «Pilarín Primera», «Blanca» y «María Cristina».

El permiso minero 3.863 «Blanca» comparte la parte occidental de la hoja de Santo Domingo de Silos y la occidental de la de Quintanar de la Sierra. Está denunciada como turba, aunque, sin perjuicio de que esta sustancia tenga alguna posibilidad, la materia carbonosa que hemos recogido en áreas muy restringidas corresponde a delgadas capas ligníticas intercaladas en la formación weáldica.

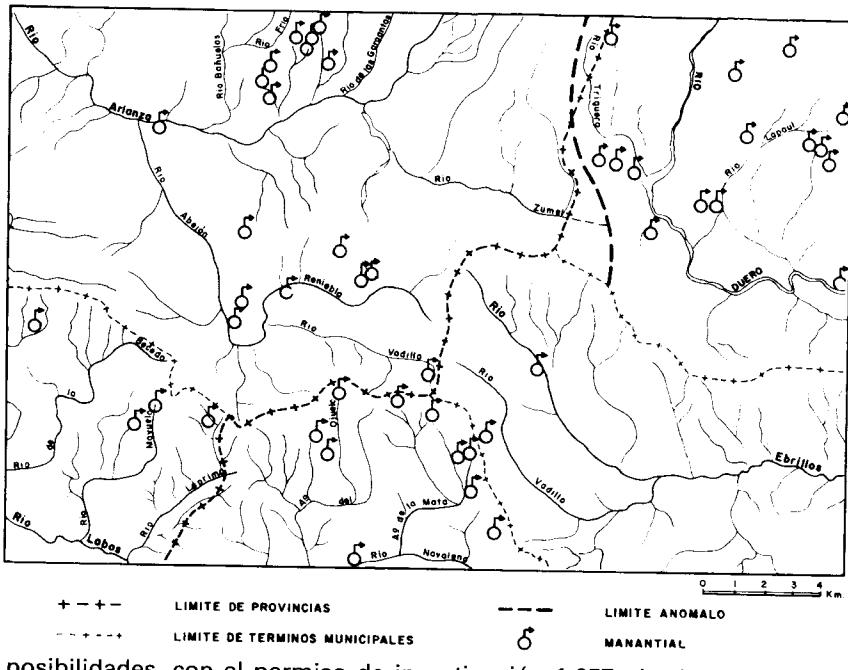
El perímetro está señalado por un punto de partida y 29 estacas más, y comprende una amplia zona, correspondiente en su mayor parte al Grupo de Urbión, con una pequeña porción del de Oncala.

Aun cuando la zona ofrece alguna posibilidad en relación con el lignito, los delgados lechos no permitirán un posible aprovechamiento minero cuando son buzantes, y únicamente en la zona axial del sinclinal, en el paraje denominado «Prado de los Barrancos», podría intentarse una exploración a cielo abierto, integrando varios niveles si fuesen previamente detectados como ligníticos.

La ampliación del derecho minero anterior es el permiso de investigación «Pilarín Primera», entre las ordenadas Lambert 810'9 y 818'1 y la abcisa  $x = 652'7$  por el Este, es una zona extensa enmarcada por el Grupo de Urbión en su mayor parte y por el de Oncala en su borde SE. Es muy heterogénea en afloramientos, que comprenden el Cambriano, Trías, Jurásico, Tera, Oncala, Urbión, y terraza del Río Abejón. Sus posibilidades son muy escasas o nulas y está en trámite de caducidad.

El derecho minero 3.856 «María Cristina», que se extiende por las hojas de Santo Domingo de Silos, Quintanar de la Sierra y San Leonardo de Yagüe, es interesante para la sustancia denunciada, caolín y cuarzo, ya que incluye el conglomerado basal de la facies Utrillas, que tiene una matriz caolinífera. Constituye una ampliación del permiso 3.862 «La Unión», que explota arenas caoliníferas, está en la hoja vecina de Santo Domingo, pero sus materiales son trasladados a Hontoria del Pinar para su tratamiento mecánico.

Puede afirmarse que sólo tiene interés el conglomerado basal de la facies Utrillas, por lo que la demarcación es francamente excesiva por el N., si la investigación va dirigida a ese nivel y, en cambio, deja fuera de su perímetro áreas de innegable interés. Así sucede efectivamente en el anticlinal de Santa María de las Hoyas, en la hoja de San Leonardo, donde el núcleo weáldico aparece enmarcado por la facies Utrillas, de la que sólo se encuentra comprendida en su perímetro la parte noroccidental de estos afloramientos y nada de su borde Sur ni oriental. También es escaso el límite oriental en la hoja de Santo Domingo de Silos y apenas abarca el anticlinal en conglomerado basal de Utrillas, cabalgado por el Jurásico según la falla inversa de San Leonardo, llegando hasta la abcisa Lambert  $x = 646'45$ , cuando debería extenderse, por lo menos, a  $x = 648$ . Posteriormente se han completado de alguna forma las



posibilidades, con el permiso de investigación 1.057, desde  $x = 647'32$  hasta el extremo oriental de la hoja, con una ordenada Lambert  $y = 85'35$ , penetrando por el Sur en la de San Leonardo, donde pueden existir ciertas probabilidades.

## 6.2. HIDROGEOLOGIA

La hidrogeología de la hoja la debemos estudiar bajo su doble aspecto de hidrogeología de superficie y de hidrogeología subterránea.

Respecto a la hidrogeología de superficie, el conjunto de arroyos, ríos y exitorios forman una red hidrográfica, que pertenece en su totalidad a la cuenca del Duero.

Dentro del ámbito de la hoja hay una divisoria natural, que la divide de Este a Oeste en una parte septentrional y otra meridional. Sin embargo, aunque en su conjunto la línea vertebral tiene la dirección indicada, en detalle es compleja, con frecuentes cambios, que le dan el aspecto de una línea quebrada. En la parte central de la hoja coincide con el límite de las provincias de Soria, por el Sur, y de Burgos, por el Norte. Más al Oeste, el límite lo forman los términos municipales de Moncalvillo y Palacios de la Sierra, por el Norte, y de Rabanera del Pinar y Hontoria del Pinar, por el Sur, todos ellos de la provincia de Burgos. Finalmente,

la parte oriental de la divisoria se completa según el límite entre los siguientes términos municipales de la provincia de Soria: Duruelo de la Sierra y Covaleda, por el Norte; Soria y Molinos de Duero, por el Sur.

Evidentemente, esa divisoria no es atravesada por ningún curso de agua y permite establecer una clara diferenciación en dos regiones. Pero si analizamos atentamente la red fluvial podemos observar, a su vez, otras dos divisorias, que tampoco ningún curso temporal o permanente es capaz de atravesar: una correspondiente a la vertiente Sur, límite entre los términos municipales de Navaleno y Soria, de dirección casi N-S, y otra de la misma dirección en la parte septentrional, que se aparta ligeramente del límite entre las provincias de Burgos y Soria, concretamente entre los municipios de Regumiel de la Sierra y Duruelo de la Sierra, formando un límite anómalo entre ambos, que se aparta de la división administrativa, aunque sólo en lo que se refiere al Río Triguera y un arroyo tributario del Zúmel, por su margen izquierda.

Queda, por tanto, la hoja dividida en cuatro subcuencas: la alta del Duero y la del Arlanza, por el Norte, y la del Ebrillos y Lobos, por el Sur.

La primera subcuenca o alta del DUERO comprende su nacimiento, fuera de la hoja, en los Picos de Urbión (conglomerado basal), y sus afluentes, el Río Triguera por la derecha y el Lapaul por la izquierda, procedentes de la facies wealdica. El primero nace en el Grupo de On cala, fuera de la hoja, discurrendo de Norte a Sur y recibiendo las escorrentías del de Urbión, principalmente a través del Arroyo de Copagrande, nacido en la Fuente de la Espadilla.

El Río Lapul, también de Norte a Sur, drena el tramo superior del Grupo de Urbión, así como sus afluentes por la izquierda, el Arroyo de Jarandillo, el Arroyo Frío, el de la Tejera y el de la Yedra.

Igualmente desembocan por la margen izquierda del Duero el Arroyo Perondillo, que nace en la Fuente de la Fuenterrona, y el de la Nava, pertenecientes como los anteriores al Grupo de Urbión.

Por el Sur, y en dirección al Norte, son tributarios del Duero, por la derecha, los barrancos de Abantos y de Valdehornos, que reciben los derrames del conglomerado basal de Urbión y del tramo alto.

El Río ARLANZA constituye la segunda subcuenca dentro de la hoja. Es subafluente del Duero, con 158 Km. de recorrido antes de unirse al Pisuerga. Nace en las formaciones liásicas de la hoja de Canales de la Sierra, y tanto él como sus tributarios por la derecha recogen las escorrentías del Grupo de Urbión. Los principales son el Río de las Gargantas y el Río Bañuelos, cuyo sentido es N-S, como el propio curso alto del Arlanza. Al Río Bañuelos se le une el Frío y el Regalajes.

Numerosos arroyos recogen las aguas de varios manantiales; así, por ejemplo, el Dosagua recibe los aportes de las fuentes de las Zorreras y de La Teja; el Arroyo de Prado Césped reúne en su recorrido N-S las

aguas de Fuente Vado, Fuente del Cura, Fuente Lindazo y Fuentes Tasugueras, todas ellas del tramo alto del Grupo de Urbión. También son del mismo tramo o equivalente los arroyos de Pescafrailes y Gazapera, que se unen al Arlanza por la derecha, antes de su salida de la hoja.

Se unen por la izquierda al Arlanza los arroyos procedentes del Alto de las Tasugueras, en la parte occidental, perteneciente al Grupo Urbión, y los de Vilviestre del Pinar, Henares de la Ríguela, procedentes de la zona fracturada, en que se cierra periclinalmente el anticlinal liásico.

El afluente más importante por la izquierda es el Río Abejón o Reniebla, que nace en el límite de la provincia de Burgos, en la vertiente occidental del Cerro de las Calaveras (1.350 m.), en pleno Grupo de Oncala, y un poco más al Sur nace su afluente por la izquierda, el Río Vadillo, que recoge los derrames del conglomerado basal de Urbión y del tramo alto correspondiente al sinclinal disímétrico, inmediatamente al Sur del «Anticlinal con núcleo de Oncala». Idénticamente sucede con el Arroyo de Valdematanza y otros en sentido S-N, que desaguan en el Abejón antes de que éste cambie su rumbo E-O por el S-N. En ese recorrido E-O entre él y su afluente, el Vadillo, que corre en dirección paralela, no hay ningún otro arroyo tributario ni de uno ni de otro, lo que confirma que el Grupo de Oncala es muy permeable, por cuya causa sólo existen cauces principales. En el trayecto S-N, el Río Abejón drena el sinclinal del monte del mismo nombre, correspondiente al Grupo de Urbión, y sólo recibe por la izquierda un arroyo de escaso aporte, en tanto que al Este de la carretera de San Leonardo a Palacios de la Sierra deja una importante terraza baja y una amplia llanura de inundación cerca de Palacios, que se une al Arlanza.

Correspondientes también a la subcuenca del Arlanza, circulan una serie de arroyos en el cuadrante noroccidental, con dirección E-O, tales como el del Lomo, Valdeavellanos y La Vega, que desaguan en el Río Ciruelos en la hoja de Santo Domingo de Silos.

La subcuenca del Río EBRILLOS pertenece a la región meridional y circula de Noroeste a Sureste, atravesando el Grupo de Oncala y bordeando el conglomerado basal de Urbión por su parte occidental, para atravesarlo por el Barranco del Zullón. Desde aquí sigue por el Grupo de Oncala con dirección O-E, hasta la salida de la hoja, donde poco después formará el Pantano de La Cuerda del Pozo, casi en su unión con el Dueiro. Aunque casi todo su recorrido es por el Grupo de Oncala, recoge la escorrentía del conglomerado de Urbión, con barrancos de dirección N-S, a través de los denominados del Zurdo, Castro, Tres Mojones, Recuenco, Cueva Manzano, Sotoluengo, Marañón y La Tejera. Por la margen derecha recibe el Río Vadillo, que nace en el límite de la provincia de Soria, en la proximidad de su homónimo de Burgos, algo más al Norte, discurriendo en dirección opuesta. Durante un largo recorrido es

casi paralelo al Ebrillos, produciendo en su tramo final un gran drenaje del Grupo de Urbión, con red de aspecto más dendrítico, como corresponde a niveles menos permeables, donde se forman, finalmente, el Arroyo de Mojón Pardo y el Barranco del Zullón, con abundantes arroyos tributarios de ambos. En dirección S-N, como los anteriores, hay otros varios que drenan idénticos tramos y desembocan directamente en el Ebrillos, siendo el más importante el que resulta de la unión de los arroyos de Mataverde y Salgorrubio.

La cuarta subcuenca se encuentra ubicada en el cuadrante suroccidental, también al Sur de la gran divisoria E-O, formada por un pequeño tramo del Río LOBOS y el conjunto de sus afluentes por la derecha. Los principales son el Río de la Beceda, el Mayuelo, el Laprima y el Navaleno. Todos ellos reciben, a través de una red casi dendrítica, los derrames de la formación weáldica, y principalmente del Grupo de Urbión, con dirección N-S de sus cauces más importantes. Unicamente el Navaleno, procedente de la hoja de San Leonardo, atraviesa la parte más meridional de Este a Oeste, pero sus afluentes Arroyo del Ojuelo y Arroyo de La Mata transcurren con el carácter general N-S, recogiendo la red de otros arroyos menores pertenecientes al Grupo de Urbión, con frecuencia dendrítica, por afloramiento de los niveles arcillosos del tramo superior. Finalmente, en relación con el Río Lobos, merece destacarse el hecho de que en su trayecto por la hoja drena toda la formación neocretácica.

Respecto a la segunda cuestión, que hemos planteado en principio, referente a la hidrogeología, pueden considerarse cinco zonas diferentes que condicionan las aguas subterráneas, siempre en correspondencia directa con los terrenos que constituyen los afloramientos y con sus características estructurales.

La primera zona, de calizas y margas del Cretáceo superior, que ocupa una pequeña porción de la esquina suroccidental, es en otras áreas, fuera de la hoja, de un alto interés, ya que las precipitaciones se infiltran en las calizas turo-senonenses y son detenidas por las margas del Cenomanense y Turonense inferior. Sin embargo, en el exiguo afloramiento que nos ocupa, sus condicionantes estructurales determinan una escorrentía subterránea hacia el Sur, por lo que la posibilidad de captaciones dentro de nuestra hoja sería casi nula y muy elevada en la de San Leonardo de Yagüe.

La segunda zona es la del afloramiento cámbrico, que por tener un notable metamorfismo posee características de impermeabilidad, que sólo permite en superficie una escorrentía temporal en los valles excavados, como es el que corresponde al eje del anticlinal. La infiltración es casi nula, salvo en las áreas de fractura, por lo que las aguas subterráneas tienen poca probabilidad de éxito. Sólo podrían dar escasos caudal-

les las captaciones ubicadas en la intersección de la falla del Norte, con alguna fractura satélite de la falla del Río Abejón.

La tercera zona corresponde a las formaciones jurásicas, sobre todo las del Dogger, con sustrato impermeable de margas toarcientes y las dolomías del Rethiense-Hettangiense, muy permeables, sobre un posible Keuper arcilloso evaporítico. Sin embargo, la limitación de sus afloramientos, y, por tanto, de la cuenca de recepción, no ofrece buenas perspectivas, salvo por debajo de la serie weáldica a cierta distancia, donde se produzca el cambio de buzamiento.

La cuarta zona es la constituida por la facies weáldica en sus tramos inferiores, bien del Grupo de Tera o del de Oncala. En el primero ofrece buenas posibilidades el sinclinal meridional, pero no en la parte aflorante del Tera, por ser sus buzamientos hidrófugos, sino por debajo del eje sinclinal ocupado por materiales, en conjunto impermeables, del tramo alto del Grupo de Urbión. No es posible la alimentación directa, aunque sí por escorrentía subterránea procedente del Sur. De todas formas, los sondeos deberían superar los 200 m. para llegar al Dogger y el Retiense-Hettangiense, lo que resta validez en un área de pinares con suficiente humedad suministrada por las fuentes naturales del Grupo de Urbión y las precipitaciones directas. Otro tanto puede decirse del Grupo de Oncala, que aflora a lo largo del «Anticlinal con núcleo de Oncala», que aunque tiene alimentación directa, debido a la permeabilidad de sus materiales detríticos, queda, en cambio, su interés disminuido por coincidir con la disposición anticlinal. Más al Sur mejoran las posibilidades, pero tanto este acuífero como los del Dogger y Retiense-Hettangiense están infrayacentes al Grupo de Urbión.

Finalmente, la quinta zona está representada por el detrítico del Grupo de Urbión. La heterogeneidad de sus materiales en una sucesión de ciclos permeables e impermeables, por encima del conglomerado basal, da lugar a numerosos mantos confinados superpuestos, que afloran por erosión diferencial sobre los ciclos rudita-pelita, según las múltiples fuentes naturales, que corresponden en la hoja, casi exclusivamente, a este Grupo.

## 7. BIBLIOGRAFIA

- ARÁNZAZU, J. M. (1887): «Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara». *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, t. IV.
- BEUTHER, A. (1966): *Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillas-schichten im westteil der Sierra de los Cameros*. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch Hannover.
- BEUTHER, A.; KNEUPER-HAACK, F.; MENSINK, y TISCHER, G. *Der Jura und Wealden im nordost Spanien (Sierra de los Cameros)*. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch Hannover.
- BRENNER, P., y WIEDMANN, J. (1974): *Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas*. I. Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica.
- CANAVARI, M.: «Beltrag. sru. faum. des unter Lias von Spezia». *Palaeontographica*, t. 29.
- CANEROT, J. (1969): *La question de l'Utrillas*. Comptes rendus de la Société Géologique de France, fasc. 1.
- COQUAND, J. (1969): *Morphographie du genre Ostrea*. Marsella.
- CHOFFAT, P. (1898): *Recueil d'études paleont. sur le faune crétacique du Portugal*, vol. 1. Lisbonne.
- CHUDEAU, R. (1896): *Contribution a l'étude géologique de la Vieille Castille*. Th. pr. à la Fac. des Sciences de Paris.
- DAVIDSON, T. (1874-82): *Mon. British fossils. Brachiopoda*. Paleon. Soc., t. IV. London.
- FALLOT, P. (1931): «Note préliminaire sur le crétacé de la region de Soria». Extract. du *Bull. de L'Inst. Cat. d'Hist. Nat.*, vol. XXXI, núm. 7.
- IGME (1979): *prospección de lignitos en Burgos-Soria*. Plan Nacional de la Minería.
- IGME (1978): «Hoja de Canales de la Sierra».
- IGME (1982): «Hoja de San Leonardo de Yagüe».
- IGME «Hoja de Santo Domingo de Silos» (en prensa).

- LAPPARENT, A.; QUINTERO, I., y TRIGUEROS, E. (1965): *Descubrimiento de huesos de dinosaurios en el Cretáceo terminal de Cubilla (Soria)*. Not. y Com. del IGME, núm. 45. Madrid.
- LÓPEZ MATEOS (1946): *Estudios geológicos en la provincia de Soria*. E.T.S. de Ing. de Minas de Madrid.
- PALACIOS, P., y SÁNCHEZ, R. (1885): «La formación waldense en las provincias de Soria y Logroño». *Bol. Com. Mapa Geol. de España*.
- QUINTERO, I., y TRIGUEROS, E. (1956): *La Cordillera Ibérica*. Memorias del IGME.
- QUINTERO, I., y MANSILLA, H. (1979): *La influencia de los movimientos kímericos en la sedimentación del Jurásico superior del Sector Ibérico*. Comunicaciones Grupo XVII de la E.T.S.I.M.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. *Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España*. Ediciones Cepsa, S. A. Madrid.
- RITCHER, G. (1956): *Las Cadenas Ibéricas entre el Valle del Jalón y la Sierra de la Demanda*. E.T.S. de Ing. de Minas de Madrid.
- RITCHER y TEICHMÜLLER (1933): «El desarrollo de las cordilleras celtibéricas». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXIII.
- RÍOS, J. M. (1941-55): *Trabajos en los bordes de la cuenca del Duero*. E.T.S. de Ing. de Minas de Madrid.
- ROYO y GÓMEZ, J. (1922): *El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica*. Madrid.
- SAEFTEL, H. (1960): «Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens». *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 684-711.
- SAENZ GARCÍA, C. (1934): «Hallazgo de una fauna Garumnense en la Sierra de Picoфрente (Soria)». *Bol. Soc. Hist. Nat.*, t. 35.
- SAENZ GARCÍA, C. (1957): *Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica*.
- SCHMIDT, R.: *Stratigraphische vutersuclungen im Jura und Wealden von Salas de los Infantes*. Dipl. Arbeit. Tubingen.
- TISCHER, G. (1975): *Über die Wealden-Ablagerung und die tectonik der östlichen Sierra de los Cameros im der nordwestlichen Iberischen Ketten*. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch Hannover.
- TISCHER, G. (1966): *Datos geomorfológicos sobre la cuenca superior del Río Alhama*. Not. y Com. del IGME, núm. 4.
- STEFANI, G. D. (1913): *Fossili della Creta Superiore*. Pal. Itálica, t. 19. Pisa.
- AVANI, G. (1948): *Fauna malac. cret. della Somalia e dell Ogaden*. Pal. Itálica, t. 43. Pisa.
- TISCHER, BEUTHER y KNEUPER-HAAK (1966): *Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillas schichten in westteil de Sierra de Cameros*. Beith. Geol. Jb. 44.

- TISCHER, G. (1966): *El delta weáldico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos*. Not. y Com. del IGME, núm. 81.
- WIEDMANN, J. (1962): *Contribution a la Paleogeographie Crétace vascogotique et celtiberique septentrional (Espagne)*. Libre Mem. Prof. P. Faillot. 1.
- WIEDMANN, J. (1965): *Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétace inférieur iberique*. Mem. Bur. Rech. Geol. núm. 34.
- WIEDMANN, J. (1975): «El Cretáceo superior de Picos de Europa (Soria)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVI-III.
- WIEDMANN, J. (1975): *Subdivisiones y precisiones bio-estratigráficas del Cretáceo superior en las Cadenas Ibéricas*. Comisión Nacional de Geología.
- WRIGHT, T. (1878-86): *Mon. Lias Ammon. of the British Islands*. Paleont. Soc., t. 18-19. London.