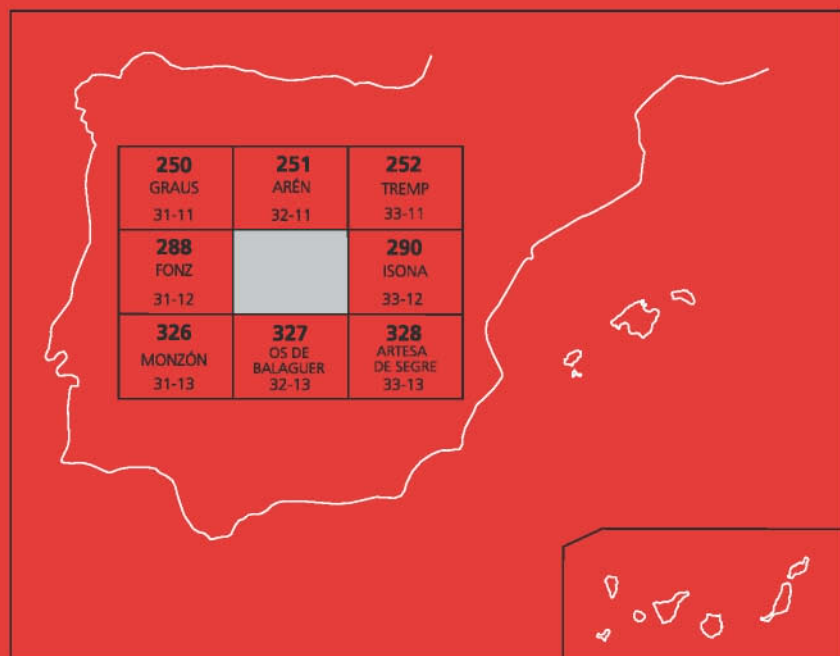




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# BENABARRE

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## BENABARRE

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España  
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid  
[www.igme.es](http://www.igme.es)  
NIPO: 064-17-015-3  
ISBN: 978-84-9138-037-5  
Depósito legal: M-24.011-2017

---

Fotocomposición: P. Peñas  
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Benabarre-289), han sido realizadas por las empresas CGS, S.A., INYPSA y ENADIMSA, en los años 1995 y 1996, mediante convenio y bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

### **Cartografía geológica y Memoria**

- A. García Villar (CGS)

### **Geomorfología**

- J.I. Ramírez Merino (CGS)

### **Tectónica y Neotectónica**

- J.J. Navarro Juli (CGS)

### **Paleontología**

- J. Ramírez del Pozo (CGS)

### **Petrología**

- R.M<sup>a</sup>. Castaño Prieto
- J.M<sup>a</sup>. García Senz (CGS)

### **Geología Económica**

- F. Leyva Cabello (ENADIMSA)
- R. Rodríguez Santisteban (CGS)

### **Dirección y supervisión**

- A. Barnolas Cortinas (IGME)

### **Edición**

- G. Romero Canencia (IGME)
- L.F. Miguel Cabrero (IGME)

# ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	10
1.2.1. Antecedentes	10
1.3. MARCO ESTRUCTURAL	11
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	14
2.1. MESOZOICO	14
2.1.1. Triásico y Liásico	17
2.1.1.1. Calizas y dolomías (2). Facies Muschelkalk	17
2.1.1.2. Lutitas versicolores, yesos y carniolas (3). Facies Keuper. Carniense-Rhetiense	18
2.1.1.3. Ofitas (1). Intrusivas en el Keuper y Muschelkalk	18
2.1.1.4. Calizas, dolomías, brechas (4). Rhetiense-Sinemuriense	18
2.1.1.5. Margas y margocalizas con niveles de calizas bioclásticas ocreas (5). Carixiense-Aalenense superior, ¿Bajociense inf.? ...	19
2.1.2. Dogger y Malm	20
2.1.2.1. Dolomías y calizas con niveles brechoides (6). Bathoniense superior-Portlandiense	20
2.1.3. Cretácico inferior	22
2.1.3.1. Calizas con carófitas y brechas, calizas con orbitolínidos (7). ¿Neocomiense?-Barremiense	22
2.1.3.2. Calizas con orbitolinas y margas con niveles de lignito (8). Aptiense	23
2.1.3.3. Calizas y calizas margosas no diferenciadas (9). Barremiense-Aptiense	25
2.1.4. Cretácico superior	25
2.1.4.1. Calizas con prealveolinas, calizas con apitónelas y calizas con rudistas (10). Cenomaniense medio-Turonense	25
2.1.4.2. Calizas margosas con carófitas y rudistas (11). Fm de la Cova. Coniaciense Santoniense inferior	26
2.1.4.3. Calizas bioclásticas ferruginosas (12). Fm de la Cova. Coniaciense-Santoniense	26

2.1.4.4.	Calcarenitas grises con lacazinas (13). Fm de la Cova. Santoniense.....	27
2.1.4.5.	Margas, calizas arenosas, areniscas y conglomerados de cuarzo (15, 14). Fm de margas y areniscas del Montsec. Santoniense.....	28
2.1.4.6.	Calcarenitas masivas con rudistas (16). Fm de calizas de Terradets. Santoniense Terminal-Campaniense.....	30
2.1.4.7.	Areniscas y calizas arenosas (17). Fm de Arén. Campaniense-Maastrichtiense inferior .....	32
2.1.4.8.	Lutitas grises, calizas con carófitas y niveles de rudistas (18). Fm de Posa. Facies Garumn. Maastrichtiense .....	33
2.1.4.9.	Calizas micríticas con carófitas (19). Fm de la Massana. Facies Garumn. Maastrichtiense .....	33
2.1.4.10.	Lutitas versicolores y areniscas (20). Facies Garumn. Maastrichtiense .....	34
2.2.	TERCIARIO.....	35
2.2.1.	Paleoceno.....	38
2.2.1.1.	Calizas micríticas con microcodium y silicificaciones (21). Facies Garumn. Transición Maastrichtiense-Paleoceno.....	38
2.2.1.2.	Lutitas versicolores y areniscas con microcodium (22). Facies Garumn. Thanetiense .....	39
2.2.1.3.	Calizas micríticas con microcodium y <i>alveolina primaeva</i> (23). Facies Garumn. Thanetiense .....	39
2.2.2.	El Grupo de Ager.....	40
2.2.2.1.	Calizas con alveolinas y calizas coralgaes (24). Ilerdiense inferior-medio.....	40
2.2.2.2.	Margas y lutitas grises, calizas bioclásticas y areniscas (25 y 26). S.D (Sistema Deposicional) de Forals y de Santa Lucía. Ilerdiense medio ¿y superior?.....	42
2.2.2.3.	Calizas bioclásticas con alveolinas y nummulites (27). S.D (Sistema Deposicional) de Mur-Puigvert. Ilerdiense ¿Superior? .....	43
2.2.2.4.	Lutitas con acumulaciones de ostreas y areniscas en paleocanales (28). Ilerdiense superior.....	44
2.2.2.5.	Areniscas y calizas bioclásticas (29). Fm de areniscas de la Baronía. Ilerdiense medio.....	45
2.2.2.6.	Lutitas arenosas (30). Fm de Lutitas de la Pasarela. Ilerdiense medio .....	46
2.2.2.7.	Areniscas, lutitas y calizas bioclásticas (31). Fm de l'Atmella. Ilerdiense superior .....	47
2.2.3.	El Grupo de Montanyana.....	48
2.2.3.1.	Areniscas, conglomerados y lutitas (32). Fm de Corçà. Cuisiense.....	48

2.2.3.2. Areniscas y lutitas versicolores (33, 34, 36 y 37). Fm de Montllobar. Cuiasiense inferior-medio .....	50
2.2.3.3. Conglomerados predominantemente calcáreos, areniscas y lutitas (35). Cuiasiense inferior-medio .....	52
2.2.3.4. Areniscas y lutitas grises con fauna marina (38). Fm de Castigaleu. Cuiasiense medio .....	52
2.2.3.5. Areniscas en extensos paleocanales y lutitas (39). Fm de Castisent. Cuiasiense medio .....	53
2.2.3.6. Areniscas y lutitas grises con fauna marina (40). Fm de Perarrúa. Cuiasiense medio superior .....	54
2.2.3.7. Areniscas y lutitas grises y ocreas (41). Fm Perarrúa. Luteciense basal.....	55
2.2.3.8. Areniscas y lutitas rojas continentales (42). Fm de Capella. Cuiasiense-Luteciense inferior .....	56
2.2.3.9. Conglomerados, areniscas, lutitas y calizas (43). Fm de Escanilla. Bartonense.....	57
2.2.3.10. Grupo Barbastro. Oligoceno-Mioceno .....	58
2.2.3.10.1. Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas (44, 45, 46). Fm de Graus. ¿Oligoceno-Mioceno? .....	58
2.3. CUATERNARIO .....	60
2.3.1. Cantos en matriz limo-arcillosa (47 y 48). Glacis. Pleistoceno .....	60
2.3.2. Gravas, arenas y limos (49, 50 y 51). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno ...	60
2.3.3. Arenas, gravas y limos. Fondo de valle (52) y Fondo de valé (53). Holoceno.....	60
2.3.4. Cantos en matriz limo-arenosa (54). Conos de deyección. Holoceno...	61
2.3.5. Cantos en matriz limo-arenosa (55). Coluviones. Bloques con escasa matriz areno-limosa (56). Vertientes de bloques. Holoceno .....	61
2.3.6. Cantos en matriz limo-arenosa y arcillosa (57). Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno .....	61
2.3.7. Cantos en matriz limo-arcillosa (58). Glacis actual-subactual. Holoceno.....	61
2.3.8. Fangos arcillo-limosos (59). Fondos endorreicos o semiendorreicos. Holoceno.....	62
<b>3. TECTÓNICA</b> .....	62
3.1. INTRODUCCIÓN .....	62
3.2. MARCO TECTÓNICO DEL SECTOR DE LA HOJA .....	63
3.2.1. Estructura del sector correspondiente a la cuenca Tremp-Graus .....	68
3.2.2. Estructura del sector de la Vall d'Àger y anticlinal de Millà .....	70
3.2.3. Estructura del sinclinal de Estopiñán .....	71
3.2.4. Estructura de Benabarre .....	71
3.2.5. Modelo de deformación .....	71

<b>4. GEOMORFOLOGÍA</b>	73
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	73
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	74
4.2.1. Estudio morfoestructural	74
4.2.2. Estudio del modelado	75
4.2.2.1. Formas de ladera	75
4.2.2.2. Formas fluviales	76
4.2.2.3. Formas poligénicas	76
4.2.2.4. Formas lacustres	77
4.2.2.5. Formas kársticas	77
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	77
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	77
4.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	78
<b>5. HISTORIA GEOLÓGICA</b>	78
<b>6. GEOLOGÍA ECONÓMICA</b>	84
6.1. MINERÍA Y CANTERAS	84
6.1.1. Recursos energéticos	84
6.1.2. Minerales metálicos	85
6.1.3. Minerales industriales	87
6.1.4. Rocas industriales	87
6.2. HIDROGEOLOGÍA	88
6.2.1. Encuadre hidrogeológico	88
6.2.2. Inventario de puntos de agua	89
6.2.3. Hidroquímica	89
6.2.4. Caracterización hidrogeológica	90
<b>7. BIBLIOGRAFÍA</b>	91



## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja del MTN nº 289, BENABARRE está situada a caballo de las provincias de Huesca (2/3 de la superficie) y Lérida, separadas en el sector por el río Noguera Ribargozana que atraviesa la hoja de Norte a Sur. En la superficie de la hoja se encuentran representadas parcialmente las comarcas de la Noguera (Vall d'Àger) al SE, la Ribagorza al NE, el Sobrarbe al NO y la Litera al SO. La mitad occidental de la Sierra del Montsec en su sector catalán, M. de Ares, y en su sector aragonés, M. de Mongay, determina los límites de estas comarcas dentro de la hoja, separando dominios climáticos y con ello cultivos y el poblamiento del territorio.

La disposición diagonal de la Sierra del Montsec de SE a NO, determinando un fuerte escarpe al Sur y una empinada y umbría pendiente estructural al Norte, ha limitado grandemente las posibilidades de desarrollo agrícola y poblacional de la mitad oriental de la hoja. Por otro lado, la amplitud de los depósitos detrítico-conglomeráticos en el resto de la hoja, junto con el relieve abarrancado que determina la naturaleza de estos depósitos y su poca aptitud para el cultivo intensivo, además de las escasas disponibilidades hídricas, ha generalizado el despoblamiento al resto de la hoja. Así, los dos tercios centrales son un semidesierto demográfico con pequeños pueblos abandonados y amplias zonas con malos accesos, configurando un entorno bastante bien preservado y con evidente belleza que soporta la degradación de los testimonios constructivos de un pasado que hunde sus raíces en los albores del Medioevo y las “marcas pirenaicas”.

El valle del río N. Ribagorzana, a pesar de un espectacular encajamiento al Sur (Congost. de Montrebey, o Bon-Remei, y de Les Conclues, o de Fet) no supuso en el pasado barrera humana o cultural, pero en los tiempos actuales, donde el transporte y las comunicaciones descansan sobre los vehículos a motor, es una importante barrera geográfica solo cruzable de Este a Oeste y en muchos kilómetros por el Puente de Montaña; y aun así para encontrar la C-1311 una muy deficiente carretera que lleva a las comarcas del Pallars. Únicamente la recientemente mejorada carretera N-230 (al Valle de Arán) proporciona unas correctas comunicaciones en el tramo comprendido entre Montañana y Benabarre, así como en la esquina SO (Sinclinal de Estopiñán). Como reflejo de esta barrera, las dos principales poblaciones de la hoja, Benabarre (1.262 habitantes) y Ager (551), distantes en línea recta unos 26 km distan el triple (80 km) por carretera.

El conjunto de la población no alcanza los 2.500 habitantes, dedicados a actividades agropecuarias y hosteleras en su gran mayoría y en buena parte dispersa por masías y caseríos.

Las vías de comunicación citadas se complementan con ramales locales de acceso a Estopiñán, Caladrones, Ager y Pilzán. Siendo el resto de las vías transitables pistas en diversos estados de conservación, muy deficiente en algunos casos. Cabe citar además el FFCC Lérida-Pobla de Segur que aunque no penetra en la zona pasa por las proximidades de su esquina SE.

De la red fluvial, además del N Ribagorzana cabe señalar el río Guart integrado con el anterior en el embalse de Canellas cuyo vaso alcanza 3/4 de la latitud total de la hoja y con el cerramiento fuera de ésta, al Sur. Otros cauces permanentes son el río Cajigar y la Riera de Caladrones;

el resto, aunque muchos fuertemente encajados, no superan la categoría de barrancos. Cabe destacar, además, una laguna mayor y dos menores próximas que son las llamadas Estanyes de Estaña sobre los materiales impermeables del Keuper del Sinclinal de Estopiñán.

El relieve se presenta escarpado e irregular, muy abarrancado y con pendientes acusadas, salvo en la esquina SO y en el valle de Ager, que es la mayor estructura de este tipo en la hoja. Las cotas, de apenas 500 m.s.n.m. en el punto más bajo del cauce del N Ribagorzana (Les Conclues) se hacen medias en el intervalo entre los 700 y 850 m. s.n.m. para la gran parte de la superficie de la hoja; alcanzando en su cima mayor las 1.677 m del vertice Santalís. En el relieve general destaca la mole del Montsec, sobre todo vista desde el Sur, con su imponente sucesión de escarpes y “cingleras” subverticales que se suceden a lo largo de más de 700 m de desnivel, alternando con rellanos sobre los tramos de roca más blanda. La imponente barrera abriga un microclima en el valle de Agor que ha favorecido un mayor desarrollo en la actividad agrícola en base al cultivo del almendro y el olivo y el desarrollo de una notable actividad turística en torno al deporte del vuelo delta y con parapente favorecido por las térmicas que se generan a favor del escarpe.

El clima presenta una gran continentalidad con fuerte variación estacional y precipitaciones poco abundantes e irregulares sometidas, sobre todo, a la llegada de los vientos húmedos de Levante. Los inviernos en general son fríos, salvo en el Valle de Ager donde transcurren sensiblemente más templados.

La vegetación, de tipo mediterráneo en las solanas y al S del Montsec con dominio de encinar y carrascal, se torna más espesa al Norte en base al roble, el boj, el quejigo y el pino silvestre, con algún haya. Pero todo ello, en regresión, está siendo invadido por el pino de repoblación que ya forma grandes bosques, sobre todo sobre las formaciones detrítico conglomeráticas de la parte aragonesa de la Hoja.

## 1.2. MARCO GEOLÓGICO

### 1.2.1. Antecedentes

Las sierras situadas al sur de la Zona Axial del Macizo Pirenaico se conocen en la literatura técnica como Prepirineo. Se trata de un conjunto geológicamente muy interesante, sobre el cual se localiza la zona objeto de estudio. En general es una región que por sus características ha sido objeto de numerosos estudios de investigación geológica desde principios de siglo, por lo que existe una abundante documentación, tanto de carácter general como específica; parte de ella inédita al estar relacionada con proyectos de investigación petrolífera llevados a cabo entre los años 60 y 80.

Entre los trabajos pioneros de carácter regional son de destacar los estudios de DALLONI (1930) y MISCH (1934) sobre la geología del Prepirineo. No obstante es a partir de la segunda mitad de siglo cuando comienzan a desarrollarse estudios que sientan las bases actualmente aceptadas, tanto estratigráficas como estructurales, de este sector del Pirineo. Destacan, entre otros, los trabajos de ALMELA y RÍOS (1951), ROSELL (1967), SOUQUET (1967), MEY *et al.* (1968), SÉGURET (1972), GARRIDO y RÍOS (1972) y GARRIDO-MEGÍAS (1973).

Sobre estos estudios y con el desarrollo de las técnicas sedimentológicas se produce un nuevo avance en el conocimiento de la evolución regional de la cadena. Son de destacar entre otros los trabajos de VAN HOORN (1970), MUTTI, *et al.* (1972, 1975), GHIBAUD *et al.* (1974), NIJMAN y NIO (1975), FONNESU (1984), SIMÓ (1985), CUEVAS *et al.* (1985), EICHENSEER (1988), MUTTI *et al.* (1988), MARZO *et al.* (1988), KRAUS (1990) y ZAMORANO (1993).

Los avances en los últimos años realizados en estratigrafía secuencial junto a la reinterpretación estructural de la cadena pirenaica en base a datos sísmicos (perfil ECORS TEAM 1988 y MUÑOZ 1992), suponen un importante y notable empuje en el conocimiento regional, destacando entre otros los trabajos de PUIGDEFÀBREGAS y SOUQUET (1986), MUTTI *et al.* (1988), SPECH *et al.* (1991), PUIGDEFABRERAS *et al.* (1990) DERAMOND *et al.* (1993), BARNOLAS *et al.* (1991), principalmente en la estratigrafía del Cretácico superior y del Terciario de la región.

Finalmente, la realización de determinadas cartografías a diferentes escalas tales como el Mapa Geológico de Cataluña o la reciente ejecución de algunas de las hojas colindantes del Plan MAGNA, han contribuido sin duda a un mejor conocimiento de la región.

### 1.3. MARCO ESTRUCTURAL

La superficie de la hoja es parte del conjunto morfoestructural conocido como Prepireneo. Este, identificado geológicamente con las “series surpirenaicas despegadas”, presenta entre la costa mediterránea y la cantábrica distintos subconjuntos de diversa magnitud, constituidos siempre por materiales mesopaleógenos pertenecientes a la cohertera mesozóica del macizo pirenaico y de las cuencas paleógenas que se generan con las sucesivas fases tectónicas. Estos materiales se disponen superpuestos y desplazados por efecto de una tectónica gravitacional sucesiva a las distintas fases de emersión y epirogenia de la zona axial que llegan a afectar, incluso, a los materiales plutónicos de ésta. Superposición y movilización bipolar a norte y sur en las vertientes francesa y española.

El territorio de la hoja (Fig. 1) se sitúa en la Unidad de Cotiella, la de emplazamiento más antiguo y más oriental del subconjunto que se extiende al ONO a partir de la rampa del Segre y que se viene conociendo genéricamente como Manto de Gavarnie; ésta se complementa con la unidad de Monte Perdido (Boltaña) y Gavarnie s.s. Las tres se imbrican sucediéndose en el tiempo, cada vez más extensas y de enraizamiento más profundo; reflejando los distintos frentes de cabalgamiento esta secuencia temporal, desde los tiempos finicretácicos (Montsec) hasta los finioligocenos (frentes de Santo Domingo-Gallego).

El borde sur de este subconjunto de unidades despegadas también conocido como Frente de la unidad Central Surpirenaica es un complejo suma de los diferentes cabalgamientos, cuya disposición final escalonada refleja el sentido de los movimientos que ha conocido dos periodos mayores, el más antiguo con desplazamientos E-O (Eoceno) y el segundo con acortamientos N-S (Oligoceno). El cabalgamiento suma resultante se suele citar como “C. Frontal Surpirenaico”, lo que produce alguna confusión con el de la Unidad Central Surpirenaica (U. de Cotiella) restringido al de esta unidad y su continuidad en la rampa del Segre.

La Hoja presenta la mitad occidental del frente del Montsec contenido a su vez en la Unidad de Cotiella. Este frente determina dos dominios, tanto tectosedimentarios como geográficos:

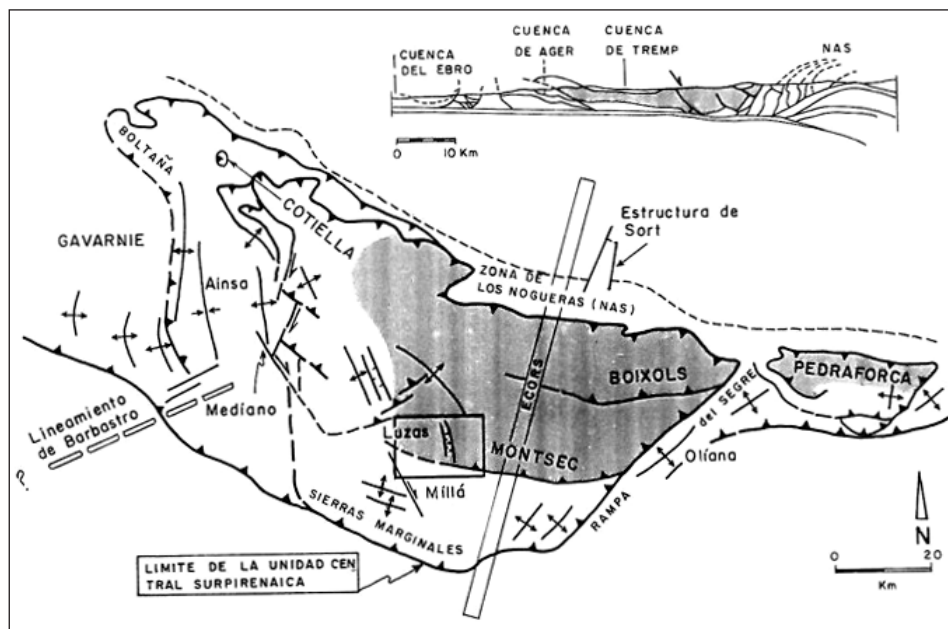


Fig. 1.— Situación de la Hoja de Benabarre en el marco estructural del Prepireneo. Nijman (1989).

al sur del frente las Sierras Marginales Catalanas y al norte, las Sierras Exteriores; éstas últimas que incluyen la del Montsec, son el flanco sur de un sinclinorio completado al norte por las Sierras Interiores (sin representación en esta hoja) y comprendiendo entre ambas la cuenca del Tresp de depósito finicretácico y eoceno.

Las Sierras Marginales están apenas representadas por las de Millá y Estopiñán, en el borde sur de la hoja. La de Millá es el borde sur de la cuenca de Ager, limitada y cabalgada al norte por el frente del Montsec. Los depósitos de esta cuenca, coetáneos con los de la de Tresp no son fácilmente correlacionables en términos litoestratigráficos con ellos. A este respecto, el acortamiento entre ambas cuencas, o el que afecta a los depósitos mesozoicos de las Sierras Exteriores respecto de los de las Interiores y Marginales esta insuficientemente establecido. Y tampoco lo está la exacta naturaleza del accidente del Montsec, cuyo movimiento alcanza hasta el Eoceno superior, pero cuyo desplazamiento en componente Sur se cuestiona, quedando para diversos autores en un pliegue falla de edad Paleoceno reactivado en el Eoceno.

Relacionado con la exacta naturaleza del accidente del Montsec está la rampa ciega (no aflorante) occidental que las observaciones sísmicas orientan hacia el Norte a partir de Tolva y suponen imbricada con el despegue general en la zona entre los macizos de Cotiella y el Turbón (Fig. 1) comportándose como un desgarre destal, y limitando el desarrollo al Oeste de la cuenca de Tresp. El recubrimiento de los detríticos postmanto (Fm Graus) impide la observación de estos supuestos en la mitad occidental de la Hoja. Al norte del Montsec la cuenca Tresp-Graus se extiende hasta la esquina NO de esta Hoja y por toda la de Arén, situada inmediatamente al

Norte, en la que están representadas las Sierras Interiores que son borde septentrional de la Cuenca.

El resumen de la disposición de los materiales en la hoja es de Norte a Sur y de Este a Oeste, el siguiente (Fig. 2):

**Cuenca eocena de Tremp-Graus** rellena por una serie de secuencias fluviodeltáicas progresivamente más continentales en el tiempo y al Oeste.

**Macizo del Montsec**, serie mesopaleocena isoclinal buzando al Norte y cuyo borde sur se resuelve en un complejo pliegue falla parcialmente deslizado y cabalgante a nivel del Keuper.

**Cuenca eocena de Ager-Meíá** rellena por una serie de secuencias fluviodeltáicas que continentalizan hacia arriba y hacia el borde occidental supuesto de la cuenca.

**Anticlinal de Millà** formando relieve de las Sierras Marginales con materiales meso-paleocenos.

**Serie detrítico-conglomerática postmanto de Graus** ocupando el tercio occidental de la hoja y fosilizando los asomos que se relacionan a continuación.

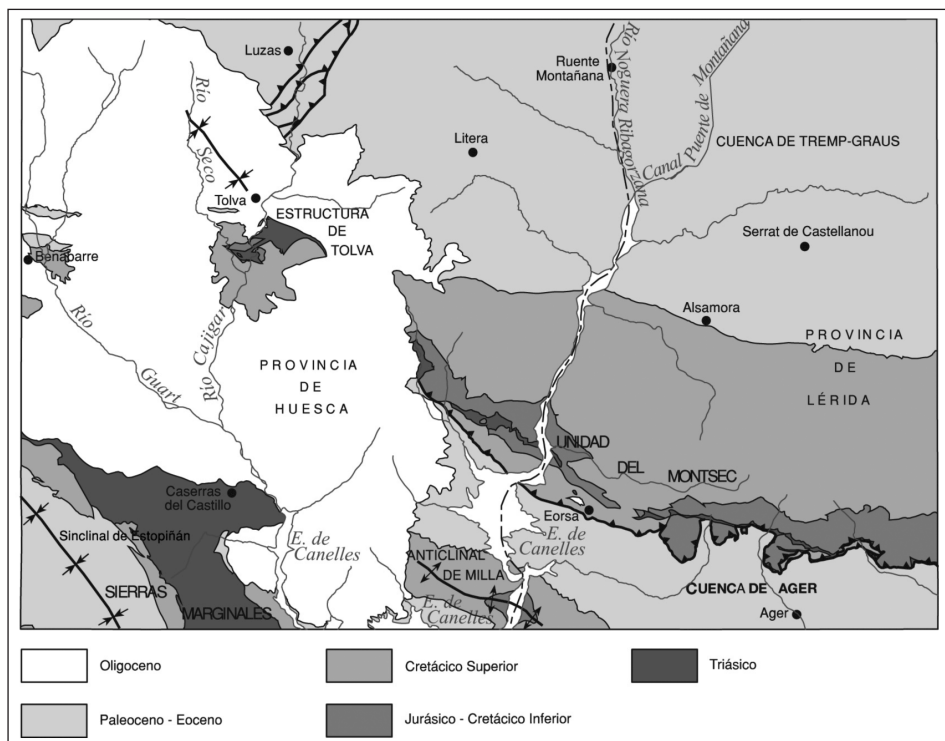


Fig. 2.– Dominios geográficos y tectosedimentarios en la Hoja de Benabarre.

**Anticlinal de Tolva**, en realidad una compleja estructura diapirizada por el Keuper y muy probablemente punto de inflexión frente-rampa occidental del accidente del Montsec.

**Afloramientos de Benabarre**, incompleta serie mesopaleocena monoclinal al Norte; posiblemente parte de la unidad de Cotiella pero no de la del Montsec.

**Sinclinal de Estopiñán**, que forma parte de las Sierras Marginales como elemento dextral de un desgarre modulado por despegue sobre el Keuper que bien pudiera ser la rampa occidental del cabalgamiento de Cotiella parcialmente "ciega".

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. MESOZOICO

Al definir los materiales que se presentan en la Hoja de Benabarre hay que hablar del "Ciclo Alpino" en los términos en que se cita por parte de MIROUSE M. (1980): el conjunto de acontecimientos que se inicia en el Trias, momento en que se produce la primera transgresión marina y lagunar sobre la plataforma variscica, ocupando en el sector de esta hoja una cuenca NO-SE entre los Macizos del Ebro y el Central Francés con una disposición que varía poco hasta el final del Keuper. Se depositan así unas series de genuina facies germanica, representadas en la hoja por los materiales lagunar evaporíticos del Keuper, los cuales engloban materiales ofíticos y también calcdolomíticos del Muschelkalk, tenidos éstos por restos de un substrato arrancado por la tectónica tangencial plástica que podría haber actuado sobre materiales de Facies Röt (hoy de muy dificultosa diferenciación de los genuinos del Keuper).

El Lías en su tramo basal de Infralias-Rhetiense sucede a los depósitos evaporíticos en perfecta continuidad con términos conocidos como "calizas inferiores" con las que termina el ciclo Triásico y comienza la serie Jurásica. Se caracteriza esta serie por un conjunto transgresivo sobre una plataforma que bascula al NE y que no presenta cuencas diferenciadas hasta el Jurásico superior-Cretácico inferior. El medio general deposicional corresponde a un "miogeoclinal" (SOUQUET *et al.* 1980). La aparición de las dolomías del Dogger superior y el Malm marca el comienzo de la regresión general que interrumpió el depósito en la mayor parte de la zona surpirenaica durante el Jurásico terminal y Cretácico basal. (Fig. 3B).

Tal ruptura, consecuencia del fin de la calma orogénica del Jurásico, está representada en este sector del Montsec por una fuerte discordancia angular y erosiva (y por la ausencia de depósitos Purbeck-Wealdenses) sobre la que reposa una brecha poligénica que constituye el muro de los depósitos del Cretácico basal.

En conjunto, el paso del Jurásico al Cretácico se presenta irregular y discontinuo en todo el ámbito surpirenaico, faltando totalmente sobre las Sierras Marginales, donde esta ausencia es patente por la presencia de lateritas bauxíticas sobre el macizo jurásico emergido y expuesto. En la zona del Montsec y de acuerdo a PEYBERNES (1976) el paso del Jurásico al Cretácico se efectúa por medio de una potente formación carbonatada laguno-lacustre de base brechoide y con carófitas que pasa progresivamente hacia el techo a calizas marinas con orbitolinas del Bedouliense;

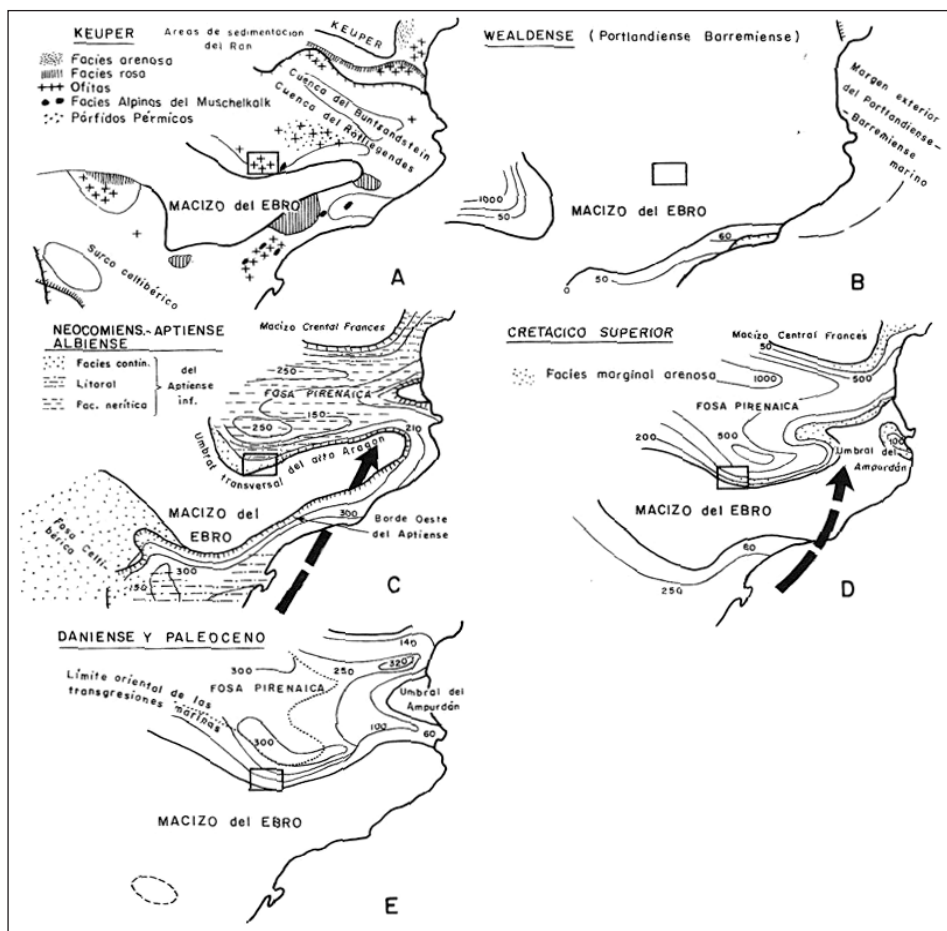


Fig. 3.— El Macizo del Ebro y el ámbito de sedimentación en el NE peninsular durante el Mesozoico.

y que admite, hacia su base, intercalaciones neocomienses de litología diferente (por ej. las calizas litográficas de la vecina Hoja de Isona).

La interrupción deposicional portlandiense es sucedida, en general, por el desarrollo sobre los márgenes continentales de estrechos surcos activos en la dirección de la cadena y en relación con fracturación distensiva ligada a movimientos tempranos entre las placas Europea e Ibérica (SOLÉ S. 1978) citados como intraportlandienses o neokimméricos. Son estas cuencas las que reciben los depósitos del Cretácico inferior antes referidos.

El desarrollo de nuevos surcos en las fases aústricas lleva el área pirenaica a un estado aulacógeno (SOUQUET *et al.*, 1980), con los primeros depósitos "flysch" (del Albiense Superior) solo

presentes en la zona norpirenaica, siendo en la sur los depósitos de tipo deltaico y de procedencia meridional. En el Montsec falta incluso cualquier unidad representante de este periodo, lo que, sin duda, refleja un estado de emersión (Fig. 3C). En cambio, durante el Cretácico superior la zona de Tresp (Fig. 3D) se constituye como un depocentro (el surcentral de la cordillera) de depósitos de plataforma carbonática. Tal diferencia a Norte y Sur de la zona axial se explica por el inicio de la colisión continental en el extremo oriental y el inicio de una etapa de plegamiento heterócrono que progresa hacia el Oeste en el tiempo, desde las zonas internas a las zonas externas, a partir de una intumescencia central que separa y diferencia dos cuencas periféricas a N y S; siendo la meridional de borde estable sobre el Macizo del Ebro, macizo que actuará como área fuente de los abanicos aluviodeltaicos que indentan en las facies marinas senonienses.

A lo largo del Cretácico superior la actividad tectónica se va incrementando hasta dar lugar a un surco fuertemente subsidente cortado por estructuras N-S. En este surco se depositan los sedimentos turbidíticos margosos santonienses y los deltaicos detríticos.

La atenuación de la actividad durante el Campaniense da lugar a la fase regresiva finicretácica con la aparición de niveles bioclásticos y terrígenos en ambientes de oleaje y marea. La colisión continental al E y su progreso hacia el O determinan igualmente una migración de las facies regresivas, con esta polaridad y el correspondiente diacronismo de las formaciones. De ello es buen ejemplo la Fm Areny tanto más moderna cuanto más al Oeste y con facies cada vez más marinas sobre la isocrona.

El ciclo Cretácico termina cuando el influjo continental se generaliza estableciéndose áreas fuentes al norte de la zona de depósito y determinando sobre las áreas costeras un depósito rojo de llanura supramareal, con episodios lacustres de "lagoon", etc. con dominio de los últimos grandes saurios ("arenisca de reptiles").

Los afloramientos del Jurásico superior y Cretácico en el dominio del manto del Montsec (Fig. 1) presentan las secuencias más completas y de aguas más profundas; aunque los situados en el frente, que es la parte del manto representada en la hoja, son de un dominio más externo y por tanto más somero; pero, sin embargo, son los únicos afloramientos del tramo Jurásico superior-Cretácico inferior de todo el dominio surpirenaico.

SOUQUET (1967) ha distinguido tres megasecuencias mutuamente disconformes dentro del Cretácico Superior: desde el Cenomaniense medio al Turoniense, el conjunto Coniaciense y Santoniense inferior y el formado por el Santoniense medio y superior con el Campaniense hasta el Maastrichtiense inferior. La primera de las citadas corresponde básicamente con calizas de aguas someras caracterizadas por Praelveolinas y Pithonellas y con menos de 200 m de potencia; la segunda, carbonatada fundamentalmente, está caracterizada en el Montsec por facies arrecifales. La tercera secuencia, que registra la intrusión de terrígenos deltaicos, corresponde a depósitos mixtos de "shoreface" en el frente del Montsec, pasando hacia las zonas internas (fuera de la hoja) a depósitos de "flysch". Esta última secuencia se corona por areniscas fluviales y litorales que pasan hacia arriba a niveles rojos lagunares de facies Garumniense, que es extensiva y excede los límites de la cuenca Cretácica marina; periodo al que da fin.

El conjunto mesozoico se presenta en el territorio de la Hoja (fundamentalmente en la Sierra de Montsec) bajo una estructura monocinal (al Norte) que alcanza 3.240 m de sedimentos entre



el Keuper y el techo del Ilerdiense, dominando la 3ª secuencia del Cretácico superior por su potencia y resalte. Este conjunto pierde potencia al Sur y al Oeste a partir del N. Ribagorzana hasta una potencia mínima, en la hoja, de 860 metros (al SO).

## 2.1.1. Triásico y Liásico

### 2.1.1.1. Calizas y dolomías (2). *Facies Muschelkalk*

Se encuentran en el afloramiento de rocas triásicas que se extiende entre Estopiñán, Estanyà y Pilzán, como numerosas escamas tectónicas. La base no aflora o está omitida por fracturas. En una de estas escamas situada cerca de la masía de los Prats, se han medido 69 m en serie continua, con tres tramos diferenciables, que constituyen un buen criterio de polaridad:

01: Este tramo se halla normalmente deformado con numerosos pliegues y duplicaciones. Sobre una base fallada se han medido 35 m de calizas micríticas estratificadas en capas muy delgadas con laminación milimétrica, destacando el conjunto por su aspecto hojoso. Contienen abundantes moldes de pequeños bivalvos en los planos de estratificación. Localmente presentan algas y algún coral. El último metro tiene laminación paralela y ondulada con laminas de dolosparita entre dolomicrita.

En este tramo se ha encontrado *Frondicularia woodwardi* (HOWCH); *Involutina*, sp., *Halobia*, sp, además de ostrácodos, gasterópodos y restos de crinoideos.

02: Con 22 m de micritas grises, bien estratificadas y en capas gruesas de 75-90 cm. Presentan niveles con concentración de intraclastos y fauna silicificada indeterminable. Por su resistencia a la erosión suelen formar crestas cuando están verticalizadas.

03: Tiene 12 m divididos en dos ciclos de 3 y 9 m de espesor respectivamente. El ciclo inferior se inicia por capas de oosparitas seguidas de delgados niveles con bioclastos silicificados. Encima hay limolitas amarillentas con laminación paralela que gradan a limos gris verdosos. Mediante un contacto basal brusco comienza el ciclo superior por una barra de dolosparitas con "ripples" de oscilación y laminación ondulada, que hacia el techo pasa a una serie de limolitas carbonáticas, con algunas dolomías intercaladas. Las limolitas destacan por su pátina amarillenta, grano litográfico y tableado en capas de 10-17 cm, con fina laminación paralela y abundantes moldes de pequeños bivalvos. El último metro contiene varias capas de dolomías con brechas centimétricas, "vugs" y moldes de evaporitas. Encima se sitúan, en contacto brusco, lutitas rojas y grises del Keuper.

Cerca de donde se ha realizado esta serie, en el molino de Estopiñán, DALLONI (1910) cita en el tramo más alto *Posidonomya minuta* ALB, *Arca triásica?* ROEMER, *Nucula gregarea* MUNSTER, *Natica gregarea* MUNSTER, *Myophoria*, *Fucoïdes*.

Los tramos 01 y 02 se interpretan como facies perimareales de rampa carbonática interna. La base del tramo 03 es una brusca transgresión que se reconoce a escala regional. Los ciclos descritos son de somerización desde ambientes submareales de alta energía a supramareales. Las brechas de colapso evaporítico al fin del segundo ciclo son indicativas de un ambiente árido con percolación de aguas hipersalinas.

La datación de esta unidad se considera buena, aunque en el pasado ha sido sujeto de controversia, aceptándose la de Muschelkalk, siguiendo a DALLONI, a pesar de evidentes similitudes faciales con ciertas carniolas situadas entre el Keuper y el Lías señaladas por ALMELA *et al.* (1959).

#### 2.1.1.2. *Lutitas versicolores, yesos y carniolas (3). Facies Keuper. Carniense-Rhetiense*

Se observan dos tramos. El tramo inferior es la clásica facies Keuper, que aflora extensamente entre los pueblos de Estopiñán-Estanya-Pilzán, donde incluye grandes masas de ofitas (1), y también, de forma discontinua, a lo largo del cabalgamiento del Montsec, hasta Tolva. Su espesor no ha podido ser estimado debido a la deformación. Consiste en lutitas rojizas y versicolores, con intercalaciones de yesos grises y rojos. En el subsuelo contiene cloruros que han salinizado varios arroyos explotados en las salinas del río Cajigar en Caseras del Castillo, o las salinas de Forcada al este de Estopiñán.

El tramo superior equivale parcial o totalmente al Miembro de dolomías y lutitas de Bruguet, de MÁRQUEZ *et al.* (1994). En el corte de Corçà se han medido 52 m (la base no aflora) de lutitas, vinosas (en los 12 primeros metros) y grises, y verdosas en el resto. Intercalan capas decimétricas de limolitas carbonáticas, con laminación paralela, a veces convolucionada o con el techo brechificado. Algunas capas tienen "ripples" de oscilación y acumulaciones de bivalvos orientados por el oleaje. Se interpretan como facies de llanura lutítica deltaica. En la canal del Colobó el tramo consiste en unos 10 m de lutitas con intercalaciones de carniolas. FAURE (1984) y MÁRQUEZ *et al.* (1994) sitúan estas facies en la base del Rhetiense.

Bajo la Pertusa (corte de Corçà) se han encontrado abundantes texturas algales, y también *ammodiscidos*, *ostrácodos*, *autotortus* y *gasterópodos* en intraclastos de dolomicrita.

#### 2.1.1.3. *Ofitas (1). Intrusivas en el Keuper y Muschelkalk*

Se trata de rocas subvolcánicas en masas discordantes que en fractura fresca son de color gris verdoso; aunque su habitual meteorización las presenta como masas terrosas ocre oscuras en las que los fragmentos no alterados se presentan como bloques de disyunción bolar.

Macroscópicamente son rocas diabasas de textura afanítica o granular en las que se reconocen, como minerales principales, plagioclasas, augita y opacos (magnetita, ilmenita, pirta); y como accesorios, cuarzo y epidota. Petrográficamente se clasifican como doleritas de composición balso-toleítica.

Su intrusión parece ser en masas *sills* a consecuencia de la apertura de discontinuidades crustales heredadas de ciclos prealpinos, por lo que su emplazamiento tiene como límite superior el Keuper pero parecen enraizadas en el Muschelkalk.

#### 2.1.1.4. *Calizas, dolomías, brechas (4). Rhetiense-Sinemuriense*

Es una sucesión carbonática con 5 términos que, debido a su escaso espesor, se incluyen en la misma unidad cartográfica.

02: Corresponde a las "Calizas inferiores" de GARRIDO-MEGÍAS (1973) y a la parte superior de la Fm de Isábena. En el río Ribagorça son 14 m de capas decimétricas de color claro, "mudstones-wackestones" con delgadas intercalaciones de "packstones-grainstones" de intraclastos y peloides. Se observan intervalos con laminación convolucionada, brechificaciones y acúñamientos laterales. Se interpretan como carbonatos perimareales someros. En la Canal del Colobó tiene unos 13 m de espesor, divididos por MÁRQUEZ *et al.* (1994) en un Miembro de Calizas oolíticas de Bonança, con facies similares a las descritas y datado como Noriense s.s. ¿terminal?-Rhetiense s.l. inferior, y un Miembro de Calizas tableadas de Colobó, formado principalmente por "mudstones" con laminación milimétrica, pseudomorfos y estructuras de desecación, indicadores de un ambiente marino restringido.

En el corte de Corçà este tramo ha dado psudolitos, oolitos, peletizaciones, gasterópodos y restos de crinoideos. La edad atribuida es Rhetiense.

03: Sobre las calizas infrayacentes se encuentra, en contacto brusco o localmente discordante (cercanías de Montfalcó, GARRIDO-MEGÍAS, 1973), un paquete de espesor métrico de brechas con coloraciones vinosas. En el río Ribagorça tiene 4 m de espesor y está formado por decenas de capitas de brechas con clastos angulosos milimétricos de ofita, ¿riolita? y calizas, a veces limitadas por costras ferruginosas. Algunas capas están estiradas y dislocadas por pequeñas fallas normales sinsedimentarias. Se interpreta como un depósito piroclástico. En Tolva tiene también unos 4 m de espesor, pero aquí es un depósito desorganizado de lutitas vinosas que soportan clastos angulosos de hasta 15 cm, formados por arcillas versicolores del Keuper, margocalizas y micritas oscuras. Esta facies también se ha observado en el sinclinal de Estopiñán (Sierras Marginales), donde incluye bloques de areniscas (¿Buntsandstein?), una intercalación de calizas marinas y mineralizaciones de hierro. En ambas localidades se interpreta como un depósito cohesivo producto de la erosión del sustrato. Corresponde con la unidad "Brecha ferruginosa" de GARRIDO-MEGÍAS (1973), atribuida al Hettangiense inferior.

04: Tiene 6 m de espesor (río Ribagorça). La mitad inferior son calizas micríticas estratificadas en capas decimétricas con laminación paralela y superficies ferruginosas. Hacia el techo las capas son cada vez más finas y limosas, con aspecto hojoso, terminando en limos finamente laminados. Corresponde a la unidad de "Calizas con ostrácodos y calcoesquistos bituminosos" de GARRIDO-MEGÍAS (1973), atribuida al Hettangiense, en la que se han encontrado abundantes ostrácodos muy recrystalizados (AB).

05: Brechas dolomíticas y dolomías de grano grueso en contacto irregular con el tramo anterior, atribuidas al Hettangiense.

06: Calizas listadas y oolíticas que, en Tolva, se sitúan discordantes sobre las "calizas con ostrácodos" del tramo 04. Se atribuyen al Sinemuriense y no afloran en el corte de Corçà, posiblemente por solapado tectónico.

#### 2.1.1.5. *Margas y margocalizas con niveles de calizas bioclásticas ocreas (5). Carixiense-Aalenense superior, ¿Bajociense inf.?*

Siguiendo a DALLONI (1930) se distinguen los siguientes tramos:

- a) Margas y margocalizas bioclásticas rojas del Carixiense-Domeriense.
- b) Margas y calizas bioclásticas rojas del Toarciense inf/medio.
- c) Margas y margocalizas con braquiopodos del Toarciense superior.
- d) Sobre el nivel con *Gryphaea sublobata* del techo del Lías, se encuentran 4 ó 5 m de margocalizas dolomíticas con oncolitos ferruginosos, alternando con pasadas más margosas. PEYBERNES (1976) cita *Serpula* (T) quadricristata). De edad Aalenense superior-Bajociense. Se consideran niveles de transición a las dolomías del Dogger, incluidos aquí por su litología.

Esta unidad es muy fosilífera en su tramo C, donde se han encontrado *rhynchonellas*, *terebrátulas*, *zeileirias*, *waldheimias*, *spiriferinas*, *gryphaeas*, *pseudopectenes*, *nuculas*, *chlamys*, *pholadomyas*, etc.

El afloramiento de esta unidad cuya potencia máxima son unos 90 m es discontinuo; de hecho, en la columna de Corçà, está cubierta o solapada. Y ello por estar compartimentada tectónicamente o sepultada bajo derrubios de las series superiores, siendo su mejor afloramiento las zonas de la subida a la Ermita de Piedra y del Mas de Conill.

Son depósitos netamente marinos sobre llanura de marea batida por el oleaje.

La presencia de ostreidos (*Gryphaeas*) en un nivel cercano al techo ha datado con relativa fidelidad esta unidad como perteneciente en gran parte al Toarciense medio (zona Bifrons), aunque FAURE (1984) extiende la edad desde el Carixiense hasta el Aalenense.

## 2.1.2. Dogger y Malm

Tan solo en la serie de la Ermita de Piedra el tramo inferior de las dolomías podría corresponder al intervalo Dogger-Oxfordiense. El resto como en la serie de Corçà, se atribuye al Kimmeridgiense-Portlandiense.

En todo caso, se considera ausente de este entorno sedimentario la mayoría del Dogger excepto techo y muro (Calloviense y Aalenense respectivamente).

### 2.1.2.1. Dolomías y calizas con niveles brechoides (6). Bathoniense superior-Portlandiense

Se encuentran en discordancia bajo distintos términos del Cretácico. En el Montsec de Ares el espesor máximo en sección continua es de unos 385 m, reduciéndose a pocas decenas de metros de dolomías indiferencias en Tolva y en el anticlinal de Millà. Para describir la sucesión más completa se ha detallado la serie clásica de Corçà (DELMAS *et al.*, 1971, PEYBERNES, 1976), comparándola con la serie de la Ermita de Piedra situada al norte de Ager (PEYBERNES; 1976). De ello resultan cuatro tramos de síntesis de la unidad:

- a) Sobre las margocalizas con oncolitos del tramo d de la Unidad (5) hay en la serie de la Ermita de Piedra 250 m de dolomías, no datadas, cuya parte inferior podría corresponder

al intervalo Dogger-Oxfordinense, ya que al menos la mitad superior del conjunto se considera Kimmeridgiense por correlación con la serie de Corçà, que está menos dolomitizada. En Corçà este tramo (06) tiene 101 m de espesor y se superpone directamente sobre el Liásico inferior (¿discordancia, contacto tectónico?). En la base del primer tercio hay calizas micríticas de color beige finamente laminadas, con alguna capa oolítica, seguidas de dolomías bien estratificadas, coronadas por un paquete de micritas masivas. En los dos tercios superiores se alternan “packestones-grainstones” de gráveles (con ¿*dasycladaceas*?), niveles de colonización coralina muy bioturbados, calizas micríticas y dolomías localmente con laminación algal y porosidad fenestral. Como fósiles PEYBERNES (1976) cita *Alveosepta jaccardi*, *Kurnubia palastiniensis*, *Labyrinthina mirabilis* y DELMAS *et al.* (1971) *Pseudocyclammina virguliana*. La citada asociación data el Kimmeridgiense. Se interpretan como ciclos de facies de sub a supramareal en una llanura mareal carbonática.

El perfil de Corçà ha proporcionado, además de gasterópodos, ostrácodos, espículas, miliólidos, tallos de crinoideos, coralaris y ostreidos (*Exogyra*, *Darugonina nov. Sp.* PEYBERNES, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Alveosepta Jaccardi* SCHRODT, *Lenticulina sp.*, *Quinqueloculina sp.*, *Nautiloculina Oolithica*, MOHLER, *Campbelliella Striata* CAROZZI, *Cayuxia sp.*, *Thaumtoporella Parvovesiculífera* RAINERI, *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA, *Kurnubia palastiniensis*, HENSON, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Everticyclammina virguliana* KOEHLIN, y *Trocholina sp.* Fauna que caracteriza el Kimmeridgiense inferior.

- b) Unos 48 m de calizas micríticas, a veces algo limosas, con estratificación fina irregular que les confiere un aspecto hojoso, *Calcaires en plaquettes*, J7, de PEYBERNES (1976). El contacto basal es brusco y se ha usado como referencia en la correlación. Contienen abundantes trozos de moluscos y gasterópodos, con algunas intercalaciones de “grainstones” oolíticos y niveles ricos en dasycladáceas y *Everticyclammina virguliana*. Lateralmente se dolomitizan de forma irregular. Constituye la parte inferior del tramo 07 del perfil de Corçà, donde ha proporcionado la siguiente fauna: *Alveosepta Jaccardi* SCHRODT, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Everticyclammina virguliana* KOEHLIN, *Pseudocyclammima Lituus* YOKOYAMA, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, y además *Exogira*, ostracodos, espículas, radiolas de crinoideos, gasterópodos, miliólidos y *Trocholina sp.*
- c) El subtramo superior de 07, en Corçà, lo constituyen las llamadas *Calcaires massifs a Anchispirocyclines*, J8 de PEYBERNES, 1976. Se trata de unos 90 m de calizas micríticas de color claro con estratificación masiva o en bancos métricos. Contienen coprolitos y caráceas. Se intercalan niveles dolomíticos y de “packestones” con algas, miliólidos y *Anchispirocyclus lusitanica*, que determina una edad Portlandinense para la parte alta del tramo. En Corçà se encontró además *Rectocyclammina? arrabidensis* RAMALHO, y también texturados (*Pseudochrysalidina*), *Favreina sp* y fragmentos de lamelibranquios.
- d) Como parte superior de las *calcaires massifs* anteriores (J8) se ha diferenciado este tramo que fue denominado “ZONA 5” por DELMAS *et al.* (1971) y que cuenta con 51 m de espesor, solo preservado en Corçà. Está compuesto por dolomías con intervalos brechosos que se hacen dominantes hacia la parte media-alta e intercalan esporádicos niveles oolíticos. Los clastos son angulosos, de tamaño centimétrico (max. 7 cm), formados por la misma litología de dolomías y “grainstones” oolíticos. Encima están las brechas del Cretácico

inferior. Se atribuye al Portlandiense por comparación con la serie de la Sierra de Prada (Hoja de Organyà), y por haber proporcionado también *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER).

### 2.1.3. Cretácico inferior

Se encuentra a lo largo de la sierra del Montsec y su prolongación en Tolva, faltando más al sur, en el anticlinal de Millà y Pilzán, donde posiblemente no se depositó (ALVARADO *et al.*, 1959. En el Montsec, el espesor es máximo en el río Ribagorça (unos 440 m, si se acumulan distintas secciones), reduciéndose hacia el Oeste y de forma más brusca hacia el Este, donde puede estar ausente. Ello se debe a un biselamiento "onlap" sobre una superficie de erosión que bisela distintos términos del Jurásico y, sobre todo, a una profunda truncación bajo el Cenomaniense discordante (SOUQUET, 1967). Se han diferenciado dos unidades en determinadas secciones, describiéndose conjuntamente en otros puntos.

#### 2.1.3.1. Calizas con carófitas y brechas, calizas con orbitolinidos (7). ¿Neocomiense?-Barremiense

Se sitúan entre el Jurásico y las primeras calizas con *Paleorbitolina lenticularis* del Aptiense inferior. Es una unidad caliza y brechosa que incluye parte de la formación de Calizas con carófitas del Montsec, que, como demuestra SCHROEDER *et al.* (1982), intercalan al menos dos niveles con microfauna marina, donde solo se ha identificado el Barremiense. La existencia del Neocomiense es dudosa en el área cartografiada.

En las proximidades de la ermita de la Pertusa (río Ribagorça), el espesor máximo estimado es de unos 150 m. Los primeros 60 m son una alternancia de paquetes de calizas con carófitas y paquetes de brechas. Las calizas se brechifican lateralmente, como ya observó GARRIDO-MEGÍAS (1973) en otras secciones del Montsec. Son micritas de color claro con caráceas, gasterópodos, ostrácodos y algunas superficies ferruginosas. En interbancos margosos delgados se han determinado: *Perimneste micranda* GRAMBAST, *Cypridea menevensis* (ANDERSON), *Cypridea Gr. bismammata* HARBORT, *Fabanella polita* MARTIN, *Damonella pygmaea* (ANDERSON), *Blobator Nupprensis* (PECORINI), *Flabellochara grovesii* (HARRIS), *Dictyocythere mediostricta transfuga* MALZ, *Darwinula leguminella* (FORBES); además de gasterópodos y dientes de peces. Fauna que determina el Berriasiense Superior-Valanginiense.

Las brechas están formadas por clastos decimétricos (max. 1 metro), muy angulosos, desorganizados y con cemento calcáreo. Los últimos 90 m de la sucesión forman un escarpe (bajo la cota 890 m) y no han podido observarse. Según DELMAS *et al.* (1971), la parte alta de esta formación lacustre se indenta con calizas marinas atribuidas al Barremiense. Siguiendo el barranco de la Pardina hacia su desembocadura en el Ribagorça, la serie descrita se reduce a pocos metros de brechas, y paralelamente la serie jurásica es truncada profundamente en discordancia.

En el borde oriental de la Hoja (Barrancs del Colobó y alrededores), hay un máximo de 117 m de calizas con carófitas y gasterópodos, con una indentación de calizas marinas a pocos metros sobre el Jurásico. En este nivel, SCHROEDER *et al.* (1982) citan la asociación de *Valserina brönnimanni*, *Eopalorbitolina cf. charollaisi* y *Paleodictyoconus glanensis*, atribuible al Barremiense superior.

En el Montsec de Montgai, al Oeste del río Ribagorça, SCHEROEDER *et al.* (1982) describen entre el Jurásico y el Aptiense una serie de 135 m de espesor, con algunos contactos fallados, pero donde en esencia hay un tramo inferior de biopelmicritas y biopelsparitas con microfauna marina, que incluye *Paracoskinolina jourdanensis*, marcadora del Barremiense inferior, seguido de 90 m de calizas con carófitas. Igualmente en Tolva, los citados autores encuentran en contacto por falla con el Jurásico, 20-25 m de calizas marinas con *Urgonina alpillensis* del Barremiense inferior, coronadas por 20 m de calizas con carófitas.

### 2.1.3.2. Calizas con orbitolinas y margas con niveles de lignito (8). Aptiense

En el río Ribagorça se ha medido un espesor máximo de 291 m de espesor. La base de la unidad se dispone en "onlap" sobre una superficie de erosión que trunca las brechas de la Unidad inferior. Esto se observa en la desembocadura del barranco de la Pardina. Se describe en cuatro tramos (01+01+03, 04, 05 y 06 de la columna Minas de Corçà) que se corresponden a los mismos cuatro de la columna Corçà de GARRIDO-MEGÍAS, 1973:

1. Con 68 m divididos en los siguientes subtramos: 01, de 19 m de calcarenitas y calizas margosas que han dado *Haplophragmium* sp, *Ophthalmidium* sp. Escúculas, ostrácodos y restos de crinoideos. Subtramo 02, de 34 m de margocalizas con tramos nodulosos que proporciona *Paleorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER, *Everficyclammina greigi* (HENSON), *Patellina subcretacea* (CUSHMAN y ALEXANDER), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Neocythere mertensi* OERTLI, *Haplophragmium* sp, *Bullopore* sp, *Lwenticulina* sp, *Cythereis* sp, *Pseudocyclammina hedbergi*, MAYNC, *Tritaxia Pyramidata* REUSS, *Schuleridea cf Jonesiana* (BOSQUET), y, además miliólidos, ostreidos, radiolas y restos de Crinoideos; configurando en la base un biostroma de corales. Y el Subtramo 03, de 15 m de una barra bioclástica, con estratificación ondulada, formada por "grainstones" de bioclastos medios y gruesos, que han proporcionado, además, *Orbitolinopsis* sp, (O. AFF Praesimplex SCHROEDER) y *Debarina Dehaounerensis* FOURCADE, RAOULT y VILA.

El conjunto del tramo comprende el Bedouliense y se corresponde con la unidad U3 de PEYBERNES, 1976.

2. Con 32 m de margas y margocalizas con abundantes orbitolinas y gasterópodos. En la parte alta hay bancos de ostreas y una capa ocre de limos y arena muy fina con laminación paralela. PEYBERNES (1976) cita *Pseudochoffatella cuvillieri* y *Pseudocyclammina* sp. El tramo termina por un nivel decimétrico de lutitas rojizas oxidadas con nódulos de limonita. Es en este nivel y pocos metros por encima en el que se han excavado las minas de lignitos de Corçà y varias catas. En superficie no se observan las capas de lignito, que, según ALVARADO *et al.* (1959), no llegaban al metro de potencia. Se corresponde al subtramo 04 de la columna Minas de Corçà y ha proporcionado, además de fauna común con el tramo inferior, *Epistomina cf. chapmani* TENDAM, *Gaudryina Dividens* GRAVERT, *Ataxophragmium (valvulammina) sp*, *Spiroplectammina sp*, *Paracypris cf Jonesi* BONNEMA/ *Bairdia sp*, *Doloccytheridea intermedia* OERTLI, *Tristix sp*, *Palmula sp*, *Quinqueloculina*, *Triloculina* y *Sigmoilina*; fauna que determina el Gargasiense inferior y la unidad U4a (PEYBERNES, 1976).

3. Son 33 m de margocalizas hojosas grises con intercalaciones de calizas nodulosas, terminando por una barra ocre de "grainstones" bioclásticos con trozos de rudistas y que ha proporcionado *Nautiloculina Cretácica* (PEYBERNES), *Sabandia minuta* (HOFKER), *Cuneolina sp*, *Spiroplectamina sp*, además de secciones de *Orbitolina sp*, *Haplophragmium sp* miliólidos, gasterópodos y restos de moluscos y crinoideos. Fauna que data el Gargasiense, probablemente U4b de PEYBERNES.
4. Con 158 m de margas, margocalizas y alguna intercalación de biosparitas algo glauconíticas. Contienen orbitolinas, algunas esponjas y corales solitarios. Los últimos 79 m están cubiertos en la zona de las minas de Corça. Los 80 metros inferiores han proporcionado la siguiente fauna: *Orbitolina mesorbitolina texana* (ROEMER), *Patellina subcretacea* (CUSHMAN y ALEXANDER), *Buccicrenata cf. subgoodlandensis* (VANDERPOOL), *Lenticulina sp* *Tristix sp*, *Cythereis bartensteini* (OERTLI), *Cythereis Büchlerae* (OERTLI), *Cythereis sp 306*" (OERTLI), *Cytherella Ovata* (ROEMER), *Dolocytheridea Intermedia* (OERTLI), *Paracypris cf jonesi* (BONNEMA), *Neocythere mertensi* (OERTLI) / *Bairdia sp*, *Daxia Cenomana* (CUVILLIER y SZAKALL), *Pseudotextulariella Cretosa* (CUSHMAN), *Flabellamina cf Washitensis* (ALEXANDER y SMITH), *Epistomina cf Chapmani* (TENDAM), *Ammobaculites sp* / *Gaudryina sp*, *Protocythere derooi* (OERTLI), *Protocythere mertensi* (OERTLI) y radiolas de equinodermos. Fauna que data al Gargasiense Superior; posiblemente unidad U4b de PEYBERNES, 1976, pero citada como "Unidad de Margas y Margocalizas con Pseudochoffatellas M<sub>2</sub>b conjuntamente con los tramos 2 y 3 anteriores.

En Tolva, SCHROEDER *et al.* (1982) describen 4 m de calizas y calizas margosas con *Orbitolinopsis praesimplex* y *Palorbitolina lenticularis* (Aptiense inferior), seguidos de 7 m de calizas con caráceas y 80 m de calizas y margas con *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* y *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Aptiense superior).

Por contra, en el margen oriental de la Hoja (zona de la Ermita del Colobó), entre las calizas con carófitas de la Unidad inferior y el Cenomaniense, solo están preservados escasos metros de micritas bioclásticas con *Palorbitolina lenticularis* coronados por un suelo endurecido (PEYBERNES; 1976, op. cit.). En posición análoga, SCHROEDER *et al.* (1982) describen al Oeste del río Ribagorça 0,4 m de calizas con *Palorbitolina lenticularis* (Aptiense inferior), con un suelo endurecido en su superficie.

El subtramo 03 de la columna "Minas de Corça", situado a techo del tramo nº 1 descrito, se presenta como una litofacies *shoa* bioclástica y parece equivalente a los escasos 5 m del subtramo 03 de la columna "Minas de Corça-2"; y los subtramos 04 de cada una igualmente. En cambio la fauna presente en la segunda columna no lo es ya que se asemeja a la presentada por los 05 y 06 de la primera (tramos 3 y 4 aquí descritos); de hecho en la "M. de C.-2" estas faunas señalan la unidad U4b (PEYBERNES, 1976) lo que explica la cierta ambigüedad con que aparecen delimitadas las unidades U4a, U4b y M<sub>2</sub>b en la primera de las columnas. A menos que se trate de un fuerte acuñamiento del Aptiense (Bedouliense) en la segunda de las columnas de Minas de Corça, lo que está documentado en todo el frente del Montsec y parece explicitado en la discontinuidad de los niveles lignitosos situados en 02 y 04 (de "M. de C.-").



Las dificultades descritas, unidas al hecho similar respecto del ¿Necomiense?-¿Barremiense? de la columna “Corçà” (subtramo 09 de ésta) y el subtramo 01 ¿Barremiense? de la “Minas de Corçà-2”, han obligado a cartografiar la siguiente unidad comprensiva:

### 2.1.3.3. Calizas y calizas margosas no diferenciadas (9). Barremiense-Aptiense

Constituye un nivel comprensivo de las dos unidades anteriores, que en la región de Tolva, entre otras, no se han separado debido a su poco espesor.

### 2.1.4. Cretácico superior

#### 2.1.4.1. Calizas con prealveolinas, calizas con apitónelas y calizas con rudistas (10). *Cenomaniense medio-Turoniense*

Aflora en el Montsec con un espesor que se incrementa hacia el Oeste. En las Sierras Marginales no se encuentra, posiblemente la laguna es de no depósito. Las facies son muy constantes con los siguientes tramos:

01: Unos 25 de calizas “mudstones-wackestones” grises, bien estratificadas, con superficies ferruginosas y prealveolinas, miliólidos, caráceas, concentraciones de ostreoides, trozos de rudistas, colonias de anélidos. Se interpretan como facies de plataforma carbonática. En la columna de La Pardina se han recogido: *Prealveolina cretacea* REICHEL, *Quinqueloculina*, spp, *Ophthalmidium*”, sp, *Praelveolina simplex* REICHEL, *Ovalveolina ovum* D’ORBIGNY, *Spiroplectammina* sp, *Halimeda* sp, *Acicularia* sp/*Neomeris* sp, *Daxia cenomana* CUVILLIER y SZAKALL, *Charentia cuvillieri* NEUMANN, *Rehacytheresis sopeirensis* ANDREU, *Oertliella C.F. soaresi*” COLIN y LANVERJAT, *Veenia* aff. *ballonensis* DAMOTTE y GROSDIDIER, *Cytherella ovata* (ROEMER, *Pontocyprella* sp, y, además, discorbidos, ostrácodos, ostreoides, rudistas, gasterópodos, restos de crinoideos y radiolas. Contiene también algunos fósiles atribuidos al Senoniense (*nummofallotia*).

La microfauna determina una edad Cenomaniense, admitiéndose por su posición estratigráfica una edad Cenomaniense medio-superior. Corresponden a la Fm de “calizas con Prealveolinas” de SOUQUET (1967), y a la parte inferior de la Fm de Santa Fe de MEY et al. (1968).

02-03: Tiene unos 75 m de espesor, de los cuales solo los primeros metros están estratificados, en un contacto con el tramo anterior que parece transicional, el resto es completamente masivo. Son calizas micríticas con textura grumosa y sacaroide que han presentado la siguiente fauna: *Rotalipora* sp (*R. aff. cushmani* (MORROW)), *Praeglobotruncana* sp, *Nezzazatidos* (*N Nezzazata* aff *Simplex* OMARA), *Pseudovalvulineria* (*Gaveolinella*), sp, *Tritaxia* sp/*Spiroplectammina* sp, *Pithonella Sphaerica* (KAUFMANN), *Whiteinella* sp, *Hedbergella* sp, *Heterohelix* sp, *Margulinella* sp, *Ammobaculites* Aff. *Lagenalis* (ROEMER), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), y, además, ostrácodos, briozoos y restos de equinodermos. Fauna que abarca desde el Cenomaniense superior al Turoniense.

En los últimos 13 m (03) se intercalan biosparitas skeletales “rudstones” con fragmentos de rudistas, lamelibranquios, erizos y gráveles, y una probable edad Coniaciense.

Este doble tramo (02+03) se corresponde a la Fm de “Calizas con Pithonellas” de SOUQUET (1967). Se interpretan como facies de plataforma abierta con influencia pelágica. Los niveles bioclásticos superiores indican una brusca somerización. También descritas como Fm “Calizas de la Pardina” (SORIANO, 1991).

#### 2.1.4.2. Calizas margosas con carófitas y rudistas (11). Fm de la Cova. Coniaciense-Santoniense inferior

En contacto brusco con el último tramo de la unidad anterior hay unos 25 m de calizas que contrastan en panorámica por su buena estratificación. La parte inferior (04 en la columna de La Pardina) son micritas marrones con oogonios y restos de charofitas, muy abundantes, y moldes internos de gasterópodos, también ostrácodos e intraclastos. En la parte superior (base de 05) predominan los “wackestones” grises con abundantes miliólidos pequeños (¿*Munieria*?), caráceas, briozoos, ostrácodos, gasterópodos, ostreidos y restos de equinodermos y tubos de anélidos; además de presentar concretamente: *Pararotalia cf. tuberculifera* (REUSS), *Cuneolina Pavonia* D’ORBIGNY var, *Augusta* CUSHMAN, *Moncharmontia Appninica* (DE CASTRO), *Vidalina Hispánica* SCHLUMBERGUER, *Idalina Antiqua* (D’ORBIGNY), *Dendritina Gigantea* (GENDROT), *Quinqueloculina, sp*, *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Gendrotella Rugoretis* (GENDROT), *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Tritaxia sp*, *Acicularia sp* y *Archaeolithothamnium SP* que datan desde el tramo A del Coniaciense Superior hasta el Santoniense Inferior.

En la unidad se intercalan niveles más margosos de calizas bioclásticas y algún banco de rudistas. PONS (1977) cita *Radiolites matheroni*, *Hippurites* (O) *toucasianus*, dientes y otolitos de peces. Abundan los nodulillos y superficies ferruginosas, terminando por un suelo endurecido ferruginoso (Tolva) o un nivel con rizocreaciones. Se interpretan como facies lacustres y de plataforma restringida carbonática.

El conjunto de la unidad, morfológicamente, es el final del primer gran escarpe del Montsec resuelto como repisa inclinada en el subtramo superior, y ha sido citado como el tramo inferior de Calizas de la Cova.

#### 2.1.4.3. Calizas bioclásticas ferruginosas (12). Fm de la Cova. Coniaciense-Santoniense

El espesor medido en el Montsec de Ares se incrementa hacia el Oeste, alcanzando unos 60 m en el Ribagorzana, donde se identifica con el tramo 05 del perfil de La Pardina (excepto el subtramo basal incluido en la unidad 11). Se presenta como un resalte morfológico constituido por tres escarpes (2º, 3º y 4º del Montsec) y una repisa inclinada (entre el 3º y 4º).

Básicamente son 4 barras en que predominan los “grainstones” esparíticos de color ocre con gruesos bioclastos ferruginizados. Contienen trozos de rudistas, radiolas, briozoos, grandes miliólidos y se ha identificado la siguiente fauna: *Idalina Antiqua* (D’ORBIGNY), *Quinqueloculina spp* (y otros miliólidos), *Cuneolina sp*, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Dictyopsella Kilianni* SCHLUMBERGER, *Dendritina Gigantea* (GENDROT), *Valvulamina (Nezzazatinella) Picardi* (HENSON), *Rotalia Reicheli* HOTTINGER, *Archaeolithothamnium sp*, *Nummofallotia Cretacea* (SCHLUMBEGGER), *Archiaciana sp*, *Moncharmontia Apenninica* (DE CASTRO), *Ophthalmidium sp*,

*Vidalina Hispánica* SCHLUMBERGER, *Pseudolituonella mariae* GENDROT, *Pseudocyclammina Massiliensis* MAYN, *Pseudorotalia schaubi* HOTTINGER, y, además, restos de equinodermos y gasterópodos. Fauna toda que identifica una edad Santoniense.

Petrográficamente el depósito es de plataforma interna carbonática formando barras con estratificación cruzada planar, en general de alto ángulo y taludes de hasta un metro, dirigidos hacia el NNE. Corresponden a facies transgresivas de barras de "shoreface".

Esta unidad identificada como el tramo intermedio de "Calizas de La Cova", se presenta indentando hacia el Oeste con el tramo inferior de ésta formación.

#### 2.1.4.4. *Calcarenitas grises con lacazinas (13). Fm de la Cova. Santoniense*

Constituye el tramo superior y más potente de las denominadas "Calizas de la Cova", con cuyo tramo inferior llega a indentar por el Este. En el perfil de la Pardina comprende los subtramos 06, 07 y 08, completándose con el subtramo 01 del perfil Mont Alt. En conjunto unos 250 m de potencia que se caracterizan por una alternancia de paquetes de calcarenitas nodulosas, calizas margosas y abundantes biostromas calcáreo-margosos de rudistas, con algas rojas, algas esponjas y corales. Esta asociación caracteriza un ambiente submareal de plataforma protegida en general de baja energía. De hecho, esta facies se encuentra también en la unidad anterior, pero menos desarrollada. Destaca por su continuidad una barra de calcarenitas grises, rica, en Lacazinas (07), con gran continuidad lateral y espesor decamétrico muy variable, que forma la 5ª y última pared en el relieve antes de las "Margas del Montsec" suprayacentes. En el Montsec de Mongai, el contacto de las calcarenitas con las margas es un suelo endurecido ferruginoso, que también se identifica en la zona de Santa Lis.

Los subtramos 06 y 08 extraordinariamente abundantes en hippurítidos han caracterizado a toda la unidad, denominada antiguamente como "Calizas de Hippurites" (incluyendo desde el subtramo 03 del perfil de la Pardina).

En cuatro muestreos la unidad ha presentando la siguiente fauna: *Periloculina Zitteli* MUNIER-CHALMAS y SCHLUMBERGER, *Nummofallotia apula* LUPERTO SINNI, *Dictyopsella kiliani* SCHLUMBERGER, *Idalina antiqua* (D'ORBIGNY), *Quinqueloculina*, sp, *Cuneolina* sp, *Vidalina hispánica* SCHLUMBERGER, *Pseudorotalia schaubi* HOTTINGER, *Rotalia Reicheli* SHOTTINGER, *Archaeolithothamnium* sp, *Lacazina elongata* SCHLUMBERGER, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), *Pseudocyclammina massiliensis* MAYNC, *Dendritina Gigantea* (GENDROT), *Moncharmontia Apenninica* (DE CASTRO), *Gendrotella Rugoretis* (GENDROT), *Haplophragmium* sp, *Ammobaculites* sp, *Marieita prismática* (MARIE), *Bairdoppilata* sp, y, además, Rudistas, restos de Equinodermos y Briozoos. Fauna que data a la unidad como Santoniense superior, con posible arranque en el S. medio.

Las tres unidades 11, 12 y 13 que forman la Fm Calizas de la Cova, en evidente indentación o relevo, y que, junto con los 24 m finales de las Calizas de Pithonellas (bancos esqueléticos costeros de fragmentos de rudistas), fueron llamadas Calizas de Hipurites, se han cartografiado por criterios de resalte morfológico debido a su significación en el relieve; y por ello, no siempre los tramos cartográficos se ajustan a las descripciones que con carácter unificador anteceden.

#### 2.1.4.5. *Margas, calizas arenosas, areniscas y conglomerados de cuarzo (15, 14). Fm de margas y areniscas del Montsec. Santoniense*

La base está bien definida en el Montsec por el cambio de las calcarenitas (01 de la columna Mont Alt) de la unidad 13 a una potente serie margosa y arenosa. Corresponde a la “ruptura intrasantoniense” de GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972). Su techo es más problemático debido a que las calizas suprayacentes (Fm de Calizas de Terradets), se indentan también por su base con una serie margocaliza. Se ha tomado como límite superior de esta Unidad la aparición de los primeros paquetes potentes de calcarenitas grises con Rudistas y silicificaciones, unida a la desaparición de los siliciclásticos gruesos. El espesor medio es entonces de unos 225 m en la parte oriental de Montsec d’Ares hasta el meridiano de Alçamora, a partir del cual se incrementa bruscamente hacia el río Ribagorça, donde GARRIDO-MEGÍAS (1973) cita un espesor de 592 m (sus niveles 10, 11 y 12), a considerar máximo, ya que de aquí hacia el oeste se reduce nuevamente a 407 m en el Montsec de Mongai (Mont Alt) y menos en Tolva.

Esta formación constituye la base de la transgresión (diacrónica) del Cretácico Superior hacia las Sierras Marginales, donde su espesor queda reducido a unas pocas decenas de metros de areniscas y conglomerados, que vienen siendo identificadas como Fm de Adrahen (MEY *et al.*, 1968) y en esta cartografía como unidad 14. En el anticlinal de Millà se superpone directamente al Jurásico medio-superior y en el flanco NE del sinclinal de Estopiñán el Cretácico se inicia por unos 38 m de calizas salpicadas de grava, discordantes sobre brechas del Hettangiense superior. Por su escasa entidad en el área de las Sierras Marginales ha sido cartografiada junto a las calizas con rudistas suprayacentes (16), y como tales.

En el Montsec forma una extensa ladera, normalmente cubierta por derrubios y su descripción se basa en la serie del Mont Alt (Montsec de Mongai), donde aflora en excelentes condiciones. Se diferencian dos tramos:

##### INFERIOR:

Subtramos 02 y parte inferior del 03 de esa columna que suman 90 metros formando una secuencia progresivamente más carbonática y somerizante hacia el techo. Los primeros 37 m son margas oscuras con intercalaciones de margocalizas muy nodulosas, con abundantes lamelibranquios, gasterópodos y braquiópodos. Los nódulos se concentran a veces alrededor de *burrows* o fósiles. Las muestras han dado la siguiente fauna: *Lacazina elongata* SCHLUMBERGER, *Lacazina depressa* (D’ORBIGNY), *Quinqueloculina spp.*, *Idalina Antiqua* (D’ORBIGNY), *Dendritina gigantea* (GENDROT), *Dictyopsella cuvillieri* GENDROT, *Dictyopsella kiliani* SCHLUMBERGER, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), *Nummofallotia apula* LUPERTO SINNI, *Marieita prismática* (MARIE), *Rotalia reicheli* HOTTINGER, *Aeolisaccus sp.*, *Cuneolina cylindrica* HENSON, *Cuneolina pavonia* D’ORBIGNY var *Augusta* CUSHMAN, *Gendrotella rugoretis* (GENDROT), *Lenticulina sp.*, *Bairdoppilata sp.*, *Oertliella sp.*, *Limburgina sp.*, *Pterigocythere sp.*, *Praephacorhabdotus sp.*, *Bullopore sp.*, *Marginulina trilobata* REUSS, *Cytherella sp.*, y además Briozoos, Ostreidos, Rudistas, Radiolas y restos de Equinodermos que datan un Santoniense Superior.

Los últimos 53 m son una alternancia de margas, margocalizas y calizas margosas, primero grises y luego ocreos coincidiendo con la entrada de arena de cuarzo. Hacia el techo ya se intercalan paquetes de “packestones” con gravilla de cuarzo. Presentan fauna de *Lacazina elongata*

SCHLUMBERGER, *Nummofallotia cretácea* (SCHLUMBERGER), *Totalia Reicheli* HOTTINGER, *Quinqueloculina sp.*, *Lenticulina sp.*, Ostracodos, Briozoos y restos de equinodermos; igualmente del Santoniense Superior. Entre los ríos Ribagorça y Pallaresa, PONS (1977) cita además para este tramo inferior *Vidalina hispánica*, *Dictyopsella sp.*, *Spirocyclus choffati*, *Atarogyroidina (?) sp.*, *Prarotalia tuberculifera*, *Orbitoides hottingeri*, *Meandropsina vidali* ... y como macrofauna *Praeradiolites caderensis*, *Biradiolites carezi* y *Neithea sp.*

Hay que destacar que en el extremo oriental de la Hoja, la base de la Unidad contiene un delgado nivel arenoso cuyo espesor se incrementa hacia el río Noguera Pallaresa (GARRIDO-MEGÍAS, y RÍOS, 1972), donde se ha diferenciado como unidad 14.

#### SUPERIOR:

Subtramos 04, 05 y parte superior del 03 de la columna Mont Alt sumando 317 m de espesor. Comienza por una litofacies característica de capas y paquetes de calizas arenosas ocre con mucha grava de cuarzo y de 1 a 3 m de espesor entre margas arenosas, con algunos bancos de rudistas; es la parte superior del subtramo 03 y alcanza unos 92 m de potencia presentando fauna común con el tramo inferior: *Lacazina elongata*, *Quintoloculina*, *Nummofallotia cretácea*, *Rotalia reichli*, *Bairdoppilata sp.*, *Limburgina sp.* y también *Marginulina trilobata* REUSS, además de Ostreidos, Briozoos, Radiolas y restos de Equinodermos; que datan, igualmente, el Santoniense Superior.

Encima prograda una cuña de 90 metros de gravas y areniscas ocre siliciclásticas (subtramo 04) en paquetes muy gruesos (hasta 10 m), con estratificación difusa y mala clasificación interna que ha sido individualizada como unidad 14 junto con los otros miembros de la unidad 15 que presentan naturaleza siliciclásticas. Forman barras que lateralmente se interdigitan con margas. En vertical describe una secuencia simétrica, primero estratocreciente y luego estratodecreciente.

En la parte alta del tramo se vuelven a encontrar capas de calizas arenosas entre margas, similares a las inferiores. Se observan pocas estructuras, solo estratificación ondulada y localmente cruzada. Esta parte alta, de unos 136 m, presenta fauna de: *Lacazina elongata* SCHLUMBERGER, *Hemicyclammina chalmasi* (SCHLUMBERGER), *Idalina antiqua* (D'ORBIGNY), *Dictyopsella cuvillieri*, GENDROT, *Quinqueloculina sp.*, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), *Cuneolina cylindrica* HENSON, *Abrardia mosae* (HOFKER), *Marieitia prismática* (MARIE), *Bairdoppilata sp.*, *Pterigocythere sp.*, *Eocytheropteron sp.*, *Oertliella CF tubillaensis* RODRÍGUEZ LAZARO y, además Briozoos, Lamelibranquios, Radiolas y restos de Equinodermos. Fauna que señala el Santoniense terminal.

Las facies descritas corresponden a depósitos mixtos de "shoreface" que retrabajan aportes de abanicos deltaicos. La importante proporción de capas con bioclastos y terrígenos gruesos presente en el Montsec de Mongai y en el río Ribagorça disminuye progresivamente hacia el Este, haciéndose las facies más margosas y nodulosas, con cicatrices intraformacionales y "slumps", característicos de series de talud. Por contra, en el flanco sur del anticlinal de Tolva la formación consiste en paquetes de calcarenitas nodulosas ocre, con delgados intervalos margosos, habiendo desaparecido gran parte de la fracción margosa y arenosa.

A lo largo de la formación se encuentran algunos niveles con Rudistas (ver PONS, 1977 para una extensa lista de estos fósiles). Los bancos más desarrollados se han observado en la base del tramo superior. Son muy característicos los corales individuales *Placosmia vidali*, *Cyclolites* sp, *Aulosmia vidali*?, *Cunolites elliptica*?

#### 2.1.4.6. *Calcarenitas masivas con rudistas* (16). *Fm de calizas de Terradets. Santoniense Terminal-Campaniense*

Forman las grandes paredes del Montsec, manteniendo un espesor bastante constante de unos 450 m a lo largo de esta sierra. En el flanco norte del anticlinal de Millà, ALVARADO *et al.* (1959) citan un espesor de unos 400 m, que disminuye a menos de 300 m en su flanco sur y en el sinclinal de Estopiñán. Corresponden también con la Fm de Bona de MEY *et al.* (1968).

En el Montsec la estratificación es masiva, con planos de estratificación principales que se siguen en panorámica por largas distancias. En detalle las capas masivas están subdivididas por planos discontinuos, a menudo estilolíticos, con insolubles carbonosos. Se observa una alternancia de tres litofacies: 1.- Calcarenitas blancas de grano fino a grueso (trozos algas rojas?), con pequeña proporción de cuarzo, esporádicos nódulos de sílex y Rudistas normalmente muy fragmentados. 2.- Bancos biostromales de rudistas y algas rojas, localmente hay colonias en posición de vida. 3.- "Packstones-grainstones" gravelosos con foraminíferos, Briozoos, algas rojas y radiolitas, correspondientes a facies de barras inter a submareales. En la serie de Montrebei los principales bancos de Rudistas se desarrollan entre 153-240 m de la base, mientras que a 325 m se encuentra un horizonte somero con caráceas? y superficies endurecidas ferruginosas. GARRIDO (1973) cita en su parte alta Lacazinas y Orbitolinas resedimentadas.

En el Montsec de Montgai los 210 primeros metros de la sucesión pasan en lateral hacia el NO a calcarenitas limosas bien estratificadas mientras la mitad superior mantiene la facies de calizas masivas que forman escarpe. Ello permite distinguir aquí a nivel geométrico dos plataformas carbonáticas, que en el Montsec d'Ares se encuentran amalgamadas. Ambas plataformas están separadas por un nivel de 2 m de "grainstones" con abundante grava de cuarzo, que cubre en contacto brusco los biostromas de Rudistas y algas rojas del techo de la plataforma inferior. En Motrebei este nivel detrítico no ha sido observado, sin embargo, más al Este, en la serie del Clot d'Olsi-Alçamora, PONS (1977) detecta una entrada de detríticos groseros (su nivel 15) en una posición equivalente.

En base a las citadas observaciones y sobre la serie levantada en Motrebei se puede dividir la Fm de Calizas de Terradets en tres tramos, el inferior (01) de al menos 325 metros, que presenta las tres litofacies citadas depositadas sobre una plataforma carbonática protegida; la intermedia (02), de unos 115 metros, con facies similares a la inferior pero menor desarrollo de los bancos de rudistas y mejor estratificación, que representa una somerización sobre un suelo endurecido; y una superior (03) de otros 108 m en los que se registra la entrada de arena de cuarzo y se constituye en base de la Fm de Arén.

El tramo inferior ha presentado a lo largo de 11 muestras la siguiente fauna: *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), *Sulcoperculina aff. cubensis* (PALMER), *Rotalia reicheli* HOTTINGER; *Vidalina hispánica* SCHLUMBERGER, *Quinqueloculina spp*, *Archaeolithothamnium sp*, *Dicyclina*

*schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Marssonella* sp, *Minouxia*, sp, *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLE), *Orbitoides tissoti*, SHCLUMBERGER, *Praesiderolites* sp, *Idalina antiqua* (D'ORBIGNY), *Ophthalmidium*, sp, *Dendritina gigantea* (GENDROT), *Triloculina* sp, *Dictyopsella*, sp, *Valvulamnina* (*Nezzazatinella*) *picardi* (HENSON), *Orbitokathina vonderschmitti* HOTTINGER, *Rotalia* sp, *cuneolina* sp, *Biloculina* sp, *Orbitoides media* (D'ARCHIA), *Abrardia mosae* (HOFKER) "*Scandonea samnítica* DE CASTRO, y, además, Miliólidos, Ostracodos, Briozoos, Rudistas, Gasterópodos, fragmentos de Coralarios, Orbitolínidos (¿resedimentados?), Ostreidos y restos de Equinodermos; asociación faunística característica del Campaniense.

El tramo intermedio en cinco muestras ha presentado la siguiente fauna, además de otra común con el tramo anterior: *Rotalia cf saxorum* D'ORBIGNY, *Tritaxia* sp, *Pseudocyclammina* sp, *Halimeda* sp y *Lacazinella*; igualmente perteneciente al Campaniense, señalando ya la somerización de la plataforma.

El tramo superior presenta fauna común con el precedente, destacando la abundancia de *Archaeolithothamnium* sp, Briozoos y restos de Equinodermos, la presencia de tubos de Anélidos, la de *Moncharmontia apennínica* (DE CASTRO) y de Rótalidos.

En el flanco sur del anticlinal de Tolva se observan entre las calcarenitas intercalaciones de micritas con miliólidos, algas (¿Caráceas?) y Gasterópodos, correspondientes a facies de plataforma interna. Son abundantes las superficies ferruginosas.

En el flanco noreste del sinclinal de Estopiñán se han medido 282 metros con la siguiente sucesión:

- 38 m de "packestones" bioclásticos ferruginosos ocre con estratificación cruzada y ondulada. Como componentes hay trozos rodados de Rudistas, Briozoos, Radiolas, Miliólidos. Se observa glauconitización. Los últimos 14 m están salpicados de arena y grava angulosa de cuarzo de hasta 6 mm de diámetro. Como anteriormente se ha indicado, este tramo se correlaciona posiblemente con parte de la Fm de margas y areniscas del Montsec, pero se ha incluido en esta unidad por motivos cartográficos prácticos.
- 115 m de bancos biostromales de Rudistas, asociados a algas rojas, con matriz rosada "wackestone-packestone" con Miliólidos. A 11 m de la base se observan cantos de cuarzo tapizando planos de estratificación, indicando una relación lateral con el tramo anterior.
- 129 m de calcarenitas con graveles blancos formados principalmente por trozos de algas rojas. Contienen muchos Rudistas fragmentados, que a partir de los 45 m forman biostromas con frecuentes niveles biohermales de uno a tres metros de espesor. Hacia la parte alta las facies son más micriticas y someras, con abundantes Miliólidos. El tránsito a las calizas lacustres de la unidad 19 es transicional en los últimos 9 metros, donde se intercala una capa de micritas grises con Caráceas y Gasterópodos entre las calizas con Rudistas. Ello apunta a que la parte superior de las calizas marinas sea aquí de edad Maastrichtiense, como ha sido demostrado más al Sur por PONS (1977) en la Hoja contigua de Os de Balaguer; criterio que se ha seguido en la cartografía del sector en esta Hoja de Benabarre.

#### 2.1.4.7. Areniscas y calizas arenosas (17). Fm de Arén. Campaniense-Maastrichtiense inferior

En el flanco norte del Montsec, la base se sitúa en el cambio brusco, a escala de afloramiento, de calizas biomicritas a biointraesparitas bien lavadas. Este límite corresponde a la “ruptura intracampaniense” de GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972), aunque su posible isocronía a lo largo del Montsec no está demostrada. Por el contrario, a escala regional, el techo de la Unidad es heterócrono y más moderno desde el Este hacia el Oeste (LIEBAU, 1973); de forma que entre el pueblo de l’Alzina y el río Ribagorça, la parte alta de las areniscas marinas se interdigita con calizas con Carófitas y lutitas de fauna salobre incluidas en la facies garumniense (18). Del río Ribagorça hacia el Oeste, el contacto con la facies “garumn” puede considerarse isócrono a la escala de la cartografía.

En el Montsec d’Ares el espesor medio está entre 500-575 m, incrementándose hasta 697 m en Montrebei (río Ribagorça). De aquí hacia el Oeste el espesor se reduce de manera espectacular hasta unos 350 m en el extremo occidental del Montsec de Mongai. Al sur de Benabarre vuelve a aflorar, con su base en parte cubierta por el Oligoceno discordante; con la particularidad en esta facies de alta energía de un delgado nivel de micritas lacustres con carófitas cerca de la base.

Más al Sur, en el sinclinal de Estopiñán, las Areniscas de Arén están ausentes.

La serie más completa corresponde al Congost de Montebei, con cuatro tramos distintivos:

03: 108 m de “grainstones-rudstones” esparíticos con coloración anaranjada en fractura y estratificación cruzada de gran escala. Se componen principalmente de fragmentos de Briozoa-rios, Equinodermos, algas rojas y en menor proporción Rudistas. Contienen Lacazinas (resedimentadas) y Orbitoides. En la base se detecta una entrada de arena de cuarzo. Se interpretan como barras bioclásticas costeras de la parte alta del “shoreface” y de “foreshore”, pero su fauna y el medio asociado a ella, según las fichas correspondientes a las muestras 06/03/T1, T2 y T3, señala una “plataforma interna carbonática somera”, continuación del tramo precedente de la unidad 16 (02); razón por la que se describió como techo de esta unidad, anotando su ambigua condición de “base de la Fm de Arén” y situándola como parte del Campaniense.

04: 504 m de una alternancia de paquetes de arenisca muy gruesa con abundante grava de hasta 3 mm bien rodada y paquetes de calizas bioclásticas salpicadas de arena y grava. Los cantos a menudo se disponen en “lags” tapizando las cicatrices. Presentan estratificación ondulada y cruzada de gran escala planar bidireccional, predominando el sentido N-NE. Parece haber ciclos que comienzan por areniscas y terminan por calizas. En la parte central del tramo (entre 245 y 345 m de la base) las muestras 06/04/T9, T11 presentan granos redondeados con tamaño de arena gruesa y microconglomerática (hasta 4 mm) de cuarzo y cuarcita. A través de seis muestras se ha identificado la siguiente fauna: *Vidalina hispánica* SCHLUMBERGER, *Rotalia CF saxorum* D’ORBIGNY, *Quinqueloculina sp*, *Schlumbergerina sp*, *Minouxia sp*, *Marssonella sp*, *Ophthalmidium sp*, *Archaelithothamnium sp* junto con Briozoos, Rudistas y restos de Equinodermos en la parte baja del tramo que sitúa a ésta en la transición del Campaniense (cuya fauna es similar) al Maastrichtiense. La fauna del resto del tramo que ha sido diferenciada: *Orbitoides media* (D’ARCHIAC), *Nummofallotia Cretacea* (SCHLUMBERGER), *Pseudovalvulineria sp*,



*Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Lepidorbitoides socialis* (LEYMERIE), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Lithophyllum sp.*, y además, Ostreidos, Ostracodos, Rotálidos, Miliólidos, Gasterópodos y Coralarios, sitúan claramente al resto del tramo (80% del mismo) en el Maastrichtiense, como depósitos costeros de “foreshore”-parte alta del “shoreface”. Un poco más al Este, en la serie del Clot d’Olsi-Alçamora, PONS (1977) cita *Praeradiolites boucheroni* en un nivel correlacionable con la parte alta de este tramo.

05: de 36 metros, formado por areniscas micáceas muy bioturbadas de grano muy fino a medio, lo que las hace distintivas del tramo infrayacente. Se han sedimentado en la parte inferior-media del “shoreface”. Son silíceas en el 40% de su composición y de grano redondeado; presentan estratificación paralela irregular.

06: de 51 metros, formado por calizas bioclásticas salpicadas de grava y arena con estratificación ondulada y gran concentración de oncolitos en su base. Presentan fauna de: *Orbitoides media* (D’ARCHIAC), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Minouxia sp.*, *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), *Cibicidoides sp.*, *Lithothamnium sp.*, *Nannofallotia cretácea* (SCHLUMBERGER), *Neomeris sp.*, y además, Miliólidos, Rotalidos, Ostreidos, Briozoos, Ostrácodos, Gasterópodos, Coralarios, tubos de Anélidos, Algas squamariaceas y restos de Equinodermos. Fauna netamente Maastrichtiense (inferior).

#### 2.1.4.8. *Lutitas grises, calizas con carófitas y niveles de rudistas (18). Fm de Posa. Facies Garumn. Maastrichtiense*

Equivale a las unidades estratigráficas de Posa y Xullí de LIEBAU (1973) y a la parte baja del “Garumniense inferior” de RORELL (1965). Aflora en el norte del Montsec con espesor variable debido a su indentación con la Fm de Arén. En el extremo oriental de la cartografía tiene unos 40 m y está formada por una alternancia de lutitas grises con intercalaciones de capas de margocalizas y micritas con Carófitas y Ostrácodos. Cerca de la base se encuentra un horizonte biohermal de Rudistas denominado por LIEBAU “nivel de l’Alzina”, que se correlaciona con el “nivel de Els Miquels” de PONS (1977), su cenozona A del Maastrichtiense, con *Praeradiolites boucheroni*, *Praeradiolites maximus*, *Praeradiolites sp* y *praeradiolites echennensis*.

En el río Ribagorça, serie Barranco de Jullana, la formación se ha reducido a 7 m de lutitas grises con rizocreciones y algún nodulillo carbonoso, y más al Oeste no se ha identificado.

Se interpreta como facies confinadas de “lagoon” con baja salinidad, y episódicas entradas marinas, depositadas en un ambiente adyacente a las facies de playas de la Arenisca de Arén.

#### 2.1.4.9. *Calizas micríticas con carófitas (19). Fm de la Massana. Facies Garumn. Maastrichtiense*

Esta unidad es característica de las Sierras Marginales, donde POCOVÍ (1978) la denomina “Tramo calcáreo inferior”. En el flanco noreste del sinclinal de Estopiñán tiene 57 m de espesor y su base, por ausencia de las Areniscas Arén, se sitúa sobre los últimos bancos de calizas con Rudistas y Miliólidos (Unidad 16). Comprende calizas micríticas grises o de color claro, bien

estratificadas, con algunas alternancias de limos grises. Abundan las Caráceas, Gasterópodos terrestres, Ostrácodos y numerosos intraclastos. A 38 m de la base se observa una capa con miliólidos. Por encima predominan calizas con texturas pulverulentas de alteración, brechificaciones intraformacionales, rizocreciones y costras ferruginosas, marcando una evolución vertical somerizante. Se interpretan como calizas lacustres-palustres de ambiente marino marginal.

En la Vall d'Àger su espesor se reduce desde el Este hacia el Oeste, con valores mínimos de 20 m en el sector cartografiado. Se ha denominado Formación de la Massana. Presenta facies de "mudstones" y "wackestones" lacustres comparables a los anteriormente descritos.

Hacia el Montsec esta Unidad probablemente pasa en lateral a la parte superior de la Fm de Areniscas de Arén y a la Fm de Posa, en base a ello su edad se considera Maastrichtiense inferior.

#### 2.1.4.10. *Lutitas versicolores y areniscas (20). Facies Garumn. Maastrichtiense*

Se encuentran ubicuamente en todo el área cartografiada. En el flanco norte del sinclinal del Montsec (río Ribagorça), serie Barranco de Juliana, sobre 7 metros de lutitas grises de la Fm de Posa (18), van 79 m de lutitas rojizas y marrones con tonos moteados y marcas de raíces que intercalan en su parte media capas delgadas de areniscas tabulares o mal canalizadas, algunas con "lags" de gravilla. Se observan estructuras de relleno de morfologías de canales abandonados, a veces con acreción lateral. Corresponde a la unidad estratigráfica de Canalis de LIEBAU (1973) y a la parte alta del Garumniense inferior de ROSELL (1965). También referenciada como Fm de Conques y Fm de Talarn (sobre todo en la Hoja de Isona), en cuanto a depósito de llanura aluvial distal.

En la sección de la carretera de Benabarre, considerada como la continuación hacia el Oeste del flanco norte del anticlinal del Montsec, esta unidad tiene 127 m de espesor situados sobre 5 metros de calizas lacustres brechificadas correlacionables con las de la Fm de Posa (18). Se han distinguido los siguientes tramos:

04: 90 m; sobre un horizonte de alteración muy continuo hacia el Montsec de Mongai, formado por los últimos 5 m de la Fm de Arén (tramo 03) que son areniscas de color rojizo mal cementadas y con costras, se encuentra una sucesión lacustre terrígeno-carbonatada con los primeros 5 m de calizas brechificadas (correlacionables con las de Fm de Posa), evolucionando hacia arriba (18 m) a un medio intermareal-frontdeltaico con lutitas grises, areniscas y calizas limosas con grandes oncoides sobre las que progradan "foresets" arenosos de escala métrica correspondientes a un talud deltaico. Encima se sitúan areniscas fluviales en paleocanales con estructuras de barras y cantos blandos entre lutitas predominantemente rojizas, que completan el tramo.

05: de 41 m, cuya mitad inferior son paleocanales con abundante grava de cuarzo correspondientes a la "arenisca de reptiles" y que suponen una marcada progradación fluvial. En la mitad superior predominan las lutitas versicolores, referibles como depósito de llanura de inundación.

En el sector cartografiado de la Vall d'Àger el espesor es de unos 70 m, incrementándose hacia el Este, fuera de la Hoja. La Unidad se denomina aquí Formación de Figuerola de Meià. Consiste en lutitas rojas y ocre con intercalaciones de 2-3 cuerpos potentes (hasta 20 m) y

muy continuos de areniscas arcósicas con “lags” conglomeráticos (“arenisca de reptiles”). Cuerpos formados por una amalgamación de paleocanales fluviales con paleocorrientes hacia el N y NO. La edad de la formación es Maastrichtiense dado que la base del tramo inferior contiene *Septorella ultima* según ULLASTRE y MASRIERA (1984) y en la “arenisca de reptiles” LLOMPART (1979) y LLOMPART y KRAUS (1982) describen fragmentos de huevos, huesos y huellas de dinosaurios.

En las Sierras Marginales la unidad corresponde con el “Tramo margoso inferior” de POCOVI (1978). De hecho su litología es similar a la descrita en la Vall d’Àger. En el flanco noreste del sinclinal de Estopiñán se han medido 57 m de espesor. Los primeros seis metros son lutitas versicolores que incluyen a techo una capa margocaliza llena de oncoides esféricos. El resto son lutitas con intercalaciones de paleocanales de areniscas y gravas con estructuras de barras.

Esta Unidad (20) junto con los niveles carbonatados subyacentes (18 y 19) y suprayacentes (21) constituye el núcleo de lo que se ha venido denominando “garumniense gris” o “garumniense inferior”; menos característico que el llamado “garumniense rojo” situado básicamente en el Paleoceno, pero que por una cierta continuidad de ambiente sedimentario lacustre-fluvial-palustre representan ambos el impreciso paso del Mesozoico al Terciario (Paleoceno) efectuado, como otros tránsitos mayores, a través de facies de “red beds” que representan los cambios paleogeográficos y paleoclimáticos entre periodos.

El subtramo superior de la Unidad (20) con su abundancia en restos óseos, huellas y huevos de dinosaurios se toma actualmente como final tópico del Mesozoico, apoyando tal criterio en la distribución vertical de las Carófitas. De hecho, el último resto de dinosaurio hallado se localiza precisamente en la base de lo que se considera “nivel intermedio” o de transición entre las eras Secundaria y Terciaria (27 de la hoja de Isona), más o menos correlacionable con la Unidad 21 de esta hoja.

## 2.2. Terciario

La sedimentación mesozoica termina con el establecimiento de un régimen continental como consecuencia del más importante evento tectónico de la era, el general levantamiento sucedido al final del Cretácico, cuando toda la parte oriental de los Pirineos emergieron con los últimos movimientos paleoalpinos (Larámicos) y se convirtieron en el área de depósito de “red beds” garumnienses según direcciones de transporte hacia el Oeste donde se localizaba una delgada cuenca marina (en los actuales Pirineos Centrales) con profundidad creciente a Poniente. A esta epirogénesis le sigue una subsidencia generalizada en la vertiente meridional pirenaica y cuenca del Ebro durante el final del Paleoceno y Eoceno inferior, dando lugar a acumulaciones de “flysch” a lo largo de los bordes norte de tales cuencas.

Al tiempo, ocurrieron deslizamientos gravitacionales de mantos en dirección Sur, sobre tales taludes.

La más intensa y extensa deformación ocurrió durante el Eoceno inferior-medio (fase Pirenaica), aunque se trata de un continuo tectónico con varias fases diferentes de actividad cinemática que confieren su complejidad a la historia orogénica de la región pirenaica.

El área de la hoja está afectada fundamental y decisivamente por el cabalgamiento a lo largo del borde del manto de Cotiella precedido por el accidente del Montsec (pliegue-falla complejo y multifásico) que ponen los depósitos Mesozoicos y Paleocenos sobre el "flysch" Eoceno de la Unidad de Gavarnie; pero además separan dos secuencias estratigráficamente diferentes en el Cretácico, y, sobre todo, en el Terciario que, además, guardan con los accidentes y sus macizos alóctonos, distinta relación; mientras al Norte de ellas se encuentran "encima" de los alóctonos, al Sur están "debajo" (hasta el Ilerdiense incluido). Las series cuienses y posteriores cubren ambos accidentes pero se mantienen diferentes a un lado y otro de ellos.

Las semejantes afectaciones y circunstancias entre los accidentes del Montsec y de Cotiella permitieron a GARRIDO (1972) sugerir que ambos sean los segmentos visibles de un plano cabalgante principal que está debajo, como parte de un continuo alóctono que propone denominar como "manto del Montsec"; aunque no es admitido el concepto y nombre de forma general, lo que todavía da lugar a ciertas confusiones.

Otra observación, SOLÉ SUGRAÑES (1978), en cuanto a la relación tectónica-sedimentación durante el Eoceno, es la que tiene en cuenta que los sedimentos marinos del Cuiense (fuera del área de la hoja), descansando discordantes sobre la falla del frente de Cotiella, hacia el Norte incrementan su carácter de facies proximal (área de Campo) descansando con muy suave discordancia sobre los estratos del manto de Montsec. Por su parte los sedimentos marinos evolucionan a sedimentos de aguas profundas concordantes, al sur de la falla. La discordancia del Cuiense inferior está restringida a un área adyacente al frente del manto. Todo lo cual sugiere que el manto del Montsec se movió dentro de una cuenca sedimentaria marina sin sufrir deformación interna. La normalidad en la sedimentación de la cuenca solo se vio alterada a lo largo de la línea de frente del manto. Y la sedimentación continuó por encima del manto del Montsec, después de su emplazamiento, hasta llegar en su parte superior a elementos de facies marina somera y continental.

Los sedimentos contemporáneos depositados a Sur y Oeste del manto lo hicieron en condiciones de aguas más profundas.

Las relaciones entre los depósitos y la tectónica se tratan de representar en el esquema siguiente (Fig. 4) según modelo ampliamente aceptado por distintos autores.

Las fases tectónicas responsables del emplazamiento de los mantos de Pedraforca y Gavarnie en el área de la hoja suponen cambios de procedencia de los aportes y de la energía de un medio continental responsable de depósitos de tipo aluvial que quedan fuertemente caracterizados por la procedencia de los elementos y la distancia al área fuente. Estas fases a diferencia de la del Montsec tienen ya un efecto "plegante", ausente en ésta (ni sobre el alóctono ni sobre el autóctono); efecto "plegante" que en la del Pedraforca está restringido al área del manto del mismo nombre, situado al este del desgarre del Segre. En cambio la del Gavarnie se extiende en sus efectos deformantes a todo el macizo central surpirenaico alcanzando al substrato Hercínico del borde sur de la Zona Axial.

Por lo anterior, la discordancia de los conglomerados finieocenos sobre los terrenos anteriores es profunda tanto en su modo angular como en cuanto a fosilización de relieves precedentes;

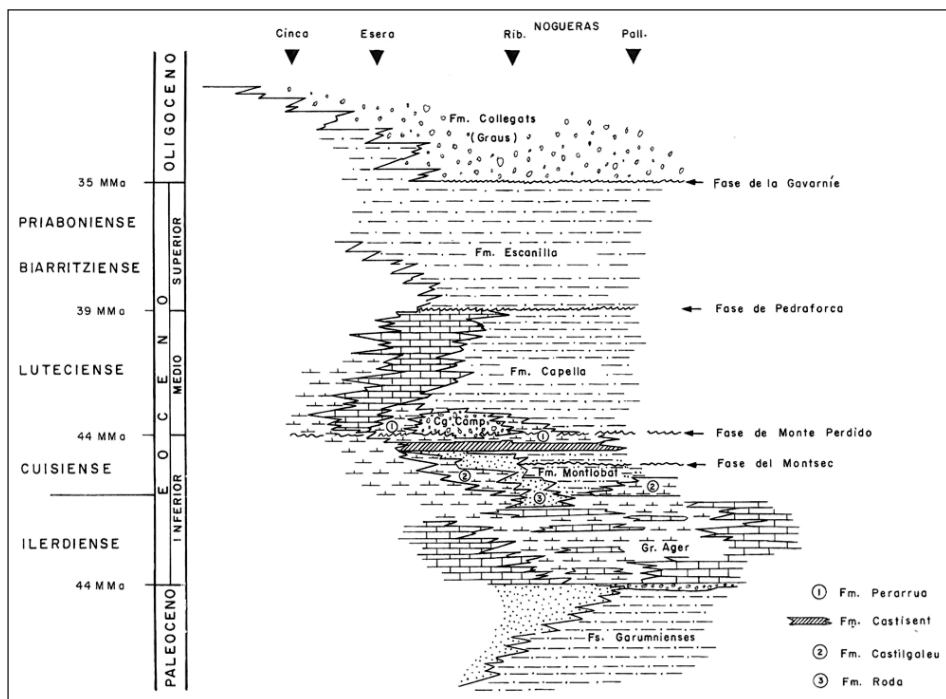


Fig. 4.- Relación depósitos-tectónica durante el Terciario.

lo que es evidente en el ámbito de la hoja en su mitad occidental. Discordancia conocida como "pirenaica", aunque como compendio de un conjunto de, al menos, tres de edad Bartonense que reflejan la complejidad del conjunto de movimientos referidos como "fase pirenaica"; concepto que es, por ello, una referencia bastante ambigua.

En la superficie y escala de la Hoja de Benabarre, el nivel que marca el límite entre una y otra Era es de naturaleza calcárea: calizas micríticas conocidas como del Molí de la Fontllonga, sobre las que se asienta buena parte del pueblo de Millà. Sin embargo se considera que el auténtico ciclo Paleógeno se inicia con las pelitas rojas con intercalaciones de paleocanales arenosos y algunos niveles lenticulares de calizas micríticas oscuras, conjunto referido frecuentemente como "garumniense rojo" y que progresivamente, al Oeste y hacia arriba, va presentando características más marinas.

Conviene precisar, sin embargo, que ni el "garumniense gris" es solo gris y carbonatado, ni el "g. rojo" es solo rojo y detrítico, por ello son términos que van en desuso. Al mismo tiempo, el nivel de la Fontllonga más ubicuo que los de la Posa y Massana y también carente de fauna específica, se toma por ello como nivel de transición entre Eras al pensar que representa total o parcialmente todo el Paleoceno ocupando una casi laguna estratigráfica; en la que, además del no depósito, se registra la extinción de conjuntos faunísticos enteros como los Ammonites,

Rudistas, Dinosaurios y ciertos grupos de foraminíferos muy desarrollados. Crisis evolutiva del medio objeto de permanente controversia científica en cuanto a sus causas.

## 2.2.1. Paleoceno

### 2.2.1.1. Calizas micríticas con microcodium y silicificaciones (21). Facies Garumn. Transición Maastrichtiense-Paleoceno

Corresponde al "Garumniense medio" de ROSELL (1967) y a la Formación de San Salvador de Toló (CUEVAS, 1991). En el flanco norte del anticlinal del Montsec el espesor es solo 10 m a nivel del río Ribagorça (Barranco de Jullana) y consiste en dos niveles de caliza separados por lutitas grises y rojizas. El nivel inferior tiene 1.2 m de espesor y está formado por carniolas y calizas micríticas con alteración paleokárstica y bioturbación de raíces intensa, que le confiere un aspecto esponjoso. El nivel superior, de unos 3.5 m de espesor, muestra una secuencia somerizante de colmatación lacustre, que comienza por una calcarenita de fragmentos de algas, seguida de una micrita gris y termina por carniolas rojas a techo. Dos muestras sobre este nivel superior, una en su base, han proporcionado la siguiente fauna: *Bysmochara conquensis* GRAMBAST y GUTIÉRREZ *Microchara turnicata* GRAMBAST y GUTIÉRREZ *Amblyochara concava mucronata* FEIST y COLOMBO, *Platychara spiculata* GRAMBAST y GUTIÉRREZ, además de Gasterópodos (*Succinea* y *valvata* sp) que solo determinan con alguna precisión el paso de Maastrichtiense al Daniense por tener elementos descritos en uno y otro.

El depósito, de ambiente palustre, se considera aquí correlacionable con la Fm de Calizas de Suterranya descritas en la vecina Hoja de Isona.

En el pueblo de Benabarre afloran 54 m bajo la discordancia de los conglomerados oligocenos. Los 12 primeros metros son lutitas rojas y grises, intercalando algún nivelillo de yeso y capas delgadas de calizas limosas con acumulación de oncoides. Sigue una barra que da escarpe en el relieve formada por 42 m de calizas micríticas con porosidad fenestral y con Caráceas, intraclastos y Microcodium, en dos paquetes masivos separados por un intervalo margocalizo. Se le atribuye al Paleoceno, sin más precisión.

En la parte occidental de la Vall d'Àger tiene unos 76 m de espesor, denominándose Fm de Fontllonga. La mitad inferior son niveles lacustres de lutitas grises y capas de calizas con Caráceas e intercalaciones de estromatolitos. Sigue una barra de calizas lacustres masivas con silicificaciones y dolomitización, dividida en dos por un horizonte de 3-4 m de espesor de alteración paleokárstica con relleno de lutitas (GAVALDA, 1985). Este autor describe también la corrosión por Microcodium a partir de la mitad superior. FEIST y COLOMBO (1983) describen fauna Thanetiense.

En el flanco noreste del sinclinal de Estopiñán tiene 26 m de espesor, la mitad inferior son capas de calizas limosas con rizocreciones y brechificación, alternando con lutitas grises. La mitad superior son micritas blancas intraclásticas con silicificaciones en la base, Carófitas y Microcodium. Corresponde al "tramo calcáreo medio" de POCOVÍ (1978).

### 2.2.1.2. *Lutitas versicolores y areniscas con microcodium* (22). *Facies Garumn. Thanetiense*

Equivale al “Garumniense superior” de ROSELL (1965). En el corte del río Ribagorça por el flanco norte del anticlinal del Montsec (Barranco de Jullana) tiene 197 m de espesor. De este río hacia el Oeste el espesor se reduce a 80 m en el Montsec de Mongai, CUEVAS (1992). Este autor especula con una posible condensación y truncación del techo de esta Unidad bajo la “caliza de alveolinas”. La serie del río Ribagorça presenta los siguientes tramos:

03: Se han medido 56 m, aunque el espesor es variable debido a la indentación lateral con el tramo siguiente. Comprende lutitas de color rojo intenso con crecimientos y vetas de yeso en su parte inferior, interpretadas como facies de llanura aluvial distal. Se corresponde con la Fm de Esplugafreda de CUEVAS (1992).

04: Con 141 m de lutitas con intercalaciones de areniscas. Las lutitas se distinguen de las infra-yacentes por su color marrón amarillento. En la base hay un nivel de paleocanales arenosos tabulares, poco incisos, con gran desarrollo de barras con estratificación cruzada tangencial de alto ángulo y paleocorrientes hacia el NO. El grueso del tramo son lutitas con capas tabulares decimétricas de arena con algo de grava y limos con laminación paralela correspondientes a facies de desbordamiento. Se han observado entre los granos de arena cristales de cuarzo bipiramidado. A techo hay un nuevo nivel de paleocanales fluviales cerca del contacto con las “Calizas de Alveolinas”. Corresponde a la Fm de Claret de CUEVAS (1992). Una muestra en la parte alta presenta *Microcodium* que la sitúa en el Thanetiense.

En la Vall d'Àger esta Unidad tiene unos 55 m de espesor y corresponde con el “tramo superior del Garumniense” de LLOMPART (1977), más concretamente sus niveles 37-42 de la serie del barranco de les Rovellloses-corrall de Badià. Está formada por lutitas rojizas dominantes, que hacia la parte alta intercalan capas de areniscas con *Microcodium* y calizas con *Carófitas* y oncolitos. ULLASTRE y MASRIERA (1983) citan un nivel equivalente con *Vidaliella gerundensis* y *Physa*, (probablemente Thanetiense). Se interpretan como depósitos fluviales de llanura de inundación.

En las Sierras Marginales, esta Unidad fue denominada “Tramo lutítico superior” por POCOVI (1978), Tiene un espesor muy reducido, pero puede diferenciarse cartográficamente debido a que queda intercalada entre dos barras calizas. Las facies son similares a las de la Vall d'Àger. En el flanco noreste del sinclinal de Estopiñán consiste en 32 m de lutitas versicolores con alguna intercalación calcárea. Afloran, normalmente removidas, en los campos de labor.

### 2.2.1.3. *Calizas micríticas con microcodium y alveolina primaeva* (23). *Facies Garumn. Thanetiense*

Esta unidad que no se encuentra en el flanco norte del Montsec ha sido considerada como una transición entre la facies Garumniense y el Grupo de Ager, e incluida en las “Calizas con alveolinas”. Recientes avances en el Paleoceno permiten situarla en el Thanetiense medio-superior.

En la Vall d'Àger, serie del barranco de les Rovellloses, LLOMPART (1977) describe la siguiente sucesión:

- a) 73 m de paquetes gruesos (hasta 17 m) de calizas con Carófitas entre lutitas amarillentas y grises.
- b) 80 m que se inician por calizas micríticas con Rotálidos, Anomalínidos, Miliólidos, algas coralináceas y Dasycladáceas, Ostrácodos y Alveolina (*Glomalveolina*) *primaeva*. Sigue una sucesión rítmica de ocho ciclos, que se inician por calizas con Carófitas y/o Miliólidos y terminan por margas amarillentas. Los últimos 28 m son de carácter lacustre con carniolas, lutitas, areniscas, calizas con Carófitas y dolomías.

En las Sierras Marginales equivale al “Tramo calcáreo superior” de POCOVÍ (1978), con una sucesión estrechamente comparable a la descrita anteriormente. Como serie representativa se presenta en el flanco noreste del sinclinal de Estopiñán con dos tramos:

- a) 39 m de calizas micríticas grises, lacustres, con textura a veces grumosa y ferruginizaciones. Contienen Caráceas, intraclastos y *Microcodium* cerca de la base.
- b) 61 m divididos en dos ciclos mayores de somerización. El ciclo inferior tiene 21 m y se inicia por 4 m de calcarenitas con Miliólidos y Alveolinas, que gradan con rapidez a micritas con caráceas y textura pulverulenta de alteración. El ciclo superior, de 40 m de espesor, se inicia por una capa delgada de “grainstones” de oolitos y Miliólidos a la que sigue una alternancia de ciclos menores de somerización con calcarenitas de Miliólidos, limos blancos, micritas claras con Miliólidos y micritas intraclásticas lacustres con rizocreaciones; terminando por 14 m de limos, carniolas, y calizas tableadas con intraclastos, Caráceas y texturas fenestrales.

La presencia de *Alveolina primaeva* determina el Thanetiense (Paleoceno).

### 2.2.2. El Grupo de Ager

No obstante la firmeza con que se sitúa la fase del Montsec como intraCuisiense, es muy posible que los movimientos a que se refiere hayan ido registrando una sucesión diacrónica de Este a Oeste que represente el tránsito de los movimientos finicretácicos (referidos como larámicos) a los mesoalpinos. En este escenario y teniendo en cuenta lo descrito en el preámbulo (1.2) del Terciario se explica el problema de correlación entre los sedimentos illerdienses del Grupo de Ager de las cuencas de Tresp y de Ager, que ha imposibilitado usar unidades comunes, con excepción de las “calizas inferiores con alveolinas” (24). En la Conca de Tresp, las unidades cartográficas 24, 25, 26, 27 y 28 son asimilables a las que componen la Secuencia de Figols de FONESSU (1984). En la Vall D’Àger, las unidades 24, 29, 30, 31 corresponden con las definidas por MUTTI, ROSELL y otros; y que se aplican con reservas a las Sierras Marginales. Con la complicación añadida de que el área de la hoja contiene, en su esquina nor-oriental, la parte superior de la sección tipo del illerdiense (sección de Tresp, LUTERBACHER, 1969, 1973).

#### 2.2.2.1. Calizas con alveolinas y calizas coralgales (24). illerdiense inferior-medio

Esta Unidad es común a todo el área cartografiada, debido a que mantiene facies constantes. El problema es situar su techo en todas las secciones.



En el flanco norte del anticlinal del Montsec forma la barra caliza que se sigue en panorámica hasta más al Oeste de Benabarre, siempre en contacto basal brusco con las lutitas del Garumn. Corresponde a los sistemas deposicionales de Puigmasana-Serrat de Cal Senàs y de Santa Lluïa, de FONESSU (1984), que en éste área no se diferencian con claridad. Se distinguen dos tramos, en la serie de Rocas Peroñas:

01: Con 44 m (río Ribagorça) de calizas bioclásticas nodulosas, predominantemente “packestones” con gran número de Alveolinas, Orbitolites, Miliólidos. Se disponen en paquetes separados por delgados intervalos más limosos. En los últimos 10 m la tendencia es profundizante, con colonias de corales. El techo se sitúa bajo las facies margosas más profundas suprayacentes del tramo 05 con aparición de Nummulites. A través de 3 muestras han presentado una fauna de: *Alveolina cucumiformis* HOTTINGER, *Alveolina avellana* HOTTINGER, *Alveolina globula*, HOTTINGER, *Alveolina pasticillata* SCHWAGER, *Alveolina dolioliformis* (SCHWAGER), *Alveolina* (Glomaveolina) *lepidula* (SCHWAGER), *Valvulina* sp, *Rotalia* sp, *Orbitolites* (*Opertorbitolites*) cf *gracilis* (LEHMANN), *Quinqueloculina* spp, *Pyrgo* sp, *Triloculina* sp, *Cibicides* sp, *Lithoporella melobesioides* FOSLIE, *Ophthalmidium* sp, y, además, Milólidos, Ostreidos y restos de Equinodermos. Fauna que caracteriza el Ilerdiense inferior depositado sobre una plataforma carbonática some-ra e interna.

En su sección de Benabarre (P), GAEMERS (1978) traza una sección similar a la anteriormente descrita, con aparición también de colonias masivas de coral a 36-37 m de la base. Situando igualmente el techo del tramo a unos 43 m de la base, por debajo de la aparición de los primeros Nummulites y coincidiendo con una brusca reducción en el número de Alveolinas y Orbitolites. El citado autor identifica las biozonas de *F. cucumiformis*, *F. ellipsoidalis* y *F. Moussolensis*.

02: Tercio inferior. En el río Ribagorça tiene 46 m de espesor. Se inicia por un espesor variable de margas grises que forman una cicatriz a mitad de la pared; siguen margocalizas y en la parte superior “wackestones-packestones” con muchos Equínidos y acumulaciones de grandes Nummulites. Se interpreta como un ciclo negativo progresivamente más carbonático hacia el techo, resultado de la progradación de la plataforma. Techo que forma la “cuesta” de la barra fotogeológica. Este tramo que completa la Unidad 24 en el Ribagorça presenta una variada facies compuesta de: *Nummulites spirectypus* DONCIEUX, *Nummulites praecursus* DE LA HARPE, *Assilina arenensis* ALMELA, *Nummulites* cf *exilis* DOUVILLE, *Operculina* aff. *ammonea* LEYMERIE, *Assilina luterbacheri*, SCHAUB, *Operculina* CF *custugensis* MASSIEUX, *Discocyclusa seunsi* DOUVILLE, *Globorotalia* (*Morozovella*) *aequa* (CUSHMAN y RENZ), *Globorotalia* (*Morozovella*) *subbotinaea* (MUROZOVA), *Globorotalia* (*Morozovella*) *marginodentata* (SUBBOTINA), *Globorotalia* (*Acarinina*) *wilcoxensis* (CUSHMAN y PONTON), *Globigerina* (*Acarinina*) *soldadoensis* (BRONNIMANN), *Globigerina* (*Accarinina*) *gravelli* (BRONNIMANN), *Globigerina* (*Subbotina*) *eocaenia* (TERQUEM), *Spiroplectamina adamsi* (LALICKER), *Rotalia calcariformis* (SHWAGER), *Nonion commune* (D'ORBIGNY), *Cibicides lobatulus* (WALKER y JACOB), *Cibicidoides propius* (BROTZEN), *Nummulites* CF *exilis* DOUVILLE, *Operculina* aff. *ammonea* LEYMERIE, *Cibicides* sp, *Anomalina nobilis* (BROTZEN), *Cuvillierina yarzai* (RUIZ DE GAONA), *Asterigerina bartoniana* (TENDA;), *Echinocythereis isabeanana* OERTLI, *Oestliella aculeata* BOSQUET, *Paracypris* aff *contracta* JONES/ *Cytherella* aff *consueta* DELTEZ, *Limburgina* sp, *Schizocythere tessallata* BOSQUET, *Krithe rutoti* KEIJ, *Pterigocythereis cornuta* ROEMER, *Quadracythere apotlescu* DUCASSE *Bairdia* sp, *Alveolina* sp, *Spiroplectamina* sp, *Rotalia* sp, *Cibicidoides* sp,

*Globorotalia (Morozovella) sp.*, y, además Briozoos, radiolas y restos de equinodermos. Fauna que identifica la zona de *N. rubostiformis* de la parte baja del llerdiense medio, depositada sobre una plataforma abierta.

La unidad se interpreta como compuesta por dos plataformas carbonáticas someras divididas por una superficie de anegación.

En el sector de la Vall d'Àger comprendido en la cartografía, LLOMPART (1977) describe, en la serie del Barranc de les Rovellones próxima al río Ribagorça, una sucesión de 66 m de calizas con estratificación cruzada y *Alveolina globula*, *A. avellana*, *A. cucumiformis*, *Alveolina (glomalveolina) lepidula*, *Orbitolites gracilis*. Hacia el techo son bioclásticas y oolíticas. En la parte media hay un paquete de margas amarillentas y calizas con abundantes Operculinas, Spondylus, Terebrátulas, Equínidos y algas. Se reconoce la zona de *Alveolina cucumiformis* del llerdiense inferior. Siguiendo el flanco sur del sinclinal hacia el Este, cerca del pueblo de Agulló, el espesor se reduce a unos 23 m.

En las Sierras Marginales no existe una entrada marcada de areniscas deltaicas equiparables a la Fm de la Baronía y por lo tanto el límite superior de las "calizas inferiores con Alveolinas" es más dudoso. En la serie del flanco noreste del sinclinal de Estopiñán se han medido 789 m de una serie monótona de "wackestones" y principalmente "packestones" nodulosos con Alveolinas, Orbitolites y Miliólidos. El techo se sitúa cuando aparecen calizas limosas glauconíticas con abundantes Nummulites, Assilinas, algas coralinas, Equínidos, y la proporción de Alveolinas disminuye drásticamente. Hecho interpretable como una profundización de la plataforma carbonática.

#### 2.2.2.2. *Margas y lutitas grises, calizas bioclásticas y areniscas (25 y 26). S.D (Sistema Depositional) de Forals y de Santa Lucía. llerdiense medio ¿y superior?*

Corresponde al Sistema Depositional de Forals de FONESSU (1984). En el río Ribagorça, en la serie Rocas Peroñas, se han distinguido dos subtramos que se han cartografiado como unidades distintas para facilitar el enlace con las hojas contiguas, que es sujeto de las dificultades señaladas en el preámbulo de 1.2.2. Estos subtramos son:

02: parte superior. Separado de la parte inferior incluida en la unidad 24 al detectarse en la base del subtramo una entrada de arena. Diferenciado como Unidad 25, consiste en 68 m de una alternancia de margas grises y paquetes de "packestones-grainstones" esparíticos con Nummulites y Alveolinas. Hay alguna concentración de Ostreas, terminando en una capa con nódulos ferruginosos a nivel del lecho del Barranc Gros. Contienen glauconita, más abundante en el techo. Se interpretan como barras bioclásticas, dentro de la evolución comenzada en el subtramo superior de la Unidad 24 como somerización de una plataforma abierta.

La fauna proporcionada por una muestra contiene: *Alveolina decipiens* SCHWAGER, *Nummulites cf exilis* DOUVILLE, *Nummulites CF globulus nanus* SCHAUB, *Operculina aff canalifera* D'ARCHIAC, *Assilina sp.*, fragmentos de *Discocyclus sp.*, *Rotalia sp.*, y además, Miliólidos, Briozoos y restos de Equinodermos. Fauna que señala la zona *N. exilis* del llerdiense medio, dentro de una plataforma de nuevo interna.

En la parte NE de la hoja, esta unidad 25 (dada para el resto de la hoja como parte inferior del Sistema Deposicional de Forals) se considera pertenece al SD de Santa Llucía diferenciado en las Hojas de Tremp y Arén.

03: mitad inferior. 60 metros de subtramo predominantemente lutítico gris que, hacia la parte alta, contiene capas tabulares de areniscas. A techo (9 metros) las areniscas son más gruesas y muy glauconíticas, con una intercalación delgada de calizas bioclásticas con Alveolinas que parece indicar un contacto transicional con la unidad (27) suprayacente. Diferenciado como Unidad 26.

La fauna proporcionada por 3 muestras es extraordinariamente variada aunque destaca la ausencia de *Alveolina decipiens* que caracteriza la unidad 25, y presenta como Nummulites añadidos a los de ésta: *N. ataticus* LEYMERIE, *N. globulus laxiformis* SCHAUB, *N. spirectypus* DONCIEUX, *N. aff. praelucasi* DOUVILLE y, además, *Discocyclusa seynesi* DOUVILLE, *Discocyclusa aff. augustae* WEISDEN, *Spiroplectammia adamsi* LALICKER, *Valvulina angulosa* LE CALVEZ, *Globorotalia (Acarina) wilcosensis* (CUSHMAN y PONTON), *Rotalia calcariformis* (SHWAGER), *Cuvillierina yarzai* (RUIZ DE GAONA), *Pentellina pseudosaxorum* SCHLUMBERGER, *Civicides lobatulus* (WALKER y JACOB), *Civicides beadnelli* LE ROY, *Civicidoides, sp. Ehinocythereis aragonensis* ORTLI, *Oertliella aculeata* BOSQUET, *Pokorniella aff. ventricosa* BOSQUET, *Krithe rutoti* KEIJ, *Cytherella aff. consueta* DELTEL, *Bairdoppilata gliberti* KEIJ, *Limburgina sp.*, *Paijenborchella eoecnica* TRIEBEL, *Assilina luterbacheri* SCHAUB, *Globigerina (Acarina) soldadoensis* (BRÖNNIMAN), *Clavulina columnatortilis* (D'ORBIGNY), *Lagena sp.*, *Cuvillierina yarzai* (RUIZ DE GAONA), *Cibicidoides propius* BROTZEN, *Acutimargo* TEN DAM, *Glandulina sp.*, *Lenticulina, sp.*, *Bairdia tenuis* DELTEL, *Uroleberis globosa* DUCASSE, *Schizocythere tessellata* BOSQUET, *Paijenborchella sp.*, *Cibicides sp.*, *Nonion commune* (D'ORBIGNY), *Nonion aff. buxovillanum* (ANDRAE), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (CUSHMAN y PONTON), *Quadracythere apostolescui* DUCASSE, y, además, Briozoos, Ostreidos, Gasterópodos, Lamelibranquios, espículas de esponjas, radiolas de Equinodermos y dientes de peces. Fauna que señala la zona *N. exilis* del llerdiense medio-alto dentro de una secuencia somerizante de "shoreface" que desde los Nummulites de la parte inferior evoluciona a las lumaquelas de Ostreidos y Lamelibranquios de techo.

El conjunto de las dos unidades (25 y 26) se adelgaza hacia el Este hasta casi desaparecer aproximadamente entre la Clúa y San Esteve de la Sarga. A partir de este punto vuelven a aparecer, engrosándose progresivamente hacia el Este y hacia el Norte, hasta alcanzar más de 120 m a nivel de la carretera de Tremp a Pont de Montanyana. En este área, la cartografía contiene solo la parte somital del Sistema Deposicional de Forals, formada por facies deltaicas de arcillas de bahía interdistributaria con Ostreas y fragmentos vegetales, areniscas en paleocanales distributarios potentes (hasta 12 m) y lutitas y areniscas de llanura de marea; debiéndose atribuir (como ya se ha señalado en referencia a la Unidad 25), la parte inferior del conjunto al S.D. de Santa Llucía; una de las razones más "técnicas" para separarlo en dos unidades, como se ha hecho.

#### 2.2.2.3. Calizas bioclásticas con alveolinas y nummulites (27). S.D (Sistema Deposicional) de Mur-Puigvert. llerdiense ¿Superior?

Corresponde al Sistema Deposicional de Mur-Puigvert de FONESSU. El conocido como "nivel carbonático de Mur" se aplica a un paquete continuo de calizas de plataforma de no más de 25 m de espesor situado a muro y que se siguen por el flanco norte del anticlinal del Montsec.

Es transgresivo sobre los sedimentos terrígenos marino-marginales de la Unidad 26. El Sistema Depositional de Puigvert está definido por un conjunto de barras bioclásticas que alcanzan su máximo espesor en la esquina nororiental de la Hoja, reduciéndose hacia el sur sobre el “nivel de Mur”, de forma que son difíciles de distinguir en el flanco norte del anticlinal de Montsec. En el río Ribagorça la Unidad 27 presenta dos subtramos, diferenciados en la columna de Rocas Peroñas en la parte alta de su tramo 03:

- a) 29 metros, de los cuales los 19 de muro son transición con la unidad subyacente 26 y el resto, 20 m de “packstones-grainstones” nodulosos con algo de glauconia, nódulos ferruginosos y Alveolinas, Orbitolites, Nummulites, Miliólidos y Equínidos. Los últimos metros son “wackestones” y margocalizas con Alveolinas y Dasycladáceas, desapareciendo los Nummulites. Puede ser considerado equivalente al “nivel carbonático de Mur”.
- b) 27 m de “grainstones” esparíticos ocre y calcarenitas bioclástico-arenosas en paquetes y capas intercalados entre margocalizas. Dos muestras han proporcionado la siguiente fauna: *Alveolina ilderensis* HOTTINGER, *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* (SCHWAGER), *Quinqueloculina sp*, *Pyrgo sp*, *Triloculina sp*, *Orbitolites (Opertorbitolites) latimarginalis* (LEHMANN), *Orbitolites (Opertorbitolites) transitorius* HOTINGER y KRUSAT, *Valvulamina sp*, *Glomospira sp*, *Rotalia cf trochidiformis* (LAMARCK), *Cuvillierina sp*, *Clavulina sp*, *Valvulina sp*, *Alveolina rotundata* HOTTINGER, *Nummulites globulus laxiformis* SCHAUMB, *Nummulites aff subramondi* DE LA HARPE, *Clavulina columnatortilis* (D'ORBIGNY), *Valvulina aff triangularis* D'ORBIGNY, *Valvulina angulosa* LECALVEZ, *Miliola cf saxorum* (LAMARCK), *Cuvillierina yarzai* (RUIZ DE GAONA), *Rotalia sp*, *Discorbis perovalis* (TERQUEN), *Uroleberis globosa* DUCASSE, *Bairdiatenuis* DELTEL, *Echinocythereis aragonensis posterios* OERTLI, y además, Ostrácodos, Gasterópodos y restos de Equinodermos. Fauna que señala la zona de A. corbarica de la parte alta (y techo) del llerdiense medio, depositado en una plataforma carbonática.

Abundan los nódulos ferruginosos. El techo se sitúa bajo un cambio brusco a lutitas con fauna marino-marginal. Se interpretan como barras bioclásticas, posiblemente correlacionables con el Complejo Bioclástico de Puigvert.

En la esquina nororiental de la Hoja, el “nivel de Mur” termina pasando en lateral hacia el Norte a la parte inferior del Complejo Bioclástico de Puigvert, que aquí alcanza una potencia máxima de 60 m (FONESSU, 1984). Este consiste en cuerpos tabulares de hasta 3 m de espesor con gran continuidad lateral, formados por areniscas bioclásticas que están intercalados entre facies finas lutíticas y areniscosas. Han sido interpretados como barras litorales retrabajadas por el oleaje con un apilamiento en secuencias transgresivas sobre los sedimentos finos de bahía.

#### 2.2.2.4. Lutitas con acumulaciones de ostreas y areniscas en paleocanales (28). llerdiense superior

NIJMAN y NIO (1975) sitúan esta Unidad en la base del Grupo de Montanyana, incluyéndola en la Fm de Castigaleu o en la Fm de Montllobat dependiendo del predominio de facies de transición (ej. puerto de Montllobat) o fluviales (ej. Chiriveta).

En esta hoja se ha seguido el criterio de FONESSU en cuanto a incluirla en el Grupo Ager, a pesar de su facies transicional, ya que no aparece indentada con la fluvial de Montllobat (que sí lo hace la parte inferior de Fm de Castigaleu perteneciente al Gr. de Monnayana). Por tanto, según FONESSU (1984), se identifica aquí con el Sistema Depositional de Porredó como techo del Grupo de Ager. Su base coincide ubicuamente con la desaparición de las facies carbonáticas y con una progradación de sedimentos terrígenos de ambiente marino transicional y fluvial. El techo se sitúa bajo la importante progradación fluvial de la Unidad 33. En la margen izquierda del Ribagorça, serie de Rocas Peroñas (tramo 04), tiene 63 m de espesor compuestos por lutitas grises y amarillentas con cristales de yeso en la base, niveles ricos en Lamelibranquios y lumaquelas de Ostreidos, algunos Miliólidos y Alveolinas de "lagoon", areniscas bioturbadas con "ripples" y deformación hidroplástica, paleocanales distributarios fluviales rellenos por barras de grava y arenisca muy gruesa en "sets" planares con estratificación tangencial y oblicua de alto ángulo. Corresponden a facies de llanura deltaica inferior.

Dos muestras del tramo han presentado la siguiente fauna: *Alveolina ilerdensis* HOTTINGER, *Alveolina trempina* HOTTINGER, A. *Glomalveolina lepidula* (SCHWAGER), A. *aragonensis* HOTTINGER, *Nummulites pernotus* SCHAUB, N. *CF. increscens* SCHAUB, N. *CF. globulus laxiformis* SCHAUB, N. *aff. soerenbergis* SCHAUB, *Rotalia trochidiformis* (LAMARCK), *Valvulina aff. triangularis* D'ORBIGNY, V. *angulosa* LE CALVEZ, *Valvulina sp.*, *Valvulammina sp.*, *Clavulina columnatortilis* (D'ORBIGNY), *Trochammina cf. claibornensis* HOWE, *Cuvillierina yarzai* (RUIZ DE GAONA), *Cuvillierina sp.*, *Rotalia, calcariformis* (SCHWAGER), *Discorbis perovalis* (TERQUEM), *Orbitolites (Opertorbitolites) sp.*, *Eponides sp.*, *Pyrgo elongata* (D'ORBIGNY), *Lithoporella melobesioides* FOSLIE, *Triloculina trigonula* (LAMAR), *Quinqueloculina cf. lugwigi* REUSS, *Pokorniella aff. ventricosus* BOSQUET, *Oerthliella aculeata* BOSQUET, *Cytheridea rugosa* DUCASSES, *Cytherella sp.*, *Aquitaniella transversa* DELTEL, *Bairdia tenuis* DELTEL, *Krithe rututi* KEIJ, *Paracypris sp.*, y, además, Miliólidos, Ostreidos, Briozoos, Gasterópodos y restos de Equinodermos. Fauna que determina las zonas de A. *trempina* y N. *involutus* del Ilerdiense superior.

La Unidad, en la esquina superior derecha de la cartografía, tiene unos 120 m de espesor con facies lutíticas de bahía y arenosas de canal distributivo, conteniendo Ostreidos y Cerítidos y con paleocorrientes hacia el S-SW (NIJMAN y NIO, 1975, FONESSU, 1984). Cerca de su base se reconocen varias discordancias menores a escala de afloramiento.

#### 2.2.2.5. Areniscas y calizas bioclásticas (29). Fm de areniscas de la Baronía. Ilerdiense medio

Es una formación definida en el sinclinal de Ager, donde alcanza un espesor máximo de unos 275 m. Ha sido estudiada principalmente por LLOMPART (1977) y MUTTI *et al.* (1985). Consta de tres unidades que se biselan sobre las "calizas inferiores con alveolinas" (24) tanto hacia el flanco norte del sinclinal, como hacia el flanco sur en sentido Oeste. También hacia el Oeste las areniscas pasan lateralmente, por el techo, a la Fm de Lutitas de la Pasarela (30). En su serie del Barranc de les Rovellous cerca del río Ribagorça, LLOMPART (1977) describe 36 m con la siguiente sucesión:

- a) 8 m de calizas bioclásticas masivas con gran cantidad de glauconita y *Alveolina moussoensis*, A. *subpyrenaica*, A. (G) *lepidula*, *Opertorbitolites ibericus*, O. *sp. CF. O. ransitorius*, *Orbitolites biplanus* y restos de erizos. Corresponden a la biozona de A. *Moussolensis* del

llerdiense medio. El contacto con las areniscas suprayacentes es transicional. Se interpretan como barras mareales.

- b) 28 m de areniscas de grano grueso con glauconita y algunos bioclastos como púas de equínidos. Tienen estratificación cruzada bidireccional y en la parte alta presentan estratificación fina lenticular y “flaser”, con capas muy bioturbadas. Hacia el techo, progresivamente dominan las lutitas. Han sido interpretadas como facies de llanura mareal arenosa y llanura lutítica mixta.

El tramo a (calizas bioclásticas) desaparece hacia el SE, al tiempo que el espesor del tramo b (areniscas intermareales) se incrementa hasta un máximo de 93 m al Norte del pueblo de Millà, para reducirse de nuevo drásticamente a solo 33 m junto al pueblo de l'Agulló, justo en el límite de la Hoja. En otras áreas de la Vall d'Àger situadas fuera de la cartografía, LLOMPART (1977) ha identificado las biozonas de *A. moussolensis* y *A. corbarica*, del llerdiense medio.

En el flanco NE del sinclinal de Estopiñán (Sierras Marginales), el tramo litológico equivalente a la Fm de la Baronía tiene 77 m de espesor y es carbonático. Como ya se ha expuesto anteriormente, la base se sitúa en la aparición de calizas margosas glauconíticas, con Nummulites, Assilinas, costras de algas coralinas, Ostreas y numerosos Equínidos. El número de Alveolinas y Orbitolites se reduce drásticamente respecto a las “calizas inferiores con alveolinas”. La secuencia vertical es somerizante, y la parte media-alta de la Unidad está formada por “grainstones” y “packstones” bioclásticos groseros, con fragmentos de erizos principalmente. En los últimos metros las calizas están salpicadas de conglomerado de cuarzo de hasta 0,5 de diámetro. El techo se sitúa bajo un intervalo de lutitas, generalmente cubiertas.

#### 2.2.2.6. *Lutitas arenosas (30). Fm de Lutitas de la Pasarela. llerdiense medio*

Es una formación característica de la Vall d'Àger, donde fue definida. Alcanza un espesor máximo de unos 150 m en el sector oriental de la cuenca, reduciéndose hacia el flanco norte del sinclinal y también hacia el Oeste. En los afloramientos de la cartografía han sido estudiadas por LLOMPART (1977), y la parte superior por ZAMORANO (1993). Tienen un espesor de 98 m en el Barranc de les Rovellones cerca del río Ribargorça, incrementándose hasta 135 m al Norte de Millà, para reducirse de nuevo a 93 m junto al pueblo de l'Agulló. Consisten en una sucesión monótona de lutitas y lutitas arenosas gris azuladas muy bioturbadas, con delgadas intercalaciones de arenisca fina a veces con estratificación lenticular. Son en general azoicas, y posiblemente en este área marginal de la cuenca corresponden a facies de llanura lutítica o bahía somera. Por contra, en la esquina SE de la Hoja, ocupando una posición más axial en la cuenca, se observa el paso hacia el Oeste de facies de barras de desembocadura (base de la Fm de l'Ametlla) a lutitas con capas de tempestitas bioturbadas (parte alta de la Fm de la Pasarela), interpretables sin ambigüedad como facies de “offshore”.

En las sierras Marginales (flanco NE del sinclinal de Estopiñán), se atribuye a esta formación una sucesión de 32 m de lutitas grises, muy cubiertas, en contacto brusco con los “grainstones” con grava infrayacentes y transicional con las areniscas limosas suprayacentes.

Por su posición estratigráfica la Fm de la Pasarela se data como llerdiense medio.

#### 2.2.2.7. Areniscas, lutitas y calizas bioclásticas (31). Fm de l'Atmella. llerdiense superior

Como las tres anteriores es una unidad definida para la Vall d'Àger y de aplicación local, conociéndose, también como Fm de las areniscas de Ager.

Ha sido objeto de numerosos estudios, principalmente por GHIBAUDO (1975), LLOMPART (1977), DREYER *et al.* (1993) y ZAMORANO (1993). En el área cartografiada su base se sitúa aproximadamente en una lumaquela de Ostreidos muy continua, que constituye una capa guía. Más al Este, ya fuera de la hoja, aparecen barras arenosas de desembocadura por debajo de la lumaquela, que se indentan con las lutitas de la Pasarela. La Formación de l'Ametlla tiene un espesor de unos 360 m al Este del meridiano de Ager y de unos 150 m al Oeste del citado meridiano. Se subdivide en dos unidades:

- a) Corresponde al Miembro de Pallaresa de DREYER *et al.* (1993) y a la parte superior del sistema deltaico de Ager de ZAMORANO (1993). Su espesor disminuye progresivamente desde unos 88 m en los afloramientos orientales de la Hoja, hasta unos 45 m en los occidentales. En los afloramientos meridionales del puerto de Ager el espesor es de 20 m. El banco de Ostreas de la base (*Crassostrea multicostata*), está cubierto por lutitas de "off-shore", y barras arenosas submareales. Estos depósitos están truncados por una superficie erosiva con forma escalonada a gran escala, que corta más profundamente hacia el Oeste. Sobre esta superficie se sitúan al Este de Ager cuerpos de areniscas tabulares de "shoreface" con estratificación "hummocky" y "swaley", mientras que al Oeste de Ager se observan canales incisos rellenos por tempestitas distales. La parte alta de este tramo es un cuerpo tabular muy continuo y fácilmente reconocible, formado por la amalgamación de cuerpos menores de arenisca muy gruesa con grava y bioclastos con estratificación planar, de surco o sigmoidal. Localmente, en su base hay colonias de corales. Se interpreta como facies de barras y canales de estuario.
- b) Corresponde al Miembro de Collada de DREYER y FÄLT y al Sistema deltaico de l'Ametlla de ZAMORANO. Tiene un espesor medio de unos 275 m al Este del meridiano de Ager y de unos 100 m al Oeste del citado pueblo. Esta variación se debe, sobre todo, a la truncación de su parte superior bajo la Fm de Corçà suprayacente. La parte inferior está formada por areniscas de ambiente fluvio-mareal, intercaladas entre lutitas blanquecinas o amarillentas con fauna somera o lagunar. Al Oeste de Ager las areniscas están cubiertas de forma brusca por unos 30 m de calizas bioclástico-arenosas con Alveolinas, Miliólidos y Orbitolites ("Sistema bioclástico del Barranc de Contorna" de ZAMORANO), y colonias de coral a techo, interpretadas como barras litorales. Este paquete se deshilacha hacia el Este en capas delgadas de calizas nodulosas asociadas a niveles de Ostreas y Gasterópodos, e intercalaciones de canales arenosos, correspondientes a facies de llanura deltaica inferior. En estas calizas margo-nodulosas LLOMPART (1977) identifica la biozona de Alveolina trempina del llerdiense superior. Por último, la parte superior está formada por paleocanales arenosos entre lutitas a veces con bioturbación de raíces, en facies que oscilan en la transición de llanura deltaica inferior a superior.

En las Sierras Marginales (serie del flanco NE del sinclinal de Estopiñán), se atribuyen a esta Unidad los últimos depósitos marinos que afloran. Consisten en unos 80 m de paquetes de



areniscas grises o rojizas, de grano grueso, con bioclastos y proporción de limo variable, a menudo bioturbadas, alternando con paquetes de “packestones” bioclástico-arenosos. Contienen Nummulites, Discocyclus, Assilinas, algunas Alveolinas y Orbitolites, algas rojas y numerosos equínidos. Hay glauconización de los fósiles.

### 2.2.3. El Grupo de Montanyana

Por conveniencia de definición cartográfica y por coherencia con la distribución de las unidades descritas en la columna de tiempo, se han considerado dos subconjuntos en su mitad inferior, coincidentes, aproximadamente, con el Cusiense inferior (sin su tramo terminal) uno, y otro superior, datado como Cusiense medio. Al primero son atribuibles las unidades 33, 34, 35, y parte de las 36 y 37 que se describen a continuación. Y al segundo subgrupo parte de las 36 y 37, y la unidad 38.

La Fm de Castisent (39) separa la mitad inferior del Grupo de Montanyana de la mitad superior compuesta por las unidades 40, 41 y 42, siempre en referencia al área cubierta por la hoja.

Actualmente se atribuye a la fase de Cotiella, cuyo manto presenta un borde sur coincidente con el del Montsec, la frontera genética, entre las dos partes del Grupo Montanyana que separa la Fm Castisent. Seguramente esta fase es un buen argumento para explicar la ausencia al Sur del frente del Montsec de unidades correlacionables con el Subgrupo Montanyana superior, siendo las areniscas de Corçà (32) las que pueden ser correlacionadas, dentro de la cuenca de Ager, con las unidades del Subgrupo Montanyana Inferior (Fm de Castisent incluida) de la cuenca Tremp-Graus. Y la fase de Cotiella se considera intra-Cusiense en base, precisamente, a estas observaciones; dentro de las que cabe la consideración del frente del Montsec como un pliegue falla, o cabalgamiento (complejo) parte del manto de Cotiella. Manto cuya oculta rampa lateral se podría trazar desde Tolva, aproximadamente, atribuyendo el frente situado más al Sur (coincidente con el cabalgamiento surpirenaico, borde de las Sierras Marginales) al manto de Monte Perdido (límite Cusiense-Luteciense); lo que coincide parcialmente con las interpretaciones de MATTAUER y HENRY (1974) recogidas por L. SOLÉ (1978) mejor que con otras de CÁMARA y KLIMOWITZ (1985), o NIJMAN (1989) en un sector sujeto a controversia al respecto.

El Grupo Montanya concluye su ciclo con la fase pre-Bartoniense (1ª de las “pirenaicas”) con que se inician los depósitos del Grupo Campodarbe (Fm de Escanilla) tras un hiato en la sedimentación.

#### 2.2.3.1. Areniscas, conglomerados y lutitas (32). Fm de Corçà. Cusiense

La formación de Areniscas de Corçà se aplica en la Vall d'Àger a los depósitos eocenos más altos que afloran disconformes sobre las “areniscas de l'Ametlla”. MUTTI *et al.* (1985) los incluyen en el Grupo de Montanyana. Su estratigrafía ha sido estudiada en detalle por SOLÉ PONT (1985) que distingue dos tramos principales:

- a) **“Unidad inferior”**. Aflora en el flanco meridional del sinclinal de Ager con un espesor variable; máximo de 48 m. No se encuentra en el área situada al sur de Corçà, posiblemente por acúñamiento sobre la superficie de discordancia que trunca a las “areniscas de



l'Ametlla". Está formada por una alternancia de paleocanales arenisco-bioclásticos entre lutitas gris-ocre con fauna marina de Ostreidos, Gasterópodos, restos de cangrejos y algún coral individual. Los paleocanales pueden tener "lags" de cantos blandos y trozos de Ostreidos. En el área oriental predomina el relleno por estratificación cruzada planar y de surco, mientras que hacia el Oeste domina la estratificación sigmoidal. Se interpretan como facies de llanura deltaica inferior, con influencia de mareas y oleaje.

- b) **"Unidad superior"**. Aflora con un espesor medio de unos 300 metros, pero este valor varía debido al acuñaamiento lateral de su parte basal y a que su techo está representado por la superficie topográfica. El máximo medido es de 484 m en Agulló. Su base se sitúa en un cambio brusco a facies fluviales, correlacionable con alguna de las marcadas progradaciones fluviales definidas en el Subgrupo Inferior de Montanyana en el flanco norte del anticlinal del Montsec. De hacerse con la más baja de ellas (base de Fm Montllobat), la "Unidad inferior" correspondería, al menos en parte, con la unidad (28). Pero este criterio no se recoge en esta Memoria, sino que, atendiendo a SOLÉ PONT (1985) sobre su observación de que la base de la "Unidad Superior" es progresivamente más moderna hacia el O, y de que rellena en "onlap" un relieve estructural que desnivela en unos 230 m a la "Unidad inferior" y por tanto la posdata en su mayor parte (relieve de cubetas tipo graven asociado a fallas normales sinsedimentarias transversas al sinclinal); entonces, y para el área de la hoja, la base de la "U. superior" se hace coincidir con la separación entre las dos megasecuencias de la Fm Montllobat (Subgrupo inferior de Montnyana), y, en consecuencia, la inferior (ciclos I y II) se hace corresponder en parte con la "Unidad inferior", y en parte con el techo de la Unidad 31 cuya transición a llanura deltáica superior se ha señalado anteriormente.

En cuanto a las facies fluviales con que se inicia la "U. superior", consisten en cuerpos arenoso-conglomeráticos tabulares de espesor, en general, superior a 10 m y una extensión que puede superar los 3 km; se presentan separados por intervalos de lutitas bioturbadas, que los desconectan. Los cantos (hasta 15 cm) son de cuarzo y litologías paleozoicas; a veces se observan restos de vertebrados y troncos limonitizados. Cada "cinturón" arenoso está formado por la amalgamación y migración lateral de paleocanales fluviales, con un relleno predominante de tipo trenzado, formado por "sets" tabulares. En menor medida coexisten barras con acreción lateral y otras evidentes de meandro. Hacia la parte alta de la sucesión los paleocanales son más gruesos y conglomeráticos, conformando una secuencia de progradación fluvial. No obstante, en el tercio superior de la formación se encuentra localmente un "lag" de Ostreidos correspondientes a una Transgresión marina. Este nivel podría correlacionarse con alguno de los "onlaps" marinos que limitan la Fm de Castisent en el sinclinal de Tremp. Las paleocorrientes se dirigen en general hacia el NO, con excepción de los alrededores del embalse de Canelles donde se orientan hacia el Norte.

La comparación simple con las unidades del Sinclinal de Tremp dataría la edad de la Fm Corçà entre el llerdiense terminal y el cuiensiense medio. Pero las correlaciones que se han aceptado para el ámbito de la hoja extienden la edad de la Formación hasta el luteciense basal; en coherencia con el intervalo tectosedimentario supuesto entre las fases de Montsec y Monte Perdido. Y, por tanto, la base de la Formación y de su "U. inferior" subiría hasta el cuiensiense inferior, así como el techo de la Unidad 31; correspondiendo la "Unidad inferior" de esta Formación

junto con el techo de la Unidad 31 o su correspondiente conjunto del Sinclinal de Tremp (megasecuencia de agradación inferior de Fm Montllobat), con el intervalo tectosedimentario entre la fase del Montsec (si puede considerarse así) y la de Cotiella.

Con estas atribuciones de edad y su correspondencia con los cuatro ciclos de agradación de la Fm Montllobat señalados por NIJMAN (1981) se intenta conciliar cartográficamente las unidades definidas para los sinclinales de Ager y Tremp.

#### 2.2.3.2. *Areniscas y lutitas versicolores (33, 34, 36 y 37). Fm de Montllobar. Cuisiense inferior-medio*

Esta formación se ha dividido en cuatro unidades cartográficas por conveniencia gráfica para el ensamblaje con la hoja de Arén y siguiendo a NIJMAN (1981) que divide la misma en dos megasecuencias (inferior y superior) con dos ciclos de agradación cada una, predominantemente lutíticos los inferiores y con canales arenosos los superiores de cada una. Ello, además, guarda una determinada equivalencia con fases tectosedimentarias que puede convenir para la síntesis de carácter regional.

Los Conglomerados de Tercuy (35) aparecen interdigitando por el N en los cuatro ciclos y, al ser de procedencia Norte a diferencia de los sedimentos fluviales que dominan en el ámbito de la hoja (salvo la esquina nororiental), se ha preferido considerarlos aparte como elementos de una progradación, basada en la tectorogénesis pirenaica axial, distinta a la de los elementos de procedencia SE de descripción en este apartado.

La figura 5 tomada de FRIEND *et al.* (1979) considerada junto con el esquema regional ilustra las consideraciones anteriores.

El conjunto aflora extensamente desde el río N. Ribagorzana hacia el Este. Su base localmente es una disconformidad con erosión sobre la Unidad 28 infrayacente (FONESSU, 1984). El techo se sitúa bajo la formación de Castisent (39). Hacia el Oeste pasa en lateral, de forma progradante, a la Fm de Castigaleu (38) y hacia el Norte se indenta con los conglomerados de la Unidad 35. Tiene un espesor de unos 200 m dividido en dos secuencias principales descritas por NIJMAN (1981):

- a) **Secuencia inferior.** Tiene unos 80 m de espesor. En los afloramientos del flanco norte del anticlinal del Montsec consiste en concentraciones de extensos paleocanales amalgamados verticalmente con migración lateral, relleno arenoso multiepisódico cuarzo-feldespático, de característico color blanco y con paleocorrientes hacia el Norte (34). Es una facies fluvial similar a la de la Fm de Corçà. Hacia el centro del sinclinorio de Tremp (posición más axial en la cuenca), predominan las lutitas versicolores, con alteraciones pedogenéticas y nódulos de calcreta con intercalaciones de limos y arenas finas correspondientes a depósitos de desbordamiento (33). En menor proporción se intercalan pequeños canales de tipo *ribbon* con relleno simple o multiepisodio y extensos “sheets” multiepisódicos con “lags” de conglomerados, formados por la coalescencia vertical y lateral de canales dando un patrón de apilamiento “en escalera”. Esto ha sido interpretado como un desplazamiento progresivo hacia el Norte de los ríos axiales principales en la cuenca.

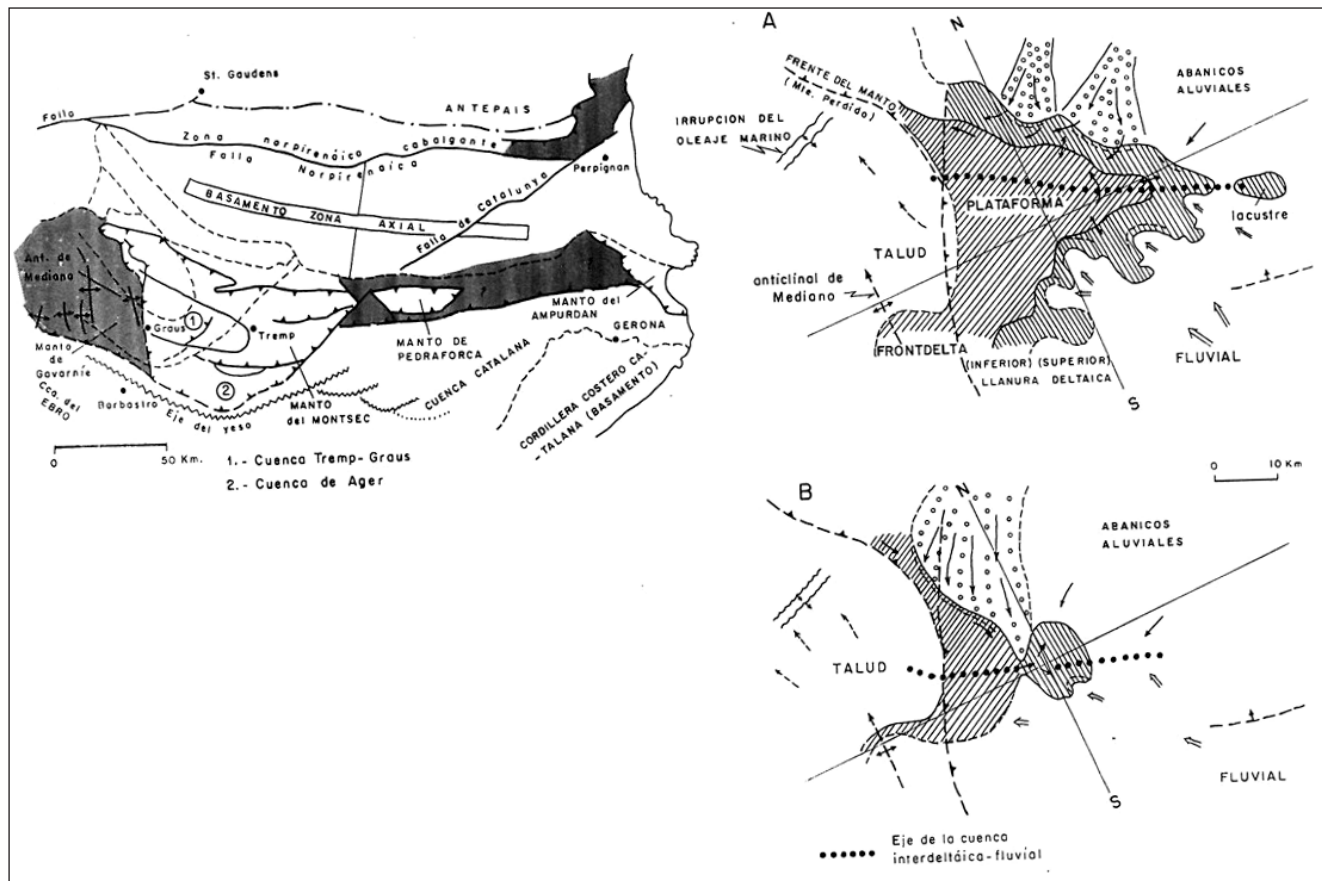


Fig. 5.- Configuración básica del grupo Montanyana.  
A: Estadio temprano de la progradación. B: Estadio tardío.

- b) **Secuencia superior.** Tiene unos 120 m de espesor. En los afloramientos del flanco norte del anticlinal del Montsec el límite con la secuencia inferior es una discordancia de bajo ángulo. Encima se sitúan cinturones de canales apilados verticalmente, compuestos de “sheets” y “ribbons”, predominantemente arenosos (litarenitas de fragmentos de calizas principalmente), con pasadas de conglomerados (37). Muchos presentan estratificación cruzada de tipo *epsilón* bien desarrollada. Se observan buenas exposiciones de barras de meandro en perfil y planta en el Barranco de Montayana, descritas por PUIGDEFÀBREGAS y VAN VLIET (1978), y en el Barranco de la Gargalluda. Hacia el centro del sinclinal de Tresp de la proporción de sedimentos en canal decrece, predominando las lutitas versicolores y capas de arena fina con paleosuelos y niveles concretos de costras de caliche (35). Parte del volumen de lutita de la zona interfluvial está también asociado a los sistemas aluviales de procedencia norte (35).

El conjunto se interpreta como facies de llanura deltáica superior. El tránsito a las facies de llanura deltáica inferior de la Fm de Castigaleu se sitúa a nivel del río N. Ribagorçana, como se describirá más adelante.

#### *2.2.3.3. Conglomerados predominantemente calcáreos, areniscas y lutitas (35). Cusiense inferior-medio*

Se presentan indentando con las unidades del apartado anterior (Fm Montllobat) con lenguas, progresivamente progradantes hacia el Oeste, en cada uno de los cuatro ciclos principales de agradación de las dos megasecuencias descritas. Referidos también como “conglomerados de procedencia Norte” o de “Tercy” por su procedencia o área de presentación. Los cuerpos conglomeráticos que dominan y definen la unidad cartográfica son de colores grises y ocres y están fuertemente cementados por carbonatos. Naturaleza que es la predominante en sus cantos, de procedencia mesozoica y cuyo tamaño crece hacia arriba y al Oeste. Se presentan en *tongadas* de gran continuidad lateral y espesores de 3 a 8 metros sobre base claramente erosiva e irregular sobre las lutitas que las separan y que están descritas en el apartado anterior.

Las cicatrices son muy marcadas y frecuentes las amalgamaciones, tanto más cuanto más al NE, que llegan a constituir potentes cuerpos que resaltan morfológicamente en el relieve; lo que de otro modo justifica también su diferenciación cartográfica. En conjunto se presentan como paquetes de conglomerados y areniscas organizados en ciclos de progradación-retrogradación de unos 50 m de espesor cada uno, con paleocorrientes medias hacia el SO, que se desamalgaman en este sentido en “sheets” individuales entre lutitas. Se interpretan como depósitos de avenida en lámina, correspondientes a abanicos aluviales que entran en la cuenca de forma transversa a las corrientes fluviales principales (axiales a la cuenca) distribuidos por corrientes de procedencia N-NE y representantes de la demolición de los relieves emergidos y despegados de la cobertera mesozoica a resultas de los distintos impulsos tectogénicos de intensidad creciente y de sucesión hacia el Occidente.

#### *2.2.3.4. Areniscas y lutitas grises con fauna marina (38). Fm de Castigaleu. Cusiense medio*

Habiendo rehusado a considerar la Unidad 28 como un tramo inferior de esta Formación, lo que en este apartado se describe es el tramo superior en la concepción de NIJMAN y NIO (1975).

Alcanza espesores de unos 300 m en la vecina hoja de Arén. En el área cartografiada, los delgados afloramientos alrededor del río Ribargorça corresponden a un litosomo marino de unos 30 m de espesor máximo, que se indenta con la secuencia superior de la Fm de Monttobat. Se distingue bien de esta última por el color gris de las lutitas y la fauna marina transicional de Ostreidos. Entre las lutitas se encuentran areniscas en paleocanales fluviales, similares a los de la Fm de Montllobat, a veces amalgamados vertical y lateralmente, con predominio de paleocorrientes hacia el Suroeste y Oeste. Otro tipo de cuerpos arenosos han sido descritos por NIJMAN y NIO (1978) en la desembocadura del barranco de Valfuera. Consisten en complejos de barras con estratificación cruzada tabular y en surco, recubiertos por "sets" arenosos con estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo separados por lutitas, interpretados como barras de boca de canal y lóbulos de derrame, a su vez cubiertos por canales distributarios con estratificación cruzada de surco. Se interpreta como una secuencia transgresiva-regresiva de bahía interdistributaria. La influencia mareal es poco evidente en la zona del N. Ribargozana.

En conjunto se trata de un paso gradual y transicional de las facies fluviales de Montllobat a otras más netamente marinas situadas, fuera de la Hoja en el área del Cinca (Fm San Vicente). En los alrededores de Puente de Montañana, donde la influencia mareal en los depósitos de "point bar" intercalados en los fangos es evidente, se interdigitan depósitos continentales correspondientes a cursos fluviales procedentes del NE con otros de tipo meandriforme procedentes del E y SE que drenan sus aguas a bahías interdistributarias situadas más al Oeste.

En la franja de afloramientos situada al norte de Tolva, la base de la Fm de Castigaleu no aflora y superiormente está limitada por la Fm de Castisent.

Consiste aquí en lutitas pardoamarillentas y grises, con fauna marino-marginal e intercalaciones de paleocanales arenosos con "lags" de conglomerado de cuarzo de 2-3 cm, a veces amalgamados con espesores de hasta 9 m, y relleno por estratificación cruzada de surco. Algunos contienen Ostreidos retrabajados. Las paleocorrientes se dirigen al ONO y SO. Bajo la ermita de San Benditet se observan canales con estratificación cruzada sigmoidal y lutita separando las láminas, y con el techo de los "sets" modificado por "ripples" de oleaje, indicadores de la acción mareal.

#### 2.2.3.5. Areniscas en extensos paleocanales y lutitas (39). Fm de Castisent. Cuisiense medio

Esta formación se caracteriza por complejos de canales arenosos blanquecinos muy espesos y extensos, que por sus grandes dimensiones son fácilmente distinguibles de los infra y suprayacentes. Otras características como su espesor reducido, límites isocronos y confinamiento entre dos pronunciadas entradas marinas, hacen de esta formación un nivel guía que separa el Grupo de Montanyana en dos partes. Ha sido estudiada en detalle por NIJMAN y PUIGDEFÀBREGAS (1978) y por MARZO *et al.* (1988). Su espesor en la cartografía es de unos 50 m, y se incrementa progresivamente hacia el NO en el sentido de las paleocorrientes, alcanzando 150 m en el río Isábena (Hoja de Arén). Está formada por la sucesión de hasta tres niveles de canales, que según la transversal se encuentran amalgamados o separados por lutitas con o sin fauna marina transicional. Cada nivel "sheet sandstone complex" está a su vez compuesto por canales de distinta tipología y se interpreta como un sistema fluvial completo paralelo al eje de la cuenca. Las areniscas son de tipo arcósico y litarenítico de grano medio a grueso y color gris blanquecino cementadas por carbonatos, ocasionalmente con cantos redondeados polimícticos.

La mayoría de los afloramientos de la Hoja corresponden a una transversal proximal del sistema fluvial, con paleocanales amalgamados de arena muy gruesa y abundantes lentes y barras conglomeráticas. En general solo se observan los dos primeros niveles de canales: El "sheet sandstone complex" inferior ("A" en la nomenclatura de los citados autores) de unos 20 m de espesor que forma un valle muy inciso relleno por canales amalgamados según ciclos de degradación-agradación. El paleocanal más alto presenta superficies de acreción normales a las paleocorrientes interpretadas como barras de meandro. El "sheet sandstone complex" "A" tiene unos 4 km de ancho en sentido transversal, terminando hacia el SO a nivel del río Ribagorça de manera que en la Sierra de Chiriveta afloran lutitas versicolores con tres niveles de paleosuelos grises. El paleosuelo más alto se correlaciona con el techo del nivel "A" y por encima se sitúan nuevos paleocanales pertenecientes al segundo "sheet sandstone complex", "B". Este desplazamiento del eje fluvial hacia el flanco sur de la cuenca ha sido interpretado en términos de control estructural.

Los tres niveles de canales se observan solo en la franja afloramiento junto al pueblo de Luzás, separados por lutitas con fauna marina transicional, correspondiente a una transversal intermedia del sistema fluvial, cuya frecuencia aumenta hacia el Oeste.

Las paleocorrientes indican la entrada de sistemas fluviales, procedentes del SE, en la Cuenca Tremp-Graus, seguida de una deflexión en dirección Oeste.

En general la Fm Castisent representa un importante episodio regresivo con caída relativa del nivel del mar y el establecimiento de una sedimentación fluvial de "incised valley" relativamente compleja. Hacia el río Esera estos depósitos pasan distalmente a las facies turbidíticas del Gr. de Hecho.

Esta formación separa el Subgrupo Inferior de Montanyana (Fm de Montllobat + Fm de Castigaleu) del Superior que se describe a continuación.

#### *2.2.3.6. Areniscas y lutitas grises con fauna marina (40). Fm de Perarrúa. Cuisiense medio superior*

La formación Perarrúa es un conjunto detrítico-carbonatado de carácter marino y fluvio-deltaico, a techo, que se desarrolla fundamentalmente en la Hoja de Arén y su contigua occidental (Graus), donde, a efectos cartográficos, ha sido dividida en dos Unidades (40 y 41) inferior y superior respectivamente. División que viene a coincidir con los tramos predominantemente marino y continental en uno y otro caso; pero, además, su separación tiene una explicación en la sucesión evolutiva del surco prepireneo por cuanto se considera que el tramo fluvio-deltaico superior representa un episodio tectosedimentario ligado a la fase de Monte Perdido (preLuteciense) (también referida como "pirenaica" RÍOS (1945) que implica también el desplazamiento en el tiempo hacia el Oeste de los abanicos aluviales de procedencia Norte (Conglomerados de Campanué).

El tramo inferior de Fm de Perarrúa que se describe en este apartado descansa paraconforme sobre la Fm de Castisent y está constituida por lutitas grises que intercalan niveles arenosos, más frecuentes y abundantes hacia la parte alta. Hacia el Norte (Hoja de Arén) evoluciona a

una alternancia de calizas y margas grises. Son frecuentes los niveles bioclásticos de Ostreidos y Gasterópodos, así como niveles lumaquéllicos de ostreidos. La bioturbación es muy frecuente tanto en las lutitas como en las areniscas.

Estos litosomas se presentan en secuencias de orden métrico (5 a 10 metros).

El tamaño de grano de las areniscas (grises) es de medio a grueso y a veces presentan cantos dispersos o basales, más frecuentemente al NO (fuera de la hoja), formando el "lag" de los cuerpos canalizados.

Los depósitos se interpretan como de bahía distributaria, barras de desembocadura y llanura deltaica, en función del sector considerado y siempre teniendo en cuenta el esquema de la figura 4.

#### 2.2.3.7. Areniscas y lutitas grises y ocre (41). Fm Perarrúa. Luteciense basal

Representa la evolución fluvial de la Fm Perarrúa y el límite con la unidad cartográfica anterior es difícil de establecer, salvo por la desaparición o rareza de los niveles lumaquéllicos y bioclásticos, además de la naturaleza carbonatada de los sedimentos. Fundamentalmente esta Unidad (41) son areniscas de grano medio-grueso y, ocasionalmente, fino, formando cuerpos de espesor métrico con base erosiva, y que presentan laminación cruzada planar y en surco. Estos niveles intercalan lutitas grises y ocre, a veces edafizados con desarrollo de suelos de espesor métrico que presentan bioturbación por raíces. Episodios que señalan un proceso progradante y en condiciones continentales, de llanura deltaica superior y "flood plain".

Esta unidad tiene un desarrollo más discreto que la infrayacente en parte porque hacia el techo pasa gradualmente a la Fm de Capella.

La Fm de Perarrúa en su conjunto hacia el SE coalesce con la Fm Capella, la cual acaba por "onlapar" la primera; indicando con ello el desplazamiento al Oeste y en el tiempo de la línea de costa en relación a la definida por la Fm de Castigaleu.

Hacia el NO la Fm de Perarrúa pasa lateralmente a los términos de *fandelta* conglomerático y masivo de la Fm de Campanué (GARRIDO y MEJIAS, 1968).

Entre las claras diferencias de la Fm de Perarrúa con la Fm de Castigaleu merecen señalarse: la muy acusada interferencia de la primera con abanicos aluviales inmaduros procedentes del Norte (abanicos de S. Esteban-arcósico-y de Campanué), y el continuo suministro desde el SE por el principal sistema deltaico del Grupo de Montanyana que queda evidenciado en las areniscas de canal distributivo concentradas sobre el lado meridional de la cuenca Tremp-Graus. También es de señalar la preponderancia de areniscas de barrera y barra de base plana respecto de los litosomas de canal distributivo. Y, por último, a consecuencia de la construcción de barreras arenosas se produce una neta separación entre las facies margo-arenosas con *Nummulites* del "offshore" y las facies transicionales del "inshore" (bahía); las primeras con un ratio marga/arenisca más elevado que en la Fm de Castigaleu.

#### 2.2.3.8. *Areniscas y lutitas rojas continentales (42). Fm de Capella. Cuiensiense-Luteciense inferior*

Esta unidad puede ser encontrada discordante sobre los depósitos fluviales de la Fm de Castisent y sobre los fluviodeltaicos de las Fm de Montllobat y Perarrúa. Representa en las vertientes del N. Ribagorzana, sobre todo la Oeste, al Subgrupo Montanyana superior; por lo que fue conocida como *Fm de Montanyana Superior*. Su actual denominación (NIJMAN y NIO, 1975; GARRIDO 1968) comprende un dominio más amplio, hasta los valles del Isábena y Esera. La Hoja presenta depósitos de esta Unidad en el N. Ribagorzana, sobrepuestos sobre Fm de Castisent, y en el valle del Isábena sobre la Fm de Perarrúa (Superior), lo que pone en evidencia que debe ser considerada como la parte alta del relleno de una cuenca deltaica, tanto más antigua cuanto más marginal.

La máxima potencia medida (fuera de la Hoja) en esta formación es de unos 340 metros. Tiene muchos aspectos en común con la Fm de Montllobat excepto por: su mayor irregularidad en el desarrollo de las secuencias acanaladas, la aparición de conglomerados groseros (al Este sobre todo) tanto en canal como en capa, el mayor desarrollo (en radio y potencia) de las secuencias de "point bar", presencia de canales complejos y "multistorey", la coloración más abigarrada en los limos y lutitas de "flood plain", la presencia de delgados niveles de calcreta y caliches y de yeso fibroso en las superficies de separación; también presentan yeso nodular de "lagoon" costero en su transición a Fm de Perarrúa.

Litológicamente es un conjunto de areniscas grises y beige de grano medio a grueso, en ocasiones conglomerados de cantos carbonatados, alternando con lutitas ocreas, o rojizas (al Este) con mayor edafización. Se observan (al Este) frecuentes paleosuelos de limos carbonatados y espesor métrico con colores grisáceos oscuros afectados por bioturbación de raíces que imprimen coloración violácea en vertical, muy característica.

Se observan también estructuras de "point bar" en las facies acanaladas con areniscas finas, aunque son más frecuentes los cuerpos conglomeráticos con base erosiva, más potentes y continuos hacia el margen norte de la Cuenca (Guell, Sierra de Esdolomada en la hoja de Arén) donde cartográficamente son identificables como transición de la Fm de Perarrúa hasta los Conglomerados de Campanué.

Las paleocorrientes parecen señalar una procedencia del SE reconducido al N por el anticlinal de Mediano.

CUEVAS (1989), en los términos finos de la zona de Luzás ha descrito: cuerpos submétricos con bioturbación, laminación paralela y "ripples" de extensión hectométrica, relacionados con "shet floods" y "overbanks"; cuerpos métricos, lenticulares y planoconvexos con laminación cruzada y "ripples" identificables a lóbulos de desbordamiento y deltaicos. Y cuerpos con acreción lateral y/o vertical identificados como barras de canales meandriformes y "braided".

Las areniscas son polimícticas y van cementadas en carbonatos; aunque se citan calcarenitas y subarcosas.

Al considerarse a esta formación de Capella el equivalente continental de la Perarrúa se le atribuye su edad desde la base, pero se extiende a todo el Luteciense inferior por tener términos



que se sobreponen a Fm de Perarrúa. Su techo aparece delimitado por una discordancia cartográfica sobre la que se sitúan las calizas, margas y conglomerados de la Fm de Escanilla. Discordancia que se asocia a la conocida como “fase Prepirenacia” preBartoniense y que delimita el techo del Grupo de Montanyana.

El techo de la Fm Capella representa la definitiva continentalización de la Cuenca Tresp-Graus sobre toda la anterior plataforma deltaica (fig. 4).

#### 2.2.3.9. Conglomerados, areniscas, lutitas y calizas (43). Fm de Escanilla. Bartoniense

Representa un ciclo sedimentario netamente continental cuyo origen está en la epirogenia positiva que, por la exaltación de los movimientos mesoalpinos en la zona central Pirenaica, erradica los depósitos marinos y los confina durante el Biarritziense a los extremos oriental y occidental de la Cordillera. Se da origen así a un nuevo grupo conocido como Gr. de Campodarbe cuyas base y techo son más modernas cuanto más al Oeste; finieoceno y finioligoceno respectivamente en la Cuenca de Pamplona.

En la Hoja el único representante de este Grupo es la Fm de Escanilla que se asienta sobre la formación Capella a través de una discordancia suavemente angular pero que comprende un hiato deposicional y erosivo que abarca el Luteciense medio y superior.

Se sitúa esta Unidad en la parte Norte de la hoja sobre la vertiente occidental del N. Ribagorzana (algún relicto en cerros testigo de la oriental) se sobrepone siempre, en la parte aflorante, a la Fm de Capella aunque en la Hoja de Arén se cita también sobre la Fm de Montllobat.

La Fm de Escanilla (GARRIDO-MEGÍAS, 1968) incluye un conjunto litológico heterogéneo de carácter detrítico-carbonatado, formado por lutitas rojas, a veces anaranjadas u ocre, en general afectadas por importantes procesos edáficos, que alternan tanto con niveles de conglomerados grises o de areniscas ocre, como con limos carbonatados, margas, calizas y arcillas carbonosas e incluso lignitos y, ocasionalmente, niveles de yeso dispersos en las arcillas. Todo el conjunto muestra una tendencia estrato y granocreciente (BENTHAM *et al.* 1992).

Hacia el NO, en el valle del Isábena, se observa un afinamiento claro en la granulometría de la formación, que es más grosera en los sectores orientales y septentrionales de la Sierra de Chiró, Pallerosa y Cajigar de la Hoja de Arén, donde las facies se hacen ya conglomeráticas. No obstante entre Chiró y la Ermita de San Miguel, cerca del borde N de esta hoja, en un pequeño *graben*, aflora una potente sucesión detrítico-carbonatada, donde se puede reconocer una serie semejante a la aflorante en la margen izquierda del valle del Isábena, entre Graus y Lascuarre (Hoja de Graus y Fonzo). El espesor medido es del orden de los 500 m.

En las proximidades de la localidad de Capella, en la vecina Hoja de Graus, se reconocen niveles de lignitos de poco espesor en un tramo basal de esta unidad, que contienen una abundante gama de vertebrados (CRUSAFONT *et al.* 1958). El espesor de este tramo lacustre-carbonatado es del orden de los 25 a 30 m, aunque lateralmente y hacia el Este va disminuyendo hasta llegar a desaparecer por completo en el ámbito de la Hoja de Benabarre.

El mejor corte de la Unidad se localiza en la carretera de Laguarres a Benabarre, fuera de la Hoja, en tal corte se distinguen hasta tres ciclos de progradación-retrogradación aluvial, con una tendencia general progradante (TEIXELL y ZAMORANO 1994), y un sentido de aporte del ESE al ONO.

La presencia de niveles lignitíferos y de arcillas carbonosas en las proximidades de Laguarres, llevaron en su día a la explotación de estos niveles en dicha población, así como en Capella, donde los niveles de lignitos asociados a los términos carbonatados de la base de la Fm Escanilla, contienen fauna del Luteciense terminal-Bartoniense inferior. En las minas de Laguarres, situadas estratigráficamente por encima del yacimiento de Capella, se han encontrado micromamíferos del Bartoniense inferior (CUEVAS 1989). Finalmente BETHAM *et al.* (1992) atribuye a la Fm Escanilla una edad Luteciense superior-Priaboniense en base a datos bio y magnetoestratigráficos.

La formación de Escanilla como tal (y la de Capella también) parece que limita al Oeste con el accidente del Cinca o Anticlinal de Mediano, que pueden señalarse como en relación a la rampa lateral Manto de Monte Perdido; por tanto puede datarse y considerarse a este accidente como límite O de la Cuenca Tremp-Graus y de los depósitos que se describen como pertenecientes a la misma (Fig. 5).

#### 2.2.3.10. Grupo Barbastro. Oligoceno-Mioceno

Es el conjunto de sedimentos molásicos depositados sobre toda la cuenca Surpirenaica con posterioridad a la fase principal Pirenaica que, para el sector de la hoja, se sitúa en el Priaboniense; base del Ludicense según una terminología ya en desuso. En general en la citada al principio de esta Memoria como Unidad Central Surpirenaica la base del Grupo Barbastro es más antigua que a Este y Oeste, donde entra dentro del Oligoceno. Ello seguramente está en relación con los accidentes que limitan esta Unidad relacionados con las rampas laterales del complejo de cabalgamientos que la constituyen y la distinta nivelación y actividad tectosedimentaria que determinan.

El Grupo Barbastro en la Hoja está representado por tres unidades cartográficas que corresponden a tres litofacies de la Fm de Graus y que se describen a continuación.

##### 2.2.3.10.1. Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas (44, 45, 46). Fm de Graus. ¿Oligoceno-Mioceno?

El conjunto de las tres Unidades cartográficas agrupadas en este apartado descansa suavemente discordante, en el borde del sinclinal de Estopiñán sobre todo, en un delgado (al menos en cuanto potencia aflorante) nivel de brechas, predominantemente calcáreas, areniscas y lutitas que, a su vez, descansan en discordancia angular y tectónica sobre las unidades mesozoicas. La explicación tectónica del sinclinal de Estopiñán no está perfectamente establecida, pero aceptando con MARTÍNEZ PEÑA (1984) que afecta a la lámina, paraautóctona comprendida entre los mantos de Cotiella-Montsec y el de Gavarnie (asunto que debería precisarse más, ¿mejor entre Cotiella y Monte Perdido?), parece que sería una estructura de estiramiento en "cizalla" senextral (adelanto de la rampa O respecto de la E) favorecido por la fluidez plástica de los

materiales del Keuper que rodean la estructura y que levantan los flancos; y, localizando la rampa oeste en la fase preluteciense, podría establecerse que estas brechas son consecuencia de los relieves emergidos por tal fase, es decir coetáneos con la Fm Capella y representantes del hiato Luteciense+Biarritzense en la zona. Es tan solo una hipótesis, posible origen de estudios de detalle.

La poca continuidad lateral de estas brechas y su no siempre fácil diferenciación bajo la masa de conglomerados superpuestos han impedido su individualización cartográfica en esta Hoja. Podrían ser equivalentes a los conglomerados de Cajigar y Espills de la Hoja de Arén.

Los materiales de la Fm de Graus forman una delgada cobertera (unos 200 m max.) discordante sobre una superficie de erosión con paleorelieve irregular, que trunca los pliegues y cabalgamientos que afectan al resto de Unidades estratigráficas. Esta superficie y los Conglomerados de Graus suprayacentes están a su vez ligeramente plegados en un sinclinorio muy laxo. Desde el pueblo de Viacamp se tiene una buena panorámica del flanco norte del sinclinorio, con la Fm de Escanilla horizontal y cortada por la superficie de erosión basal de los conglomerados basculada hacia el SO. En Tolva y en el borde norte del afloramiento de Triásico de Pilzán-Estanyà, los conglomerados de Graus están verticalizados describiendo discordancias progresivas que se abren hacia el Norte, lo que puede atribuirse a estructuras que acomodan la contracción del basamento. Concretamente en la estructura de Tolva los conglomerados y lutitas presentan fallas inversas dirigidas al Norte y esquistosidad asociada, elementos estructurales que podrían estar asociados a la ocluida rampa lateral del manto Cotiella-Montsec.

La Fm de Graus en el sector se ha dividido en tres unidades según el predominio de conglomerados, lutitas-areniscas o equilibrio entre ambas litologías. La Unidad cartográfica (44) agrupa las facies con predominio de conglomerados y areniscas. Sus términos más proximales se encuentran a lo largo del límite de afloramiento nororiental, formando un escarpe de coloración oscura. Consiste en conglomerados masivos amalgamados, separados por cicatrices irregulares de arenisca o limo entallados por *scoours*. Los clastos están soportados por una matriz arenosa y mal clasificados, siendo común la estratificación cruzada de alto ángulo. Los cantos rodados, de unos 56 cm de media, pueden alcanzar hasta 50 cm; son poligénicos, de cuarzo, liditas, litologías paleozoicas, calizas mesozoicas y terciarias, conglomerados y areniscas del Permotrias y granitos. Alrededor de la cumbre de los Cuñols en el camino a l'Estall las facies tienen un color rojizo característico debido a la elevada proporción de bloques, arena y arcilla del Permotrias, abundan también las calizas devónicas y el granito. Estas facies son similares y tal vez correlacionables con los niveles altos de los Conglomerados de la Pobla de Segur y de la Pobleta de Bellvehí.

Según la litología señalada, los conglomerados de Graus s.s tienen una inequívoca procedencia de la Zona Axial y de la franja contigua conocida como Zona de los Nogueras, y se interdigitan con brechas calizas desorganizadas correspondientes a facies de ladera y de pequeños abanicos aluviales producto de la erosión de los relieves del Montsec y las sierras Marginales. Estas se han observado bordeando la estructura de Tolva, en l'Estall, en Fet (donde forman los escarpes de 40 m sobre los que se asienta el pueblo), al oeste de Finestras y al sur de Benabarre. Su posición indica que los actuales bordes de afloramiento corresponden aproximadamente a los límites surorientales de la cuenca.

En general los conglomerados se desamalgaman hacia el Sur, interdigitándose con lutitas y areniscas, unidad (45), y las paleocorrientes medidas se dirigen también hacia el Sur con poca dispersión. A grandes rasgos se identifica un sistema aluvial muy progradante en los afloramientos más orientales, con depósitos conglomeráticos que alcanzan el borde meridional de la cartografía.

Lateralmente, los conglomerados y areniscas pasan en corto espacio hacia el Oeste a las lutitas y areniscas de la Unidad (46), que se interpretan como depositadas en una zona de sombra de las corrientes principales, deflectadas por el anticlinal de Tolva. Unidad que engloba las facies más distales de llanura aluvial, con predominio de lutitas marrón rojizo e intercalaciones de cuerpos arenoso-conglomeráticos delgados, laxos y mal canalizados. Su posición sobre el alto estructural de Benabarre-Tolva parece indicar un control del relieve reactivado del basamento calizo sobre los sistemas aluviales, como ya ha sido señalado para la vecina Hoja de Fonç.

La Fm de Graus no está datada. Por su posición estratigráfica se asume una edad Oligocena post-pirenaica (fase principal) o postLudiense con posible extensión hasta el Mioceno.

### 2.3. CUATERNARIO

#### 2.3.1. Cantos en matriz limo-arcillosa (47 y 48). Glacis. Pleistoceno

Corresponden a depósitos con morfologías de glacis, localizados principalmente en la vertiente meridional del Montsec en la zona de Ager.

Están compuestos por cantos, más o menos angulosos, englobados en una matriz arcillo-limosa y arenosa, y su espesor no supera los 2-3 m en sus zonas más distales, aunque su extensión superficial es considerable.

Se han diferenciado dos niveles encajados, y su atribución cronológica es al Pleistoceno.

#### 2.3.2. Gravas, arenas y limos (49, 50 y 51). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno

Tanto en el río Noguera-Ribagorçana, como en el Guart, y su afluente el Cajigar, se han reconocido depósitos con morfología de terraza, compuestos por gravas, arenas y limos.

En el primero de ellos, en la cola del embalse de Cañelles, en las proximidades de Puente de Montañana, se han cartografiado tres niveles, situados a +2-3 m, +5-10 m y +20-25 sobre el cauce actual del río. En la cuenca del Guart, solamente están presentes los dos niveles inferiores.

El espesor de los materiales se sitúa en torno a los 2-3 m. Los dos niveles más altos se han atribuido al Pleistoceno, mientras que el más bajo sería de edad holocena.

#### 2.3.3. Arenas, gravas y limos. Fondo de valle (52) y Fondo de valé (53). Holoceno

Asociados tanto a la red principal, como a la de menor orden, se localizan depósitos de génesis fluvial (fondos de valle), o mixta fluvial-ladera (fondos de valé), caracterizándose estos últimos

por presentar un fondo aplanado amplio, y que no presenta concavidad de enlace con las laderas circundantes.

En los fondos de valle, los depósitos son los característicos de aluvial, arenas, gravas y limos en proporción variable, en tanto que los valés apenas contienen gravas, apareciendo, en cambio, cantos más o menos angulosos dispersos.

La extensión y potencia de los depósitos es reducida, y la edad atribuida a estas formaciones es holocena.

#### 2.3.4. Cantos en matriz limo-arenosa (54). Conos de deyección. Holoceno

En las salidas de algunos barrancos de la red de menor orden afluente del Guart, se han cartografiado varias morfologías de conos de deyección, no muy extensos, constituidos por cantos englobados en matriz limoarenosa, que pueden alcanzar, en sus zonas más distales, los 2-3 m de espesor.

Su edad es Holoceno.

#### 2.3.5. Cantos en matriz limo-arenosa (55). Coluviones. Bloques con escasa matriz areno-limosa (56). Vertientes de bloques. Holoceno

Asociados a algunas morfologías de enlace entre las zonas de mayor relieve y las más deprimidas, se reconocen depósitos de tipo coluvión (55), compuestos por cantos, más o menos angulosos y heterométricos, englobados en una matriz arenosa y limosa de tonos pardos. Su espesor puede alcanzar los 2-3 m en las zonas más bajas de la ladera.

En ocasiones, asociado al frente meridional del Montsec, se localiza un proceso de desprendimiento de la zona culminante de la cresta de la sierra, que da lugar a vertientes tapizadas por bloques de gran tamaño, con escasa matriz arenosa y limosa.

La edad de ambos depósitos es holocena, aunque no debe descartarse la posible funcionalidad del proceso ya desde el Pleistoceno.

#### 2.3.6. Cantos en matriz limo-arenosa y arcillosa (57). Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno

En algunas zonas de relieve deprimido, y con drenaje poco claro o esporádico, se localizan depósitos de génesis mixta aluvial-coluvial, de reducida extensión y cuyo espesor no debe superar los 2 m.

Su edad es holocena.

#### 2.3.7. Cantos en matriz limo-arcillosa (58). Glacis actual-subactual. Holoceno

En ocasiones, las zonas más bajas de las laderas se encuentran modeladas con morfología de glacis que, en muchos casos constituyen el enlace con los depósitos fluviales de fondo de valle.

Están constituidos por cantos más o menos angulosos en matriz limosa y arcillosa de tonos pardos. Su edad es holocena.

### 2.3.8. Fangos arcillo-limosos (59). Fondos endorreicos o semiendorreicos. Holoceno

En la zona suroccidental de la hoja, y relacionado con litologías más solubles del Keuper (yesos y sales), se localizan zonas deprimidas de tipo dolina que pueden llegar a constituir zonas endorreicas o semiendorreicas con funcionamiento esporádico y/o estacional.

Los fondos están formados por arcillas y limos con un espesor estimado no superior a los 2 m. Su edad es Holoceno.

## 3. TECTÓNICA

En el capítulo 1 dedicado a la Estratigrafía se ha hecho alusión constante a la secuencia de acontecimientos tectónicos y su influencia en los procesos sedimentarios por lo que en éste solo se hará una descripción en el espacio, no secuencial.

### 3.1. INTRODUCCIÓN

La estructura de los materiales del Pirineo ha sido estudiada por SÉGURET (1972), GARRIDO y RÍOS (1972), CÁMARA y KLIMOWITZ (1985), WILLIAMS (1985) y PUIGDEFÀBREGAS y SOUQUET (1986). La evolución de los conocimientos, no obstante, registra un hito importante con la confección del perfil sísmico ECORS (Fig. 6) y su interpretación (LOSANTOS *et al.*, 1988; ECORS PYRENEAN TEAM, 1988; ROURE *et al.* 1989; CHOUKROUNE y ECORS TEAM, 1989).

El Prepirineo es la parte del Pirineo despegado hacia el Sur a nivel del Keuper y está estructurado en una serie de láminas cabalgantes de edades cada vez más modernas hacia el S. Esta cuña de sedimentos de edad mesozoica, paleocena y eocena inferior que se ha desplazado hacia el Sur, se ha dividido en unidades o láminas cabalgantes que en cierto modo pueden considerarse limitadas por los accidentes mayores que las afectan ROSELL (1993).

La Hoja de Benabarre se corresponde en su mitad NE con la lámina cabalgante del Montsec. Lámina que remonta el Vall d'Àger perteneciente a la primera lámina cabalgante del conjunto que forman las sierras Marginales, posiblemente la de Monte Perdido; también cabría considerar el sinclinal de Estopiñán como perteneciente al borde occidental de esta misma lámina.

Los Pirineos constituyen una cadena alpina lineal que se extiende al Norte de la Península Ibérica, desde el mar Mediterráneo hasta el Golfo de Vizcaya. Su formación se debe a la colisión de la microplaca Ibérica y la placa Europea. Su estructuración tuvo lugar en el intervalo de tiempo transcurrido entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, tras un periodo inicial preorogénico dominado por un régimen esencialmente distensivo.

A diferencia de otras cordilleras alpinas, los Pirineos se caracterizan por la ausencia de un plutonismo y metamorfismo relacionados con la colisión continental, siendo los cabalgamientos

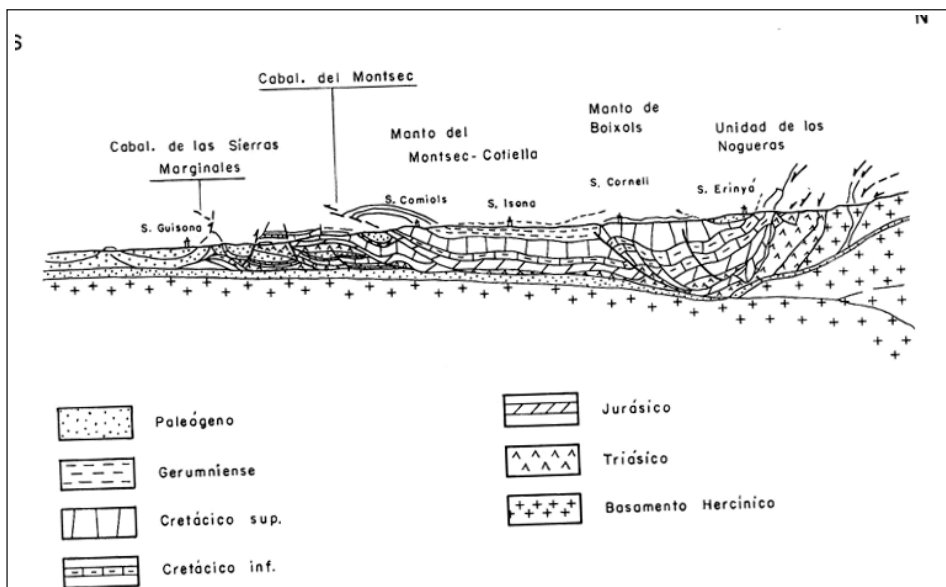


Fig. 6.- Corte balanceado de la cobertera surpirenaica despegada (Perfil ECORS).

y pliegues asociados, las estructuras dominantes en toda la cadena. Estas tienen una orientación preferente E-O e involucran tanto al basamento paleozoico como a las series mesozoicas y terciarias de la cobertera.

La cadena se ha dividido longitudinalmente en dos segmentos de características estructurales y estratigráficas bien distintas (MUÑOZ *et al.* 1986, TEIXELL 1990): El Pirineo Occidental o Vasco-Cantábrico y el Pirineo Centro Oriental. El Pirineo Occidental se caracteriza por una serie mesozoica muy potente y un claro predominio de las estructuras vergentes al norte, excepto el frente de cabalgamiento meridional (Sierra de Cantabria-Montes Obarenes) que tiene un importante desplazamiento hacia el Sur. El límite con el Pirineo Central se sitúa convencionalmente en la alineación de los diapiros navarros, conocida en la literatura como "falla de Pamplona" (FEUILLE y RAT, 1971), aunque parece existir continuidad estratigráfica y estructural entre ambos sectores.

El Pirineo Centro-Oriental se caracteriza por presentar estructuras con vergencias opuestas, hacia el Norte en la vertiente septentrional y hacia el Sur en la meridional. En esta última la "falla del Segre" delimita esta subunidad pirenaica y corresponde a un sistema de rampas laterales de las diferentes unidades cabalgantes que sirven de límite convencional entre el Pirineo central y el oriental.

### 3.2. MARCO TECTÓNICO DEL SECTOR DE LA HOJA

La estructura de la Hoja de Benabarre en cuanto a elementos lineales no presenta gran complejidad aparente. Muy distinta es la consideración cuando se considera que la hoja se encuentra

situada en la vertiente sur del Pirineo Central, sobre el complejo cabalgante denominado por SÉGURET (1972): Unidad Surpirenaica Central. Este complejo está formado por rocas mesozoicas y terciarias de cobertera dispuestas en láminas imbricadas hacia el Sur y despegadas del basamento hercínico por encima de un cabalgamiento basal que entronca hacia el Norte con el sistema de cabalgamientos alpinos que forman el apilamiento antiformal de la Zona Axial (PARISH; 1984; WILLIAMS y FISHER, 1984; CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985).

Las láminas cabalgantes mencionadas son básicamente tres, cuya imbricación se produjo según una secuencia "normal del bloque inferior" o de "propagación hacia el antepais" "piggy-back".

La más septentrional y por tanto la más antigua, corresponde a la sierra de Boixols-San Corneli y su prolongación hacia el Oeste en las Sierras de San Gervás, Aulet y Turbón. El emplazamiento inicial de esta primera lámina se produjo aproximadamente en el Santoniense, dando lugar a un cinturón de pliegues y cabalgamientos en el Cretácico superior.

La segunda lámina está formada por la Sierra del Montsec, cuya imbricación hacia el Sur, a comienzos del Paleógeno, permitió la individualización hacia el Norte de la cuenca de Tremp-Graus a modo de cuenca en "piggy-back", con relleno simultáneo a su desplazamiento pasivo por encima de la superficie basal de despegue. La tercera lámina, la más meridional, está formada por las Sierras Marginales, cuyo límite por el Sur coincide con el "Cabalgamiento Frontal Surpirenaico" (SÉGURET, 1972). Este cabalgamiento, mediante el cual las láminas de la cobertera se desplazan ampliamente sobre el autóctono de la cuenca del Ebro, no es un frente único, sino la suma de diferentes cabalgamientos emplazados de forma progresiva, principalmente entre el Eoceno y el Mioceno inferior (CÁMARA y KLIMOWITZ 1985). Como ocurría más al Norte, las Sierras Marginales también soportan una cuenca en "piggy-back", la denominada cuenca de Ager, de dimensiones mucho más reducidas que la de Tremp-Graus.

El principal nivel de despegue de las láminas de cobertera se sitúa en las facies lutíticas y evaporíticas del triásico. Sin embargo, pueden encontrarse también despegues importantes a nivel regional en otros niveles, como por ejemplo en las facies margosas del cretácico superior y Terciario, cuando la serie triásica (facies Keuper) es muy reducida o inexistente.

Por otra parte, resulta interesante destacar que los principales cabalgamientos y pliegues asociados en la cadena, se orientan según una dirección E-O, si bien también existen accidentes con componentes N-S que, en general, se interpretan como rampas oblicuas o laterales que acomodan el desplazamiento hacia el sur de las láminas cabalgantes (CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985; LABAUME y SÉGURET, 1985). El conjunto de las fases tectónicas que han sido diferentemente definidas y datadas se puede situar, según lo recogido por FARRELL 1987, cuadro 1.

NIJMAN 1989 sintetiza la estructura de la Unidad Central Surpirenaica (UCSP) en base al esquema de la figura 1 y de acuerdo a las siguientes observaciones:

- Superposición sobre el manto sinclinal suavemente "sumergente" hacia el Oeste, de pliegues abiertos de baja amplitud con presentación en "longitud de onda" de 10 km; orientados al NO y mejor desarrollados en el flanco norte del manto sinclinal.



Según HARLAD <i>et al.</i> 1982		10 <sup>6</sup> AÑOS	Según PUIGDEFÁBREGAS <i>et al.</i> 1975		FASES TECTÓNICAS
OLIGOCENO	RUPELIENSE	38	OLIGOCENO		Movimiento sobre los cabalgamientos de las Sierras Marginales
		42			
		50			
		55			
		60			
EOCENO	PRIABONIENSE		EOCENO	PRIABONIENSE	Movimiento sobre el cabalgamiento de Peña Montañesa Erección del anticlinal de Boltaña Movimiento sobre la rampa oblicua de Mediano Movimiento sobre el frente Montsec-Cotiella
	BARTONIENSE			BIARRITZIENSE	
	LUTECIENSE			LUTECIENSE	
	YPRESIENSE			CUISIENSE	
	THANETIENSE			LERDIENSE	
PALEOCENO	DANIENSE		PALEOCENO	DANIENSE	

Cuadro 1.– Fases Tectónicas según FARRELL 1987.

- Fallas de distensión que festonean, aproximadamente paralelas, a los pliegues; con un efecto mayor en el flanco meridional perdiéndose hacia el NO y que, junto con los pliegues anteriores, definen un campo de *stress* en el que la compresión NE-SO en la zona noroccidental del manto da lugar a la extensión en un sentido diagonal hacia el SE de la lamina cabalgante, donde el haz cruza transversalmente la rampa del Montsec y emerge de nuevo en el flanco meridional de la Cuenca de Ager. Y siempre con carácter sinsedimentario respecto de las areniscas fluviales del Gr. de Montanyana.
- Entre Tresp y Pte. de Montanyana las fallas interfieren con la orientación E-O de modo similar a fallas activas del tipo “growth-faults”.
- Otro haz de fallas notable son las de rumbo NNE y de tipo cizalla, singularmente la “falla de Luzás”, en la hoja de Benabarre. En realidad compuesta de un conjunto de fallas en escalón con relevo izquierdo cabalgante. Este efecto cabalgante, con avance sobre el Oeste, crece desde 0 metros al Norte del sinclinal de Tresp, hasta unos 450 m 12 km más al Sur, donde la falla de Luzás es cubierta disconformemente por los conglomerados de Graus, en las proximidades de la localidad de Tolva. Falla ésta que afecta a la distribución de la Fm de Capella pero sobre todo de la Fm de Escanilla (NICKEL 1981) y que es interpretada como una flexura al ESE (o pliegue cabalgante) de la superficie del manto; posiblemente un pliegue cónico que implicaría la existencia de un umbral en el substrato de la lámina cabalgante, más o menos coincidente con el Lineamiento de Barbastro extendido hasta Sort (Figs. 7 y 8).
- El perfil ECORS (Fig. 6), a través de la parte oriental de la Unidad Central Surpirenaica (UCSP), revela la existencia de varios cabalgamientos a partir del muro de la unidad y los cuales definen unidades paleogeográficas; el del Montsec, concretamente, sirvió como barrera parcial entre las cuencas del Tresp y Ager durante el Ypresiense separando estructuralmente el manto sinclinal abierto de las más deformadas estructuras frontales situadas sobre las Sierras Marginales; lo que explicaría el adelgazamiento del Mesozoico hacia estas Sierras del Frente cabalgante.
- La asimetría de la U.C.S.P. se pone en evidencia con el contraste de las rampas laterales; la NO controlada por un cabalgamiento al SE combinado con fallas de desgarre escalonadas y que es activa en el Luteciense, y en el lado contrario la rampa SE, resuelta como un sistema de pliegues cabalgantes activos principalmente desde el Eoceno inferior. Asimetría que, sin embargo, es más antigua y de mayor calado, como pone de manifiesto la desigual distribución de los depósitos Jurásico-Cretácicos con respecto a la línea de frente de la U.C.S.P.; más completos en la zona de la rampa del Segre, pero con la carencia de la serie del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la zona de Cotiella, al Oeste, y muy incompleta en las sierras Marginales. Y ello en relación con estructuras cretácicas ortogonales al rumbo orogénico como el anticlinal del Turbón (VAN HOORN 1970).
- La existencia de un complicado sistema de cabalgamientos subhorizontales en el flanco nororiental de la Cuenca de Ainsa indicativa de un considerable acortamiento en este área por rotaciones antihorarias. Acortamiento que, por lo general, es siempre mayor en el NO.

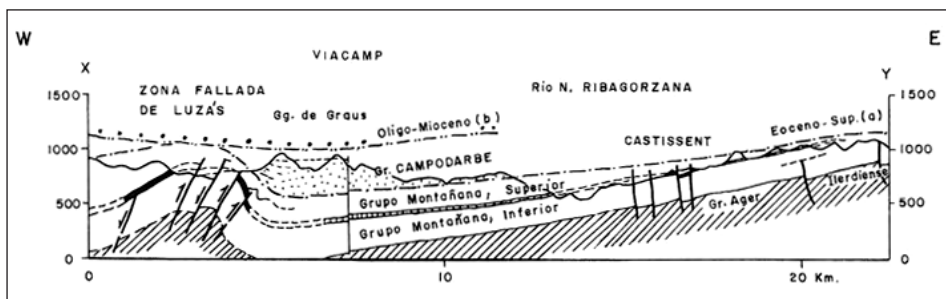


Fig. 7.- Corte longitudinal de la Cuenca de Tremp-Graus (NIJMAN, 1989).

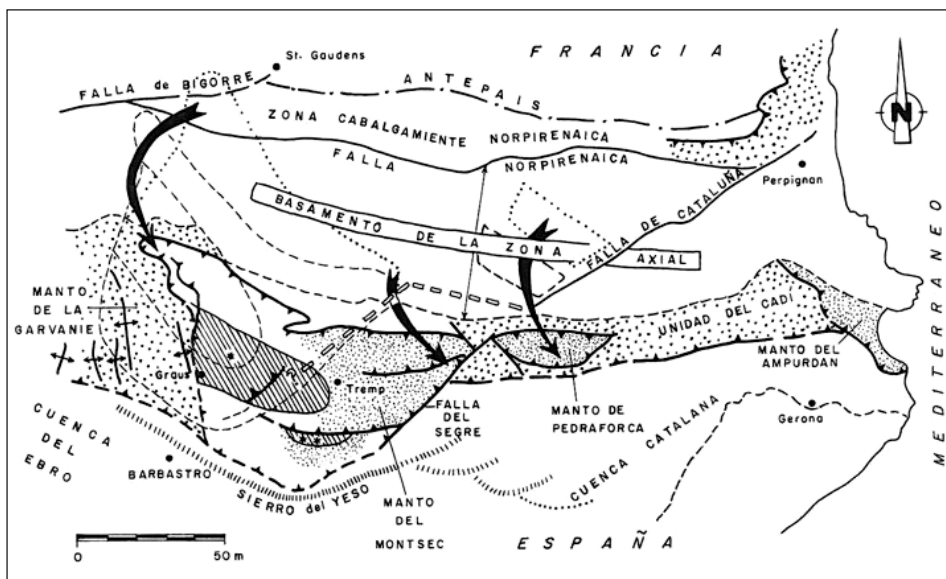


Fig. 8.- Posicionamiento estructural de las cuencas surpirenaicas orientales. Cuenca de Tremp-Graus (\*); Cuenca de Ager (\*\*). Movimientos deducidos.

- Desgarres en general dextrales en las sierras frontales combinados con el cabalgamiento al SO (Falla de Luzas, Rampa del Segre) desde el Priaboniense.

Todas estas características en combinación con otras, además de argumentar a favor de la inclinación al SE de la UCSP, durante el Cretácico antes de la general inmersión contraria, apoyan el concepto de una componente rotacional antihoraria en la traslación de la UCSP durante el Eoceno. Y dejan abierta la posibilidad de un transporte al SE del manto junto con la Unidad de la Gavarnie durante el Eoceno Superior, al objeto de una reconstrucción palinspáltica.

### 3.2.1. Estructura del sector correspondiente a la cuenca Tremp-Graus

El emplazamiento de la segunda lámina cabalgante de la UCSP, la del Montsec (la primera es la San Corneli-Boixols) al imbricarse hacia el Sur a comienzos del Paleógeno, dejó al Norte una cuenca en “piggy-back” (la de Tremp-Graus) con relleno simultáneo a su desplazamiento pasivo por encima de la superficie basal de despegue, fundamentalmente las lutitas y evaporitas del Keuper.

Aproximadamente los 2/5 septentrionales de la Hoja están ocupados, por esta estructura de muy poca complejidad, salvo el sector de Luzás. Presenta una disposición laxa sinclinal con buzamiento axial suave al Oeste, y al Norte en el flanco sur del dispositivo sinclinal. En el sector de Tolva y Luzas las direcciones se acomodan a las respectivas estructuras y los valores de buzamientos son sensiblemente superiores.

El espesor de la lámina del Montsec (Fig. 7) es creciente hacia el O por la superposición en relieve de series cada vez más modernas, cuya relación con el *continuum* tectónico es evidente dando lugar a varias megasecuencias o grupos de secuencias cuyo origen es tanto meridional como septentrional (en las más detríticas).

Lo más característico de este sector es la presencia aflorante del borde Sur de la Cuenca que es el frente de la lámina cabalgante del Montsec constitutivo de la Sierra homónima, y que se define entre esta Hoja y la contigua oriental (Isona). Frente que es la parte estructuralmente más compleja de la cartografía, junto con el anticlinal de Tolva (posible parte de este mismo frente). Las facetas estructurales de este Frente del Montsec determinan un complejo pliegue cabalgante al Sur festoneado por un doble sistema de fracturas al rumbo NE y NO respectivamente. Ambos sistemas parecen básicamente normales con plano poco buzante y desplazamientos en algunos casos hectométricos. En todo caso ambos son o parecen ser preCuisienses, lo que, con otros indicios, permite suponer a ROSELL (1990), entre otros, que la colocación del manto del Montsec es anterior a lo clásicamente admitido (Ilerdiense); o al menos era ya un alto sedimentario en el Campaniense inferior. De hecho los sedimentos del Paleoceno e Ilerdiense descansan en discordancia progresiva sobre la vertiente norte de la Sierra.

Otra faceta interesante del Frente-Sierra del Montsec es la presencia de retrocabalgamientos, evidenciados en las estructuras sedimentarias con este origen de los materiales del Eoceno inferior que descansan sobre el frente y en la propia complejidad estructural de él mismo. Así, en la zona de la Pertusa, parece claro, que la actividad cinética de los niveles lutítico-salinos del Triás ha continuado aún después de la colocación del manto liberando el “stress” estructural y listostático acumulado, por lo que emergen estructuras anticlinales con flanco norte retrocabalgante.

Observaciones sísmicas que citan CÁMARA y KLIMOWITZ (1985) llevan a estos autores a proponer el anticlinal de Tolva como la “esquina” en la cual el frente del Montsec dobla a una dirección cercana al N-S (no evidenciado en superficie) imbricándose la lámina del Montsec al plano de despegue general en un área comprendida entre los cabalgamientos de Cotiella y Turbón (zona sombreada de la fig. 1) lo que resulta acorde con otras observaciones que se recogen en esta Memoria, entre ellas la flexura al ESE de Luzás y su interpretación (2.2). Por ello la estructura de Tolva se incluye en el sector que describe este apartado.

La estructura de Tolva es el resultado de una intersección entre un posible pliegue cónico abierto al Norte y el frente del Montsec; de la parte aflorante bajo la Fm de Graus, lo más complejo es la vertiente norte, como ya se apunta (y se cita) respecto del extremo occidental del Frente del Montsec s.str. y que algunos autores han interpretado como consecuencia del adelgazamiento del conjunto Mesozoico (ALVARADO *et al.*, 1959) y de empujes intraoligocenos activando el diapirismo de un acumulo de Keuper en las “zonas de sombra” durante los movimientos Eocenos. La multiplicidad de direcciones de movimiento en el anticlinal de Tolva y la complejidad de la fracturación se explican sobre todo, por el origen diapírico y multifásico de la deformación.

Se debe resaltar dentro de este apartado, la importante actividad neotectónica que tiene lugar en la zona y que se traduce en el desarrollo, por un lado, de inestabilidades gravitatorias en la vertiente S de la sierra del Montsec y, por otro, en la existencia de unidades gravitacionales en la Conca de Tresp sobre todo al Este (Hoja de Isona). Estas unidades gravitacionales se desarrollan con especial intensidad sobre los materiales plásticos de las distintas unidades tanto Mesozoicas como Terciarias. Las que afectan al frente de cabalgamiento de la sierra del Montsec, corresponden a estructuras de deslizamientos rotacionales (fallas listricas y deslizamientos gravitacionales de bloques), relacionados con la colocación de la lámina. Desde el Eoceno hasta la actualidad se desarrollaron diferentes sistemas conjugados de deslizamientos rotacionales a lo largo de casi todo el frente del Montsec, rellenándose localmente los diferentes huecos de las cicatrices por conglomerados procedentes del espejo de falla. En cada caso, los conglomerados serán prácticamente oligomícticos de una facies concreta, como fácilmente puede observarse en los “greezes litees” que rellenan los huecos de los deslizamientos más modernos que afectan al escalón más alto del Montsec y que prácticamente están solo constituidos por cantos de calizas campanienses. Además, cabría señalar que la actividad más reciente de estas fallas afecta incluso a las terrazas intermedias de los ríos Nogueras.

La complejidad de la estructura del Montsec permite a ULLASTRE y MASRIERA (1992) controvertir el modelo de “manto” establecido por GARRIDO y RÍOS (1972), en base a los siguientes argumentos:

- Similitud de facies Mesozóicas de los flancos N y S del Montsec
- El Paleógeno inferior (Daniense-Luteciense) de la cuenca de Ager con hasta 900 m de potencia al Sur, termina por desaparecer al Norte.
- El Paleógeno inferior de la cuenca de Tresp prograda y presenta “upward coarsing” con la edad y sobre el frente del Montsec.
- Al Oeste de Corçà se observan brechas con *Microcodium* disconformes sobre calizas del Campaniense inferior en el flanco sur del Montsec; además de limolitas y areniscas intercalando con calizas de Alveolinas de edad llerdiense superior.
- Presencia de elementos detríticos del Frente del Montsec en el llerdiense medio y superior de Ager (ofitas entre otros).
- “Onlapping” del Cuisiense continental-Luteciense inferior sobre el frente del Montsec como señalan las brechas calizas de la zona de Mossenye.

Todo ello lleva a estos autores a considerar la existencia de una unidad “paleoMontsec” con una activa tectónica, en su frente Sur, entre el Paleoceno Superior y el Cuiense-Luteciense inferior. También suponen la existencia de una fractura al Sur del frente del Montsec separando un zócalo elevado al Norte de una zona deprimida al Sur donde se depositan las brechas poligénicas y polifásicas. Estos autores interpretan parte de la disposición actual del frente del Montsec en clave de fallas al rumbo destrales con deslizamientos al Oeste y cabalgamiento sobre el Sur al Este por causa de movimientos posteriores; en línea con lo señalado por NIJMAN (1989) para la rampa occidental. Así, y en resumen, la actual orientación ONO-ESE del frente del Montsec no sería consecuencia de un desplazamiento al Sur durante las fases del Eoceno medio-superior.

### 3.2.2. Estructura del sector de la Vall d'Àger y anticlinal de Millà

El anticlinal de Millà en su flanco septentrional delimita la cuenca sinclinal de Ager, cuyo borde norte lo constituye el frente del Montsec que la cabalga. De acuerdo al esquema establecido en la figura 6 este anticlinal y la cuenca de Ager tienen base plana sobre una superficie cabalgante subhorizontal imbricada en la general de despegue de la UCSP y representan una lámina de transición entre la de Montsec-Cotiella y la que está estructurada en las Sierras Marginales s.str. Pero según el esquema de ELLIOT (1976) el frente de Cotiella (s. str.) sería el flanco sur de este anticlinal; y con ello diferencia este frente de el de Montsec, aunque los sitúa en la misma lámina; implicando una superposición de la unidad del Montsec sobre la de Cotiella de unos 5,5 km. En cambio, la superposición de la unidad de Cotiella sobre la de las Sierras Marginales sería sensiblemente mayor (9 km al menos). Todo ello es coherente con la evolución N-S de las facies sedimentarias y con el muy diferente estilo tectónico mostrado por las Sierras Marginales s. str. respecto del de las Exteriores, entre las que, a modo de propuesta, se incluye la de Millà en esta Memoria. Queda abierta la exacta datación de ambos movimientos en lo que la hipótesis más plausible recoge lo apuntado por ROSELL de una edad finicretácica o intragarumniense (neolaramica) para el del Montsec, reservando la llerdiense-Cuissense inf. para el de Cotiella.

ULLASTRE y MASRIERA (1992) que consideran el accidente del Montsec como una estructura heredada de edad Paleoceno superior-Eoceno inferior, al igual que atribuyen al de Boixols (hojas de Isona y Tremp) y Pedraforca la herencia del Senoniense Superior-Paleoceno y en ambos casos con serias dudas sobre un desplazamiento al Sur de ambos en fases tectónicas posteriores del Eoceno, proporcionan un argumento más a favor de la hipótesis que aquí se asume para la Cuenca de Ager y anticlinal de Millà. Estos autores rehúsan la “necesidad” de un cabalgamiento importante del Montsec sobre el Eoceno de Ager.

En la hoja, el anticlinal de Millà se presenta sensiblemente simétrico y tan solo afectado por un desgarre dextral (Falla de Millà), que junto con la falla de Luzás, componen una discontinuidad respecto de la línea trapezoidal teórica del borde de la UCSP considerada con un todo. Esta falla se ha prolongado al NO, como supuesta, en base a la muy sutil flexura que parece marcarse sobre la Fm de Graus y atendiendo a las más recientes interpretaciones de la Unidad del Montsec y su individualización temporal y genética de la “portante” de Cotiella (NIJMAN, ULLASTRE; etc.)

POCOVÍ (1979) señala como esta estructura, a diferencia de las de las Sierras Marginales s.str., presenta niveles superiores al llerdiense; en el resto se trata de un Terciario continental sintec-

tónico fosilizante. Y también que la estructura del anticlinal de Millà es uno de los pliegues suaves concéntricos y paralelos de eje sigmoidal orientados ONO-ESE y con ligera vergencia al S que caracteriza el sector, a diferencia del situado más al Sur donde el estilo es cabalgante al Sur, y, también al Norte.

### 3.2.3. Estructura del sinclinal de Estopiñán

Se trata de una estructura que, teniendo en cuenta las consideraciones del apartado anterior y la cartografía de las hojas contiguas a O y S, debe ser enmarcada en las Sierras Marginales en su acepción estricta. Se puede interpretar como consecuencia de los denominados "nappe toe effects" (efecto puntera de zapato) (SÉGURET, 1972) actuando sobre una lámina para-autóctona comprendida entre los despegues de Cotiella y Monte Perdido (Fig. 2), y en un sector delimitado por la estructura retrocabalgante de Juseu (Hoja de Fonç) y la fractura supuesta entre esta localidad y Camporrèls (Hoja de Os de Balaguer). El Keuper es el marco sobre el que "flota" esta estructura sinclinal laxa y relativamente simple pero de no fácil interpretación salvo como consecuencia del diapirismo que levanta un segmento de lámina (de Monte Perdido) en esta fase tectónica y la pliega en forma de sinclinal por fluidez marginal. En este aspecto esta estructura sería coetánea de la de Mediano (anticlinal); y genéticamente no muy distinta, si se acepta como el resultado de una "cizalla" sinistral en la que el flanco Norte es arrastrado al O y el S al E; lo que combinado con el empuje al Sur y la resistencia "toe effect" hacia el Este explicaría la curvatura sigmoidal del eje del sinclinal. De hecho, este sentido sinistral es contrario al que se puede esperar de las observaciones generales de NIJMAN y podría ser interpretado en clave de retraso inercial de la lámina suprayacente de Cotiella respecto del avance al Sur de la de Monte Perdido, en la que se desarrolla el sinclinal, combinado con el "toe effect" (de retrocabalgamiento).

En todo caso el factor diapírico es definitivo hasta para la situación relativamente elevada de esta estructura, preservada de la fosilización por las molasas oligocenas; factor cuya energía queda de manifiesto en los olistostromas de Lías y Muschelkalk arrancados y caóticos que salpican la erupción del Keuper circundante y que permiten pensar en estructuras de zócalo NE-SO (¿de Barbastro?) MARTÍNEZ PEÑA (1982); o en un efecto distensivo complejo, en otro caso (MARTÍNEZ, 1984).

### 3.2.4. Estructura de Benabarre

Por estar en gran parte cubierta por la Fm de Graus poco se puede precisar sobre ella, salvo que parece tratarse de un afloramiento parcial de domo anticlinal y que, y solo como hipótesis, pudiera ser parte de la lámina de Cotiella como esporádico afloramiento de su frente ocluido; muy cerca de su rampa lateral, igualmente ocluida.

### 3.2.5. Modelo de deformación

Definir un modelo de deformación válido para la Hoja es un empeño difícil por afectar ésta a tres láminas despegadas con desplazamientos al S (y al SE para algunos autores) de diferente edad y magnitud, como ha quedado establecido en los apartados anteriores. Pero es que ni

siquiera los diversos autores coinciden plenamente en sus interpretaciones respecto de la Unidad Central Surpirenaica. Por ello se recoge en este apartado un resumen conciliado de las últimas conclusiones al respecto.

Para CÁMARA y KLIMOWITZ (1985) está claro que la conformación de la UCSP comienza en el Cretácico Superior como un *continuum* que alcanza al Mioceno, aunque el desplazamiento al Sur se puede diferenciar en etapas (fases) que se representan, por orden sucesivo, en los números marcados con círculos de la figura 2. Afectan al territorio de la Hoja los 1-2, 2-3, 3-4 (Montsec, Cotiella y Monte Perdido respectivamente). La secuencia 1-2 (ó 2-3, 3-4) indica claramente el inicio del despegue del final del desplazamiento y nuevo despegue; que han sido interpretados como el agotamiento del desplazamiento por fricción y acumulación y el traslado del esfuerzo a una nueva superficie que, con un origen común, se desarrolla a un nivel inferior.

Simultáneamente al proceso de despegue-desplazamiento se produce el relleno de los surcos turbidíticos creados en cuencas de "piggy back".

El proceso de despegue tiene otra componente y magnitud como son las que afectan al sustrato hercínico y en sentido inverso (de Oeste a Este) desplazan los mantos de Aoiz, Roncal, Gavarrie y Guarga cuya afectación sobre los de cobertera es variable pero en todo caso, externa al territorio de esta Hoja.

Por su parte, los cabalgamientos de cobertera van siendo progresivamente fosilizados por materiales terrígenos, procedentes del borde oriental y nororiental de las cuencas y canalizados por los surcos interfrentes. Fosilización que alcanza en las zonas más meridionales hasta el Oligoceno cuando se crean las últimas cuencas continentales (Guarga y Graus) del Paleógeno.

En cuanto al Cabalgamiento Frontal Surpirenaico, límite sur de la UCP, se considera la suma de los diferentes cabalgamientos al menos en su componente más meridional.

La inflexión que presentan las estructuras hacia el rumbo N-S se interpreta como consecuencia de una mayor aloctonía en la cuenca Tremp-Graus respecto de su contigua occidental de Jaca. Por su parte el borde oriental del Segre podría haber actuado como una barrera tectónica del tipo "hanging wall drop fault" (BUTLER, 1982); estableciéndose una diferente aloctonía a un lado y otro del Segre, mayor en el Oeste.

Los cabalgamientos de avance Norte-Sur han funcionado como sistemas dextrógiros con rampas laterales y oblicuas al movimiento general hacia el Sur.

Todo el modelo descrito se debería a una compresión aproximada de NO a SE como resultado del movimiento dextrógiro general a partir del Cretácico Superior.

El diferente desplazamiento al Sur también ha sido explicado en la mayor potencia de la serie Triásica en la zona de Tremp.

El acortamiento para la vertiente surpirenaica es diferente según las distintas secciones N-S; en la Cuenca de Tremp puede cifrarse en unos 60 km, disminuyendo hacia el Oeste. Acortamiento referido, tan solo, al Eoceno más el Oligoceno.



POCOVÍ y MARTÍNEZ (1984) añaden entre otros matices al modelo, las siguientes consideraciones:

- De las escamas imbricadas por los deslizamientos al Sur son las más meridionales las que menos se han desplazado en relación al substrato.
- El substrato no tuvo un papel meramente pasivo sino que a través de un sistema NE-SO de fracturas, impuso por basculación de bloques una serie de condicionantes de detalle a los desplazamientos. Entendiendo tales fallas como bandas a lo largo de las que se producen movimientos sinestrales en su conjunto.
- Debe considerarse el factor tiempo como el paréntesis en el que confluyen y se complementan los deslizamientos al Sur y los movimientos sinestrales sobre las fracturas de zócalo componiendo las resultantes finales, en línea con el análisis que se ha tratado de hacer para cada estructura concreta en esta Memoria, y que pueden llegar hasta acortamientos, relativos, en el sentido contrario, S-N, o zonas “neutras” como la situada al Este del Segre. Y que no requeriría, para estos autores, accidente dextral de zócalo para el límite occidental de la UCSP (aproximadamente sobre el río Cinca), y cuya delimitación carece de la unanimidad y nitidez ya establecida en el límite oriental.

NIJMAN (1989) por su parte y al respecto de las Sierras Marginales no coincide con el modelo anterior, salvo en atribuir un papel relevante a los diapiros de las margas con evaporitas del Trias Superior (que se recoge en el apartado 3.2.3.), y, en cambio, destaca el papel de fallas al rumbo (SE), anotando como una de estas disecciona el anticlinal de Mediano (Fig. 1) en sentido dextral, al igual que la falla de Millà.

Posiblemente no se trata de modelos antagónicos o distintos sino complementarios. Y esa es la filosofía con que se han explicado las unidades estructurales de la Hoja.

## **4. GEOMORFOLOGÍA**

### **4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA**

La Hoja de Benabarre se encuentra situada en la zona NE de la Península Ibérica, en el ámbito geográfico perteneciente a la vertiente meridional del Pirineo Central.

Administrativamente, el territorio ocupado por la hoja pertenece, en su mitad occidental a la provincia de Huesca, y a la de Lérida en su parte oriental.

El relieve es montañoso, correspondiente al Dominio Prepirenaico Central en el que se ubica. Este dominio se caracteriza por la presencia de estructuras plegadas, con cabalgamientos con dirección hacia el Sur, que afectan a materiales mesozoicos y eocenos.

La principal alineación montañosa en la hoja está conformada por el Macizo del Montsec, que constituye el frente de uno de estos cabalgamientos, y que se desarrolla con dirección aproximada Este-Oeste, ocupando buena parte de la zona central de la hoja.

Las cotas más altas se localizan en la zona oriental: Montsec (1.677 m), Corona (1.567 m) y Serrat de Boisseguer (1.507 m), descendiendo progresivamente hacia el Oeste (Sierra de Mongay, 1.320 m), y perder entidad como relieve destacado en la zona más occidental de la hoja.

La mitad septentrional de la hoja, se encuentra ocupada por una serie de alineaciones serranas de menor entidad, con cotas medias en torno a los 1.000 m: Sierras del Castillo de Laguarres, Albano, Costa, Portell, Chiriveta y Sierra del Valle.

La zona meridional presenta un descenso paulatino en sus cotas desde el frente del Montsec hacia el Sur, con algunas elevaciones locales: Sierra de Sabinós y Sierra de Ager.

El curso fluvial más importante en la hoja es el río Noguera Ribagorzana, que con dirección aproximada Norte-Sur, la atraviesa totalmente por su parte central. Su principal afluente en el ámbito de la hoja es el río Guart que drena, con su red afluente, la parte occidental del área.

El curso del Noguera Ribagorzana corta ortogonalmente la estructura de los sedimentos, lo que provoca la existencia de morfologías agrestes en las zonas en las que atraviesa los niveles más competentes, dando lugar a desfiladeros: Paso de Montrebey, Congost del Siegue y Las Concluas que, aguas abajo, han sido aprovechados para ubicar la cerrada del embalse de Cañelles.

Los afluentes del Noguera Ribagorzana se caracterizan por presentar un trazado claramente condicionado a favor de la disposición estructural de los materiales, por lo que confluyen casi perpendicularmente al cauce principal. Por el contrario, la red de menor orden asociada al río Guart, que drena preferentemente sedimentos del Terciario continental con estructura subhorizontal, presenta un trazado más dendrítico y mucho menos jerarquizado.

El área se encuentra escasamente poblada, siendo el principal núcleo de población Benabarre, que da nombre a la hoja. Ager y Puente de Montañana son las otras localidades de cierto relieve en la zona.

El clima es de tipo mediterráneo de montaña, seco y frío. Las precipitaciones, que varían entre 30 y 90 mm de media mensual, y las temperaturas, que oscilan entre 3 y 22°, se encuentran directamente relacionadas, principalmente, con las variaciones altitudinales.

## 4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

### 4.2.1. Estudio morfoestructural

Geomorfológicamente, en el ámbito de la Hoja de Benabarre pueden reconocerse tres unidades con características diferenciales. El tercio septentrional se encuentra ocupado por relieves montañosos, con predominio de morfologías de superficies estructurales que, ocasionalmente se encuentran degradadas, desarrolladas a favor de la inclinación de las capas.

Se han señalado en la cartografía los puntos en los que el buzamiento de estas superficies es más notorio. Frecuentemente dan lugar a formas en cuesta, con escarpe asociado a su frente.

En esta unidad son también notorias las morfologías en cresta, y las formas de cerros cónicos, que se generan a favor de niveles más resistentes a la erosión. La alternancia de niveles duros y blandos en la serie, da lugar a la aparición de morfologías en chevron en el reverso de algunas formas en cuesta.

Se han indicado en el mapa las principales líneas de capa, en ocasiones con indicación de buzamiento, cuando tienen una expresión morfológica clara. Asimismo, la linealidad que se observa en algunos barrancos de la red de menor orden puede relacionarse con alineaciones morfológicas con control estructural.

En la zona centrooriental de la hoja, la morfología viene claramente condicionada por la presencia de la zona frontal del cabalgamiento del Montsec, que genera la presencia de abundantes morfologías en cuesta que, frecuentemente, presentan chevrons en su reverso, desarrollados a favor de alternancias en la serie más o menos resistentes a la erosión.

Por último, el área meridional de la hoja se encuentra ocupada por la zona frontal del cabalgamiento citado, constituyendo un territorio en progresiva pendiente descendente hacia el Sur. las morfologías de génesis estructural más notables están relacionadas con la cuesta compleja que se relaciona precisamente con el accidente del Montsec.

En su frente, se localiza una zona deprimida en la que se reconocen cuestras y niveles de superficies estructurales provocadas por la presencia de niveles más resistentes a la erosión. Las crestas y líneas de capa son otros elementos morfológicos de interés relacionados con la morfología estática en este área. También en esta zona meridional de la hoja, se han reconocido unos relieves conformes, tanto anticlinal como sinclinal.

#### 4.2.2. Estudio del modelado

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja, agrupadas en función de su génesis. Entre paréntesis se señala el número correspondiente para cada morfología citada en la leyenda del Mapa Geomorfológico.

##### 4.2.2.1. *Formas de ladera*

En el ámbito de la Hoja de Benabarre se reconoce la presencia de un proceso de regularización de vertientes que, en algunas zonas, se encuentran afectadas por fenómenos de disección más recientes, apareciendo en el mapa como laderas regularizadas y disectadas.

En relación con algunas laderas, se reconocen morfologías irregulares generadas por movilización de la cobertera más superficial debida a procesos de soliflucción. Localmente, se han cartografiado formas con depósitos correspondientes a coluviones, que en alguna zona asociada al frente de la Sierra del Montsec presentan un claro predominio de materiales de tamaño muy grueso, dando lugar a vertientes de bloques y zonas de caída de bloques.

En el área suroriental de la hoja, y también asociado preferentemente al frente meridional del Montsec, se localizan procesos de inestabilidad en las laderas, que dan lugar a la presencia de deslizamientos que, en ocasiones, presentan varias etapas sucesivas de actividad.

#### 4.2.2.2. *Formas fluviales*

Entre las morfologías con depósito de génesis fluvial, se han diferenciado en la Hoja, los fondos de valle, asociados preferentemente a la red fluvial principal: Noguera-Ribagorzana y Guart y afluentes principales.

Relacionados con estos mismos ríos, se han cartografiado una serie de depósitos de terrazas, habiéndose reconocido hasta tres niveles, situados a +2-3 m, +5-10 m y +20-25 m sobre el cauce actual del río. Los depósitos de estas terrazas se encuentran separados por escarpes.

En las salidas de algunos barrancos de la red de menor orden, sobre todo en la cuenca del Guart, se localizan morfologías de conos de deyección de reducida extensión.

En relación con las formas erosivas de génesis fluvial, cabe destacar la existencia, en todo el ámbito de la hoja, de un proceso generalizado de incisión lineal que, localmente, provoca la existencia de morfologías en garganta y la de pequeñas cascadas provocadas por la presencia de materiales más resistentes intercalados en la serie.

Se han cartografiado aquellas laderas en las que se reconoce la existencia de procesos erosivos de arroyada en regueros, así como las áreas en las que, a favor de materiales más arcillosos se desarrollan cárcavas.

También se han representado en la cartografía los cauces en los que se ha observado pérdida de drenaje por percolación de la carga hídrica en el sustrato y collados de divergencia fluvial.

#### 4.2.2.3. *Formas poligénicas*

En la zona culminante de la Sierra del Montsec se reconocen una serie de retazos de una superficie de erosión degradada, de edad incierta, pero que regionalmente se ha atribuido al Oligoceno.

Debe resaltarse la presencia en el área de morfologías con depósito de tipo glacis y glacis degradados, que alcanzan su mayor desarrollo en la vertiente meridional de la Sierra del Montsec, en la zona de Ager. Se han reconocido dos niveles, además de otro más reciente, cartografiado como glacis actual-subactual.

Además se han incluido en el mapa los depósitos de génesis mixta aluvial-coluval, así como las morfologías en fondo de valè, caracterizadas por constituir fondos de valle, generalmente amplios, con génesis mixta fluvial-ladera. Se han diferenciado también en la cartografía las morfologías de rocas aisladas o pináculos rocosos, provocadas por la presencia de intercalaciones en la serie más resistentes a la erosión.

#### 4.2.2.4. *Formas lacustres*

En la misma zona, y posiblemente relacionadas con morfologías iniciales de disolución, se localizan algunas pequeñas áreas en las que se concentra la escorrentía circundante, dando lugar a áreas endorreicas o semiendorreicas, con funcionamiento estacional o relacionado con precipitaciones excepcionales.

#### 4.2.2.5. *Formas kársticas*

En la zona suroccidental de la hoja, y a favor de las litologías carbonatadas y evaporíticas, más solubles, se han reconocido morfologías de polje, dolinas con fondo plano, de pequeño tamaño, y alguna dolina capturada por la red de incisión.

### 4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Aunque los depósitos superficiales no son muy abundantes en la Hoja de Benabarre, deben citarse como más destacados los relacionados con génesis fluvial. Tanto los materiales asociados a fondos aluviales como los de terrazas, alcanzan un desarrollo relativamente importante. Están formados por gravas, arenas y limos, que no presentan un espesor importante, raramente superior a los 2 metros, y con extensión superficial reducida.

Superficialmente son los depósitos relacionados con morfologías de génesis poligénica (glacis y depósitos aluvial-coluial), los que alcanzan una mayor extensión superficial. En la zona de Ager, los glacis, compuestos por cantos mal clasificados, angulosos y subangulosos en matriz limo-arcillosa, y con potencias que, en las zonas más distales no superan los 2-3 m de espesor, son las formaciones superficiales que alcanzan una mayor extensión superficial.

Los depósitos de coluvión, vertientes de bloques y valès, además de presentar escasa extensión superficial, no tienen espesores significativos.

### 4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

La evolución morfológica en el ámbito de la Hoja de Benabarre, puede abordarse desde los tiempos finimesozoicos, en los que podrían haberse generado ya las estructuras tectónicas correspondientes a los anticlinales y sinclinales que, posteriormente, darán lugar a los relieves conformes cartografiados.

También en las etapas iniciales o medias del Terciario es cuando se produce el labrado de la superficie de erosión, cuyos relictos, más o menos degradados, se reconocen en la zona culminante de la Sierra del Montsec.

La incisión fluvial se inició desde el primer estadio de generación del relieve, instalándose una red fluvial que, junto a los procesos de modelado en vertiente, dio lugar a los depósitos de glacis cartografiados en la hoja.

Finalmente, la acción de erosión y depósito de la red fluvial, es la responsable principal, junto a procesos de vertiente, del modelado actualmente observable en el ámbito de la hoja.

#### 4.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Tanto el modelado actual, como la previsible evolución del relieve en la Hoja de Benabarre, se encuentran directamente relacionado con la acción de los procesos de génesis fluvial.

Tanto el Noguera-Ribagorzana como el Guart, que componen la red principal, y sus redes secundarias asociadas, presentan un intenso proceso de incisión lineal en sus cauces, provocando el retroceso de sus zonas de cabecera y la profundización de los cauces, con arrastre de los materiales de denudación hacia las zonas topográficamente más bajas.

Por otra parte, debe considerarse la relativa importancia que los procesos de ladera pueden tener en el futuro. Efectivamente, la existencia de procesos activos en las vertientes, tanto de coluvionamiento como de incisión en regueros y, sobre todo, de movilización en ladera, pueden tener una repercusión importante en el futuro modelado de la región.

Estos procesos, que se concentran principalmente en la vertiente meridional de la parte oriental de la Sierra del Montsec, presentan indicios de actividad reciente y, previsiblemente, pueden tener continuidad a corto/medio plazo.

### 5. HISTORIA GEOLÓGICA

A lo largo de los capítulos dedicados a la Estratigrafía y Tectónica se han ido minutando los acontecimientos geológicos que determinan el depósito y su deformación, por ello este capítulo es solo un resumen con carácter general, válido para todo el dominio geológico en el que se enmarca el área de la Hoja de Benabarre.

La historia geológica de la región resulta compleja, ya que está ligada a la evolución de la Cordillera Pirenaica, que es una cadena alpina resultante de la colisión o contacto entre la microplaca Ibérica y la placa Europea, cuya estructuración tuvo lugar desde el Cretácico superior hasta, al menos, el Mioceno inferior.

La evolución y sedimentación en el Surco Pirenaico meridional, y, en particular, en la Cuenca Surpirenaica Central, está ligada a tres etapas de comportamiento tectónico de la corteza:

- Una etapa inicial de “rifting” que se prolonga en el tiempo desde el Triásico hasta el Cretácico inferior.
- Una segunda etapa distensiva, de corta duración, donde la sedimentación estaría relacionada con el movimiento de fallas en dirección y que acontece a comienzos del Cretácico superior.
- Una tercera etapa de compresión, que se inicia en el Cretácico superior, con inversión de las estructuras tectónicas activas durante la fase distensiva. Esta fase se prolonga hasta el Oligoceno y posiblemente hasta el Mioceno inferior.

La evolución de la Cuenca Surpirenaica Central a comienzos del Terciario y en particular la de la cuenca Tremp-Graus, sobre la que se encuentra ubicada parte de la Hoja, queda controlada

por las geometrías de las estructuras compresivas, concretamente las Sierras de Aulet-San Gervas, al Norte, y la unidad cabalgante del Montsec, al Sur; resultando de esta forma, un surco alargado de dirección paralela a la cadena (a grandes rasgos) con un margen septentrional activo y el meridional relativamente pasivo. Esta cuenca tiene carácter “piggy-back” y viaja en el tiempo hacia el Sur, despegada del sustrato hercínico junto con el resto de las láminas de la Unidad Surpirenaica Central, al menos hasta el Mioceno inferior; quedando separado su frente de la cuenca del Ebro por el cabalgamiento de las Sierras Marginales.

Con lo expuesto anteriormente y las unidades aflorantes en la Hoja, cuyos materiales más antiguos son de edad triásica, se puede establecer una relativa cronología de los distintos episodios acaecidos en la región y que afectan plenamente a la superficie ocupada por la Hoja.

Los materiales más antiguos aflorados corresponden al Triásico medio y superior, representado por las típicas facies Keuper que arrastran calizas del Muschelkalk. Su edad exacta es desconocida. El momento tectónico en el cual se depositaron es continuación de la fase “rift” que afectó a esta zona desde finales del Pérmico y que se prolongará, unas veces con mayor y otras con menor intensidad, hasta finales del Cretácico inferior. Este depósito triásico es una sedimentación continental de carácter detrítico que se inicia con la sedimentación de las serie rojas Permo-Triásicas, no aflorantes en la Hoja, que se ven interrumpidas por un impulso transgresivo que da lugar a la sedimentación de las dolomías, calizas y margas de las Facies Muschelkalk. Un nuevo episodio sedimentario se implanta en el Triásico superior, dando lugar a una importante acumulación de depósitos lutítico-evaporíticos (Facies Keuper) con los que finaliza la sedimentación Triásica. Posteriormente, estos materiales, durante la evolución alpina de la cadena, van a jugar un importante papel al actuar como nivel de despegue principal de las láminas cabalgantes surpirenaicas.

Durante el Jurásico inferior, en la región se instauró un régimen marino somero con desarrollo de facies de plataforma, de potentes y homogéneas series, indicadoras de una fuerte subsidencia, como se pone de manifiesto en los afloramientos que se localizan más al Norte, en el valle del Isabena y en el Turbón, así como en sus proximidades; y en Bonansa y El Pont de Suert (GARRIDO y RÍOS, 1972). En la Hoja las potencias aflorantes de Jurásico son discretas; no obstante la presencia en el subsuelo, al Norte (sondeos Cajigar-1 y Monesma-1), de potentes series jurásicas que llegan en edad hasta el Portlandiense, hace pensar que la ausencia de este tipo de depósitos en las proximidades del pantano de Escalles se debe a importantes procesos erosivos posteriores, asociados a una fase intramesozoica-cretácica.

En este periodo (Lías medio y superior) el depósito del área del Montsec se caracteriza por una desigual distribución areal del tramo calizo inferior, una correlación de las superficies de erosión en todos los afloramientos y una constancia en facies y distribución de espesores en el tramo margo noduloso superior. Probablemente, durante este periodo tuvo lugar la “intrusión” de las masas de ofitas afloradas en los alrededores del pueblo de l’Ametlla, entre otras localizaciones.

Mediante un contacto neto sobre los materiales margosos liásicos (aún, muy tectonizados, al igual que los infrayacentes, por hallarse situados cerca del plano de corrimiento), descansa una gran masa de dolomías grises que resaltan en la base de la mole del Montsec como una franja más oscura que se extiende de E a O. Asimismo, sus espesores se distribuyen irregularmente.

Su grado de dolomitización impide conocer sus características sedimentológicas y su edad. Clásicamente, han sido atribuidos al Dogger.

Sobre estas dolomías se desarrolla una etapa de erosión cuya longevidad exacta es desconocida, pero que, como mínimo, abarca parte de la serie jurásica, el Neocomense, el Barremiense, y, probablemente, parte del Aptiense. El Cretácico inferior marino, concretamente el Aptiense, se halla representado, como máximo, por unas decenas de metros de calizas con Orbitolinas. En estas calizas, si se tiene en cuenta la distribución de los afloramientos del Montsec (de E a W) y la orientación de la cuenca "rift" en la cual se depositaron, nada tienen de extraño las variaciones bruscas de potencia que se producen; o que, incluso, en muchas series no se hayan depositado. El resto del Cretácico inferior, probablemente de edad Albiense (?), es calizo de facies lagunar en sentido amplio. Seguramente, a este piso pertenecen las calizas de la cantera de Rubiès (Hoja de Isona) con una abundante flora y fauna, que fue atribuida, clásicamente, al Malm (Kidmerigiense-Portlandiense), pero que posteriormente, al comparar su fauna con otras europeas, se incluyó en el Aptiense y, probablemente, por geología regional deba colocarse aún más alta en la columna, es decir en el Albiense.

Durante el Cretácico Inferior el sector del Turbón, situado al NO del área estudiada, va a tener un cierto protagonismo como alto relativo o área poco subsidente. La presencia citada en toda la región de una gran variedad de facies durante el Cretácico inferior, al menos durante el Albiense inferior y medio, ponen en evidencia la existencia de distintos ambientes sedimentarios, así como una subsidencia diferencial, puesta de manifiesto por los distintos espesores de las series (GARCÍA SENZ, 1992)

El final del Albiense coincide con el inicio del fin de una etapa importante del Pirineo: la etapa "rift" o de distensión heredada de la etapa distensiva pérmica. Se inicia entonces una nueva etapa en la tectónica y en la sedimentología y, por lo tanto, en la paleogeografía, ya que de una tectónica distensiva se pasa a una compresiva. Esta etapa la causante de la formación del Prepirineo actual.

En el Cenomaniense superior y Turoniense inferior se inicia una transgresión con el desarrollo de una rampa carbonatada, de la cual, en el Montsec, son testimonio las calizas con *Prealveolinas* y las calizas masivas con *Pithonellas*, de facies y potencia constantes a lo largo de la Sierra.

Es a partir del Coniaciense superior-Santoniense y para otros autores en el Campaniense (ROSELL, 1994), cuando se produce la inversión de las estructuras de "rifting", comenzando una nueva etapa de carácter compresivo con el desarrollo de la primera lámina cabalgante en la UCSP: la de Boixols-San Corneli. El aumento del relieve orogénico y la subsidencia flexural frente a los cabalgamientos, da lugar a un aumento de los aportes clásticos y a la creación de surcos en la cuenca de antepais (PUIGDEFÀBREGAS, 1992) que fueron rellenados por las turbiditas del Santoniense-Campaniense (ZAMORANO, 1993).

Debe tenerse en cuenta, que la posición del Montsec, con respecto a la cuenca prepirenaica del Cretácico superior, es marginal, y por lo tanto, corresponde a un área sometida a los efectos de las transgresiones y regresiones con paros sedimentarios prolongados y con poca potencia de sedimentos en las series estratigráficas. Así ocurre entre el Cenomaniense y el Santoniense



inferior, sobre todo en el Turoniense superior y en el Coniaciense. Durante estos pisos, la sedimentación, en las áreas más internas del Prepirineo es predominantemente carbonatada, con el desarrollo de plataformas, de las cuales, los materiales aflorados en el Montsec ocupan una posición muy marginal.

La colocación de la lámina cabalgante de Boixols-Sant Corneli, en el Montsec es un hecho con repercusión, pues, probablemente, esta sierra se transformó, por vez primera, en un umbral sedimentario; llegando en algunos momentos a emerger y a producir una sedimentación de tipo continental (fluvial), al igual que en las áreas prepirenaicas que ocupan una posición más meridional (LLOMPART, 1979). Nada tendría pues de extrañar que el periodo de colocación de la lámina del Montsec se inicie ya en el Santoniense inferior (como la lamina de Boixols-Sant Corneli), momento que se deduce de las estructuras de inestabilidad que sus sedimentos presentan; y que se prolongase hasta finales del Santoniense superior (en que las estructuras de inestabilidad son más frecuentes y sincrónicas), ROSELL (1991).

Luego, durante el Campaniense, se originaría una sedimentación carbonatada, que se extendería desde las sierras Marginales hasta el borde S de la lámina del Montsec. Al N, la cuenca y la sedimentación eran más profundas.

Durante el Maastrichtiense se pone de manifiesto un carácter regresivo a nivel regional que viene dado por la presencia de depósitos someros de plataforma, litorales y fluvio-deltaicos relacionados sintectónicamente al Norte con la actividad de la lámina cabalgante de Boixols-San Corneli (GARRIDO y RÍOS, 1972, SIMÓ y PUIGDEFÀBREGAS, 1985). Y al Sur en la instalación del surco sedimentario E-O originado como consecuencia de la estructuración de la lámina del Montsec, en el que se instala un régimen deltaico de tipo estuarino, momento en el que se produce la sedimentación de la Formación Arenisca de Areny. A este surco, abierto a Poniente, iban a parar los materiales transportados por cursos fluviales procedentes del E y del S y allí eran retrabajados por las corrientes de marea. Al Sur del Montsec, durante este tiempo, probablemente, o se sedimentaron calizas lacustres o se inició la sedimentación roja pelítica típica de las facies garumnienses; o bien fue un momento sin sedimentación y, por lo tanto, con laguna estratigráfica.

Estas condiciones de carácter regresivo finalizan con la instalación de un régimen continental en toda la región, es decir con la sedimentación de las potentes series rojas conocidas en la literatura como Facies Garumniense, cuyas características ambientales y sedimentarias se van a mantener hasta finales del Cretácico y comienzos del Terciario. Estos depósitos fosilizan la lámina cabalgante de Boixols-San Corneli en la cuenca e Tremp-Graus (GARRIDO y RÍOS, 1972). Esta serie roja se halla separada en dos partes por un nivel calizo (lagunar, en sentido amplio) en el que se sitúa el límite entre las eras Secundaria y Terciaria. En la base del mismo, se sitúa el último yacimiento con restos de Dinosaurios de la zona, y por ello se considera como el plano de separación entre ambas eras.

En resumen, durante el Cretácico superior la cuenca sedimentaria pirenaica evoluciona desde un régimen de "rift" a una cuenca de antepaís. A partir del Coniaciense-Santoniense su desarrollo está controlado por la propagación en el espacio y en el tiempo de un sistema sindepocional de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el Sur y Suroeste.

Geométricamente es una cuenca elongada que se hunde hacia el Noroeste, entre un margen meridional estable o Continente Ibérico y un margen septentrional activo o frente orogénico pirenaico, constituido por el cinturón de pliegues y cabalgamientos. Los sucesivos episodios de relleno de la cuenca evidencian un dispositivo progradante de Este a Noroeste, en el mismo sentido que el del transporte de sedimento, desde medios continentales a otros relativamente profundos y a través de distintos ambientes de transición y deltaicos.

A comienzos del Terciario y durante gran parte del Paleoceno, las condiciones ambientales se mantuvieron en la región, con una sedimentación continental (series rojas) de características algo similares a las existentes ya a finales del Cretácico, predominando los depósitos detríticos relacionados con abanicos aluviales.

El mar invadió de nuevo la zona a comienzos del Eoceno, aprovechando la estructuración de las láminas cabalgantes que condicionan la paleogeografía. Así, al Norte del Montsec, se configuró el golfo de la Conca de Tremp, y al Sur el de la Vall d'Àger. A ambos golfos fueron a parar ríos que desarrollaron sus deltas. Por la configuración de la cuenca, la acción de las mareas dejó sentir sus efectos y retrabajó estos materiales, del mismo modo que en un estuario actual.

Según ZAMORANO (1993), en este sector del Pirineo y durante el llerdiense medio se desarrolló sincrónicamente la sedimentación con un periodo de acusada deformación tectónica en las estructuras situadas a ambos lados del frente del Montsec (cuencas de Tremp-Graus y Ager) y en los flancos que la delimitan (Sierra de Aulet-San Gervás), por lo que el carácter profundizante de las cuencas (de Tremp-Graus sobre todo) podría relacionarse con un incremento de la subsidencia debido al aumento de carga tectónica.

Asimismo, en el Eoceno inferior, se inició la regresión final; el mar se retiró definitivamente por el Oeste, implantándose una sedimentación de tipo continental (Grupo de Montannyana), coincidiendo con el reajuste del Pirineo en este área. Al Norte, con el proceso regresivo se desarrolló un sistema fluvio-deltaico (sistema de Roda-Suerri) de procedente Norte, claramente progradante y que pone en evidencia la existencia de relieves emergidos de naturaleza ígnea en áreas más septentrionales (Zona Axial), dada la composición arcósica de los cuerpos detríticos que lo conforman.

Ya durante el Cuisiense se pone claramente de manifiesto el episodio regresivo iniciado con anterioridad, representado en la Hoja por potentes series detríticas y/o siliciclásticas de origen fluvio-deltaico y mareal e incluidas clásicamente en el Grupo de Montañana.

La sedimentación de todos estos depósitos tuvo lugar sincrónicamente con el emplazamiento principal de las láminas cabalgantes del Montsec y Cotiella (NIJMAN y NIO, 1975) situadas al Sur y Oeste del área estudiada, así como con importantes desplazamientos hacia el Sur, de las "Láminas Superiores de las Nogueras" (PUIGDEFÀBREGAS *et al.*, 1992). El relieve orogénico derivado y la escasa subsidencia de las cuencas sobre la lámina de cobertera "piggy back" favoreció la rápida progradación de los sistemas deltaicos (ZAMORANO, 1994).

En las zonas más occidentales, como en el valle del Isábena, se localizan, en su mitad norte, importantes aportes detríticos de naturaleza arcósica (Fm San Esteban, NIJMAN y NIO, 1975), relacionados con otro sistema fluvio-deltaico de procedencia septentrional. El resto de la región

aparece caracterizado por depósitos mareales correspondientes a la Fm de Castigaleu (NIJMAN y NIO, 1975) que se extiende ampliamente hacia el Oeste, es decir hacia el valle del Esera, pasando hacia cuenca a parte de los depósitos turbidíticos del Grupo de Hecho (MUTTI *et al.*, 1972).

Así pues, a partir del Cuiense y en clara discordancia, se instaló en los sectores más orientales (valle del Ribagorzana) una sedimentación continental (Fm de Montllobat) con aportes de procedencia Sur-oriental que se interdigitan con otros de procedencia Nororiental.

Y por su parte, la tendencia regresiva que caracteriza al final del Eoceno inferior, se pone en evidencia con una importante ralentización sedimentaria y discontinuidad que dan paso a la instalación de un sistema continental fluvial relativamente complejo: Fm de Castissent (NIJMAN y NIO, 1975), de composición arcósica y procedencia Sureste y Este, y relacionado con un ascenso de la lámina cabalgante del Montsec sobre su cabalgamiento basal. Se produjo un confinamiento más acusado en los estadios iniciales que en los finales, así como una migración de los cursos fluviales desde los sectores septentrionales, en los estadios inferiores, a sectores meridionales en las etapas finales del funcionamiento del sistema fluvial (MARZO *et al.*, 1988).

El emplazamiento sinsedimentario de la lámina cabalgante de Cotiella, situada más al Noroeste, fuera de la Hoja, acaecido durante el Cuiense medio, generó una zona de talud situada sobre las estructuras asociadas a su rampa lateral occidental (NIJMAN y NIO, 1975). En esa zona, es decir en el valle del Esera, se localiza la interdigitación entre los sistemas deltaicos del Grupo de Montañana y los sistemas turbidíticos del Grupo de Hecho (MUTTI *et al.*, 1972). Sobre estos depósitos y ya en el Cuiense superior, se estableció de nuevo una sedimentación continental de tipo "fan delta" (Fm de Campanué), que se localiza fuera de la Hoja al NO, pasando a sedimentos ya con influencia marina en los sectores más meridionales (Fm Perarrúa). No obstante todos estos depósitos adquieren mayor desarrollo en el valle del Esera, al mismo tiempo que pasan al Oeste a las facies turbidíticas del Grupo de Hecho (MUTTI *et al.*, 1982).

Durante el Luteciense continuó el carácter regresivo con la sedimentación de facies continentales (Fm de Capella), existiendo una clara progradación hacia el Sur y Suroeste de las facies aluviales del abanico deltaico que originó los depósitos de la Fm de Campanué.

A partir del Luteciense superior tuvieron lugar una serie de movimientos más o menos continuos en el tiempo que dieron lugar a la configuración de la cadena con la creación de relieves ya importantes, así como los consiguientes procesos erosivos asociados y a la instalación definitiva de un régimen continental en la región con el desarrollo de importantes sistemas de abanico aluvial; dando lugar, de esta manera, al potente registro de los primeros depósitos de carácter sintectónico en la región.

El reajuste de las láminas cabalgantes dio lugar a retrocabalgamientos, tanto en el frente del Montsec como en el extremo Norte de la lámina homónima.

Los movimientos tectónicos y la estructuración de la cadena acontecieron de forma sucesiva a lo largo de todo el Eoceno superior y Oligoceno.

Como consecuencia de esta fase tectónica, generadora de un relieve juvenil, la sedimentación que rellenó las depresiones fue de tipo torrencial. El drenaje general de este sistema de torrentes

se dirigió hacia la depresión del Ebro, donde se situó durante el Oligoceno y Mioceno inferior un sistema endorreico de claro carácter retrogradante, quedando situados los ápices de los últimos abanicos bastante alejados y en zonas más al Norte, próximos a la Zona Axial.

La erosión de las montañas recién levantadas fue muy fuerte, el transporte de los materiales rápido y abundante y la sedimentación de los mismos en las áreas deprimidas, asimismo intensa. Esto conllevó la fosilización rápida de los relieves alpinos, que se cubrieron de abundantes conglomerados oligocenos, hasta llegar a ocultar gran parte de los de la Hoja.

A partir de estos tiempos la región fue sometida a un importante proceso erosivo que continuó durante todo el Neógeno.

En el Cuaternario tiene lugar el modelado definitivo y actual de la cadena, con un encajamiento progresivo de la red fluvial y el desarrollo de terrazas asociadas a los principales cursos fluviales de la zona. Los importantes relieves existentes, paralelamente al encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario, son la causa de que se hayan desarrollado en ocasiones pequeños sistemas de abanicos aluviales al pie de dichos relieves. Todo ello, junto al desarrollo de otros tipos de depósitos de menor entidad (coluviones, conos aluviales, etc.) ha contribuido al modelado último de la región.

## **6. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **6.1. MINERÍA Y CANTERAS**

El análisis de los datos aportados por fuentes de información diversas entre las que merecen destacarse especialmente el “Libro de la Minería de Aragón”, RODENO (Revista de Geología Aragonesa) y el inventario del P.E.S. (Plan de Exploración Sistemática), así como los datos aportados por los trabajos de campo, permiten clasificar y agrupar los indicios y yacimientos del área de investigación, a la vez que posibilita una evaluación de su potencial minero.

En síntesis, estos grupos son:

- a) Recursos Energéticos.
- b) Minerales Metálicos.
- c) Minerales Industriales.
- d) Rocas Industriales.

#### **6.1.1. Recursos energéticos**

En la Hoja de Benabarre, los recursos minerales energéticos conocidos se reducen a los indicios y minas de lignito de la vertiente meridional de la Sierra del Montsec. Se trata de capas lenticulares, con escasa continuidad lateral y espesor inferior al metro, de hulla subbituminosa de

relativamente alto poder calorífico y bajo contenido en cenizas, que se encuadran en las series del Cretácico Inferior (Aptiense, Gargasiense), y que están constituidas por secuencias de calizas nodulosas, margas arenosas con orbitolinas, margocalizas y capas de carbón en paso lateral a arcillas lateríticas.

En este contexto se encuadran las pequeñas labores de exploración, hace tiempo inactivas, de El Estall, situadas 600 m al SE del pueblo y con acceso directo desde la población; y, sobre todo, las minas de Montfalcó y Corçà situadas junto al Embalse de Cañelles (barranco de la Pardina) y cuyos restos actualmente están semisumergidos. Este grupo, perteneciente a Minera Montserrat-Ribagorzana, extrajo, entre los años 1940 y 1959 hasta 1.200 t/mes sobre dos capas de 0,35 y 0,55 m de espesor promedio. Los recursos estimados tienen escasa significación con los parámetros actuales.

Otros indicios inventariados son los de Antenza, situados a unos 2 km al Este de la población, a los que se accede remontando el Barranquillo; y el de La Serra situado a 2,3 km al NE y con acceso directo desde dicha población. En ambos casos son lutitas carbonosas intercaladas en las series detríticas continentales de la Fm de Graus, aunque el contenido de sulfuros, óxidos y cenizas es más elevado que en las anteriormente descritas, y mucho menor su poder calorífico.

El ITGE en 1980-81 llevó a cabo la prospección sistemática de indicios de lignito en la Unidad Central Surpirenaica (Hojas de Arén, Tremp, Benabarre e Isona) mostrando como los sedimentos deltaicos de la Fm de Montllobat y Sistemas Deposicionales infrayacentes proporcionaban indicios carbonosos como el del Barrac dels Orts, más o menos sapropelíticos, en lutitas de "ox bou lake", situados sobre la llanura deltáica superior. En ningún caso con entidad bastante como para exceder la simple mención a efectos de interpretación de facies. De mayor interés son los localizados en Las Fons de Capella, Escanilla y Tremp, pero ninguno de ellos localizado en la hoja de Benabarre.

También el I.T.G.E., en los años 1981-1985, investigó para pizarras bituminosas, en el sector Benabarre-Igualada, las margas y lutitas del Cuiense e llerdiense que lo habían sido para lignitos; los resultados de esta investigación fueron negativos. Por otra parte se realizó un reconocimiento de las calizas y margas del Lías Inferior en la zona central de la vertiente Surpirenaica que reveló pequeños contenidos de hidrocarburos con escaso interés económico.

Por último, destacar que gran parte de la franja septentrional de la Hoja se encuentra dentro del permiso de investigación para gas natural denominado "Ribagorza" con una extensión de 37.926 Ha y cuyo titular es la compañía Tullow Oil and Gas, y cuyos objetivos derivan de la reinterpretación de los perfiles geofísicos y los modelos de superposición y oclusión de unidades más actualizados.

#### 6.1.2. Minerales metálicos

Ligada a las grandes masas de rocas básicas (ofitas) aflorantes en las proximidades de Caserras del Castillo y Soriana, se han observado esporádicas mineralizaciones metálicas secundarias. Las muestras analizadas definen la presencia de magnetita, aerinita y escolecita; además de

caolinita entre los de naturaleza industrial. Pero, sin duda, las únicas que merecen ser resaltadas son las de manganeso del ángulo SO de la Hoja.

Aunque en la actualidad inactivas, dieron lugar en el pasado (años de la autarquía económica) a diversas labores; tres de ellas en esta Hoja, dos en el término de Estopiñán (1 y 0,5 km al Norte del pueblo) y otra mucho menor en el término de Pilzán (4,2 km al Sur) y en la proximidad del pk 52 de la Ctra. Nacional 230.

De todas ellas, son las minas de Estopiñán, ("Teresa" y "Pilar") las únicas de las que se conservan datos de su historia minera; explotadas que fueran por una entidad militar (COMEIN) desaparecida, hasta una 5ª planta de pozo con 70 m de profundidad y 100 m de galería.

El mineral extraído tenía un contenido del 36% de Mn. Entre 1914 a 1919 se alcanzó una profundidad de 34 m explotando una bolsada de 4 m de anchura. Después de un largo periodo de inactividad, ésta se reanudó en el periodo 1936 a 1939 con un pozo de 55 m y cuatro plantas. En 1955 el COMEIN trató de reanudar los trabajos con la entrada en servicio de un horno en Monzón. En 1960 con la extinción de dicho consejo, la mina fue adscrita a la E.N. ADARO, S.A. que investigó la mina concluyendo en que se encontraba prácticamente agotada.

Todos los indicios de manganeso de la zona Surpirenaica presentan una clara relación con el Trías Superior en facies germánica (Keuper) formado por arcillas, margas, yesos, halitas y con abundantes diques de ofitas. Se localizan siempre en el contacto de estos afloramientos con calizas de edades variables y mediante fracturas. En los indicios descritos en el ámbito de la Hoja el contacto es normalmente con calizas de edad Coniaciense.

Los minerales de manganeso, criptomelana y psilomelana, y de hierro asociados (limonita y goethita), se presentan, como filoncillos de potencia variable (3-5 cm) de aspecto pulverulento y cortantes en la caliza, a la cual sustituyen metasomáticamente o bien formando bolsadas muy discontinuas e irregulares como consecuencia de la meteorización ligada a fenómenos kársticos de las calizas (MATA-PERELLÓ, 1979).

En lámina delgada se observa un primer frente con fuerte recristalización y pérdida de estructuras de la caliza brechoide y posterior deposición de los minerales de manganeso, que llegan a sustituir totalmente a la caliza.

MATA-PERELLÓ (1979) atribuye el origen de la mineralización a la meteorización de las calizas, ligadas a fenómenos kársticos ocurridos durante el Terciario, lo que explicaría la disposición en bolsadas y la presencia de minerales de hierro, constituyendo las ofitas la base del karst. En este modelo caso el manganeso provendría de las impurezas de las calizas. Pero la presencia de filoncillos y la fuerte recristalización que sufren las calizas, que llegan a ser sustituidas por minerales de manganeso, induce a pensar en un doble proceso: fenómenos hidrotermales, ligados a zonas de fractura, como origen primario de la mineralización, y que posteriormente han sufrido una removilización y concentración por los procesos kársticos que dieron lugar a las bolsadas explotadas.

### 6.1.3. Minerales industriales

En este apartado se incluyen esencialmente los indicios de sales (cloruros y sulfatos) que se encuentran en los materiales del Triásico Superior.

La circulación de aguas por estos materiales disuelve estas sales que con posterioridad precipitan en zonas estancadas o en su caso en las salinas.

En este contexto, dentro del ámbito de la Hoja, se citan los indicios de Fonts Salades situadas junto al pueblo de Caserras del Castillo. Los depósitos salinos en estas fuentes contienen Halita, Anhidrita y Yeso.

En Estañá, a 800 m al NE de la población, se citan masas salinas en el Keuper. Características similares tiene el indicio del Tolva, situado a 1 km al SE y con acceso directo desde la población. En ambos indicios se determinan: Anhidrita, Halita, Hemihedrita y Yeso. También destaca la presencia de Calaminas.

Como “arcilla caolínica” se explotó en la mina “Lolita” de Camporrels una alteración sobre ofitas que es un indicio de un eventual y relativo potencial sobre un material abundante, pero en el que la presencia de Fe hace dudar mucho de su interés tecnológico.

### 6.1.4. Rocas industriales

En este apartado se incluyen las explotaciones de arenas y gravas de las cuales las de mayor importancia se encuentran en el Río Guarga en la proximidad de Benabarre y las de los alrededores de Estopiñán en el límite centromeridional de la Hoja. Las extracciones son intermitentes y se utilizan como préstamos en construcciones de ámbito local.

En la población de Caserras del Castillo existe una cantera en la importante masa de rocas básicas (ofitas) situada junto al pueblo. Su explotación es temporal y el material se utiliza como préstamo en construcción y obras públicas.

Otras canteras, ocasionales y ligadas a obras públicas puntuales, son las que sobre las Calizas con Alveolinas se encuentran 1 km al O de Tolva, al borde de la carretera. Y las que de menor tamaño se abren de continuo en distintos materiales para zahorras y préstamo en las mejoras y arreglos de las distintas vías de comunicación de la hoja. Pero ninguna con continuidad y magnitud reseñables.

En el ámbito de la Hoja de Benabarre, el capítulo de Minería y Canteras tiene actualmente escasa relevancia económica salvo las conclusiones que puedan derivarse de las investigaciones del permiso “Ribagorzana”.

La evolución del sector energético no propicia en modo alguno la posibilidad de una reactivación de la minería del lignito negro. La minería del Mn, tanto por el agotamiento de los mejores hallazgos como por el escaso tonelaje de las reservas en otros indicios, tampoco parece tener mejores perspectivas.

Alguna mejor posibilidad podría intuirse en la investigación de las masas salinas supuestas en los grandes afloramientos del Trías de la zona sur de la Hoja; con indicios alentadores en la margen derecha del río Guarga. Aún así, este suministro, regionalmente está bastante saturado por múltiples explotaciones de gran importancia. Así pues estos indicios tampoco aportan nuevas vías de desarrollo.

## 6.2. HIDROGEOLOGÍA

### 6.2.1. Encuadre hidrogeológico

Para la redacción del capítulo de hidrogeología ha sido de gran utilidad la consulta del trabajo "Investigación hidrogeológica del Sistema 68 en el interfluvio del Esera-Noguera Ribagorzana. (Huesca)." realizado por el ITGE en el año 1986.

El interfluvio del Esera-Noguera Ribagorzana se ha dividido en cuatro grandes unidades hidrogeológicas atendiendo a criterios litoestratigráficos y morfoestructurales. Son las siguientes:

- a) Zona Axial.
- b) Sierras Interiores.
- c) Cuenca de Graus-Tremp.
- d) Sierras Exteriores.

La hoja de Benabarre está mayoritariamente ubicada en la Cuenca de Graus-Tremp y únicamente el borde sur y, en especial, el borde sur-occidental participa de las características hidrogeológicas de las Sierras Exteriores.

La Cuenca de Graus-Tremp está formada por una potente serie margosa que constituye un vasto sinclinal de dirección general NO-SE.

Los materiales que constituyen la Cuenca son en general impermeables, margas, o muy poco permeables, areniscas y conglomerados y alteraciones, dando lugar a acuíferos de reducida entidad. Sobre estos, se sitúan los aluviales de los ríos Guart, Cajigar y Noguera Ribagorzana que forman acuíferos de más interés al igual que las formaciones carbonatadas del Cretácico y del Paleoceno. En conjunto, los materiales geológicos presentes en la Hoja forman una masa muy poco permeable, alimentada por las precipitaciones, escorrentía superficial y drenada por manantiales y en último extremo, directa o indirectamente por los ríos.

Encajadas en estos materiales existen formaciones aluviales que constituyen acuíferos permeables, por porosidad intergranular y de carácter libre, que presentan la particularidad de su interconexión con los ríos de los que provendrá principalmente su alimentación.

Por último, los materiales carbonatados que constituyen el zócalo de la Cuenca, constituyen acuíferos por fisuración, libres o confinados, alimentados por infiltración del agua de lluvia y por percolación a través de las capas superiores; su descarga se realiza a través de manantiales y



previsiblemente de un flujo regional ascendente. Los afloramientos carbonatados pueden clasificarse como acuíferos mixtos o kársticos en sentido estricto y el sustrato como un acuífero multicapa con dudas en cuanto a su continuidad, permeabilidad y posibilidades de explotación.

En las Sierras Exteriores los materiales constituyentes son de naturaleza impermeable, con algún nivel carbonatado o detrítico intercalado y zonas de alteración que pueden constituir pequeños acuíferos. La zona es compleja hidrogeológicamente como consecuencia de la compartimentación impuesta por la alternancia, y los contactos mecánicos, entre materiales permeables e impermeables; resultando numerosos acuíferos carbonatados, aislados o mal conectados entre sí, que son libres, semiconfinados o confinados.

#### 6.2.2. Inventario de puntos de agua

En la hoja hay inventariados un total de 72 puntos de agua, según el archivo del ITGE en 1996. La distribución que presentan es la siguiente:

- 27 manantiales.
- 18 pozos.
- 1 pozo con galería.
- 26 sondeos.

Del total de los 72 puntos se han incluido únicamente 17 en el mapa geológico y que son los de mayor interés y su distribución por octantes es la siguiente:

Octante nº 1; tres puntos. Octante nº 2; cuatro puntos. Octante nº 5, diez puntos.

La mayor parte de los manantiales son de caudal muy reducido, o sea, inferiores a 1 litro por segundo; únicamente en el octante nº 5 los manantiales presentan caudales más relevantes entre los que cabe señalar los puntos con numeración 8 y 9 cuyo caudal está próximo a los 20 l/s. y, en especial, el punto con el nº 7 donde se han aforado caudales de 200 l/s.

La profundidad media de los pozos está comprendida entre 3 y 6 metros. Los caudales son reducidos y condicionados al régimen del río. Son frecuentes caudales superiores a los 3 l/s.

Los sondeos con frecuencia alcanzan profundidades superiores a los 100 metros y sus rendimientos en general son muy poco positivos; incluso varios de ellos son negativos. No obstante hay que hacer mención del sondeo nº 30, dentro del octante 1, que fue realizado por el IGME y que con una profundidad de 170 metros proporciona un caudal de 20 l/s, y sirve para el abastecimiento de Benabarre.

#### 6.2.3. Hidroquímica

Para la redacción de este apartado se ha podido disponer de 11 análisis químicos correspondientes a 9 puntos de agua distintos.

Con carácter general, puede decirse que:

- Se trata de aguas de mineralización media, con valores de la conductividad comprendidos entre 400 y 600 mS/c.
- Son aguas bicarbonatadas cálcicas todas ellas, con la excepción de la nº 2 del octante 5 que presenta un mayor contenido en fracción sulfato que debe de estar condicionado por el contexto geológico en el cual está ubicado. El contenido en iones cloruro y sodio es relativamente elevado.

El contenido en nitratos no es excesivo pero sí deja entrever el efecto del abonado con elementos nitrogenados en los cuaternarios y en los campos de cultivo.

#### 6.2.4. Caracterización hidrogeológica

Dentro de la hoja de Benabarre los materiales que formarían parte de la Cuenca de Graus-Tremp son esencialmente margosos y detríticos (areniscas y conglomerados) y constituidos por elementos carbonatados cretácicos y paleocenos que constituyen el zócalo. Asimismo, forman acuíferos los materiales aluviales asociados a los cursos de los ríos.

Los acuíferos en materiales terciarios o en zonas de alteración de los mismos son libres, semi-confinados o confinados. No se conocen sus parámetros hidráulicos, aunque teniendo en cuenta que los rendimientos de los sondeos son muy bajos, incluso muchos de ellos son negativos, los valores de la transmisividad deben de ser muy reducidos. En el sondeo realizado por el IGME para el abastecimiento de Benabarre, la transmisividad estaba próxima a los 1.000 m<sup>2</sup>/día.

El borde sur-occidental de la hoja formaría parte de los acuíferos de las Sierras Exteriores, constituidas por materiales impermeables en los que se intercala algún nivel permeable, carbonatado o detrítico.

Desde el punto de vista hidrogeológico, el hecho de que los materiales permeables alternen o estén en contacto mecánico con impermeables y la intensa fracturación existente, tiene como consecuencia una compartimentación de los acuíferos resultando, y que éstos están aislados o mal conectados entre sí, siendo libres, semiconfinados o confinados. Los acuíferos carbonatados se pueden considerar como kársticos *sensu stricto* o intermedios, del tipo de doble porosidad; pudiendo ocurrir que un mismo acuífero participe simultáneamente de varios tipos, y suele ser kárstico en las áreas de recarga y de doble porosidad en las inmediaciones de los puntos de descarga.

La circulación de las aguas subterráneas viene condicionada por el hecho de la compartimentación existente y por las particularidades propias de los acuíferos carbonatados, orlados por distintas bioestratigrafías y con distintas karstificaciones. En consecuencia, cada uno de ellos tiene un sistema de circulación y drenaje del agua; por lo que, en conjunto, las Sierras Exteriores y la parte correspondiente a la Hoja de Benabarre pueden considerarse como una yuxtaposición de acuíferos distintos, independientes unos de otros.

La principal aplicación de las aguas subterráneas es el abastecimiento a población rural dispersa; la otra aplicación de las aguas subterráneas es para el regadío de pequeñas huertas.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- ALASTRUE, E.; ALMELA, A. y RÍOS, J.M. (1957): "Explicación al Mapa Geológico de la provincia de Huesca a escala 1:200.000". Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- ALMELA, A. y RÍOS, J.M. (1947): "Explicación al Mapa Geológico de la provincia de Lérida". IGME.
- (1951): "Estudio geológico de la zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". Act. I Congr. Int. Est. Pirenaicos, t. I., secc. 2, pp. 327-350, 3 láms.
- ALVARADO, M.; COMA, J. y VALLE, J. DEL (1959): "Hoja geológica y explicación, nº 289, Benabarre" *del Mapa geológico de España, 1:50.000, 1º serie MAGNA*, IGME, Madrid. vol. de 84 pags. 9 figs. 36 fotos, en lami. sep. 1 lám. cortes geol.
- ASHAUER, H. (1934): "Die öatliche Endigung der Pyrenaen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen". Berlin (*trad. Publ. extr. sobre Geol. de España, t. 2 MADRID 1945*).
- BANDA, E., y WICKHAM, S.M. (eds.) (1986): "The geological evolution of the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129, 380, p.
- BARNOLAS, A.; SAMSÓ, J.M.; TEIXELL, A.; TOSQUELLA, J. y ZAMORANO, M. (1991): "Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona". I. Congreso Grupo Español del Terciario, *Libro-Guía Excursion nº 1*, Vic, 1991, 123 p.
- BARNOLAS, A.; TEIXELL, A.; SAMSÓ, J.M. y ZAMORANO, M. (1992): "Estructura y evolución sedimentaria del sector central de la cuenca surpirenaica". *Guía de las Excursiones Geológicas, III Congr. Geol. de Esp. Salamanca*, pp. 74-114.
- BATALLER, J.R. (1945): "Nuevos datos sobre el Cretácico superior en la cuenca de Tremp (Lérida)". *Vid. Marín, A. y Bataller, J.R.*
- (1959): "Paleontología del Garumniense. Estudios geológicos tomo XI (homenaje al Dr. M. San Miguel de la Cámara)". pp. 39-53. Madrid, 1959.
- BATALLER, J.R.; MASACHS, V.; GALVEZ-CAÑERO, A. (1953): "Hoja geológica y explicación, nº 290, Isona" *del Mapa geológico de España, 1:50.000, 1º serie MAGNA*, IGME.
- BASSOULET, J.P. (1962): "Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique des terrains ante-senoniens de la sierra de Montsec", *Thèse 3 ème Cycle, Université de Paris*.
- BASSOULET, J.P. y MOULLADE, M. (1962): "Les Orbitolinidae du Crétacé inférieur de la Sierra du Montsec, province de Lérida (Espagne)". *Rev. Micropaléont.* vol. 5, nº 2, 104-114.
- BENTHAM, P.A.; BURBANK, D.W. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1992): "Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain". *Basin Research*, 4, pp. 335-352.

- BIOT, J. (1962): "Etude micropaleontologique et stratigraphique de l'anticlinal de Mediano". *Thèse 3è cycle, Univ. de Paris*, 147 p.
- CÁMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985): "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp)". *Est. Geol.* 41, pp. 391-404.
- CARO, Y. (1973): "Contribution à la connaissance des Dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles". *Rev. Esp. Micropal.* 5: 329-372.
- CASANOVAS, L.; SANTAFÉ, J.V.; SANZ, J.L. y BUSCALIONI, A.D. (1987): "Arcosaurios (Crocodilia, Dinosauria) del Cretácico superior de la Conca de Tremp (Lleida, España)", *Estudios Geol. vol. extr. Galve-Tremp*: 95-110.
- CAUS, E.; CORNELLA, A. y GÓMEZ-GARRIDO, A. (1982): "Evolución de la cuenca sedimentaria del Cretácico superior surpirenaico entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana (NE España)". *Cuad. de Geol. Ibérica*, 8: 965-977.
- CAUS, E.; CORNELLA, A.; GALLEMI, J.; GILI, E.; MARTÍNEZ, R. y PONS, J.M. (1981): "Field guide: Excursions to Conianian-Maastrichtian of South Central Pyrenees". *Publ. de Geol. U.A.B.* 13, 170 p.
- COMA, E., (1960): "Hoja geológica y explicación, nº 327, Os de Balaguer" *del Mapa geológico de España, 1:50.000, 1ª serie MAGNA*, IGME.
- CRUSAFONT, M. (1957): "Adición a los mamíferos fósiles del Luteciense de Montllobar (Tremp)". *Curs. y Conf. Ins. Luc. Mall. Fasc. IV, I, Reunión Terciario*, Sabadell, 1956, pp. 71-73. Madrid.
- CRUSAFONT, M.; VILLALTA, B., TRUYOLS, J. (1954): "Caracterización del Eoceno continental de la cuenca de Tremp y edad de la Orogenesis Pirenaica". *Acta II cong. Int. Etud. Pyren. Luchon Pau*, 2 sec. 1.
- CRUSAFONT, M. y PAIRÓ, M. (1958): "Los mamíferos del Luteciense superior de Capella (Huesca)". *Notas y Com.* IGME.
- CRUSAFONT, M.; PAIRÓ, M. y GOLPE, J.M.<sup>a</sup> (1966): "Los nuevos yacimientos de mamíferos del Eoceno español". *Notas y Com.* IGME.
- CRUSAFONT, M.; DE RENZI, M. y CLAVELL, E. (1966): "Un corte estratigráfico modelo del Garumniense-Paleoceno-Eoceno, en la cuenca preaxial del Isábena". *Acta Geol. Hisp.* 1 pp. 22-24.
- (1968): "Les grands traits d'une cupure Crétacé-Paléocène-Eocène, au sud des Pyrénées (Isábena)". *Extrait du Memoire du B.R.G.M.*, 58; Colloque sur l'Eocène, pp. 591-596.
- CRUSAFONT, M. y GOLPE, J.M. (1973): "Los nuevos yacimientos de mamíferos del Eoceno español". *Bol. Geol. y Min. LXXIX-IV*, pp. 341-353.
- (1973): "Yacimientos del Eoceno Prepirenaico (nuevas localidades del Cuisiense)". *Acta Geol. Hispánica*, Año VIII, nº 5: 145-147.

- CRUSAFONT, M.; DONSELAAR, M.E. y NIO, S.D. (1985): "Eocene clastic tidal deposits in the Tremp-Graus basin (provs. of Lérida and Huesca)". In: M.D. Milá y J. Rosell (eds.): 6<sup>th</sup> European Regional Meeting, I.A.S., *Excursion Guidebook*, Lleida, pp. 215-266.
- CRUSAFONT, M. y PONS, J.M. (1969): "Nuevos datos sobre el Aquitaniense del Norte de la provincia de Huesca". *Acta Geológica Hispánica*. 4(5), pp. 124-125.
- CRUSAFONT, M. y ROSELL, J. (1966): "Primera datación de los tramos superiores del Eoceno continental de la Cuenca de Ager (provincia de Lérida)". *Not. y Com. IGME*, T. LXXIX-IV, pp. 341-353.
- CRUSAFONT, M.; ROSELL, J.; GOLPE, J.M. y DE RENZI, M. (1968): "Le Paléogène de la vallée d'Ager et ses rapports avec celui de la Conca de Tremp (Pyrénées de la province de Lérida, Espagne)". *Extrait du Mémoire du B.R.G.M.* núm. 58, Colloque sur l'Eocène, 1968.
- CUEVAS, M. (1989): "Sedimentary facies and sequential architecture of tide-influenced alluvial deposits. An example from the middle Eocene Capella formation, South Central Pyrenees, Spain". *Geol. Ultraiectiona*, 61, 152 p.
- CUEVAS, J.L. (1992): "Estratigrafía del 'garumniense' de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida". *Acta. Geol. Hispanica*, 27 (1-2): 95-108.
- CHOUKRONE, P.; MARTÍNEZ, C.; SÉGURET, M. y MATTAUER, M. (1958): "Sur l'extension le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales)". *C.R. Acad. Sc. Paris* 266, 1360-1363.
- CHOUKROUNE, P. y SÉGURET, M. (1973a): "Tectonics of the Pyrenees: Role of compression and gravity". En: K. de Jong & R. Scholten, eds., *Gravity and Tectonics*. John Wiley, New York, pp. 141-156.
- (1973b): "Carte structural des Pyrénées. Elf-Erap (SNEAP)", *Mission France*, Boussens-Haute-Garonne, France.
- CHOUKROUNE, P. y ECORS TEAM (1989): "The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of and orogenic belt". *Tectonics*, 8 (1): 23-39.
- DALLONI, M. (1910): "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444 p.
- (1910): "Etude géologique des Pyrénées catalanes". *Ann. Fasc. Soc. de Marseille*, T. XXVI, Fasc. III, 373, p. 65 fig. 15 pl.
- (1913): "Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales)". *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (4), XIII, pp. 243-263.
- (1930): "Etude géologique des Pyrénées catalanes". *Ann. Fac. Sc., Marseille*, XXVI, 373 p.
- DELMAS, M.; GARRIDO, A.; RIOS, L.M. (1970): "Contribución al estudio del Jurásico de la cuenca de Graus-Tremp (pro. de Huesca-Lérida)". *Comunicación presentada en el I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España* (Vitoria, Octubre 1970).

- DE BOER, P.L.; PRAGT, J.S. y OOST, A.P. (1991): "Vertically persistent sedimentary facies boundaries along growth anticlines and climate-controlled sedimentation in the thrust-seet-top South Pyrenean Tremp-Graus Foreland Basin". *Basin Research*, 3, pp. 63-78.
- DE RENZI, M. (1967): "El problema del límite entre Secundario y Terciario en las proximidades de Serraduy en el valle del Isábena (Huesca)". *Acta Geol. Hisp.* 2, número 1, Barcelona.
- DE ROSA, R. y ZUFFA, G.G. (1979): "Le areniti ibride della Valle di Ager (Eocene, Pirinei centro-meridionali)". *Min. Petrogr. Acta*, 23, 1-12.
- DÍAZ MOLINA, M. (1987): "Sedimentación sintectónica asociada a una subida relativa del nivel del mar durante el Cretácico superior (Fm Tremp, Provincia de Lérida)". *Estudios Geol.*, vol. extr. Galve-Treo: 69-93.
- DONSELAAR, M.E. y NIO, S.D. (1982): "An Eocene tidal inlet/washover type barrier island complex in the south Pyrenean marginal basin, Spain". *Geol. Mijnbouw*, 61, pp. 343-353.
- DREYER, T. y FALT, L.-M. (1993): "Facies analysis and high-resolution sequence stratigraphy of the lower Eocene shallow marine Ametlla Formation, Spanish Pyrenees". *Sedimentology*, 40: 667-699.
- ECORS PYRENEAN TEAM (1988): "The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees". *Nature*, 331: 508-510.
- EDEN, J.G. VAN (1970): "A reconnaissance of deltaic environment in the middle Eocene of the South-Central Pyrenees, Spain", *Geologie en Mijnbouw*. Vol. 49 (2), pp. 145-157.
- EICHENSEER, H. (1987): "Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus Basin, northeastern Spain". *Ph. D. thesis, Univ. Tübingen*, 237 p.
- EICHENSEER, H. y KRAUSS, (1985): "The Tremp Formation (Maestrichtian-Paleogene) and the lower Ager Group (Paleogene) of the northern flank of the Tremp-Graus Embayment (NE Spain)". En: Milà, M. & Rosell, J. (Eds): 6<sup>th</sup> European EN: M.D. Milà & J. Rosell, eds., *Excursion Guidebook*, VI Eur. Reg. Mtg. I.A.S. Lerida, España. Abstracts & Posters Abstracts: 149-151.
- EICHENSEER, H. y LUTERBACHER, H.P. (1992): "The marine Paleogene of the Tremp region (NE Spain) depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors". *Facies*, 27. Erlangen 1992: 119-152.
- ELLIOT, T. (1974): "Interdistributary bay sequences and their genesis". *Sedimentology*, 21, pp. 611-622.
- ELLIS, P.G. y MCCLAY, K.R. (1988): "Listric extensional fault systems-results of analogue model experiments". *Basin Research*, 1: 55-70.
- FARRELL, S.G.; WILLIAMS, G.D. y ATKINSON, C.D. (1987): "Constraints on the age of movement of the Montsec and Cotiella thrusts, south central Pyrenees, Spain". *Jour. Geol. Soc. London*, 144, pp. 907-914.

- FAURE, P. (1984): "Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lérida et Barcelona)". *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 121: 23-37.
- FEILLE, J.L. (1971): *Les relations entre tectorogénèse et sédimentation sur le versant Sud des Pyrénées centrales. Tesis presentada en la Universidad de Montpellier.*
- FEIST, M. y COLOMBO, F. (1983): "La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des Charophytes". *Géol. Méditerranéenne*, 10 (3-4): 303-326.
- FERRER, J.; LE CALVEZ, Y.; LUTERBACHER, H.P. y PREMOLI SILVA, I. (1973): "Contribution a l'étude des foraminifères ilerdiens de la région de Tremp (Catalogne)". *Mem. du Museum d'Hist. Nat. n. série (C)* 29: 1-107.
- FERRER, J.; LUTERBACHER, H.P.; MUTTI, E. y ROSELL, J. (1971): "El Paleógeno marino de la región de Tremp (Cataluña)". I. Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. *Economía II*, 813-818.
- FLAZIAT, J.C. (1969): "La trasgresión de l'Eocene Moyren en Hayt-Aragon et Navarret et son rôle dans la définition des grands ensembles structuraux du domaine Sud-Pyrénéen". 94 Congrès National des Sociétés Savantes sciences, 2: 293-304. Pau.
- FONNESU, F. (1984): *Estratigrafía física y análisis de facies de la Secuencia de Figols entre el río Noguera Pallaresa e Iscles* (provs. de Lérida y Huesca). Tesis, Universidad Autónoma de Barcelona, 317 p.
- FRIEND, P.F.; MARZO, M.M.; NIJMAN, W. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1981): "Fluvial sedimentology in the Tertiary South Pyrenean and Ebro Basins Spain". In: Field Guide to Modern and Ancient Fluvial Systems in Britain and Spain. (T. Elliot Ed). Proc. Second Intern. Conference on Fluvial Sed.: Modern and Ancient Fluvial Systems: Sedimentology and Processes. Univ. of Keele.
- GAEMERS, P.A.M. (1974): "A study on Lower Tertiary Stratigraphy, Paleogeography and Tectonics in the Spanish Pyrenees". *Koninkl. Nederl. Akad. van Wetenschappen*. 77, 3, 246-258.
- GAEMERS, P.A.M. (1978): "Biostratigraphy, palaeoecology and paleogeography of the mainly marine Ager Formation (late Paleocene early Eocene) in the Tremp Basin, south-central Pyrenees", Spain, *Leids Geol. Mededelingen*, 51 (2): 151-231.
- GALBRUN, B.; FEIST, M.; COLOMBO, F.; ROCHIA, R. y TAMBAREU, Y. (1993): "Palaeogeogr; Palaeoclimatol", *Palaeoecol*, 102: 41-52.
- GALLEMI, J.; MARTÍNEZ, R. y PONS, J.M. (1983): "Coniacian-Maastrichtian of the Tremp area (south central Pyrenees)". *Newsl. Strat.* 12: 1-17.
- GARCÍA VEIGAS, J. (1988): *La formación evaporítica de la facies garumniense de la Conca de Tremp (Lleida). Petrología, geoquímica y sedimentología*. Tesis de licenciatura. Universidad autónoma de Barcelona, 175, pp.

- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1966): "Estudio del Jurásico y Cretáceo de los Pirineos Centrales, entre los ríos Esera y Noguera Ribagorçana". *Informe num. 140*, ENPASA (Zaragoza).
- (1968): "Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanué (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca de Tremp-Graus, Pirineo central, provincia de Huesca)". *Acta. Geol. Hispanica* 3, pp. 39-43.
  - (1970): *Estudio geológico de la zona dos Nogueras (Pirineo Central)*. Informe num. 204. ENPASA (Zaragoza).
  - (1972): "Precisiones sobre la 'mise en place' del manto de Gavarnie en el borde Norte del valle del Ebro (región de Barbastro, provincia de Huesca)". *Acta Geológica Hispánica*, 7 (2): 50-52 Barcelona.
  - (1972): "Sobre la colocación del Manto de Pedraforca y sus consecuencias: Una nueva unidad tectónica independiente, 'el Manto del Montsec'". *Bol. Geol. y Minero*, 83: 32-38.
  - (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lerida)*. Tesis Doct. Univ. de Granada, 395 p.
  - (1983): "Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico sur-pirenaico". *Cuad. de Geol. Iberica*, 8: 796-806.
  - (1988): "La tectónica pirenaica en relación con la evolución alpina del Margen Ibérico". *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 365-372.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. y RÍOS, L.M. (1970): "Estudio geológico de la parte oriental de la cuenca de Graus Tremp", *Informe ENPASA* (Zaragoza).
- (1972): "Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lerida)". *Bol. Geol. y Minero* 83, pp 1-47.
- GAVALDA, J.M. (1985): *Estudi sedimentologic del transit Cretacic-Terciari entre el riu Noguera Ribagorçana i la serra de San Mamet Prepireneu de Lleida*. Tesis Lic. Univ. Auton. Barcelona, 90 p.
- GHIBAUDO, G. (1975): "Depositi di barra di foce nel Paleogene delle Valle di Ager (prov. di Lerida, Spagna)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94: 2131-2154.
- GHIBAUDO, G.; MORELLI, E.; MUTTI, E.; OBRADOR, A.; PONS, J.M.; RAMASCO, M. y ROSELL, J. (1973): "Osservazioni sedimentologiche preliminari sulle Arenarie di Arén (Cretacico superiore) tra Isona e il Rio Noguera Ribagorçana (Prepirenei spagnoli)". *Bol. Soc. Geol. It.*, 92, 529-540.
- GHIBAUDO, G.; MUTTI, E. y ROSELL, J. (1974): "Le spiagge fossili delle Arenarie di Arén (Cretacico superiore) nella valle Noguera Ribagorçana (Pirenci centro-meridionali, province di Lérida e Huesca, Spagna)". *Mem. Soc. Geol. It.*, XIII, 497-537.



- GIRAUDET, J.P. (1962): "Etude géologique de la région de Os de Balaguer (prov. de Huesca et de Lérida, Espagne)". *Fasc. Sec. Bordeaux*. Avril 1962.
- GRENOFF, GUERIN DESARDINS, R., LATRILLI, M.; LYS, M.; SIGAL, J. y SISKIND, B. (1961): "Présence de niveaux marins du Néocomien et prabablement du malm dans le pyrenees de Lérida". *C.R. A.C. Sc.* t. 252, pp. 2262-2264.
- HAAF, E.; VAN DER VOO, R. y WENSINK, H. (1971): "The S-External Pyrenees of Huesca", *Geol. Rundschau*, v. 60, 996-1009.
- HASELDONCKX, P. (1973): "The palynology of some Palaeogene deposits between the rio Esera and the Rio Segre, southern Pyrenees, Spain". *Leidsche Geol. Med.* 49: 145-165.
- HOLL, J.E. y ANASTASIO, D.J. (1993): "Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain". *Geology*, 21, pp. 271-274.
- Hoorn, B. VAN (1969): "Submarine canyon and fan deposit in the Upper Cretaceous of the south-central Pyrenees, Spain", *Geol. Mijnb.* 48, pp. 67-72.
- (1970): "Sedimentology and Paleogeography of an Upper Cretaceous Turbidite Basin in the South Central Pyrenees, Spain", *Leidse Geologische Medelingen*, vol. 45, pp. 73-154.
- HOTTINGER, L. (1960): "Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène". *Mem. Suisses Paléont.* 75/76, 243 p.
- (1966): "Foraminifères rotaliformes et Orbitoides du Sénonein inférieur pyrénéen". *Eclog. Geol. Helv.* 59, p. 277-301.
- HOTTINGER, L. y SCHAUB, H. (1960): "Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens, Einführung des Stufen Illerdiens und Biarritzien". *Eclogae geol. Helvetiae*, 53: 453-480.
- HUPE, P. (1954): "Tectonique de la bordure secondaire Sud-Pyrénéenne entre l'Esera et la Ribagorçana (Haut Aragon)". *Annales Hebert et Hang.* t. VIII, p. 197-244, 15, fig. 2 pl.
- JACOB CH.; FALLOT, P.; ASPE, G. y CIRY, R. (1927): "Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales". *C.R. XIV Cong. Inst. Geol.*, 2, 335-412. Madrid.
- KAPPELOS, C. y SCHAUB, H. (1973): "Zur correlation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton in Paläogen der Pirenäen". *Eclog. geol. Helv.* 66, pp. 687-737.
- (1973): "L'Illerdiens dans les Alpes, dans les Pyrénées et Crimée. Corrélation des grands foraminifères et à nannoplancton". *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVII, pp. 148-161.
- KRAUSS, S. (1989): *Stratigraphy and facies of the "Garumnian". Late Cretaceous to Early Paleogene in the Tremp Region, Central Southern Pyrenees*. Tesis doctoral, Universidad de Tübingen, 139 p.

- KRUSAT, G. (1966): *Beitrag zur Geologia und Paleontologie der Sierra del Montsec (Province de Lérida, Spanien)*. Dipl. Arb. F.U. Berlin, 118 pp. (inedita).
- LAPPARENT, A.F. DE y AGUIRRE, E. (1956): "Algunos yacimientos de Dinosaurios en el Cretácico superior de la Cuenca de Tremp". *Estudios Geol.* 31-32: 377-382.
- LIEBAU, A. (1973): "El Maastrichtiense lagunar (Garumniense) de Isona". *XIII Col. Europ. de Micropal.*, Madrid, pp. 87-112.
- LOSANTOS, M.; BERÁSTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1988): "Corte geológico cortical del Pirineo Central (perfil ECROS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica". En: Simposio sobre cinturones orogénicos, *SGE*, pp. 7-16, II Congreso geológico de España. Granada.
- LOWENSTAM, H.A. (1964): "Palaeotemperatures of the Permian and Cretaceous periods". In: Problems in Palaeoclimatology (Nairn, A.E.M. editor). *Interscience Publishers*, New York, pp. 227-252.
- LUTERBACHER, H.P. (1969): "Remarques sur la position stratigraphique de la formation d'Ager (Pyrénées meridionales)". *Coll. sur l'Eocène, Mem. B.R.G.M.* 69: 232-255.
- (1970): "Environmental distribution of early Tertiary microfossils, Tremp Basin, Northeastern Spain". Esso Production Research-European Laboratoires EPR-E-1ER-70, 48 p.
  - (1973): "La sección tipo del piso llerdiense2. En *Acta XIII Col. Eur. de Microp.* 113-140. España, C.N.G. ENADIMSA
- LUTERBACHER, H.P.; EICHENSEER, H.; BETZLER, C.H. y VAN DER HURK, A.M. (1991): "Carbonate-siliciclastic depositional systems in the Paleogene of the South Pyrenean foreland Basin: a sequence-stratigraphic approach". En: McDonald (Ed): *Sea-Level Changes at Active Plate Margins*. I.A.S. Spec. Publ.
- LLOMPART, C. (1977a): "Paleoecología de la fauna de moluscos en un sector de la Vall d'Àger (prov. de Lleida)". U.A.B. *Publicaciones de Geologia* nº 7, 247 pp.
- (1977b): "Las especies nuevas y no conocidas de moluscos del llerdiense superior de la Vall d'Àger". *Acta Geol. Hispanica*, Año XII, nº 1-3: 1-7.
  - (1979): "Aportaciones al conocimiento de la paleogeografía y paleoecología de los niveles fosilíferos del Santoniense del Montsec (prov. de Lleida)". *Estudios geol.* 35: 311-318.
- LLOMPART, C. y KRAUSS, S. (1982): "Restos de moluscos y dinosaurios en formaciones estromatolíticas garumnienses al S del Montsec (prov. de Lérida)". *Bol. Geol. Min.* T. XCIII-Vp: 371-378.
- LLOMPART, C.; CASANOVAS, L. y SANTAFÉ, J.V. (1984): "Un nuevo yacimiento de Icnitas de Dinosaurios en las facies garumnienses de la Conca de Tremp (Lleida, España)", *Acta Geol. Hisp.* 19 (2): 143-147.

- MALLADA, L. (1878): "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". *Mem. Com. Mapa geol. de España*, 15, pp. 1-439.
- MANGIN, J.P. (1959): "Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen", (*B.S.G.F. 7<sup>o</sup> sér.*) 1: pp. 16-30, 1 figs. Paris.
- (1962): "La phase tectogénique pyrénéenne dans les Pyrénées et les conglomérats de Pobla de Segur (Lérida, Espagne)", *C.R.S. Sc. Soc. Geol. Franc*, fasc. I, pp. 13-14 (Trad. en Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, numero 68, Madrid).
- MARIN, A. y BATALLER, J.R. (1929): "Nuevos datos sobre el Cretácico superior de la cuenca de Tremp (Lérida)". *As. Esp. para el Prog. de las Ciencias*, Congreso de Barcelona, t. 25-28. Madrid.
- MÁRQUEZ, L.; CALVET, F.; ARNAL, I. y TRIFONOVA, E. (1994): "Asociación de foraminíferos en la Formación Isábena, Triásico superior Sudpirenaico (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 89, (1-4), 189-197.
- MARTÍNEZ PEÑA, B. (1991): *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis Doct. Univ. de Zaragoza, 380 p.
- MARZO, M.; NIJMAN, W. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1988): "Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrennes, Spain". *Sedimentology*, 35, pp. 719-738.
- MASRIERA, A. y ULLASTRE, J. (1981): "Contribution des minéraux lourds à la lithostratigraphie du Crétacé terminal des Pyrénées catalanes et quelques conséquences paléogéographiques et tectoniques". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 293 série II: 179-182.
- (1982): "Hipótesis y problemas acerca del origen de las asociaciones de minerales pesados del Senoniense del Pirineo catalán". *Cuadernos de Geol. Iberica*, 8: 949-963.
  - (1983): "Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne)". *Géol. Méditerranéenne*, 10 (3-4): 283-290.
  - (1988): "Nuevos datos sobre las capas maestrichtienses con *Septorella*: su presencia al norte del Montsec (Pirineo catalán)". *Acta Geol. Hisp.* 23 (1): 71-77.
  - (1990): "Yacimientos inéditos de Carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo catalán". *Rev. Soc. Geol. España* 3 (1-2): 33-41.
- MATTAUER, M. (1968): "Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyreneenne". *Rec. Geol. Phys. Geol. Dyn.* v. 10, pp. 3-12.
- (1969): "Sur la rotation de l'Espagne: Earth Planet". *Sci. Lett.* V. 7, pp. 87-88.
- MATTAUER, M. y PROUST, F. (1965): "Sur la preset et la nature de deux importantes phases tectoniques dans les terrains secondaires des Pyrénées: Comptes Rendus Som". *Soc. Geol. France*, nº 5 pp. 132-133.

- MATTAUER, M. y HENRY, J. (in press), "The Pyrenees, in Data for orogenic studies": Geol. Soc. London, Spec. Publ.
- MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J. y HARTEVELT, J.J.A. (1968): "Lithostratigraphic subdivisions of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees". *Leidse Geol. Mededelingen*, 41: 221-228.
- MISCH, P. (1934): "Geologie der mittlerem Sudpyreneen". *Abh. Gesselsch. Wiss. Göttingen Mat. Phys. Kl.*, t. III, H. Berlin (Trad. española por J. Gómez de Llarena Publicaciones ext. sobre Geol. Esp., Vol. IV, p. 1.181, Madrid, 1948).
- MISCH, F. (1948): "Der Bau der Mittleren Sudpyrenäen". *Beit. zur Geol. der westlich. Medit.* n° 13, Berlin, 1934 (Trad. en Publ. extr. sobre geol. España, Vol. 4, Madrid).
- MORGAN, J.P. (1970): "Depositional process and products in the deltaic environment". *SEPM. Spec. Publ.* 15 (Deltaic sedimentation): 31-77.
- MUÑOZ, J.A. (1988): "Estructura de las unidades surpirenaicas en la transversal del corte ECORS. Reunión extraordinaria ECORS-Pirineos". *Soc. Geol. Esp. y Soc. Geol. Fr. Guía de campo*, 35 p.
- MUÑOZ, J.A.; PUIGDEFÀBREGAS, C. y FONTBOTE, J.M. (1984): "Orógenos Alpinos III, 4.1. El Pirineo". En: *Inst. Geol. y Min. de España. Ed. Libro Jubilar. J.M. Ríos, Geología de España*, 2: 161-205.
- MUTTI, E. (1989): "Alcuni problemi relativi all'applicazione dei concetti della Stratigrafia sequenziale all'Eocene ed al Cretacico superiore sud-pirenaici". *Notiziario*: 37-53. Suppl. al vol. 51 del *Giornali di Geologia*, Bologna.
- (1990): "Petrology of a nearshore complex: relationships between siliciclastic and carbonate components, Arén sandstone, Upper Cretaceous, Southern Pyrenees". 13<sup>th</sup> International Sedimentological Congress, Abstracts-posters. Nottingham.
- MUTTI, E. y ROSELL SANUY, J. (1968): "Presencia de laminación oblicua a gran escala en las turbiditas senonenses del 'flysch' de los alrededores de Pobla de Segur (prov. de Lérida)". *Acta Geológica Hispánica*, t. III, núm. 5, pp. 120-123.
- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.P.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972): "Schema stratigráfico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona Centrale Sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mem. Soc. Geol. It.* XI, 391-416.
- MUTTI, E. y SGAVETTI, M. (1987): "Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Arén strata in the Orcau-Arén region, south-central Pyrenees, Spain: Distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences". *Ann. Univ. degli Studi di Ferrara, Sezione Scienze della Terra*, 1 (1): 1-22.
- MUTTI, E.; SÉGURET, M. y SGAVETTI, M. (1988): "Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees". *Fiel Trip Guidebook*, 7, A.A.P.G. Mediterranean Basins Conference, 169 p.

- NAGTEGAAL, P.J.C. (1966): "Scour-and-fill 'structure' from fluvial piedmont environment". *Geol. en Mijnbouw*, jg. 45, n° 10, pp. 342-354, 12. fig.
- (1969): "Sedimentology, Paleoclimatology and diagenesis of post-hercynian continental deposits in the south-central Pyrenees, Spain", *Leidse Geol. Mededelingen*, 42: 143-238.
  - (1972): "Depositional history and clay minerals of the Upper Cretaceous Basin in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Mededelingen*, 47: 251-275.
- NAGTEGALL, P.J.C.; VAN VLIET, A. y BROUWER, J. (1983): "Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Arén sandstone in the south-central Pyrenees, Spain", *Sedimentary Geology*, 34: 185-218.
- NIJMAN, W. y NIO, S.D. (1975): "The Eocene Montañana delta (Tresp-Graus basin, provinces of Lerida and Huesca, southern Pyrenees, Spain)". In: *Sedimentary Evolution of the Paleogene South-Pyrenean Basin*, (J. Rosell y C. Puigdefàbregas, Eds). IX Int. Cong. int. Ass. Sediment. Nice, part B, pp. 1-20.
- NIJMAN, W. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1978): "Coarse pointbar structure in a molasse type fluvial system. Eocene Castisent sandstone formation, South Pyrenean Basin", in: *A.D. Mail Ed, Fluvial Sedimentology, Canadian Soc. of Petroleum Geol., Mem. 5*, pp. 487-510.
- (1989): "The second stage of the foreland basin". In: *Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences*". 4<sup>th</sup> International conference on fluvial sedimentology. edited by M. Marzo and C. Puigdefàbregas. Publicacions del Servei Geològic de Catalunya, pp. 30-62.
- PALMER, E. (1952): "Exploraciones paleontológicas en la Cuenca de Tresp (Lérida)". *Ibérica*, 2ª época, T. 15, núm. 231, pp. 305-306, y 319, 2 figs. Barcelona, 1952.
- PASCUAL, J.O. (1992): *Magnetoestratigrafía del estratotipo y paraestratotipo del llerdiense, secciones de Tresp y Campo (cuenca de Tresp-Graus)*. Tesis, Univ. Autónoma de Barcelona, 115 p.
- PASCUAL, O.; PONS, J.M. y VICENS, E. (1989): "Rudist Horizons in the Montsec (South Central Pyrenees)". En: WIEDMAN, J. (Ed), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3<sup>rd</sup> International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, pp. 215-230. E. Schwizerbart'sche Verlag-sbuchhandlung, Stuttgart.
- PASCUAL, J.O.; SAMSÓ, J.M.; TOSQUELLA, J.; PARES, J.M. y SERRA KIEL, J. (1991): "Magnetoestratigrafía y Bioestratigrafía del estratotipo del llerdiense (Tresp, Lleida)". I Congreso del Grupo Español del Terciario. *Comunicaciones*: 244-247.
- PEÑA, J.L. (1983): "La Conca de Tresp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: Estudio geomorfológico". Inst. de Est. llerd. 373 p.
- PETTUJOHN, F.J.; POTTER, P.E. y SIEVER, R. (1973): "Sand and sandstone", Springer-Verlag, Berlin, 617 p.

- PEYBERNES, B. (1976): *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse Doct. Sci. Nat., Toulouse, 459 p.
- PEYBERNES, B. y PAPON, J.P. (1968): "Etude stratigraphique des terrains ante-cenomanien entre la Noguera Ribagorçana et l'Esera (Pyrénées aragonaises)". *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 104, núm. 3-4 pp. 333-349, 3 fig.
- PLAZIAT, J.C. (1984): *Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène*. Thèse Doc. Univ. Paris. Sud, 1362 p.
- POCOVI, A. (1978): "Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida)". *Acta Geol. Hips.* T. XIII, nº 3, 73-79.
- PONS, J.M. (1977): "Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudistidos del Cretácico superior del Prepirineo de la Provincia de Lérida". *Publ. de Geol. U.A.B.*, 3, 105 p.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. (1974): "Les Sédiments de Marée du Bassin Eocène Sudpyrénéen". *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 8 (1): 305-325.
- (1975): "Estructuras de deslizamiento en un ambiente de frente deltaico". *Ilerda*.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986): "Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. y VAN VLIET, A. (1978): "Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenees. In: Fluvial Sedimentology" (Ed. by A.D. Miall). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 5, 469-485.
- RAYNAL, R. y TRICART, J. (1963): "Comparaison des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> série, t. V., nº 4, pp. 587-596. Paris.
- REILLE, J.L. (1965): "Sur l'allure et l'âge de la discordance Pyrénéenne dans le bassin de Graus (province de Huesca, versant sud des Pyrénées)". *C.R. Paris*, t. 260 (31 Mai 1965). Groupe 9.
- (1967): "Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléogène continental sud-Pyrénéen (Region de Barbastro, province de Huesca)", *C.R. Acad. Sc. Paris*. t. 265 (18 Septembre 1967), Serie D.
- (1971): *Les relations entre tectogenèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude de formations tertiaires essentiellement continentales*. Thèse l'Université Sci. Techn. du Languedoc, Montpellier: 330 pp.
- RENZI DE LA FUENTE, M. DE (1967): *Nota sobre la estratigrafía del Paleoceno superior marino de la Conca de Tremp, basada en las faunas de Moluscos*. Publ. Inst. de Invest. Geol. de la Dip. Prov. de Barcelona, XXI: 39-50.

- RENZI, M. DE (1971): *Las faunas de moluscos fósiles del Eoceno inferior del Prepirineo de Lérida*. Tesis, Univ. de Barcelona, 503 p.
- REYNOLDS, A.D. (1987): *Tectonically controlled fluvial sedimentation in the south Pyrenean foreland basin*, Ph. D. Thesis. Univ. of Liverpool, 309 p.
- RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983): "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro". *Libro jubilar J.M. Ríos, Geol. España*, T II, pp. 131-159. IGME.
- RÍOS, J.M. (1952): "Rectificación a la serie estratigráfica de las Sierras de Turp y Aubens, en el valle del Segre (provincia de Lérida)". *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España*, núm. 28, pp. 111-115. Madrid, 1952.
- (1952): "Compte Rendu de l'excursions organisée dans las sierras marginales de la province de Lérida (16-17 juin 1952)". A.F.T.P. Section "Sud-Uest". Reunion extraordinaire en Espagne. (Region de Tremp), Cinqueme cahier de Compte-Rendu les Réunions Géologiques (En *ci-clostil*, 21 pp. 27 x 21), 2 láms. 1 mapa, Montpelier, 1952.
  - (1964): "Estudio geológico de la zona Benabarre-Tolva". *Informe*. ENPASA. (Zaragoza).
  - (1969): "Estudio geológico de la Sierra del Montsec". *Informe núm. 167*. ENPASA. (Zaragoza).
- ROGER, PH. (1965): "Etude stratigraphique et structurale de la zone des Nogueras entre l'Esera et l'Isábena (Huesca)". *Acta de la Societé Linnéenne de Bordeaux.*, t. 102, série B, núm. 5.
- ROSELL, J. (1963): "Sobre la existencia de la discordancia precenomaniense en el Pirineo de la provincia de Lérida". *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 72: 71-80.
- (1967): "Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Nogueras-Ribagorzana". *Revista Pirineos*. núm. 75787, pp. 9-225.
  - (1967): "Estudio geológico del sector del Pirineo comprendido entre los ríos Segres y Nogueras-Ribagorzana". (Tesis 1963). *Pirineos*, 21, 214 p.
  - (1970): *Mapa Geológico de España. Esc. 1/50.000 hoja 252 Tremp*. Inst. Geol. y Min. de España.
- ROSELL, J. et al. (1973a): "Libro-guía del XIII Coloquio Europeo de micropaleontología". CNG. ENADIMSA, Madrid (1973). Parte Norte. Zona surpirenaica: 19-198.
- (1973b): "El Paleogeno marino del Noroeste de España". XIII Col. Eur. de Micropal.: 29-62.
- ROSELL, J. (1988): "Ensayo de síntesis del Eoceno sudpirenaico: el fenómeno turbidítico". *Rev. Soc. Geol. España*. 1 (3-4): 357-364.
- (1994): "Hoja geológica y memoria, nº 252, Tremp" del *Mapa geológico de España, 1:50.000, 2º serie MAGNA*, IGME.

- ROSELL, J. y LLOMPART, C. (1982): "Pirineo". En.: El Cretácico de España: 161-198. Univ. Complutense. Madrid.
- (1988): "Guia geológica del Montsec i de la Vall d'Àger". *Centre excursionista de Catalunya amb el suport de l'Institut d'Estudis Ilerdencs*. Eds. Montblanc-Martí, Barcelona, 168 pp.
- ROSELL, J.; LUTERBACHER, H.P. y FERRER, J. (1973): "El Paleógeno marino del noroeste de España". En: *Acta XIII Col. Eur. de Microp.*: 29-61. España, C.N.G. ENADIMSA.
- ROSELL SANUY, J. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1975): "Evolution sédimentaire du bassin paléogène sud-pyrénéen". 9. Cong. int. sédiment (Nice, 1973), excursion 19.
- ROSSI, C. (1993): *Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior-Eoceno inferior en la Cuenca de Ager (sierras Marginales, Prepirineo de Lérida)*. Tesis doctoral Univ. Complutense Madrid, 324, pp.
- ROURUE, F.; CHOUKROUNE, P.; BERÁSTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, A.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SÉGURET, M.; KAMARA, P. y DERAMOND, J. (1989): "ECORS deep seismic data and balanced crosssections: Geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees". *Tectonics*, 8 (1): 41-50.
- RUMPF, D. y DE BOER, P.L. (1985): "A canyon-like marl filled depression in the Eocene Perarrua fan-delta complex, S. Pyrenees, Spain". 6<sup>th</sup> European regional meeting, I.A.S., Abstracts, pp. 661-663.
- SAMSÓ, J.M.; SERRA-KIEL, J.; TOSQUELLA, J. y TRAVE, A. (1994): "Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca Surpireanica". II Congreso Grupo Español del Terciario. *Comunicaciones*, pp. 205-208.
- SCHAIRER, G. y JANICKE, V. (1970): "Sedimentologisch-paläontologische Untersuchungen an den Plattenkalken der Sierra de Monsech (prov. Lérida, NE-Spanien)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 135: 171-189.
- SCHAUB, H. (1981): "Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénèse et bioestratigraphie". *Mém. Suisses Pal.* 104, 105, 106, 236, p. 97 pl.
- SCHAURET, M. (1972): "Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité". Thèse Doct. Publ. USTELA. *Série Géol. struct.* 2, Montpellier, 155 p.
- SCHMIDT-KITTLER, N. (ed) (1987): "International symposium on Mammalian Bioestratigraphy and Paleoecology of the European Paleogene". Mainz. *Munchner Geowiss. Abh* (1) 10, 312 pp.
- SCHROEDER, R.; ALTENBACH, A.; BRINNEL, P.; CHERCHI, A. y WALLRABE, HJ. (1982): "El Barremiense marino de la sierra del Montsec (prov. de Lérida-Huesca)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 8 Madrid 915-933.
- SÉGURET, M. (1970): *Etude tectonique des nappes et series decollés de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Tesis presentada en la Universidad de Montpellier.



- SELZER, G. (1934): "Geologie der Südpyreäischen Sierren in Ober-Aragonien". *N. Jhrb. Geol. Pal. Min.* 88, Abt. B. 370-406.
- SENZ, J.M. y ZAMORANO, M. (1992): "Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales".
- SGAVETTI, M.; MUTTI, E.; ROSELL, J. y LEGARRETA, L. (1984): "Tectonically controlled depositional sequence in the Upper Cretaceous Arén Sandstone, south-central pyrenees, Spain". 5<sup>th</sup> European regional meeting of Sedimentology. Abstracts: 406-407.
- SIMÓ, A. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1985): "Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees". En: M.D. Milà & J. Rosell, eds. *Excursion Guidebook*, VI Eur. Reg. Mtg. I.A.I.S. Llerida, España, *Excursión*, 2: 63-108.
- SIMÓ, A. (1989): "Upper Cretaceous platform-to basin depositional-sequence development, Tremp basin, south-central Pyrenees, Spain". En: *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. SEPM Special Publ., 44: 365-378.
- SITTER, U. DE (1961): "La phase tectonique pyrénéenne dans les Pyrénées méridionales". *C.R.S. dem Sc. de la Soc. Geol. Fr.*, fasc. 8, pp. 224-225. Paris.
- SOLÉ PONT, X. (1985): "*El Eoceno 'continental' de la Vall d'Àger (Pirineo Central): Estratigrafia física y facies*". Tesis Lic. Univ. Auton. Barcelona, 51 p.
- SOLÉ SUGRAÑES, L. (1978): "Gravity and compressive nappes in the central southern Pyrenees (Spain)". *Amer. J. Sci.* 178, 609-637.
- SOLER, M. (1971): "Estudio geológico de la parte occidental de la cuenca de Graus-Tremp" (*Informe interno de ENPASA*).
- (1971): "Hipótesis sobre el origen del anticlinal de Boltaña". VI Cong. de la Unión Internacional de Estudios Pirenaicos (en prensa).
- SOLER, M. y GARRIDO, A. (1970): "La terminación occidental del manto de Cotiella". *Pirineos*, 98, pp. 5-12. Jaca.
- SOUQUET, P. (1967): *Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse, 529 p.
- (1984): "Les cycles majeurs de Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées". *Strata*. 1: 47-70.
- SOUQUET, P. y DEBROAS, E.J. (1980): "Tectorogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées". Cong. géol. int. 26<sup>e</sup> sess. (Paris, 1980). Colloque C7. Géologie de la France.
- SOUQUET, P. y MEDIAVILLA, F. (1976): "Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées". *C.R. Acad. Sci. (Paris)* D 282, 2139-2142, 3 figs.

- SOUQUET, P.; PEYBERNES, B.; BILOTTE, M. y DEBROAS, E.J. (1977): "La Chaîne Alpine des Pyrénées", *Géol. alpine*, 53, 2, 193-216, 5 fig. 4 pl. h. t.
- THIEBAUT, J. (1973): "Au sujet des Ophites des Pyrénées (le point des travaux actuels)". *Ann. Sci. Univ. Besançon* (3), 20, 5-12.
- TORAL, T. (1984): "Desplomes en los contactos Eoceno-Garumniense en la Conca de Tremp". Jornadas de trabajos sobre la inestabilidad de laderas en el Pirineo. Universidad politécnica de Barcelona.
- ULLASTRE, J. y MASRIERA, A. (1992): "L'accident frontal du Montsec (Pyrénées Catalano-Arago-naises, Espagne) Sa signification et ses multiples jeux". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II, pp. 579-586.
- VACHARD, D.; COLIN, J.P.; ROSELL, J. y HOCHULI, P. (1989): "Incursions de microfaunes alpines dans le Trais des Iles Baléares et des Pyrénées espagnoles". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Serie II, pp. 947-952.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1965): "Tectogenese para gravilé". *Ann. Soc. Géol. Belg. Bull*, 64, pp. 95-123.
- VAN EDEN, J.G. (1970): "A reconnaissance of deltaic environment in the middle Eocene of the south-central Pyrenees, Spain". *Geol. en Mijnbouw*, 42, pp. 145-157.
- VERNEUIL y KEYSERLING (1981): "Coupe du versant meridional des Pyrénées". *Bull. Soc. Geol. France* (2ª Serie), T. XVIII, págs. 341-357., lám. VI, Paris.
- VIA, L. (1959): "Decápodos fósiles del Eoceno español". *Bol. Inst. Geol. España*, t. LXX, págs. 331-402, 20 fotos, 7 lám. Madrid.
- VIDAL, L.M. (1873): "Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Cataluña". *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 1: 209-247.
- (1873): "Geología de la provincia de Lérida". *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 2: 273-349.
- (1878): "Nota acerca del sistema cretácico de los Pirineos de Cataluña". *Camidos y Rudistos. Bol. Com. Mapa Geol. España*, T. IV, pp. 257-372, láminas, 1-7.
- (1898): "Compte rendu des excursions dans la province de Lérida du 11 an 15 de Octobre". *Extr. du bull. Soc. Geol. de France*, 3ª série, t. XXVI: 884-900.
- (1918): "Geología del Montsec". *Junta de Ciencias Naturales de Barcelona, Anuari II*, part. la reproduc. en *Ibérica*, pp. 152-157, Barcelona.
- VILLALTA, J.F. DE y ROSELL, J. (1963): "Nota sobre la estratigrafía del Eoceno en el extremo W del Valle de Ager (prov. Lérida)". *Estudios Geológicos*, vol. XIX, pp. 137-142, 2 fotos y 1 corte. Madrid.

- WENZ, S. (1968): "Note préliminaire sur la faune ichthyologique du jurasique supérieur du Monsec", *B.S.G.F.* (7) T.X. pp. 116-119.
- WILCOXON, J.A. (1973): "Paleogene calcareous Nannoplankton from the Campo and Tremp sections of the Ilerdian stage in N.E. Spain" . *Revista Esp. de Micropal.* V. (1): 107-112.
- WILLIAMS, G.D. (1985): "Thrust tectonics in the south central Pyrenees" . *Jour Struct. Geol.* 7: 11-17.
- ZAMORANO, M. (1993): *Los sistemas deltaicos del Ilerdiense superior-Cuisiense de la cuenca de Ager (Fm Ametlla). Prepirineo de Lleida. Tesis*, Univ. Autónoma de Barcelona, 161 p.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA