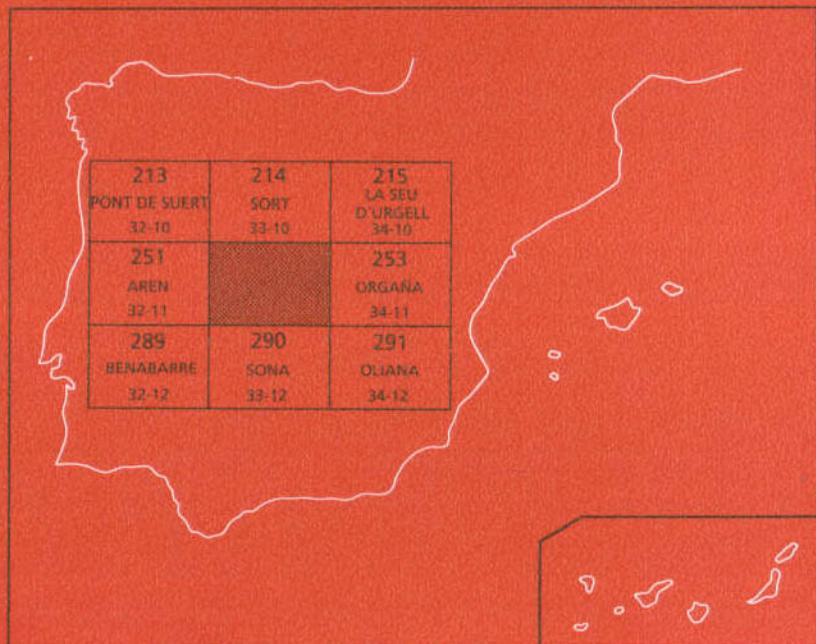




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



TREMP

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

TREMP

© INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M.—16.727.—1994

I.S.B.N.: 84-7840-182-2

NIPO: 241-93-009-3

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: I. Izquierdo, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Tremp (252) han sido realizados, durante 1992 y 1993, por la Universidad Autónoma de Barcelona, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes autores:

Memoria

- J. Rosell. Universidad Autónoma de Barcelona.

Colaboradores

- D. Gómez-Gras (Universidad Autónoma de Barcelona): Geomorfología, Petrografía y Cartografía.
- H. P. Luterbacher (Universidad de Tubingen): Micropaleontología.
- C. Llompart (Universidad Autónoma de Barcelona): Macropaleontología.

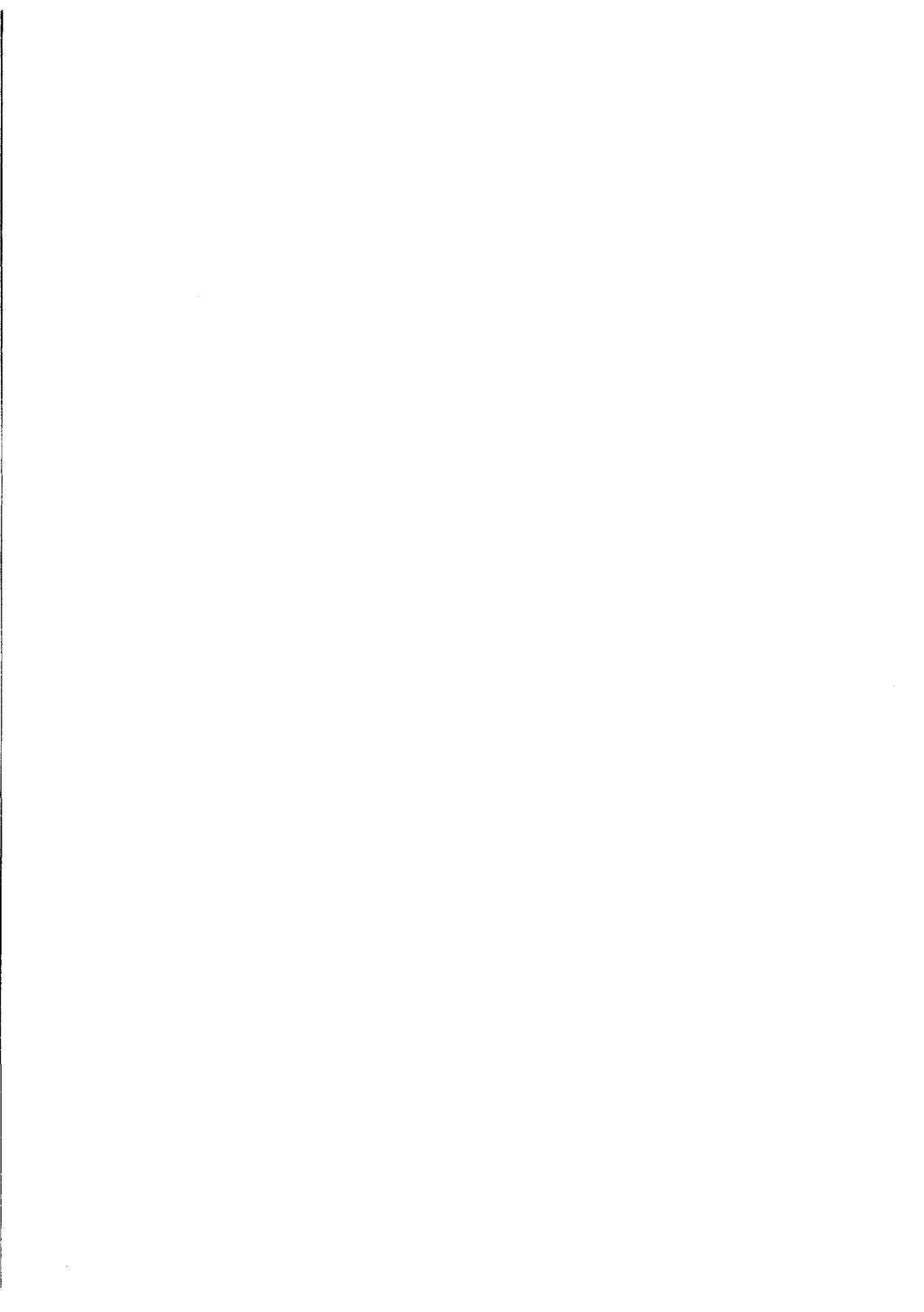
Dirección y supervisión

- V. Gabaldón (ITGE).

Nota:

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.



ÍNDICE

INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. PALEOZOICO	11
1.1.1. Ampelitas con nódulos calcáreos (1). Silúrico	11
1.1.2. Calizas, calcoesquistos y pizarras (2). Devónico	13
1.1.3. Turbiditas (3). Carbonífero	13
1.2. CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y PELITAS ROJAS (4). PERMOTRIAS	14
1.3. MESOZOICO	15
1.3.1. Triásico	16
1.3.1.1. Facies Muschelkalk. Calizas y dolomías (5)	16
1.3.1.2. Facies Keuper. Pelitas y evaporitas (6)	16
1.3.1.3. Ofitas (7)	17
1.3.2. Jurásico. Margas (8) y dolomías (9)	18
1.3.3. Cretácico	18
1.3.3.1. Cretácico.inferior	18
1.3.3.1.1. Secuencia de Hostal Nou. Calizas brechoides (10). Portlandiense (?) Valanginiense superior	20
1.3.3.1.2. Secuencia de Prada. Calizas micritas (1). Barremien- se	20
1.3.3.1.3. Secuencia de Roca Narieda. Margas (12). Aptiense	20
1.3.3.1.4. Secuencias de Senyús y Font Bordonera. Calizas (13). Aptiense	20
1.3.3.1.5. Secuencia de Llucá. Margas grises (14) y calcarenitas y margas con «glaucón» (15). Albiense	21

1.3.3.1.6. Afloramientos de Pinyana-Adons. Calizas (13) y calizas margo nodulosas (16). Aptiense y Albiense ... superior, respectivamente	21
1.3.3.2. Cretácico superior	21
1.3.3.2.1. Cenomaniense superior-Turoniense-Coniaciense. Santoniense inferior	22
1.3.3.2.1.1. Secuencia deposicional de Sta. Fe. Calizas con prealveolinas (17). Cenomaniense superior	22
1.3.3.2.1.2. Secuencia deposicional del Congost D'Erinyà. Margas nodulares (18) y calizas arrecifales (19). Turoniense	23
1.3.3.2.1.3. «Secuencia» deposicional de St. Cornel (Sensu SIMO, op. cit.)	24
1.3.3.2.2. Margas con micraster s. str. (25). Santoniense superior	26
1.3.3.2.3. Campaniense-Maastrichtiense	28
1.3.3.2.3.1. Secuencia intermedia	30
1.3.3.2.3.2. Secuencia superior	32
1.3.3.2.4. Maastrichtiense superior-Paleoceno. Facies Garumniense	34
1.3.3.2.4.1. Sistema aluvial de Talar. Conglomerados, areniscas y paleosuelos (49). Daniense	35
1.3.3.2.4.2. Tramo St. Sebastià. Pelitas rojas con paleosuelos y areniscas (50) y evaporitas (51). Daniense	36
1.3.3.2.4.3. Sistema aluvial de Claret. Pelitas con intercalaciones de areniscas y de evaporitas (52). Thanetiense	36
1.4. TERCARIO	36
1.4.1. Ilerdiense	37
1.4.1.1. Secuencia inferior. Areniscas y conglomerados (53) y pelitas grises con turritella (54). Ilerdiense	38
1.4.1.2. Secuencia intermedia. Areniscas bioclásticas (55) y pelitas grises (56). Ilerdiense	38
1.4.2. Los conglomerados molásicos	39
1.4.2.1. Conglomerados cuya área fuente es la lámina de Boixols. Conglomerados Roc d'Herbasavina (57). Conglomerados Roc de Pessonada (58). Conglomerados Roc de St. Martí (59). Eocene superior	41
1.4.2.2. Conglomerados cuya área fuente es la lámina cabalgante del Montsec. Conglomerados de la Serra de Gurp (57, 58, 59). Eocene superior	41

1.4.2.3. Nivel lacustre de Sossis (60). Eoceno superior	41
1.4.2.4. Conglomerados de Collegats-Congost d'Enriyà (62). Eoceno superior-Oligoceno.....	42
1.4.2.5. Conglomerados cuya área fuente es la lámina cabalgante de Les Nogueres Conglomerados (61) y conglomerados con dominio de cantos de ofitas (63). Oligoceno.....	42
1.5. CUATERNARIO	43
1.5.1. Glacis. Piedemonte antiguo (64), intermedio (66) y moderno (68)	43
1.5.2. Terrazas del río Noguera Pallaresa. Terraza alta (65). Terraza ..media (67). Terraza baja (69)	44
1.5.3. Delta del río Flamicell y depósitos fluviales actuales (71)	44
1.5.4. Deltas originados en el embalse de St. Antoni de Talarn (72)	44
1.5.5. Travertinos (70)	45
1.5.6. Depósitos Lascustres actuales (73)	45
2. TECTONICA.....	45
2.1. INTRODUCCION	45
2.2. ZONAS DE LES NOGUERES	46
2.3. UNIDAD SUDPIRENAICA CENTRAL	46
2.3.1. Lámina cabalgante de Boixols-St. Cornelí.....	48
3. HISTORIA GEOLOGICA	51
4. GEOLOGIA ECONOMICA	52
4.1. MINAS Y CANTERAS.....	52
4.2. HIDROGEOLOGIA.....	53
5. BIBLIOGRAFIA	55

INTRODUCCION

La Hoja de Tremp está situada en el Prepirineo. Queda enmarcada en la Unidad Prepirenaica Central, constituida por sedimentos del Cretácico, Paleoceno y Eoceno más inferior, y en el extremo meridional de la clásicamente denominada Manto o Zona de Les Nogueres, formada por materiales paleozoicos y mesozoicos. En la Unidad Prepirenaica Central, pueden distinguirse unidades de rango inferior. De N a S son: la lámina cabalgante de Boixols-St. Cornelí, el manto del Monsec y el conjunto de láminas cabalgantes que dan lugar a las Sierras Exteriores y que limitan con la Depresión del Ebro. Dentro de estas unidades de rango inferior, la Hoja de Tremp se sitúa en la lámina cabalgante de Boixols-St Cornelí; tan solo su extremo SW pertenece al manto del Monsec y su extremo N, y sobre todo el NE, a las láminas cabalgantes de Les Nogueres (fig. 2). Estas unidades, en el ámbito ocupado por la Hoja, se hallan cubiertas discordantemente por los conglomerados de la molasa pirenaica (fig.1).

Las peculiaridades geológicas de esta región han hecho que sea una de las áreas donde se han formado geólogos de todo el mundo, ya que ha servido como zona de enseñanza práctica de muchas universidades. La continuada investigación que sobre ella se ha realizado es la causa de que, además, sea un área de reciclaje («escuelas» con sede en Tremp) de geólogos del petróleo.

A partir del trabajo clásico de DALLONI (1930) y de las tesis de MISH (1934), ROSELL (1963, publicada en 1967), SOUQUET (1967), SEGURET (1972) y GARRIDO (1973) se fueron sentando las bases de la estratigrafía y tectónica del Prepirineo. Sobre esta base, a modo de cimientos, se han realizado otros estudios, en su mayoría tesis, que resuelven problemas, directamente planteados en los trabajos clásicos, o bien deducidos de su lectura crítica. Así van publicándose tesis de índole tectónica y estratigráfica (NAGTEGAAL, 1969; VAN HOORN, 1970; GAEMERS, 1978; FONNESU, 1984; SIMO, 1985; KRAUSS, 1989), paleontológica (PONS, 1977; GILI, 1983) o geomorfológica (PEÑA-MONNE, 1983). Todas ellas, por su tema o área de trabajo, se refieren a la Hoja de Tremp. Al mismo tiempo que estas tesis se iban publicando aparecían en las revistas de temas geológicos una gran cantidad de artículos sobre aspectos puntuales de la Geología de la Hoja. Además, la existencia del mapa geológico a escala 1:50.000, primera serie, publicada en 1970 por el IGME, constituye una base de partida muy

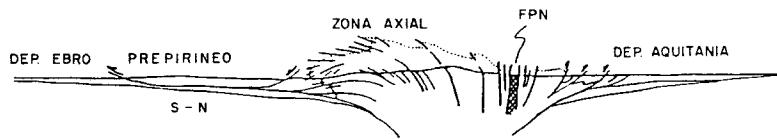
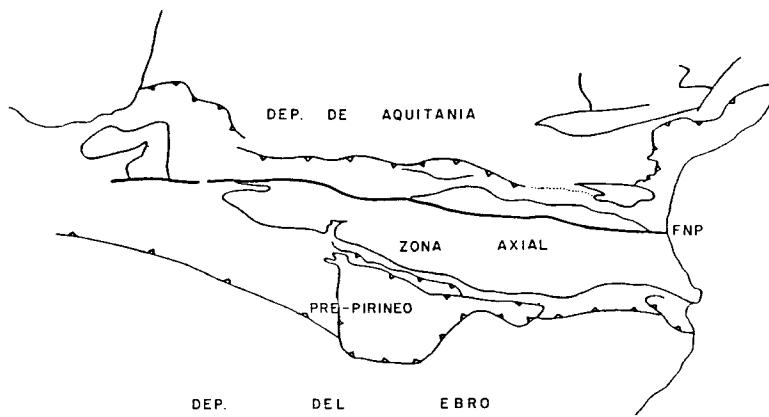


Fig. 1. Unidades tectónicas del Pirineo (según Choukroune *et al.*, 1989, simplificado).

importante para la elaboración de la presente Hoja geológica y memoria. Esta prolífica bibliografía se cita en los capítulos correspondientes y se recopila en la lista bibliográfica del final de este texto.

1. ESTRATIGRAFIA

El área abarcada por la Hoja geológica de Tremp presenta un espectro estratigráfico muy amplio que va del Silúrico al Cuaternario, estando representados, además, el Devónico, Carbonífero, Pérmico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno. La serie, en parte hercíniana y en parte alpina, la componen sedimentos pretectónicos, sintectónicos y posttectónicos. No obstante, el grado de deformación es relativamente pequeño, lo cual ha facilitado, y facilita, que sus buenos afloramientos sean motivo de continuados estudios estratigráficos.

1.1. PALEOZOICO

Los materiales paleozoicos afloran tan sólo en la unidad de Les Nogueras y se hallan involucrados en las láminas cabalgantes dando estructuras en *têtes plongeants* (SEGURET, 1964), concretamente en el ángulo Nororiental de la Hoja. Están formados por pizarras silúricas, siempre muy tectonizadas y poco potentes, una serie devónica muy desarrollada y un pequeño afloramiento de materiales de edad carbonífera. Sus rasgos estratigráficos más importantes fueron descritos por LLOPIS & ROSELL (1968); en la edición anterior de la Hoja, por ROSELL (1970), y por DEGARDIN (1988).

1.1.1. Ampelitas con nódulos calcáreos (1). Silúrico

Los materiales del Silúrico se hallan siempre ocupando la base de láminas cabalgantes: Breui, Coscastell, Buscarró y la del Pla de Les Calderes en St. Sebastià. Por ello, su grado de tectonización no permite un estudio detallado.

La serie, fundamentalmente, puede considerarse dividida en dos niveles:

Un nivel inferior pelítico, negro, con esporádicas capas de calizas dolomíticas intercaladas. La característica más importante de estas pelitas es que incluyen abundantes nódulos de dimensiones decimétricas, más carbonatadas que el resto, con formas elipsoidales, que incluyen una abundante fauna. Son especialmente frecuentes: *Scyphocrinus* sp., *Orthoceras* sp., y *Cardiola* sp. El medio sedimentario atribuible a estos materiales debe localizarse en las inmediaciones del tránsito entre plataforma interna-externa. Cabe la posibilidad de que los niveles nodulosos con fauna correspondan a flujos gravitativos.

El nivel superior, formado en su totalidad por pizarras negras, presenta, en las inmediaciones de la base, una abundante fauna de Graptolitos, correspondientes al límite entre el Silúrico y el Devónico (LLOPIS & ROSELL, 1968, y ROSELL, 1970).

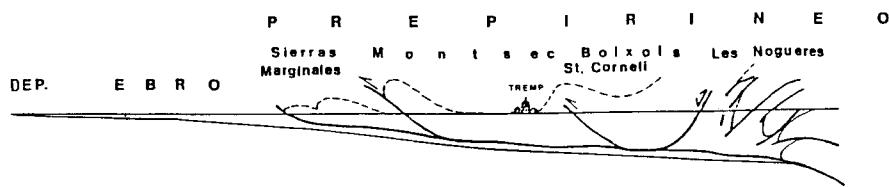
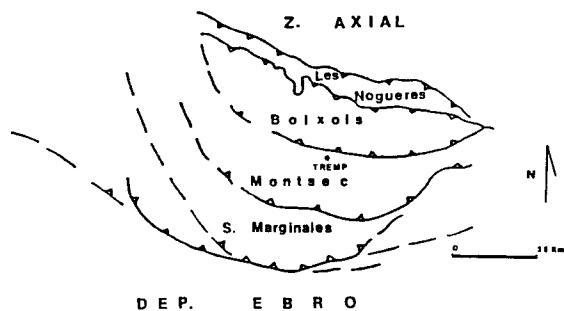


Fig. 2. Unidades cabalgantes que forman el Prepirineo central.

1.1.2. **Calizas, calcoesquistos y pizarras (2). Devónico**

La estratigrafía de los afloramientos devónicos ha sido motivo de estudio en LLOPIS & ROSELL (1968), VILLALTA & ROSELL (1969) y ROSELL (1970). En estos trabajos se considera la serie como prácticamente continua y correctamente situada en la escala cronoestratigráfica. No obstante, basta con observar la mayoría de estos afloramientos para constatar la presencia de abundantes hiatos sedimentarios, puestos de manifiesto por la presencia de superficies ferruginizadas y por niveles de bioturbación y nodulización. El valor temporal de estos hiatos es difícil de evaluar.

El carácter muy tectonizado de la serie, siempre en relación con láminas cabalgantes, y el hecho de que la zona de estudio ocupa un muy pequeño sector del área abarcada por la cuenca sedimentaria devónica dificulta el conocimiento en detalle de la serie estratigráfica.

A grandes rasgos, la serie puede considerarse dividida en los siguientes tramos:

- Tramo inferior, de pizarras que representan la transición entre el Silúrico y el Devónico.
- Tramo intermedio, de calizas y calcoesquistos, muy fosilífero (Emsiense y Couviniense).
- Tramo superior, formado por calizas *griotte* alternando con pizarras y margas, coronado por calizas rojas *griotte* con abundantes cefalópodos (Fameniense).

Así pues, en la serie devónica de este sector pirenaico existe una laguna estratigráfica parcial o total del Devónico inferior (Gediniense y Siegeniense) y de la parte alta y baja, respectivamente, del Devónico medio (Givetense) y del superior (Frasniense).

1.1.3. **Turbiditas (3). Carbonífero**

La estratigrafía del Carbonífero pirenaico es, en detalle, poco conocida (WATERLOT, 1967). Los afloramientos existentes en esta Hoja (ángulo nororiental) están formados por una serie que, en un sentido amplio, puede ser calificada de turbidítica: serie pizarrosa con capas intercaladas de conglomerados y areniscas cuyo transporte-sedimentación se ha realizado a partir de flujos gravitativos.

Los conglomerados son de cantes poligénicos de cuarcitas, calizas más raramente de pizarras, angulosos o subangulosos, de 8 cm de diámetro máximo, abundante matriz y, por lo general, desorganizados, aunque existen capas que presentan una incipiente granoclasicación.

Entre las capas de areniscas pueden distinguirse dos tipos. Unas más delgadas y de granulometría más fina, cuya organización interna puede ser definida mediante la secuencia de Bouma, y otras más potentes que no presentan estructura interna. En algunos raros casos, en el techo de las mismas, coincidiendo con una disminución de la granulometría, se observan laminaciones paralelas y/o cruzadas a pequeña escala. Unas y otras son el resultado de sedimentación por corrientes turbidíticas, más o menos diluidas.

En estos materiales se han encontrado restos de flora, siempre resedimentados y con un estado de fosilización (carbonización) que dificulta su estudiobioestratigráfico.

En general esta serie está organizada en un megaciclo estrato y granodecreciente, en la que los conglomerados son mucho más abundantes hacia la base y las facies finas hacia el techo.

1.2. CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y PELITAS ROJAS (4). PERMOTRIAS

Los sedimentos del Pérmico y del Trías inferior del Pirineo se han englobado, clásicamente, en una sola unidad denominada Permotriás. Están formados por una serie roja, discordante sobre los materiales hecinianos, dividida en dos tramos por una discordancia angular. En este contacto discordante se sitúa el límite entre la era Primaria (Pérmico) y la Secundaria (Tríias inferior en facies Buntsandstein).

La datación correcta de esta serie es imposible dada la escasez de restos paleontológicos que incluyen. Prácticamente se limitan a esporádicos palinomorfos, a veces no determinables, que aparecen en muy escasos niveles. CALVET *et al.* (1988) datan las facies Buntsandstein como del Anisiense. Ello implica que el contacto discordante con el Pérmico representaría una laguna estratigráfica que abarcaría como mínimo el Scythiense.

En el sector noroccidental de la Hoja, el E del pueblo de Adons, en relación con el frente de un cabalgamiento, aflora una pequeña cuña de estos materiales terrígenos rojos. En la nororiental, con una representación cartográfica mucho mayor, existen dos áreas cuyas series son algo diferentes: una situada inmediatamente al S de la Ermita de Arboló y otra, al S de la anterior, en la zona de Peramea-Buscaró.

En el primer afloramiento la serie permotriásica yace discordante sobre el Devónico de la sierra de la Solana de Baén, y buza monoclinalmente al S. Es la única que puede estudiarse con detalle y probablemente, pertenece al Pérmico.

La segunda, pinzada entre diferentes láminas cabalgantes de Les Nogueres, está muy tectonizada. Presenta, frecuentemente, conglomerados de cantes cuarzosos blancos, característicos de la base del Buntsandstein. Probablemente la mayor parte de los materiales permotriásicos implicados en esta escama cabalgante pertenecen al Triásico inferior.

La serie del S de la Ermita de Arboló puede cortarse por el camino viejo que va desde la ermita al pueblo de Gerri de la Sal, siguiendo la margen izquierda del río Noguera Pallaresa. Aquí posee un espesor de 280 m divididos, atendiendo a la distribución vertical de sus facies, en los siguientes tramos:

— *Tramo inferior.* Discordante sobre los calcoesquitos devónicos, este tramo está formado por conglomerados de cantes angulosos de calcoesquitos de su substrato, y de lilita. Los cantes poseen hasta 40 cm de diámetro en la base, disminuyendo hacia la parte alta. En los 25 m inferiores la estratificación es muy gruesa sin organización interna visible. Los 15 m de la parte alta están formados por pequeños cuerpos canaliformes de orden métrico en anchura y decimétrico en espesor, intercalados en pelitas con abundantes nódulos de caliche, de diáme-

tro mucho menor. En conjunto constituyen una secuencia estratigráfica y grano-decreciente de 40 metros de espesor.

— *Tramo intermedio*. Está formado por pelitas rojo-vinosas con capas intercaladas de areniscas de grano fino de, como máximo, 1,5 m de espesor. Las areniscas, por lo general, presentan *climbing ripples* y localmente están bioturbadas. A veces se les intercalan capas de microconglomerados intracuencas (formados por cantos de caliche), organizados en *sand waves*, *sensu* SOUTHARD, 1975. Las facies de estos depósitos se han interpretado como de desbordamiento. El espesor total del tramo es de 60 m.

— *Tramo superior*. Está constituido por una alternancia de niveles de pelitas y de areniscas. Las pelitas son rojo-vinosas con alguna capa intercalada de arenisca de grano fino a muy fino con *climbing ripples*, interpretadas como depósitos de desbordamiento. Intercalados en esta serie pelítica, localmente, existen lentejones de areniscas de grano fino a muy fino, afectadas por un mayor o menor grado de bioturbación y, localmente, capas microconglomeráticas decimétricas de elementos intracuencas. Las areniscas forman cuerpos canaliformes, organizados en ciclos estrato y granodecrecientes, con líneas de acreción lateral. Se han interpretado como barras de meandro. La potencia de este tramo superior es de 100 m.

La serie queda interrumpida, hacia su techo, por la intrusión de una masa ofítica.

Según GISBERT *et al.* (1985) entre la cuenca de Malpàs, al W del área ocupada por la Hoja de Tremp, y la del Cadí, situada al E, existe un umbral sedimentario activo durante la sedimentación pérmbica. Este umbral ocuparía precisamente la Hoja de Tremp y parte de su inmediata de Organyà situada al E.

La edad exacta de esta serie, así como la existencia y localización de posibles lagunas estratigráficas es, actualmente, imposible de conocer. El cambio brusco de facies con los sedimentos calizos de las facies Muschelkalk implica, probablemente, una laguna estratigráfica.

1.3. MESOZOICO

La serie mesozoica posee una representación estratigráfica desigual. Aparte el Triásico inferior, descrito junto al Pérmbico por formar la serie roja terrígena permotriásica, el resto del Triás, cuya estratigrafía es poco conocida, se encuentra muy tectonizado debido a su plasticidad. Está integrado por materiales calizos y pelítico-evaporíticos. El Triás superior, en facies Keuper, con grandes masas ofíticas intruidas, en ningún punto de la Hoja se presenta en contacto normal ni con su techo ni con su yacente. O bien aflora en contacto con las calizas del Cretácico inferior o con las margas y dolomías jurásicas, en el frente del retrocabalgamiento de Morrerés; o bien en contacto tectónico con los materiales del Silúrico, Devónico, Carbonífero y Permotriás, en el manto de Les Nogueras. Localmente, estos materiales pelítico-evaporíticos se hallan cubiertos, discordantemente, por los conglomerados molásicos oligocénicos.

Los materiales jurásicos, margas fosilíferas y dolomías negras, siempre muy tectonizados, afloran muy esporádicamente en la Hoja. Se hallan siempre pinzados en los frentes de cabalgamiento.

El Cretácico inferior, calizo y margoso, aflora en un área que formaba parte de una cuenca *rift*, en cuyos márgenes o limbos se desarrollaron plataformas carbonatadas mientras que en la parte central la sedimentación era margosa.

El Cretácico superior, por el contrario, posee una potencia considerable. Tanto el Coniaciense como el Santoniense, el Campaniense y el Maastrichtiense poseen una amplia representación litológica y faunística con significación bioestratigráfica. No obstante, la parte inferior de la serie, discordante sobre el Cretácico inferior, es muy parcial, ya que tan sólo existen materiales del Cenomaniense terminal y, a excepción del ángulo noroccidental de la Hoja, de parte del Turoniense.

1.3.1. Triásico

Aflora tan sólo en las láminas cabalgantes del zócalo hercínico, en el manto de Les Nogueres, o sea, en el extremo septentrional de la Hoja. Debido a la gran plasticidad que presentan sus materiales constituyen el nivel de despegue de estas láminas cabalgantes. Por ello sus materiales se hallan profundamente tectonizados y presentan serias dificultades para la reconstrucción de su serie estratigráfica.

Sus facies son típicamente germánicas. Están compuestas por: a) Un tramo inferior de facies terrígena rojo-vinosa (Buntsandstein) que se halla sedimentológicamente y tectónicamente ligada al Pérmico, es decir, el zócalo relativo del Mesozoico prepirenaico. b) Un tramo intermedio formado por sedimentos carbonatados (Muschelkalk), generalmente aflorando en pequeños lentejones de contactos muy mecanizados. Y, c) Un tramo superior con las típicas facies Keuper, pelíticas y evaporíticas.

1.3.1.1. Facies *Muschelkalk*. *Calizas y dolomías* (5)

Cartográficamente los materiales carbonatados atribuidos al Triásico medio forman una serie de lentejones que, intercalados en los materiales de facies Keuper, resaltan en el relieve.

La serie está constituida por calizas dolomíticas y dolomías grises con un espesor que, probablemente, nunca sobrepasa el centenar de metros. Intercala capas, bioturbadas en su totalidad, que presentan el típico aspecto de las «calizas con fucoides» de la facies Muschelkalk de la Cordillera Costero Catalana y de la Cordillera Ibérica.

El contacto inferior de este nivel con la facies Buntsandstein o con masas ofíticas al menos en el área ocupada por la Hoja, es siempre mecanizado. Su techo, por el contrario, en muchas ocasiones se presenta como un contacto normal, pasando transicionalmente a los materiales pelíticos de las características facies Keuper.

CALVET *et al.* (1988) atribuyen esta serie calcáreo dolomítica al Ladinense.

1.3.1.2. Facies *Keuper*. *Pelitas y evaporitas* (6)

Los materiales de facies Keuper, dominanteamente pelíticos y evaporíticos, presentan un

elevado grado de plasticidad. En ellos han hecho «intrusión» importantes masas ofíticas. Nada tiene, pues, de extrañar que sus afloramientos se presenten muy tectonizados y, por lo tanto, sea muy difícil obtener una serie estratigráfica de detalle. Esta es la causa por la que su estratigrafía, sedimentología y petrología son relativamente poco conocidas.

Al conjunto de materiales de facies Keuper y de facies Muschelkalk, MEY *et al.* (1968) las han denominado «Formación Pont de Suert». En la cartografía de la Hoja se han distinguido las rocas ofíticas de las facies Keuper propiamente dichas.

El único estudio detallado de estratigrafía, sedimentología y petrología sedimentaria sobre los materiales de facies Keuper que afloran en el área ocupada por la Hoja es el debido a SALVANY (1989, inédito). Este autor sintetiza la serie Keuper de la zona de Les Nogueres, cuyo espesor oscila alrededor de los 200 m, de abajo a arriba, en:

- Muro, constituido por los materiales carbonatados que caracterizan las facies Muschelkalk, en donde la serie se hace progresivamente más margosa al mismo tiempo que las capas de calizas disminuyen en espesor y frecuencia. Las margas son grises, verduzcas y/o negruzcas y, localmente, con coloraciones rojizas.
- Facies Keuper *s. str.*, formadas por pelitas en las que la coloración rojiza aparece unas veces de forma brusca y otras transicionalmente desde las facies margosas grises del muro. Hacia la parte alta se intercalan capas de evaporitas, por lo general yesos, de diferentes colores entre los que dominan los tonos rojos. En estos yesos, son frecuentes los cristales de cuarzo bien formados y transparentes.

Sobre las lutitas rojas, en la mayor parte del Prepirineo y, de forma especial, en las inmediaciones del pueblo de Senterada, existen lentejones de yesos blancos laminados.

Hacia el techo la serie se hace más pelítica, gris, con delgadas intercalaciones de dolomías (dolomícritas laminadas, localmente brechoídes) que constituyen el nivel más alto aflorante de la serie Keuper.

La edad de estos materiales es poco precisa por falta de un estudio detallado y sistemático de los palinomorfos que incluye. CALVET *et al.* (1988) atribuyen la serie Keuper del Pirineo al Noriense y la del Muschelkalk al Ladiense. Ello implica una laguna estratigráfica, como mínimo, del Carniense. El nivel de pelitas con capas intercaladas de dolomícritas que constituye el techo de la serie podría correlacionarse con el tramo, de posición estratigráfica y facies similar, existente en el Prepirineo oriental, cuya edad, en base a su contenido en foraminíferos y palinomorfos, es Retiense (VACHARD *et al.*, 1989 y 1990).

1.3.1.3. Ofitas (7)

En las pelitas de facies Keuper, y más comúnmente entre las calizas de facies Muschelkalk y la serie pelítica, afloran masas de rocas volcánicas básicas que se conocen clásicamente como ofitas. En raras ocasiones se hallan en contacto con los materiales de facies Buntsandstein. Desde un punto de vista petrográfico corresponden a diabasas o, cuando presentan una estructura granular, a gabros.

Destacan en el relieve dando lugar a colinas con una característica coloración negruzca.

Los análisis efectuados por CASTELARIN *et al.* (1978) para su datación han revelado una edad jurásica. No obstante, dada su posición estratigráfica, se han representado en la leyenda del mapa geológico incluidas en la facies Keuper.

1.3.2. **Jurásico. Margas (8) y dolomías (9)**

Los materiales jurásicos tienen una escasa representación cartográfica en la Hoja, pues se hallan siempre relacionados con los frentes de las escamas cabalgantes y, por ello, siempre se encuentran muy pinzados. Se agrupan en dos niveles: Uno inferior margoso y otro superior dolomítico.

El inferior (8) está compuesto por margas nodulosas y pelitas de color gris oscuro. Existen tan sólo dos pequeños afloramientos situados al SE de Buseu y en Pintina, en la margen izquierda del barranco de Riumajor. Presenta intercalaciones de capas de calizas lumaquélicas formadas exclusivamente por conchas de *Gryphaea (Gryphaea) arcuata* LAMARCK. En las margas se han reconocido *Homoeorhynchia meridionalis* (DESL.), *Lobothyris punctata* (SOW.) y *Pseudogibbirhynchia battalleri* (DUBAR) del Toarcense.

El tramo superior (9) está constituido en su totalidad por dolomías negras, masivas y de grano grueso. Como en gran parte del resto del Prepirineo, por su posición estratigráfica, se han atribuido al Dogger. Afloran en Pinyana y en el barranco de Riumajor.

1.3.3. **Cretácico**

A excepción del área ocupada por los conglomerados terciarios discordantes de la mitad N. de la Hoja, y del ángulo suroccidental ocupado por sedimentos paleocénicos y del Eoceno inferior, la mayor parte de la Hoja de Tremp está integrada por materiales del Cretácico.

1.3.3.1. *Cretácico inferior*

En la Hoja de Tremp existen dos áreas de afloramientos cretácicos con características estratigráficas similares. Paleogeográficamente pertenecen a los dos márgenes de una misma cuenca *rift* cuya orientación es NW-SE. A ambos márgenes de esta cuenca la sedimentación es carbonatada y con frecuentes discordancias que permiten diferenciar unidades sedimentarias. En la parte central, donde el espesor de sedimentos es mucho mayor, la serie es paraconforme y dominante margo caliza.

Mientras el flanco septentrional de la cuenca aflora prácticamente a lo largo de toda la Hoja de Tremp, el meridional lo hace tan sólo en el núcleo del anticlinal de Abella. En la parte centro-oriental existen esporádicos afloramientos de Cretácico inferior, localizados entre las series discordantes del Cretácico superior o entre los conglomerados que forman la molasa pirenaica.

La serie del Cretácico inferior, tanto por su extensión de afloramiento, como por potencia

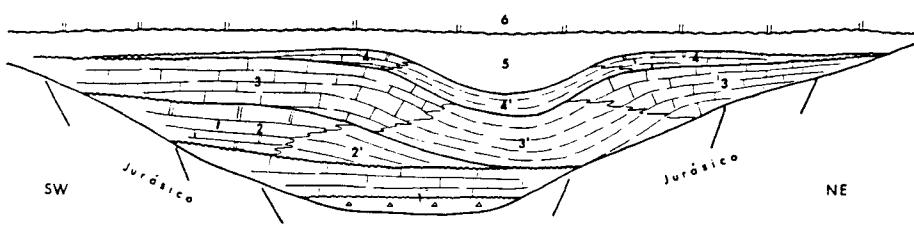


Fig. 3. ESQUEMA INTERPRETATIVO DE LA CUENCA (RIFT) DEL CRETACICO INFERIOR EN EL PREPIRINEO CENTRAL. 1. Calizas de Prada (secuencia de Hostal Nou + Secuencia de Prada): Barremiense. 2. Calizas de Roca Narieda: Aptiense inferior. 2'. Margas de Cabó: Aptiense inferior ($2 + 2' =$ Sc. de Roca Narieda). 3. Calizas de Senyús: Aptiense medio. 3'. Margas de Senyús: Aptiense medio ($3 + 3' =$ Sc. de Senyús). 4. Calizas de Font Bordonera: Aptiense superior. 4'. Margas de Font Bordonera: Aptiense superior ($4 + 4' =$ Sc. de Font Bordonera). 5. Margas de Lluçà (en la parte alta, en el limbo S del graben presentan un tramo de calcarenitas con *glaucony*; en el limbo N conglomerados intraformacionales margo-calcáreos con grandes orbitolinas): Albiense. 6. Calizas con prealveolinas del Cenomaniano superior.

y representación temporal, posee mucho mayor desarrollo en la Hoja contigua oriental de Organyà (253), donde se sitúa el depocentro de la cuenca y llega a alcanzar los 4.000 m.

Las bases de su estratigrafía han sido establecidas por ROSELL (1967), SOUQUET (1967), GARRIDO (1973), PEYBERNES (1976), ROSELL & LLOMPART (1982), PUIGDEFABREGAS & SOUQUET (1986) y BERASTEGUI *et al.* (1989).

BERASTEGUI *et al.* (1989) diferencian en esta serie seis unidades estratigráficas que han podido distinguirse en la cartografía (fig.3):

1.3.3.1.1. Secuencia de Hostal Nou. Calizas brechoides (10). Portlandiense (?) Valanginiense superior

Unidad litológica más inferior del Cretácico. Está compuesta por una serie brechoides, re sedimentada, de composición carbonática. Al igual que el resto de los tramos infrayacentes del Mesozoico se halla afectada por una intensa tectonización. En el Valle del Segre alcanza una potencia máxima de 125 m. Hacia el E progresivamente se adelgaza hasta desaparecer. En el valle del río Noguera Pallaresa posee tan sólo 25 m de espesor.

1.3.3.1.2. Secuencia de Prada. Calizas y micritas (11). Barremiense

Junto la unidad anterior basal constituyen la «Formación de Prada», definida por MEY *et al.* (1968). Aflora ininterrumpidamente desde el valle del río Flamicell (pueblo de Cérvoles) hasta el extremo oriental de la Hoja. En esta misma dirección desde unos pocos metros va aumentando considerablemente de potencia hasta alcanzar un espesor máximo, en el Valle del Segre, en la Hoja de Organyà, de 1.500 m. Está formada por calizas, en su gran mayoría micriticas, con escasos restos fósiles y, localmente, abundantes restos carbonosos. Estos restos le imprimen coloración gris oscura. Su estratificación es de gruesa a masiva.

1.3.3.1.3. Secuencia de Roca Narieda. Margas (12). Aptiense

Unidad carbonatada de origen coralino, desarrollada tan sólo en el flanco S de la cuenca que hacia las partes distales (centro de la cuenca) pasa transicionalmente a las «Margas de Cabó». Estas margas, ya nodulosas, ya astilosas, grises, con localmente restos fósiles aislados comúnmente ammonítidos, son las que afloran en el ámbito de la Hoja.

1.3.3.1.4. Secuencias de Senyús y Font Bordonera. Calizas (13). Aptiense

Están formadas por dos plataformas de carbonatos, desarrolladas a ambos márgenes de la cuenca que, hacia el centro, van pasando a materiales margosos grises que reciben la denominación formal de «Margas de Senyús». Las calizas incluyen rudistas (facies urgonianas), orbitolinas y grandes ostreidos. En la presa de Senterada, en el río Flamicell, aflora un espesor de unos 170 m. En el ámbito de la Hoja la diferenciación cartográfica es imposible, aunque la primera es más antigua que la segunda y la superficie de separación entre ambas corresponde a una discordancia.

1.3.3.1.5. Secuencia de Lluçá. Margas grises (14), y calcarenitas y margas con «glaucony» (15). Albiense

Está formada por una serie dominanteamente margosa que en la localidad tipo, valle del río Flamicell, posee un espesor de 170 m, e incluye niveles con abundante fauna entre la que dominan los ammonites piritosos. En el anticinal de Abella poseen un espesor de unos 600 m, de los cuales el centenar más alto aflorado corresponde al tramo de margas con abundantes niveles intercalados de calcarenitas bioclásticas con «glaucony».

1.3.3.1.6. Afloramientos de Pinyana-Adons. Calizas (13), y calizas margo nodulosas (16). Aptiense y Albiense superior, respectivamente.

Estos pequeños afloramientos, situados en el extremo Noroccidental de la Hoja, forman parte de dos láminas cabalgantes distintas de la zona de Les Nogueras; por tanto, ambas unidades cartográficas están separadas tectónicamente y poseen una edad, asimismo, distinta.

La más inferior, caliza, es de edad Aptiense y yace discordantemente sobre las dolomías negras atribuidas al Dogger.

La superior está formada por calizas margo nodulosas y pelíticas con orbitolinas cuya edad es Albiense superior. Esta presenta dos tipos de facies, distribuidas de N a S y transicionales en el espacio. Ambas poseen igual litología y se diferencian en que, hacia el N, las estructuras de inestabilidad sedimentaria (discordancias de *slump* y de *slump scar*) son cada vez más frecuentes hasta que las margas nodulosas se convierten en un verdadero conglomerado intraformacional. Por el contrario, hacia el S, la estratificación es más regular, alternando las pelitas grises con las margas calcáreo-nodulosas, asimismo grises y con páginas amarillentas. Su yacente y techo no afloran en el ámbito de la Hoja, aunque pueden estudiarse al W, en el Valle de Noguera Ribagorzana (corte de Escalés).

1.3.3.2. Cretácico superior

Los materiales del Cretácico superior de la Hoja de Tremp poseen un importante desarrollo en potencia y una gran variedad de facies que, junto con la buena calidad de sus afloramientos, han incentivado su estudio. Unido a esta variedad de facies existe una variedad de faunas, macro y microfaunas, tentación de paleontólogos y colecciónistas.

La evolución de los conocimientos sobre el Cretácico superior de la Hoja es fruto de numerosas publicaciones. Entre éstas, representan verdaderos mojones las tesis de ROSELL (1963, publicada en 1967) y de SOUQUET (1967) que sientan las bases bioestratigráficas de la zona, la tesis de GARRIDO (1973) que marca el inicio de los estudios de tectónica sín-sedimentaria, y el trabajo de MEY *et al.* (1968) que define las unidades litoestratigráficas. Los trabajos sobre las facies de estas unidades litoestratigráficas son, por lo general, muy detallados y de carácter local. Por su amplitud, ya que abarca la mayoría de los sedimentos del Cretácico superior de esta zona, cabe citar el de NAGTEGAAL (1972). La bioestratigrafía de estas unidades lito-

estratigráficas, en base a la distribución de los foraminíferos planctónicos es perfeccionada por GOMEZ-GARRIDO (1989). Y, finalmente, los estudios de la estratigrafía secuencial, tiene su punto de partida en SIMO (1985) y PUIGDEFABREGAS & SOUQUET (1986).

1.3.3.2.1. Cenomaniense Superior-Turonense-Coniaciense-Santonense Inferior

El Cretácico superior se inicia con un período de sedimentación carbonatada que abarca desde el Cenomaniense superior hasta parte del Santonense. A excepción de los carbonatos basales aflorantes en gran parte del Prepirineo central, el resto de plataformas carbonatadas poseen un desarrollo local, a veces limitado al ámbito de la Hoja.

Una vez depositadas las calizas de la base de la Formación Reguart (MEY *et al.*, 1967), de edad Cenomaniense superior existe un fuerte y diferencial movimiento de la lámina cabalgante de Boixols que se traduce en una desigual distribución de las facies.

Sobre estas calizas, en discordancia, durante el Turonense, Coniaciense y parte del Santonense, se construyeron las plataformas carbonatadas de la parte alta de la Formación Santa Fe, y del complejo calizo de Collades de Basturs-St. Cornelí. Estas plataformas se desarrollaron en el flanco N y en el S de la lámina cabalgante de Boixols, coincidentes con los flancos del sinclinal de Carreu.

A causa del movimiento diferencial de la lámina cabalgante, la instalación, crecimiento, dirección de propagación, etc., de cada plataforma es distinto. Estas plataformas yacen sobre las calizas con prealveolinas y se hallan fosilizadas discordantemente por las «Margas de Micraster» *s. str.* La distribución espacial de estas plataformas, así como su edad, ha sido establecida por GALLEMI (1983). La interpretación secuencial de estos sedimentos carbonatados se debe a SIMO (1985, 1986, y 1989).

Este último autor distingue en estos carbonatos dos secuencias deposicionales (aparte las calizas que forman la base del escarpe más alto de la sierra de Carreu, que califica de secuencia deposicional de Santa Fe): La inferior, que yace sobre las margas turonienses, la denomina secuencia del Congost (referida al Congost d'Erinyà, donde alfora en el valle del río Flamicell). Y la superior, secuencia de St. Cornelí, por formar el núcleo del anticlinal frontal de la lámina cabalgante de Boixols que da a la montaña de St. Cornelí.

1.3.3.2.1.1. Secuencia deposicional de Sta. Fe. Calizas con prealveolinas (17). CENOMANIENSE SUPERIOR

El nombre deriva de la ermita existente en lo alto de la montaña de Santa Fe de Organyà. Esta montaña corresponde a un sinclinal «colgado», cuya prolongación hacia la Hoja de Tremp es el sinclinal de Carreu, en cuyo flanco S se sitúa el corte del «Pas de Castellnou», al N de Cal Girbàs.

Posee un espesor que oscila entre 27 m en el valle del río Flamicell y 50 m en el «Pas de Castellnou».

En este último afloramiento la serie está formada por calizas dominante mente micríticas con abundancia de prealveolinas y de miliólidos. Presenta, en la base, una intensa bioturbación. Las juntas de estratificación, algo margosas con nodulizaciones y costrificaciones de hierro, indican hiatos sedimentarios más o menos prolongados. Su edad es Cenomaniense superior (clásicamente así asignada por la presencia de prealveolinas).

En el valle del río Flamisell, uno de los afloramientos más accesibles, posee características litológicas y contenido faunístico similares a los del afloramiento antes descrito.

Aflora en el Congost de Collegats, entre los conglomerados oligocénicos, junto al barranco de l'Infern y, más al W, en el pueblo de Peracalç, donde esta barra caliza se repite tectónicamente.

Estas calizas afloran, además, en la «base» de los conglomerados de la Sierra de Lleràs, en las inmediaciones de la cabecera del barranco de Serradell y al W del pueblo de Espluga de Serra. En ambas localidades las facies y fauna son similares a los afloramientos descritos. No obstante, su posición entre las turbiditas campanienses y los conglomerados oligocénicos, hace pensar que podría tratarse de grandes olistolitos incluidos en la serie turbidítica y relacionados genéticamente con el cabalgamiento frontal de la lámina de Boixols, traducido en este extremo occidental de la Hoja en un cabalgamiento ciego. La posición estratigráfica en un análisis secuencial de las marga-calizas nodulosas, pertenecientes tectónicamente a láminas cabalgantes de Les Nogueres, en los afloramientos de Adons y Pinyana, asimismo de edad Cenomaniense, debe buscarse en la Hoja contigua de Arén, núm. 251, y concretamente en el corte del Valle del río Noguera Ribagorzana, en el Congost d'Escales.

1.3.3.2.1.2. Secuencia deposicional del Congost d'Erinyà. Margas nodulares (18) y calizas arrecifales (19). TURONIENSE

Esta serie caliza, limitada en base y techo por sendas superficies de discordancia, posee un desarrollo similar a ambos flancos de la lámina cabalgante de Boixols-St. Cornelí. En el flanco N, no obstante, yace sobre un nivel de margas nodulosas que se ha individualizado en la cartografía, de edad ligeramente anterior, pero pertenecientes a la misma secuencia deposicional.

En el flanco S de esta lámina estas calizas forman la parte más alta de la sierra de Carreu, dando lugar a un escarpe que dibuja el cierre pericinal de Abella. En estas calizas (pelsparitas y pelmicritas con miliólidos) pueden observarse («cinglera» de Gallinova) las líneas de programación que están claramente orientadas hacia el NW. En las inmediaciones de Cal Girbàs están formadas por dos plataformas calizas (dos secuencias deposicionales de orden inferior) progradantes al NW, de 35 m la inferior, y 75 m, como mínimo, la superior. Su estratificación es masiva. Se hallan separadas por un nivel de unos 10 m de espesor, calizo algo margoso, con estratificación mediana.

Al N del sinclinal de Carreu estas calizas, en gran parte fosilizadas por los conglomerados molásicos, afloran en la falda y parte más alta de la sierra de Boumont.

En el flanco N, en el Congost d'Erinyà, donde el espesor es de unos 115 m, este comple-

jo arrecifal yace sobre las margocalizas nodulosas de edad Turoniense. El plano de discordancia superior se halla fosilizado por un conglomerado intraformacional con corales que aflora junto al puente que cruza el río Flamicell, en la bifurcación de las dos carreteras que conducen a La Pobla de Segur. Esta plataforma arrecifal fue estudiada con todo detalle por NAGTE-GAAL (1972).

Este complejo arrecifal tiene su continuidad hacia el W en la sierra de St. Gervàs. Las calizas que resaltan en la parte alta de la misma dando un abrupto escarpe, que corona la sierra, y su yacente margo noduloso, ambos de edad Turoniense, pertenecen a esta misma secuencia deposicional.

1.3.3.2.1.3. Secuencia deposicional de St. Cornelí (Sensu SIMO, *op. cit.*)

Está formada por una serie de plataformas carbonatadas de características litológicas distintas, que se hallan limitadas por superficies de discordancia claramente visibles en cartografía. Afloran tan sólo en el extremo suroriental de la Hoja, adquiriendo un mayor desarrollo en el flanco N que en el S del anticlinal de St. Cornelí. Solamente parte de la tercera de estas plataformas posee representación en la serie del Congost d'Eriñà, situada en la margen N de la lámina cabalgante de Boixols.

Estas plataformas, que se han diferenciado en la cartografía, de la inferior a la superior, son:

a) *Calizas, calcarenitas y margas del S de Montagut (20). Coniaciense*

La serie más representativa puede realizarse desde el S del pico Montagut hasta la collada de Gaçó, límite del parque natural de Boumort. Estas calizas, calcarenitas y margas forman el flanco S del sinclinal de Carreu en la sierra del mismo nombre. En el N se hallan cubiertas por los conglomerados terciarios discordantes, aflorando tan sólo en las inmediaciones del Clot de Moreu (bifurcación de la pista de Carreu con la que conduce a la casa de Hortó y del Pla del Trò). Se extienden desde St. Cornelí hacia el E, sobre pasando el límite oriental de la Hoja.

Su coloración amarronada destaca de los tonos grises de su yacente y techo. Su estratificación es dominantemente mediana y, asimismo, destaca de la gruesa a masiva de su yacente y techo.

Descansa sobre una superficie ferrolítica desarrollada sobre las calizas que caracterizan la secuencia deposicional del «Congost d'Eriñà».

Al S del cerro de Montagut está formada por 160 m de calizas algo ocres o rojizas con pátinas ligeramente amarronadas o amarillentas. Se hallan organizadas en ciclos de somerización, con un término inferior calcáreo margoso y uno superior calcarenítico y bioclástico con estratificación *hummocky*.

Las dataciones, en base a la microfauna, realizadas en la serie de Montagut permiten su atribución al Coniaciense.

b) *Calizas y margas de Montagut* (21). Coniaciense superior-Santonense inferior

Las calizas que forman esta plataforma aflora en el cerro de Montagut en el flanco N del anticinal de St. Corneli, donde el río Carreu se encaja profundamente erosionándolas. Hacia el E van pasando gradualmente a la escala del afloramiento, a las margas que ocupan el eje del sinclinal de Carreu (margas de Prats de Carreu). Por su lito y biofacies se han confundido frecuentemente con las típicas margas con Micraster de edad posterior.

Las calizas son grises, masivas, con restos de fósiles silicificados (equinídos, esponjas, radiolítidos, inocerámidos, etc.) de edad Santoniense inferior. Poseen una potencia de unos 210 m.

c) *Calcareitas y margas de Aramunt Vell* (22). Santoniense inferior

Corresponde a una plataforma afectada constantemente por la tectónica sinsedimentaria como atestigua la presencia de frecuentes discordancias intraformacionales. Aflora en los flancos N y S del anticinal de St. Corneli, en el pueblo de Hortoneda, en el barranco situado inmediatamente al N del pueblo. Fosilizan parcialmente el frente de la lámina cabalgante de Boixols, convirtiéndolo en un cabalgamiento ciego. Forma la mayor parte de la montaña de St. Corneli dibujando el cierre periclinal del anticinal.

En general está compuesta por unos 100 m de calcarenitas, margo calizas y margas. Prograda hacia el E y NE, dirección en la cual se produce el cambio lateral de facies de calizas a margas nodulosas con equinídos irregulares, esponjas y braquiópodos, es decir, a facies típicas de plataforma externa.

Está formada por una serie de ciclos en los que pueden diferenciarse dos términos: uno inferior calcáreo margo noduloso, gris, con pátina amarillenta y uno superior calcarenítico, generalmente de tonos amarronados, grises en fractura fresca. Este término calcarenítico posee una marcada estratificación *kummocky*. Estos ciclos, con un espesor del orden de la decena de m, presentan, a veces a techo (superficie de *flooding*), una intensa bioturbación, y, localmente, una anómala concentración de radiolítidos silicificados. Aparte de los radiolíticos, que dominan sobre el resto de la fauna, incluyen, en menor proporción, esponjas y equinídos. Hacia la parte alta de la serie presenta abundantes Lacazina. Su edad es Santoniense inferior. Una de las características más notables de esta serie, en el flanco N, es la existencia, asociada al movimiento de la falla de Collades-Vilanoveta, de cicatrices de *slumping* con la falla lítrica preservada y la colada de carbonatos en parte convertida en un verdadero *debris flow*, resedimentada a pocos metros de la cicatriz, así como al E de Vilamoreta de Aramunt de abundantes discordancias intraformacionales (*slump scars*).

d) *Margas de Herbasavina* (23) y *Calizas* (24). Santoniense medio

Corresponde a una unidad margosa con abundantes equinídos irregulares y probablemente con poco desarrollo en extensión y potencia, aunque esto sea difícil de evaluar por hallarse parcialmente cubierta por conglomerados terciarios y por hallarse limitada, a techo y muro, por discordancias. Estas margas, en parte, equivalentes a las «Arcillas de Herbasavina»

descritas por SIMO (1985), cuyo alforamiento tipo se halla en el flanco N del anticlinal de St. Cornelí. Además, afloran, en el flanco S del anticlinal, en Hortoneda y en el Congost d'Erinyà en el valle del río Flamicell.

En el flanco N, al N del cerro Montagut, afloran unos 25 m de margas nodulosas con equinidos e inocerámidos con intercalaciones más calcáreas de niveles bioconstruidos con corales coloniales e hipurítidos de grandes dimensiones en posición de vida. Estos fósiles se hallan en gran parte silicificados.

En el flanco S esta secuencia se halla fosilizando gran parte del frente de la lámina cabalgante de Boixols. Al igual que en el flanco N, en la parte occidental dominan las facies más calcáreas y en la oriental las más margosas. A esta serie, dominantemente margosa, se le intercalan «lentejones» de calizas coralinas (24) y de bancos de rudistas que han sufrido un corto desplazamiento gravitacional como consecuencia del movimiento sinsedimentario del anticlinal. Probablemente proceden del área donde se situaba en aquel momento el eje del anticlinal, lugar en el que se iba generando un relieve. Por su riqueza paleontológica y la buena conservación de los fósiles han sido motivo de reiterados estudios. Entre otros, caben citar las tesis de PONS (1977) y GILI (1983).

En el barranco situado al N del pueblo de Hortoneda, gracias a la erosión del mismo sobre los conglomerados molásicos, afloran dos plataformas carbonatadas separadas por una superficie de discordancia. La superior, claramente arrecifal, con abundantes corales y rudistas silicificados entre los que abundan los hipurítidos de grandes dimensiones, con un espesor mínimo de 50 m, se correlaciona, por posición estratigráfica y contenido faunístico, con esta unidad.

En el Congost d'Erinyà, esta unidad se correlaciona con el tramo de calizas y margas, cuya base la constituyen los conglomerados con corales, que yacen sobre las calizas del congost. Su techo lo forman las calizas con «glaucony» limítrofes con las margas con *Micraster s. str.* de la Formación Anseroles.

1.3.3.2.2. Margas con *micraster s. str.* (25). SANTONIENSE SUPERIOR

Corresponde a una unidad litoestratigráfica margosa, sintectónica, cuyos afloramientos aún dibujan la estructura anticlinal de St. Cornelí pero fosilizan por completo la parte frontal de la lámina cabalgante de Boixols (cabalgamiento ciego de St. Cornelí).

Está limitada a base y techo por dos discordancias, por lo que debe considerarse como una secuencia deposicional (de orden mediano sensu MUTTI, 1989). MEY *et al.* (1968) le dieron a esta unidad margosa el rango litoestratigráfico de Formación Anserola, cuyo nombre procede del barranco de Anseroles, situado inmediatamente al N del pueblo de Erinyà, donde aflora parcialmente.

Está compuesta por margas nodulosas que alternan con pelitas. Hacia la parte alta de la serie, las pelitas, por lo general, van predominando sobre las margas. Presenta frecuentes discordancias intraformacionales, consecuencia de la inestabilidad originada por el movimiento del St. Cornelí en este momento tectónicamente aún muy activo. Hacia la base son muy fre-

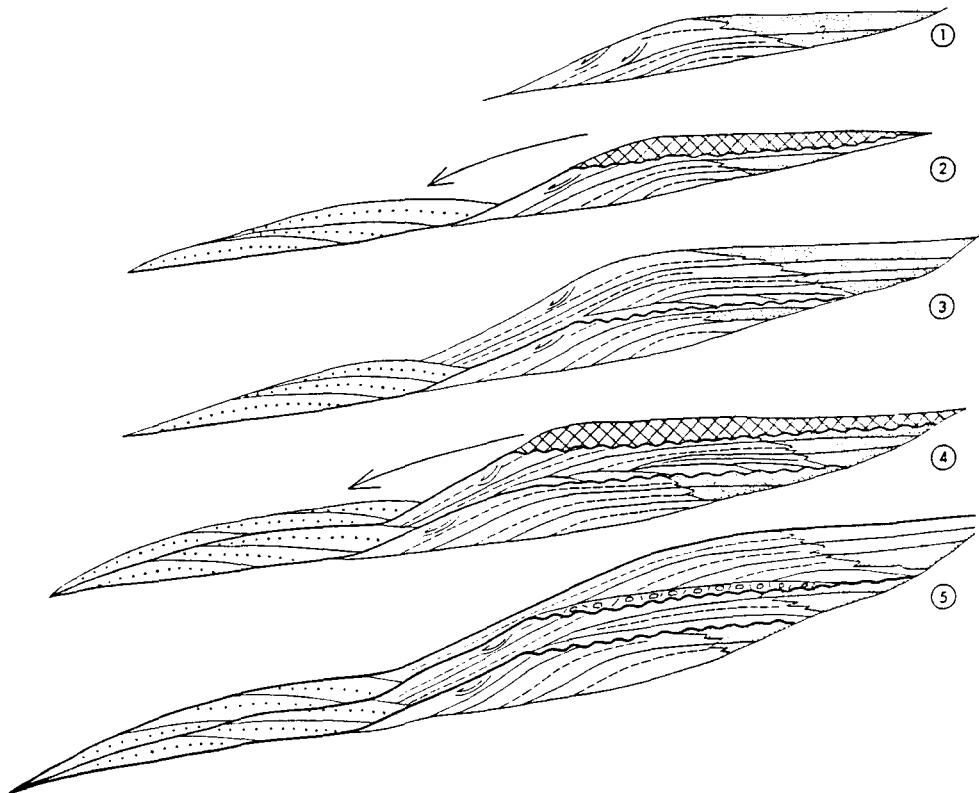


Fig. 4. EVOLUCION DE LA CUENCA SEDIMENTARIA DURANTE EL CAMPANIENSE. *Secuencia inferior:* 1. Sedimentación de las margas con *Micraster* (Fm. *Anseroles*) del Santoniense superior. 2. Bajada rápida del nivel del mar con erosión subaérea y submarina (la superficie de erosión constituye el límite inferior de la secuencia) y resedimentación de los materiales, dando lugar a la serie turbidítico de la Fm. *Vallcarga*. 3. Subida del nivel del mar con regeneración de la plataforma (del barranco de La Podega en el flanco S del anticlinal de St. Cornelí, que hacia el W, en *Espluga de Serra*, está totalmente retrabajada por las tormentas). *Secuencia superior:* 4. Se inicia con una bajada rápida del nivel del mar con una fuerte erosión submarina de la plataforma del barranco de La Podega *Espluga de Serra* y resedimentación de los materiales, dando lugar a un segundo sistema turbidítico de la Fm. *Vallcarga*, sedimentado fuera del ámbito de la hoja. 5. Ascenso del nivel del mar y regeneración de la plataforma con el relleno del «canyon» (nivel olistostómico de *Puigmayons*) y con el restablecimiento de la sedimentación de plataforma con las margas con tempestitas de *Salàs* en la parte externa y el nivel calcarinítico de St. *Cebrià* en la interna, dominado asimismo por tormentas (estratificación *hummocky*). La discordancia del techo de St. *Cebrià* marca el inicio de la compleja secuencia, asimismo de tercer orden, de la Arenisca de *Areny* cuya edad es ya Maastrichtiense.

cuentes y abundantes minerales verdes del grupo «glaucony». Incluyen una gran cantidad de equinídos irregulares (de ahí el nombre de Margas con Micraster), esponjas e inocerámidos y presentan una muy intensa bioturbación.

Esta lito y biofacies, no obstante, es muy característica de las plataformas externas (*sensu* GABALDON, 1989) del Cretácico superior. Ello ha sido la causa por la que en las cartografías, las margas con Micraster se consideraron como una única unidad cronoestratigráfica cuando, en realidad, correspondían a una lito y biofacies característica de un medio sedimentario determinado, a la que hacían transición diversas plataformas separadas en el tiempo.

El techo de esta unidad margosa corresponde a una superficie de erosión muy irregular que es la causante de que su potencia sufra bruscas y fuertes variaciones (en el valle del río Flamicell posee unos 200 m). Además, estas variaciones vienen acusadas por el hecho de que, localmente, una parte importante de estas margas se han redepositado, intercalándose en las turbiditas de la Formación Vallcarga, en forma de *debris flow* y dejando en ellas las cicatrices de eslumpización manifiestas por abundantes discordancias intraformacionales. Probablemente estas coladas fangosas procedían, en su mayoría, del desmantelamiento de la cobertura del St. Cornelí como producto del movimiento que las inestabilizaba.

1.3.3.2.3. Campaniense-Maastrichtiense

Las unidades estratigráficas de esta edad yacen discordantemente sobre la serie infrayacente y, por tanto, fosilizan el anticinal de St. Cornelí y el sinclinal de Carreu. La paleogeografía de la cuenca es consecuencia de la deformación sufrida por la lámina cabalgante de Boixols-St. Cornelí hasta el momento de su colocación (*mise en place*).

Al E de la Cuenca del Tremp hasta el valle del Segre, en la parte oriental de la lámina cabalgante del Montsec, los sedimentos campanienses-maastrichtienses están formados por tres tramos, de orden decamétrico, de areniscas que se superponen a sendos tramos margo-pelíticos a los que hacen transición. Cada dos de estos tramos constituyen una plataforma deltaica limitada, en base y techo, por discordancias. Estas plataformas deltaicas quedan confinadas, paleogeográficamente, en el sinclinal que forman la lámina cabalgante del Montsec, cuyo flanco N limita con las láminas cabalgantes de Boixols y cuyo flanco S lo constituye la actual sierra del Montsec (ROSELL, 1989).

Estas secuencias deposicionales, debido a su situación paleogeográfica, van progradando de E a W; es decir, son cada vez más modernas en esta dirección. Esta progradación a gran escala se manifiesta de la misma manera a pequeña escala, tanto en la distribución de las facies (GHIBAUDO *et al.*, 1974), en la zona tipo de la Formación Areniscas de Areny como la de la microfauna (ELSER, 1982, en la misma área tipo). Estas características han sido constatadas, en el área ocupada por la Hoja, por FONDECAVE WALLEZ *et al.* (1988) y plasmadas en un expresivo cuadro en el que en estos sedimentos, a los que denominan *Areny Group*, diferencian secuencias deposicionales con sus respectivos *systems tract* y establecen su precisa datación.

En el área ocupada por la Hoja de Tremp estas secuencias deposicionales (secuencias medianas *sensu* MUTTI, 1989) quedan bien individualizadas (fig. 4). La inferior (secuencial infe-

rior), no obstante, presenta tan sólo bien desarrollado el *lowstand systems tract*; es decir, la cuña de turbiditas (Miembro Mascarrell, NAGTEGAAL, 1972, de la Formación Vallcarga de MEY *et al.*, 1968). El *highstand systems tract* de esta secuencia lo constituyen, en el extremo oriental de la Hoja, las margas del barranco de La Podega en Mostesquiu, y margas, pelitas y areniscas dominadas por la acción de las tormentas en el extremo occidental.

El techo de esta secuencia inferior se halla afectado por una fuerte erosión, cuya superficie marca el convenio de la secuencia intermedia. Esta superficie se halla cubierta por materiales procedentes de la parcial erosión y resedimentación de las margas del barranco de La Podega de Monstesquiu y de otros sedimentos de origen detrítico costero, dando lugar al nivel «olistostómico» del Miembro Pugmanyons. El *transgresive* y el *highstand systems tract* de la secuencia lo constituyen las margas de Salàs (Miembro Margas de Salàs de NAGTEGAAL, 1972) y el nivel de areniscas de St. Cebrià-St. Pere.

La tercera secuencia deposicional (secuencia superior) estaría formada por las margas de Sta. Engracia y el conjunto de areniscas de Areny *s. str.* El nivel de St. Cebrià-St. Pere, las margas de Santa Engracia y las areniscas de Areny *s. str.*, litoestratigráficamente, constituyen la Formación Areniscas de Areny de MEY *et al.*, 1968.

Secuencia inferior

La forman tres unidades litoestratigráficas cartografiadas; la primera corresponde al cortejo de mar bajo, y las dos restantes, al de mar alto. Turbiditas de Vallcarga, margas del barranco de La Podega en Montesquiu y tempestitas de Esplugue de Serra.

— Miembro Mascarrel de la Formación Vallcarga. Turbiditas. (26) CAMPANIENSE

En conjunto forman una cuña de turbiditas, de 750 m de espesor, que se desarrolla de E a W, iniciándose en el Noguera Pallaresa entre los barrancos de Roc de Santa y el de La Molina en Hortoneda y extendiéndose, hacia el W bajo los conglomerados de la sierra de Lleràs y de Camporàn, sobre pasando el ámbito de la Hoja, en el valle del Noguera Ribagorzana.

Su área fuente correspondía a sistemas deltaicos situados al E de la Conca de Tremp.

Sus características sedimentológicas y petrográficas más importantes se hallan en NAGTEGAAL (1963 y 1972), MUTTI & ROSELL (1968 y 1969) y por VAN HOORN (1970). Recientemente BAAS (1990) ha realizado un estudio de esta serie y la interpreta como depositada por acción de las tormentas.

Las características principales de esta serie turbidítica es el presentar una proporción de pelita en conjunto muy superior a la de arenisca. La estratificación es, a excepción de las coladas fangosas, mediana y fina y tan sólo con alguna capa canaliforme gruesa en la parte más alta de la serie. Las capas, granulométricamente, pueden dividirse en dos grupos: las de granulometría mediana y fina y las groseras, a veces microconglomeráticas. Las primeras de facies D1, D2 y D3 *sensu* MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, definibles como secuencias incompletas de Bouma, y las segundas, de facies B2, tractivas. A ellas se les intercalan abundantes coladas fan-

gosas, cuyos elementos son dominantemente nódulos calcáreo-margosos de la unidad infrayacente «Margas con Micraster» y fragmentos de turbiditas unidos por una matriz pelítico-arenosa.

— *Margas del barranco de La Podega de Montesquiu y Tempestitas de Espluga de Serra.* (27) CAMPANIENSE SUPERIOR

Esta plataforma se halla casi interrumpida por la incisión erosiva del «nivel olistostrómico» de Puigmanyons, que la divide en dos partes: La oriental o de Montesquiu, donde se depositan las margas del barranco de La Podega de Montesquiu, y la occidental o de Espluga de Serra, donde la sedimentación de esta plataforma es en forma de tempestitas.

En el flanco S del anticlinal de St. Corneli, zona de Montesquiu, estas margas yacen sobre las «Margas con Micraster» y se hallan cubiertas, asimismo en contacto discordante, con las margas de la secuencia intermedia. Los productos de la erosión de este tramo margoso se encuentran resedimentados, en gran parte en forma de coladas fangosas, en el «olistostroma» de Puigmanyons. Se trata de margas calcáreas nodulosas alternantes con capas más pelíticas, sedimentadas en la parte distal de una plataforma. Presentan generalmente discordancias intraformacionales (*slump scars*). Incluyen una gran abundancia de inocerámidos, equiníndos y ammonites. Estos fósiles han permitido datarlo como del Campaniense (MARTINEZ, 1982, y LOPEZ, 1986). Poseen un espesor aproximado de 150 m en el barranco de La Podega.

Tanto en el flanco N como en el S del anticlinal de Espluga de Serra, en el valle del río Noguera Ribagorzana, entre las turbiditas de la Fm. Vallcarga y el nivel «olistostrómico» existe una plataforma dominada, en su totalidad, por la acción de las tormentas.

La componen niveles margosos y areniscosos pelíticos. La estratificación dominante de las areniscas es la *hummocky* (exclusiva a no ser por alguna rara capa definible con la secuencia de Bouma).

1.3.3.2.3.1. Secuencia intermedia

En conjunto, esta secuencia deposicional (de orden medio *sensu* MUTTI, 1989) está formada por una incisión erosiva sobre la que descansa sucesivamente el denominado nivel «olistostrómico» de Puigmayons, las margas de Salàs y las areniscas de St. Cebrià-St. Pere.

El límite superior de esta secuencia es la discordancia existente en el techo del nivel de St. Cebrià-St. Pere (MUTTI & SGAVETTI, 1987) visible siguiendo el barranco de Les Bruixes.

— *Nivel olistostrómico.* (28) CAMPANIENSE SUPERIOR

El llamado nivel olistostrómico de Puigmanyons (de cuyo pueblo recibe el nombre) fue definido con la categoría de Miembro por NAGTEGAAL (1972). Repetidamente, en la literatura geológica, se ha venido utilizando la misma nomenclatura y concepto (PUGIDEFABREGAS & SOUQUET, 1986; SIMO, 1985, y SIMO *et al.*, 1985). Su interpretación, a juzgar por los esque-

mas dados por estos autores, es un olistostroma derivado de un solo evento de transporte, sedimentación o, a lo sumo, de varios eventos, aunque siempre en un medio de *debris flow*.

ROSELL *et al.* (1972) estudian con detalle las facies incluidas en este nivel. Presenta facies eslumpizadas junto a *debris flow*, depósitos residuales (conglomeráticos) en canales, turbiditas, etc. Tanto las capas turbidíticas, coladas fangosas, *slumpings*, como las residuales canaliformes, presentan el mismo grado de deformación regional que el resto de serie estratigráfica inmediatamente por encima y por debajo del nivel. Sin duda alguna, se trata de un nivel estratigráfico multievento en el que se depositaron materiales resedimentados de las margas del barranco de la Podega, ya eslumpizados, y en forma de *debris flow*, una sedimentación pelítica masiva (*mud flow* en su mayoría), *debris flow* de cantes rodados extracuencas y fósiles, entre los que abundan los corales, depósitos residuales (cantes y fósiles) producto del lavado de estos *debris flow* y capas de turbiditas, calificadas de *channel levée* en el sentido de MUTTI (1985). Esta asociación de facies poco difiere de las descritas por MUTTI *et al.* (1985), y MUTTI *et al.* (1988) de los canyons del Eoceno pirenaico, donde la erosión ha cortado perpendicularmente las incisiones y la morfología de «canyon» es visible a la escala del afloramiento. ROSELL *et al.* (1985) así lo interpretan, aunque el afloramiento posee un corte más cercano al longitudinal que al transversal, no pudiéndose observar la incisión del valle.

— Margas de Salàs. (29) MAASTRICHTIENSE INFERIOR

Lo constituye un monótono nivel margoso de unos 250 m de espesor.

A estas margas gris-azuladas se les intercalan capas de margo calizas nodulosas y, a veces, de areniscas de grano fino bioturbadas.

Las margocalizas abundan preferentemente hacia la parte alta, mientras que las capas de areniscas (tempestitas), mucho más raras, predominan hacia la parte inferior. Presentan abundantes discordancias intraformacionales interpretadas como *slump scars* visibles a lo largo del barranco de Font Freda al S y E del pueblo de Salàs de Pallars.

— Calcarenitas y margas de St. Cebrià-St. Pere. (30) MAASTRICHTIENSE INFERIOR

Poseen un espesor de 130 m y están formadas por una sucesión de secuencias deposicionales jerárquicamente inferiores (secuencias pequeñas *sensu* MUTTI, 1989) similares a las que pueden diferenciarse en las Areniscas de Areny s. str., aunque aquí mucho menos manifiestas. Cada una de estas secuencias está formada por un nivel de margas y uno de areniscas. Las margas son dominanteamente grises y localmente nodulosas. Las areniscas de grano medio a fino poseen estratificación *hummocky*. Intercaladas en las areniscas, son frecuentes las capas formadas dominanteamente por orbitoides, que han efectuado el papel de clastos y que, asimismo, presentan estratificación *hummocky*.

Hacia el W, en el cerro de la ermita de St. Pere, parte de estos ciclos se hallan eslumpizados hacia el S, dibujando pliegues del orden de la decena a decenas de metros. En esta misma dirección, hacia el techo, presentan intercalados cuerpos de arenisca producto de flujos gravitativos, canaliformes, que se «deshilachan» lateralmente en las margas.

1.3.3.2.3.2. Secuencia Superior

Esta secuencia (mediaña en el sentido de MUTTI, 1989) está formada por dos unidades: las Margas de Santa Engracia y la Arenisca de Areny *s. str.*

Su límite superior de esta secuencia (lo constituye la discordancia existente entre las areniscas de la Formación Areny *s. str.* y las pelitas de la Formación Tremp o nivel inferior de la serie roja de facies Garummiense (MUTTI & SGAVETTI, 1987). Esta discordancia, entre dos lito-logías tan distintas, resalta en la morfología, pues, a su vez, es el límite entre los campos de cultivo del borde N de la Conca de Tremp y las cuestas rojizas, sin vegetación, modelados en las areniscas.

— *Margas de Santa Engracia-Serrat de l'Anganec.* (31) MAASTRICHTIENSE INFERIOR

Es una unidad margo-pelítica en la cual, en unas zonas, dominan las pelitas y en otras las margas. Estas son nodulosas y los nódulos, por lo general, son de caliza margosa. Posee un espesor de unos 150 m.

La frecuencia con que se encuentran las capas de estas calizas margosas o margas intercaladas en las pelitas marcan, hasta cierto punto, una ciclicidad. Cada uno de estos ciclos estaría formado en la base por pelitas y, hacia la parte alta, progresivamente irían aumentando las capas margo calizas. A veces se hallan intensamente bioturbadas y localmente presentan restos de *glaucón* y raros restos de fauna de equinídos, bivalvos y náutiloideos.

En estos sedimentos margosos son frecuentes los niveles eslumpizados y, de una manera especial, las discordancias intraformacionales (*slum scars*).

— *Areniscas de Areny s str.* (32 a 46) MAAESTRICHTIENSE

Como unidad estratigráfica con el rango de formación fue definida por MEY *et al.* (1968) para indicar un conjunto de niveles dominantemente areniscosos que forman al aparato regresivo terminal del Cretácico superior en el Prepirineo central.

En el área ocupada por la Hoja ha sido motivo de estudio, entre otros, por ROSELL (1967), SOUQUET (1967), LOPEZ LOPEZ (1982), NAGTEGAAL *et al.* (1983), SGAVETTI *et al.* (1984), SIMO (1985), PUIGDEFABREGAS & SOUQUET (1986), DIAZ (1987), MUTTI (1989) y MUTTI *et al.* (1989).

La serie estratigráfica de la Arenisca de Areny puede considerarse formada por una sucesión de secuencias deposicionales jerárquicamente inferiores (MUTTI, 1989 las denomina secuencias pequeñas). Cada una de estas secuencias, mínimamente, está formada por dos unidades litoestratigráficas cartografiadas, una margosa inferior y una areniscosa superior. La margosa de la cual cartográficamente se han distinguido las siguientes unidades (33, 35, 39, 41, 43, 45) posee un espesor que puede oscilar entre una decena y un centenar de metros y dimensiones parecidas pueden darse para la areniscosa, de la que también en la cartografía se han individualizado la mayor parte de ellas (32, 34, 36, 37, 38, 40, 42, 44, 46). El contacto entre ambas es transicional. Generalmente están compuestas por varios ciclos de facies.

La disposición en cuña de esta unidad adelgazándose hacia el anticlinal de St. Cornelius, junto a la erosión más o menos importante que separa cada una de estas secuencias, que origina acortamientos bruscos, son la causa de que el espesor total medido realmente (unos 450 m) sea tan sólo indicativo y muy inferior a las sumas parciales de las máximas potencias de cada una de las unidades cartográficas.

Los niveles de areniscas, desde la parte proximal a la parte distal, presentan facies muy variadas. En este mismo sentido disminuye progresivamente la granulometría, puesto que, mientras en la parte más oriental, aunque localmente, existen granulometrías microconglomeráticas, en las distales, generalmente, no sobrepasan la de arena de tamaño fino.

Las areniscas están compuestas por dos tipos de granos: intracuencas de composición carbonática y extracuencas silicicálicos. La proporción, entre estos dos grupos de granos, localmente varía. Esta variación M. MUTTI (1990) la atribuye a causas paleogeográficas producto del momento tectónico y de las variaciones del nivel del mar.

En la parte oriental están formadas por arenas sin matriz pelítica en las que, a veces, puede observarse una estratificación cruzada en surco. Se han interpretado como fluviales retrabajadas por el oleaje (*wave dominated deltas*).

La plataforma más inferior, aflorada entre el embalse y la Tossa en la margen derecha del río y en las inmediaciones del embalse en la margen izquierda, posee una estratificación *hummocky* en la parte inferior, sigmoidal en la media y lenticular en la parte superior. En conjunto está organizada en un ciclo de somerización. Este cuerpo construido por la acción de las mareas, (32) y parcialmente modificado por las tormentas, se correlaciona con facilidad a lo largo de sus afloramientos.

Estas areniscas, de la parte proximal a la distal, van poseyendo cada vez una estratificación más delgada y manifiesta, al mismo tiempo que el oleaje, originado por tormentas, llega a ser el único móvil de transporte sedimentación existente. En las partes más distales, pues, la única estructura sedimentaria observable es la estratificación de tipo *hummocky*. Más distalmente aún la estratificación va siendo más delgada y formada por una alternancia de areniscas finas y pelitas producto de la sedimentación a partir de flujos gravitativos.

La distribución de facies de la plataforma interna a la externa originada por las tormentas es similar a la propuesta por GABALDON (1990).

En este mismo sentido, de proximal a distal, va aumentando el grado de bioturbación de los materiales, así como los restos de fauna. En estas partes distales, por lo general, las capas se hallan bioturbadas en su totalidad. La fauna más frecuente corresponde a equinídos irregulares, braquíópodos (rinconelídos) y ostreídos (*Pycnodonte* y *Lopha*).

En estas partes distales donde, coincidentes con momentos de bajada relativa del nivel del mar y, por lo tanto, con el inicio de una secuencia, existen fuertes erosiones, que a veces afectan a más de una de estas plataformas, originadas en fallas lísticas cuyo material deslizado da lugar a suspensiones turbulentas de origen y desarrollo muy locales.

Estas turbiditas se depositaron en pequeñas depresiones excavadas en pelitas que les con-

fieren un aspecto canaliforme. A veces estos pseudocanales aparecen imbricados, trasladados en el espacio y tiempo.

Los más importantes niveles turbidíticos aflorados en la Hoja y que han sido separados en la cartografía son en la base de las areniscas (40) del cerro Roca Foradada en las inmediaciones de La Font de La Coma cuya prolongación en la margen derecha del embalse lo constituye el afloramiento de la carretera de Tremp a La Pobla de Segur, en las inmediaciones del Camping Gasset (39). En la margen izquierda bajo las areniscas del Cerro Neret (42) existe un pequeño afloramiento de estas facies (41). Y, entre el caserío de Castilló y el pueblo de Santa Engracia, bajo el nivel de areniscas sobre el que se asienta este pueblo (44) existe el afloramiento más alto de estas facies compuestas por flujos gravitativos (43).

1.3.3.2.4. Maastrichtiense superior-Paleoceno. Facies Garumniense.

Las facies Garum o «Garumniense» son un conjunto de capas rojas de transición entre el Mesozoico y el Cenozoico (Cretácico superior y Paleoceno). Alcanza un mayor desarrollo en potencia, y sobre todo en superficie de afloramiento, en la Hoja contigua de Isona (290).

Ha sido estudiado desde puntos de vista muy diferentes. Los primeros trabajos prestan atención, sobre todo, a la situación estratigráfica exacta de las capas rojas que integran la serie, VIDAL (1873 y 1875), DALLONI (1930), BATALLER (1958), LIBEAU (1967), ROSELL (1967), y PLAZIAT (1984). Más tarde, NAGTEGAAL (1972), MASRIERA & ULLASTRE (1981, 1982, 1989 y 1990) y KRAUSS (1989) derivan la atención hacia el análisis de las características sedimentológicas de estos materiales terrígenos. Las evaporitas que presenta esta serie, intercaladas en la parte alta, han sido motivo de estudio por parte de GARCIA VEIGAS (1988).

Desde el punto de vista paleontológico, estas capas rojas presentan restos de dinosaurios y carofitas. Los primeros fueron estudiados por LAPPARENT & AGUIRRE (1956), LLOMPART *et al.* (1984) y CASANOVAS *et al.* (1987), mientras que las caráceas han sido estudiadas por FEIST & COLOMBO (1983).

Globalmente estas capas rojas han sido definidas formalmente, por MEY *et al.* (1968), como Formación Tremp.

Las facies Gaumniense afloran en el ángulo suroccidental de la Hoja donde alcanzan un espesor total de 525 m. Esta serie estratigráfica, en base a sus facies, se ha dividido en cuatro Unidades: Unidad del Baranco de Serós, dominante mente pelítica; sistema aluvial de Talar, conglomerática y areniscosa; tramo de St. Sebastiá, pelítico con paleosuelos y niveles de areniscas intercalados y abundante Microcodium; y sistema aluvial de Claret, fundamentalmente pelítico con intercalaciones de areniscas y evapaoritas. Probablemente la unidad inferior corresponde al Cretácico terminal (Maastrichtiense superior) en base a los restos de dinosaurios que incluye. La segunda y la tercera, con Microcodium, al Paleoceno (Daniense), y la cuarta al Paleoceno superior (Thanetiense).

La serie Gerumniense de la Hoja de Tremp se ha depositado en un medio aluvial de clima húmedo en el que abundan los canales meandriformes y, sobre todo, los niveles de desbordamiento. Este dispositivo sedimentario se mantendría durante todo el tiempo que abarca el

Garumniense, variando tan sólo el ritmo de la subsidencia. Los dos momentos de máxima ralentización coincidirían, el primero, con el tránsito Secundario-Terciario (sistema aluvial de Talarn) y, el segundo, con el tránsito Paleoceno/Eoceno (sistema aluvial de Claret).

— *Unidad del Barranco de Serós. Pelitas rojas, paleosuelos y areniscas (47), y calizas lacustres (48). MAASTRICHTIENSE SUPERIOR.*

Aflora en una franja que desde el extremo E del pueblo de Tremp, pasando por el límite N del pueblo de Talarn, sigue hacia el de Grup formando la margen derecha del barranco de Serós. Posee una potencia de 165 m.

El contacto inferior con la Formación Areniscas de Areny es discordante, fosilizando una superficie ferruginosa desarrollada en el techo de la formación subyacente.

La serie es dominantemente pelítico-rojiza. Presenta, localmente, paleosuelos con abundantes nódulos de caliche y delgadas capas de areniscas bioturbadas, por lo general de granulometría fina y con geometría canaliforme. Asimismo, la serie intercala niveles de calizas lacustres (extremo centromeridional de la Hoja), que por su entidad se han diferenciado en la cartografía (48). En conjunto, la serie debe interpretarse como depositada en un medio fluvial meandriforme en áreas de desbordamiento de canales esporádicos y limitadas cuencas lacustres.

1.3.3.2.4.1. Sistema aluvial de Talarn. Conglomerados, areniscas y paleosuelos (49). DANIENSE.

En contacto erosivo y discordante sobre la unidad subyacente, este sistema aluvial de 50 m de potencia comienza por una serie de paleocanales arenosos y conglomeráticos intercalados en pelitas con paleosuelos (49). Aunque litológicamente diferente, desde el punto de vista sedimentológico esta unidad cartográfica es análoga a la anterior.

La aparición y frecuencia de paleocanales prodría atribuirse a un cambio en la relación subsidencia/sedimentación, probablemente por «ralentización» de la velocidad de subsidencia. El contacto entre ambas unidades es discordante, lo que hace pensar que corresponden a diferentes secuencias deposicionales. La discordancia coincide con la superficie limítrofe entre el Cretácico y el Paleoceno.

Las características sedimentológicas de estos canales han sido estudiadas por CUEVAS et al. (1989) y por KRAUSS (1989). La geometría de los canales presenta una marcada acreción lateral, estando constituidos por un solo ciclo estrato y grano decreciente. Estas dos características son en conjunto diagnósticas de las barras de meandro.

El intervalo conglomerático presente en la mayor parte de la base de los paleocanales correspondería a un depósito residual, y el arenoso con estratificación cruzada a gran escala y con planos de acreción lateral, a una barra de meandro. Estos paleocanales conglomeráticos y arenosos se hallan intercalados en pelitas con resto de paleosuelos, que representan la sedimentación en las llanuras de inundación.

1.3.3.2.4.2. Tramo de St. Sebastià. Pelitas rojas con paleosuelos y areniscas (50) y evaporitas (51). DANIENSE.

Esta unidad, fundamentalmente pelítica, está caracterizada por la gran abundancia de *Microodium* y la aparición de yesos, siendo la potencia del conjunto de unos 275 m.

La transición con el nivel de Talarin es gradual marcada por la frecuencia de los canales con respecto a los depósitos de desbordamiento. Si se exceptúan los canales existentes en los alrededores de la Ermita de St. Sebastià, la serie puede considerarse como pelítica, con una gran abundancia de paleosuelos con nodulizaciones de carbonato y/o yeso.

Hacia la parte alta de la serie existen unos lentejones de evaporitas con un espesor máximo de 10 m, que fueron motivo de explotación para yesos y escayolas. Según GARCIA VEIGAS (1988), se han depositado en facies evaporíticas intrasedimentarias en cuencas lacustres relacionadas con áreas endorreicas y efímeras. Las salmueras procederían del reciclaje de las formaciones evaporíticas triásicas.

1.3.3.2.4.3. Sistema aluvial de Claret. Pelitas con intercalaciones de areniscas y de evaporitas (52). THANETIENSE.

Se caracteriza por estar formado por una serie pelítica, ya rojiza, ya amarillenta, que se halla afectada con mayor o menor intensidad por procesos de edafización.

Su base la constituyen las evaporitas y su techo el momento en que las pelitas poseen coloraciones grises y hacen su aparición faunas marinas. Este momento, en la parte N de los afloramientos coincide con un nivel canaliforme conglomerático y arenoso que separa ambas series pelíticas.

A esta serie pelítica de 60 m de potencia se le intercalan cuerpos areniscosos y localmente conglomeráticos. Los conglomeráticos, por lo general, representan el depósito residual de un canal testigo de una fuerte actividad como mecanismo de transporte. Los de areniscas o corresponden a niveles con organización de facies de levées o a capas de desbordamiento. La abundancia y desarrollo de estos depósitos, residuales y de levées y desbordamiento, indican que el transporte de arena por este medio fluvial, durante esta época, fue muy activo.

1.4. TERCARIO

A excepción de la parte alta del tramo Garumniense, de edad paleocena y significación sedimentológica y tectosedimentaria muy diferentes, los sedimentos ilerdienses, constituyen los materiales más antiguos afectados sintectónicamente por las fases orogénicas eocénicas y son los sedimentos marinos más recientes aflorados en este área del Prepirineo.

La unidad más moderna está formada por grandes masas de conglomerados, discordantes sobre las series anteriores, cuya edad va desde el Eoceno más alto al Oligoceno probablemente terminal. Estos conglomerados constituyen la verdadera «molasa» del Prepirineo alpino.

1.4.1. Ilerdiense

Este piso, definido por SCHAUB & HOTTINGER (1960) en base a la distribución temporal de macroforaminíferos, posee como estrato tipo la Conca de Tremp y concretamente el corte que puede realizarse siguiendo la carretera de Tremp a Benabarre, entre el pueblo de Claret y el Coll de Motlobar. Abarca un espacio de tiempo de 5 m.a. (entre -51 y -56 m.a.), equivalente a la parte baja del Ypresiense y a la más alta del Thanetiense, o sea, a caballo entre el Paleoceno superior y el Eoceno inferior. Más tarde este corte ha sido motivo de estudios detallados por parte de diversos autores y bajo puntos de vista diferentes. Entre los de índole principalmente bioestratigráfico y paleoecológico cabe citar los trabajos de LUTERBACHER (1973), FERRER *et al.* (1973), DE RENZI (1971), CARO (1973), WILCOXON (1973) y GAEMERS (1978); y entre los que poseen como finalidad la descripción de facies, dentro de un análisis de cuenca del Paleógeno de esta zona prepirenaica, los de LUTERBACHER (1970), WILCOXON (1973) y GAEMERS (1978); y entre los que poseen como finalidad la descripción de facies, dentro de un análisis de cuenca del Paleógeno de esta zona prepirenaica, los de LUTERBACHER (1970, 1973), MUTTI *et al.* (1972), NIO & NIJMAN (1975), FONNESU (1984), y MUTTI *et al.* (1988).

Los materiales ilterdiensis de la Conca de Tremp se han depositado en un golfo abierto entre dos márgenes móviles que condicionaron la paleogeografía. Estos márgenes son: la lámina cabalgante del Montsec al S y la lámina cabalgante de Boixols al N, fosilizada por los materiales que forman la sierra de Neret - Santa Engracia del Cretácico superior.

En ambos márgenes, y originados en momentos relativos de bajadas del nivel del mar, existen frecuentes discordancias que implican pequeñas lagunas estratigráficas. Estos momentos de paro sedimentario en los márgenes coinciden con una sedimentación siliciclastica en las partes centrales de la cuenca. En momentos de nivel del mar relativamente alto, la sedimentación es dominantemente carbonatada expansiva hacia los bordes y, por lo general, continua hacia el eje de esta cuenca.

Los depósitos ilterdienses, en la Hoja de Tremp, ocupan un pequeño sector en el ángulo suroccidental de la misma, no alcanzando la sección tipo de este piso que se localiza en la Hoja de Benabarre núm. 289, situada inmediatamente al S. La serie mejor aflorada en la Hoja es la parcial de St. Andrià (cuyo techo está cubierto discordantemente por los conglomerados terciarios post-pirenaicos). Ha sido estudiada por LUTERBACHER (1973), especialmente dedicado a su contenido fósil, y por FONNESU (1984), que describe sus facies con detalle.

El Paleógeno en la Conca de Tremp forma parte de la secuencia deposicional de Figols (MUTTI *et al.* 1988, *sensu* FONNESU, 1984). Se sitúa entre la Formación Tremp o parte alta de las facies Garumnienses en la base y la secuencia de Montaña en el techo de facies fluvio deltaicas. FONNESU (1984), en su tesis, estudia detalladamente la estratigrafía física y las facies de los materiales que constituyen esta secuencia en la Conca de Tremp y áreas inmediatamente vecinas más occidentales. En conjunto, considera esta serie formada por sistemas deposicionales deltaicos con variaciones pequeñas entre ellos en cuanto a su litología y, por lo tanto, a sus facies. De abajo a arriba los denomina: Puigmaçana-Serrat de Cal Senàs, Serra Puit, St. Llúcia, Forals, Mur y Porredó. Estos dos últimos no afloran en el área ocupada por la Hoja de Tremp.

MUTTI (1989) califica la secuencia de Fígols, con los límites establecidos en el párrafo anterior, de Grupo. Divide el Grupo de Fígols en tres secuencias, separadas por discordancias cartográficas. Los límites entre estas secuencias coinciden, en el área de Tremp, con las establecidas por FONNESU (1984). La secuencia inferior (secuencia de Fígols 1, unidades cartográficas 53 y 54) equivaldría al sistema deposicional de Pugmaçana-Serrat de Cal Senàs. La secuencia intermedia (secuencia de Fígols 2, unidades cartográficas 55 y 56), al conjunto de sistemas deposicionales de Serra Puit, Sta. Llúcia y Forals. Y la tercera (secuencia de Fígols 3), a los sistemas deposicionales de Mur y Perrodó, que no afloran en el ámbito de la Hoja.

1.4.1.1. Secuencia Inferior. Areniscas y conglomerados (53) y Pelitas grises con *turritella* (54). ILERDIENSE

En esta área, sobre los materiales del Garummiense superior, con un contacto neto, descansa un nivel de areniscas y conglomerados de 8 m máximo de espesor (53) (localmente evaporitas y/o depósitos de facies pelítico carbonosas atribuidas a pantano) sobre los que yace una potente serie (525 m) margo-pelítica marina (54), depositada en un medio prodeltaico, que LUTERBACHER (1970) calificó de *Turritella shales* por la gran cantidad de ejemplares de este gasterópodo que incluyen. En ellas se intercalan delgados niveles areniscosos y/o de macroforaminíferos (alveolinas y/o nummulites) que resaltan en el relieve por la continuidad de su afloramiento.

Estos niveles, formados a veces por una sola capa, están, en su mayoría, bioturbados y limitados por planos paralelos a la escala del afloramiento. Poseen una composición dominante bioclástica. Estas capas y, a veces grupos, aunque reducidos, de capas, a juzgar por su geometría tabular y su gran continuidad lateral, pueden interpretarse como originadas por tormentas (aunque su estructura interna está borrada por la intensa bioturbación que les afecta). La bioturbación es, a veces, significativa, entre la que destaca la originada por Thalasínidos. Localmente, las pelitas son algo margosas y nodulosas. Esto coincide con un fuerte aumento en el contenido de microfauna en el sedimento.

1.4.1.2. Secuencia intermedia. Areniscas bioclásticas (55) y pelitas grises (56). ILERDIENSE

El nivel de areniscas bioclásticas (55), algo nodulosas, en contacto neto con las pelitas de su yacente, sobre el que asientan los pueblos de Eroles y St. Adrià, de unos 5 m de espesor, constituye la base de la secuencia intermedia (secuencia de Fígols 2). Sobre él yacen 215 m (mínimos aflorados, pues el techo se halla cubierto por los conglomerados postectónicos) de sedimentos pelíticos (56) que presentan intercalaciones de niveles formados por grupos de capas de areniscas, generalmente bioturbadas, interpretadas como ciclos de *crevasses*, de capas de tormentas, asimismo más o menos bioturbadas, y de niveles pelíticos en los que abundan los restos fósiles, peculiarmente los de gasterópodos.

En esta serie se han reconocido las siguientes zonas de Alveolinas: *cucumiformis*, *ellipsoidalis*, *moussouensis*, *carborica* y *trempina*, que caracterizan el llerdiense.

1.4.2. Los conglomerados molásicos

La serie molásica pirenaica, en el ámbito de la Hoja, está formada por grandes complejos de conglomerados del Eoceno superior y Oligoceno, que sobrepasan los 2.000 m de espesor, depositados en una depresión intramontañosa post-orogénica, mediante sistemas de abanicos aluviales. MEY *et al.* (1968) los define como la Formación Collegats.

Desde un punto de vista sedimentológico han sido estudiados por ROSELL & RIBA (1966), ROBLES (1980, 1982 y 1984), ROBLES & ARDEVOL (1984) y recientemente por MELLERE *et al.* (1990) y MELLERE & MARZO (1991). Estos trabajos tratan ampliamente la composición de los cantes, las paleocorrientes y la posición de las áreas fuente, la interpretación de la ciclicidad y los ambientes sedimentarios en que se depositaron y su relación con la tectónica.

Presentan una intercalación de materiales lacustres que han proporcionado una rica fauna de mamíferos. Este nivel lacustre constituye un verdadero jalón cronoestratigráfico, datando, de forma relativa, a los conglomerados de su techo y yacente. La fauna de mamíferos ha sido estudiada principalmente en la tesis de CASANOVAS (1975).

Estas dos unidades de conglomerados, depositados en un medio de abanicos aluviales, separados por un nivel de facies lacustre, responden a dos momentos tectónicos distintos. Ello queda reflejado en la composición de los cantes indicativa de la naturaleza del área fuente.

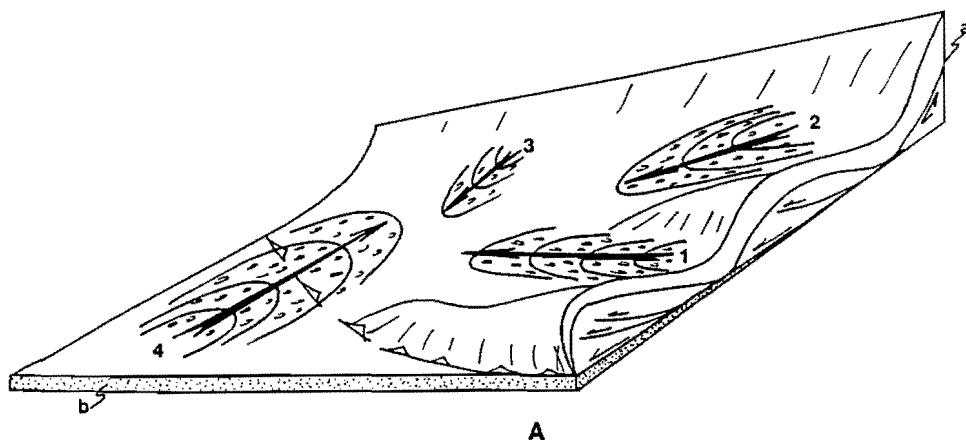
La geometría configuración de la lámina cabalgante de Boixols-St. Cornelí, con los ejes de los pliegues levantados en la parte oriental y hundidos hacia la occidental y con los depósitos fundamentalmente pelíticos del Senoniense superior, ocupando la parte hundida, ha favorecido la excavación de una cubeta. A esta cubeta intramontañosa van a parar los primeros conglomerados procedentes de la erosión de los flancos elevados de la propia lámina cabalgante.

Al mismo tiempo, como producto de la paleogeografía del momento, en su extremo suroccidental, y procedentes de la erosión de los jóvenes relieves originados en el frente de la lámina del Montsec, progradan de S a N; es decir, hacia esta cubeta, una serie de abanicos aluviales que colaboran al relleno de la misma.

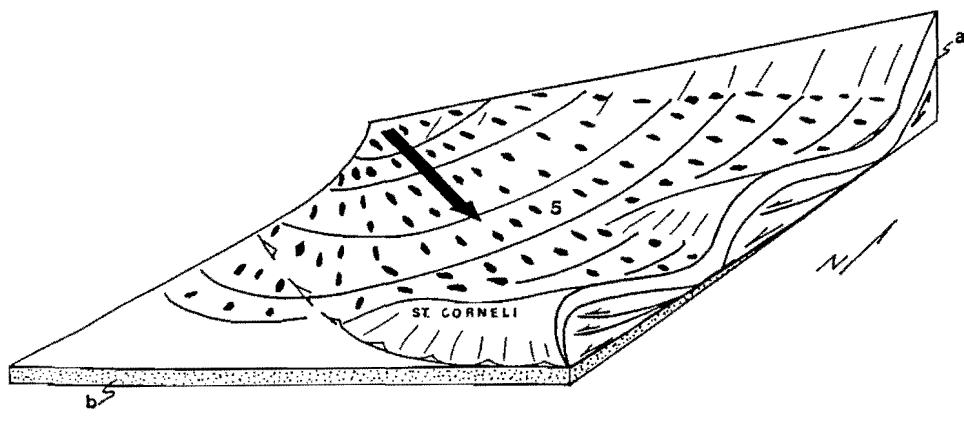
En un momento determinado del relleno tiene lugar la «colocación» de las láminas cabalgantes de «Les Nogueras» o removilización de las mismas y la erosión de estos macizos recién levantados da lugar a un brusco cambio de área fuente con producción de una gran cantidad de cantes, procedentes del N y del NW. Los sistemas de abanicos aluviales van progradando de W a E sobre el nivel lacustre, al mismo tiempo que se interdigitán con los de procedencia local en vías de desaparición.

Los cantes de estos conglomerados acaban por llenar esta cubeta intramontañosa, sobrepasándola, hacia la Depresión del Ebro, donde se depositan las facies más distales de los abanicos.

Los conglomerados con su área fuente en materiales dominanteamente cretácicos de la lámina cabalgante de Boixols-St. Cornelí, forman los conjuntos de abanicos de Herbasavina-St. Martí, de Collegats-Gramuntill y los muy reducidos del congost d'Erinyà. Y los coetáneos de la lámina cabalgante del Montsec, asimismo de cantes cretácicos, constituyen los abanicos de la



A



B

Fig. 5. ESQUEMA INTERPRETATIVO (SIN ESCALA) DE LA PALEOGEOGRAFIA DE LAS LAMINAS CABALGANTES DE BOIXOLS - ST. CORNELI (a) AL SEDIMENTARSE LA MOLASA PIRENAICA. A: 1. Abanicos aluviales de Herbasavina - Claverol. 2. Abanicos de Collegats. 3. Abanicos de Congost d'Erinyà. 4. Abanicos de Gurb. b: Abanicos de Montsor - Serradell - Salàs (5).

sierra de Gurb. Y el complejo de conglomerados, cuya área fuente principal se sitúa en las láminas cabalgantes de Les Nogueras forman los conjuntos de abanicos de sierra de Salàs-Serra-dell-Montsor.

Cada uno de estos sistemas de abanicos (los de área fuente cretácico y los de área fuente permo-triásica y paleozoica) debe corresponder, globalmente, a dos momentos consecutivos de ascenso del nivel de base de las aguas continentales. Nada tendría de extrañar, y a ello apuntan los datos bioestratigráficos, que el techo del nivel lacustre coincida, en esta zona, con el límite entre el Eoceno y el Oligoceno.

1.4.2.1. *Conglomerados cuya área fuente es la lámina de Boixols. Conglomerados Roc d'Herbasavina (57). Conglomerados Roc de Pessonada (58). Conglomerados Roc de St. Martí (59). EOCENO SUPERIOR*

Constituyen los complejos de abanicos aluviales de Herbasavina-Pessonada-St. Martí, siendo éstos muy espectaculares por la calidad y desarrollo de sus afloramientos. Forman tres conjuntos de abanicos progradantes de E a W, cada uno de los cuales debe considerarse como una secuencia deposicional de orden *mediano sensu* MUTTI (1989). A su vez, cada una de estas secuencias está formada por otras de orden más interior (pequeñas en el sentido del autor antes mencionado) equivalentes probablemente a las «macrosecuencias básicas» de ROBLES (1980 y 1982) y a los ciclos reseñados por STEEL *et al.* (1977). Estas secuencias, podrían correlacionarse con las tres secuencias deposicionales distinguidas en las plataformas deltaicas del Eoceno superior del extremo oriental de la Depresión del Ebro.

Los cantos proceden de la erosión de las calizas del Cretácico inferior y de las calizas y areniscas del superior.

1.4.2.2. *Conglomerados cuya área fuente es la lámina cabalgante del Montsec. Conglomerados de la Serra de Gurb (57, 58, 59). EOCENO SUPERIOR*

Corresponden a una masa de conglomerados de composición dominante carbonática, de cantos en su mayoría del Cretácico superior y Eoceno inferior que proceden del S, cuya sedimentación es correlacionable con la de los sistemas de Herbasavina-Pessonada-St. Martí, de aquí que se hayan cartografiado con la misma numeración.

Progradan de S a N sobre los materiales del Eoceno inferior Paleoceno y Cretácico más alto, hasta las inmediaciones del Congost d'Erinyà por cuyas cercanías pasa el límite con la lámina cabalgante de Boixols-St. Cornelí, donde hacen coalescencia con los sistemas de abanicos coetáneos procedentes del N y del NE. Se ha considerado, por su posición estratigráfica, al pequeño afloramiento conglomerático de Santa Engracia, de origen muy local cuyos cantos derivan únicamente de la Formación Arenisca de Areny, como sincrónico de la unidad más inferior de este conjunto.

1.4.2.3. *Nivel lacustre de Sossís (60). EOCENO SUPERIOR*

De composición dominante pélítica, se ha depositado en un medio lacustre en sen-

tido amplio y de vida, probablemente, efímera. Existen capas con un mayor o menor contenido de materia carbonosa que las confiere una coloración negruzca. En estas pelitas, rojas, amarillentas o grises de 135 m de potencia, se las intercalan cuerpos lenticulares de areniscas, ya canalizados, ya en forma de barras de desembocadura de canales. Asimismo, son frecuentes los lentejones de calizas, en su mayoría micríticas con, a veces, gasterópodos lacustres. Tan sólo en las inmediaciones del pueblo de Forins estas pelitas presentan capas intercaladas de lignitos que fueron antaño motivo de explotación. En ellas son frecuentes los tramos edafizados, los nódulos de caliche y bioturbación producida por raíces. Presentan abundantes trazas fósiles, entre las que destacan las pisadas de aves, así como restos de vertebrados que han permitido su exacta datación como del Eoceno terminal.

1.4.2.4. *Conglomerados de Collegats-Congst d'Erinyà* (62). EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO

Su área fuente se sitúa en la propia lámina cabalgante de Boixols-St. Corneli. En conjunto, son los niveles de conglomerados que se interdigitan con los de coloraciones rojizas, del área fuente paleozoica y permotriásica, situada en las láminas de Les Nogueres. Los cantes de los conglomerados de Collegats-Casa Gramuntill proceden dominanteamente de la erosión de los macizos calizos del Cretácico inferior y los del Congost d'Erinyà, de las calizas arrecifales del Turonense.

1.4.2.5. *Conglomerados cuya área fuente es la lámina cabalgante de Les Hogueres. Conglomerados* (61) *y conglomerados con dominio de cantes de ofitas* (63). OLIGOCENO

Hasta cierto punto estos conglomerados deben considerarse extracuenciales en el sentido de la lámina cabalgante. Ello significa que la totalidad de los cantes tengan esta naturaleza. Pues, mientras una pequeña parte proceden de la erosión de la propia lámina cabalgante de Boixols, la mayoría poseen su área fuente en las láminas cabalgantes de Les Nogueres.

Progradan de NW a SE haciendo *down lap* sobre los materiales lacustres. Estos pueden observarse desde las inmediaciones del pueblo de Hortoneda, hacia el N, donde existe el espectacular afloramiento de Casa Gramuntill-Montsor, uno de los puntos geológicos realmente singulares del Pirineo.

Los cantes proceden mayoritariamente de la erosión del Paleozoico (calizas del Devónico), del Permotriás (areniscas y conglomerados) que les proporcionan una coloración rojiza, del Trías (calizas y dolomías del Muschelkalk y ofitas del Keuper) y, en menor proporción, del Cretácico inferior.

En las inmediaciones del pueblo de Montsor existe una intercalación de conglomerados que por su color, algo verdusco, resaltan en el paisaje (63). Este color es debido a que entre estos cantes que los componen predominan los de rocas ofíticas. Ello es consecuencia de que en el área fuente, en este momento, se erosionaba una masa ofítica de dimensiones considerables.

Este nivel ofítico separa dos tramos de conglomerados de litologías algo distintas. El suprayacente presenta una mayor proporción de matriz, pelítico arenosa, al mismo tiempo que, bruscamente, disminuye la cantidad de cemento. Este hecho le confiere mayor grado de erosionabilidad.

Este tramo superior sobrepasa el borde inicial de la lámina cabalgante de Boixols-St. Cornelí, hasta fosilizar las láminas más meridionales de la zona de Les Nogueres. En la Hoja de Tremp, de esta masa de conglomerados, con una importante representación en la Hoja situada inmediatamente al N, tan sólo han prevalecido a la erosión pequeños testigos.

1.5. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Tremp, aparte de pequeños restos de terrazas fluviales y de depósitos travertínicos, son en su mayoría derrubios de pendiente que fosilizan los glacis. Los depósitos cuaternarios, así como la geomorfología de la mayor parte de la Hoja, en sus términos generales, fueron estudiados en la tesis de PEÑA -MUNNE (1983).

1.5.1. **Glacis. Piedemonte antiguo (64), intermedio (66) y moderno (68)**

Han sido modelados en los materiales pelíticos del Cretácico superior y del Paleógeno. Se extienden desde el pie de las áreas montañosas, formados por litologías más resistentes, hacia los valles. Los más importantes se desarrollan desde el borde de los relieves conglomeráticos de Gurp-Salàs-Torallola hasta el río Noguera Pallaresa.

Por su encajamiento pueden distinguirse tres niveles de glacis fosilizados por derrubios de pendiente.

El más antiguo (64), por extensión y espesor de materiales que lo fosilizan, forma suaves pendientes como en la margen derecha del río Noguera Pallaresa, donde se ha instalado la Escuela Militar de Suboficiales de Tàlarn, y en la margen izquierda del río, los alrededores del pueblo de St. Martí de Canals. Sus cabeceras se sitúan en los macizos conglomeráticos terciarios y los depósitos de pie de monte que lo fosilizan, derivan de la erosión de estos conglomerados. Por ello, nada tiene de extrañar que estos materiales están formados por grandes cantos rodados y poca matriz entre ellos. Por lo general, no presentan una ordenación interna manifiesta.

Este glacis se halla disectado por un segundo de poco desarrollo en extensión y, fosilizado por depósitos procedentes de la erosión del anterior (66).

El glacis más moderno (68), el que ha formado los llanos del sector occidental de la Conca de Tremp al NW de la ciudad, ha sido excavado en materiales pelíticos de Garumniense superior. Se halla fosilizado, asimismo, por sedimentos pelíticos, con raras pasadas de cantos, siempre de pequeño tamaño. Sobre estos materiales se han implantado los campos de cultivo del extremo Nord-occidental de la Conca de Tremp.

1.5.2. **Terrazas del río Noguera Pallaresa. Terraza alta (65). Terraza media (67). Terraza baja (69)**

Las terrazas de ese río se hallan cubiertas, en su mayor parte, por las aguas del embalse de St. Antonio de Talarn. Tan sólo afloran en el sector de Hoja comprendido entre el aliviadero de la presa y el límite meridional de la Hoja, y en afloramientos puntuales de los angostos márgenes del río, entre Gerri de la Sal y La Pobla de Segur. En los alrededores de la central eléctrica de Tremp se han desarrollado unas terrazas, en número de tres, aparte del lecho actual del río, que se hallan muy degradadas, debido a los movimientos de tierras efectuados durante la construcción de la central eléctrica y hoy ocupado por campos de cultivo.

La litología de sus cantes difiere de la que presentan los cantes de los glacis, a pesar de proceder en gran parte de la misma área fuente, por la presencia en las terrazas de cantes de granito aportados por el río desde la zona Axial pirenaica. Estos cantes de rocas graníticas de las terrazas superiores se hallan profundamente alterados.

La terraza media sobre la que se asientan las casas de la parte alta de La Pobla de Segur es un testigo de la construcción antigua del delta del río Flamicell.

1.5.3. **Delta del río Flamicell y depósitos fluviales actuales (71)**

El río Flamicell, de régimen torrencial, al desembocar en el Noguera Pallaresa ha construido, en dos etapas, un delta. Este abanico presenta tan sólo las facies más proximales, ya que ha sido pasto de erosión del Noguera Pallaresa. Sobre este abanico se halla construido el pueblo de La Pobla de Segur, su central eléctrica y se implantan algunos de sus campos de cultivo. El escalón que separa ambas etapas de construcción del delta (67) y (71) pasa por la central eléctrica, queda desdibujado en el pueblo y se sigue hacia el cauce del Flamicell, donde limita las construcciones de las casas y los campos de cultivos.

El Flamicell desagua por el extremo S del abanico donde, en crecidas, originaba inundaciones del barrio de la estación de La Pobla de Segur. En la actualidad su cauce se halla parcialmente regulado.

Sus materiales, en su mayoría proceden de la erosión de los macizos conglomeráticos, ya sea a través de los glacis, ya directamente de la lámina cabalgante de Les Nogueras y, en una pequeña proporción, de la zona axial. Están formados por conglomerados de grandes cantes y una matriz arenosa abundante, especialmente en las partes más distales preservadas (zona limítrofe con el Noguera Pallaresa), donde, en la actualidad se explotan intensamente para la obtención de áridos.

1.5.4. **Deltas originados en el embalse de St. Antoni de Talarn (72).**

Los barrancos principales que vierten sus aguas al embalse han construido, en su desembocadura, pequeños deltas con las fracciones más groseras transportadas por estos torrentes. Las fracciones finas, a veces depositadas en las partes distales de estos deltas, cada año, parcial o totalmente, al descender bruscamente en la época de estiaje el nivel del embalse, deslizan

zan gravitacionalmente, originando turbiditas. Estas suspensiones turbulentas viajan hacia la parte más profunda del embalse, donde se depositan.

Dado el elevado grado de erosionabilidad de los barrancos (río de Carreu, barranco de Casanova y barranco de St. Martí, por su margen izquierda, y el barranco del Solà y el de St. Joan de Vinyafrescal, por su margen derecha), la capacidad de este embalse ha disminuido grandemente desde su construcción. En la actualidad, las repoblaciones forestales han ralentizado esta erosión. El embalse, pues, es la cuenca sedimentaria de los materiales transportados por los ríos Noguera Pallaresa, Flamenc y los barrancos antes mencionados y, además, de los materiales antrópicos, fracción importante por la contaminación que produce más que por su volumetría.

1.5.5. **Travertinos (70)**

Existen dos áreas donde se localizan afloramientos de travertinos: en la Argenteria, en el Congost de Collegats y en el extremo oriental del Seix de Salàs de Pallars.

Los primeros se han formado gracias a las aguas que surgen de las calizas de Esplà, Sol-duga y La Espluga. Por sus dimensiones, en su mayoría, no han podido cartografiarse.

El segundo afloramiento, mucho más importante, cartografiable, se halla al NW del pueblo de Salàs. Probablemente tienen origen en las aguas que circulaban por los derrubios de pendiente del glacis antiguo que forma El Seix, al aflorar, cuando la erosión corta el contacto de estos derrubios con su yacente pelítico del Cretácico superior.

1.5.6. **Depósitos lacustres actuales (73)**

Corresponden a los limos pantanosos de los márgenes del lago de Montcortès y del prácticamente colmatado lago de Peramea.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

La interpretación estructural del Pirineo, a raíz de las últimas investigaciones geofísicas (compañías petroleras y perfil ECORS), ha ido perfeccionándose rápidamente.

Las primeras interpretaciones modernas sobre la estructura del Prepirineo tienen su punto de partida en la tesis de SEGURET (1972). Continuando en esta línea interpretativa, aunque con un firme soporte estratigráfico, la tesis de GARRIDO (1973) representan un nuevo eslabón en este tipo de estudios. Es a partir de este momento que se utilizan los datos de las compañías petroleras, perfiles sísmicos y su constatación en los sondeos petrolíferos. Fruto de ellos fueron los trabajos de WILLIAMS & FISCHER (1984), CAMARA & KLIMOVITZ (1985), y WILLIAMS (1985).

Entre 1985 y 1986 se realiza el perfil ECORS, que representa realmente un nuevo mojón

en el estudio de la estructura del Pirineo. Este perfil sísmico atraviesa el Pirineo desde la cuenca de Aquitania, al N, y la del Ebro, al S. En base a este perfil se han realizado una serie de estudios sobre la estructura del Pirineo: ECORS (1988 de *Nature*), CHOUKROUNE *et al.* (1988), LOSANTOS *et al.* (1988) y ROURE *et al.* (1989).

Capítulo aparte merece la guía de campo de MUÑOZ (1988). Realiza un itinerario geológico por el Pirineo, haciendo énfasis en la tectónica. Sintetiza las características estructurales más importantes del área abarcada por la Hoja de Tremp.

Este perfil ha permitido diferenciar unas veces, y constatar otras, las unidades estructurales en que puede dividirse el Pirineo: a) Cabalgamientos Nordpirenaicos (o zona Nordpirenaica que abarca desde la cuenca de Aquitania hasta la falla Nordpirenaica), b) Zona axial —incluyendo los Macizos Nordpirenaicos— (materiales hercínicos y más antiguos) y c) Unidades sudpirenaicas en contacto con los materiales de la cuenca del Ebro.

La Hoja de Tremp forma parte de las Unidades Sudpirenaicas. Dentro de ellas queda emplazada a caballo del «Manto de Les Nogueres» y del extremo meridional de la Unidad Central Sudpirenaica (véase capítulo de Introducción).

2.2. ZONAS DE LES NOGUERES

Fue definida como unidad estructural por DALLONI (1913). Mientras el límite septentrional de esta zona queda fuera de la Hoja, el meridional lo constituye una línea prácticamente E-W que atraviesa la Hoja por su tercio superior.

Estructuralmente está formada por una serie de láminas cabalgantes en las que se halla involucrado el zócalo hercínico. Los cabalgamientos han producido el apilamiento antiformal de láminas que las han desplazado hacia el S y, en algún caso, además, en sentido contrario, dando retrocabalgamiento. Las evaporitas y pelitas del Keuper han actuado generalmente como nivel de despegue (a veces las ampelitas del Silúrico superior). Están formados por afloamientos de Carbonífero y materiales permotriásicos difícilmente evaluables, tanto en potencia como en representación estratigráfica.

En la zona ocupada por la Hoja hay que distinguir entre el área situada en el extremo Nororiental de composición paleozoica del resto con composición mixta. En esta zona paleozoica, y concretamente entre las calizas y calcoesquistos devónicos, pueden observarse claramente las estructuras debidas a la deformación hercínica. Los pliegues hercínicos están fosilizados discordantemente por la serie roja permotriásica.

SEGURET (1964) calificó este área como una estructura en *têtes plogeantes*, producto de la verticalización de las estructuras que originan esta geometría en los anticlinales del bloque superior.

2.3. UNIDAD SUDPIRENAICA CENTRAL

Esta Unidad es la que, prácticamente, forma el Prepirineo. Fue definida por SEGURET (1972). Más tarde GARRIDO (1973) la dividió en dos unidades o mantos: Montsec y Gavarnie.

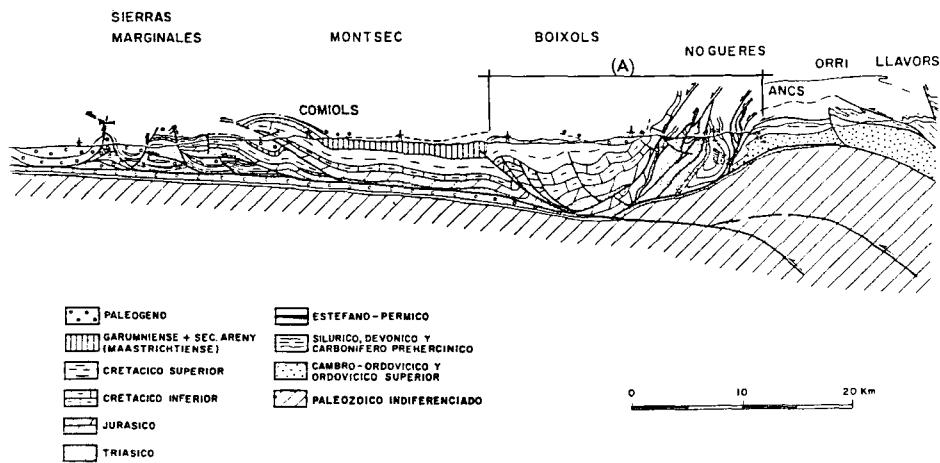


Fig. 6. Situación de la hoja de Tremp (A) en el esquema estructural, basado en el perfil ECORS (de MUÑOZ, 1988).

Ambos autores consideran esta Unidad como deslizada hacia el S, utilizando como nivel de despegue las pelitas y evaporitas de faices Keuper.

Más tarde CAMARA & KLIMOVITZ (1985) han puesto de manifiesto que estas láminas cabalgan sobre el zócalo hercínico que soporta, además localmente, una débil cobertura mesozoica y/o del Eoceno medio y superior. Esta cobertura forma, junto a los materiales oligo-miocénicos discordantes, la serie de la cuenca del Ebro.

Esta unidad tectónica se divide en tres láminas cabalgantes bien diferenciadas por la serie estratigráfica que las constituye, y por la edad de la deformación. De N a S son (véase fig. 2 en Introducción): a) lámina cabalgante de Boixols-St. Corneli; b) lámina cabalgante del Montsec, y c) láminas cabalgantes que forman el conjunto de unidades imbricadas de las sierras Marginales.

2.3.1. **Lámina cabalgante de Boixols-St. Corneli**

La lámina cabalgante de Boixols-St. Corneli limita al S con la lámina cabalgante del Montsec, de estructura simple formada por un lago y amplio sinclinal en el que se ha excavado la Conca de Tremp y al N con apilamiento antiformal de la zona de Les Nogueres.

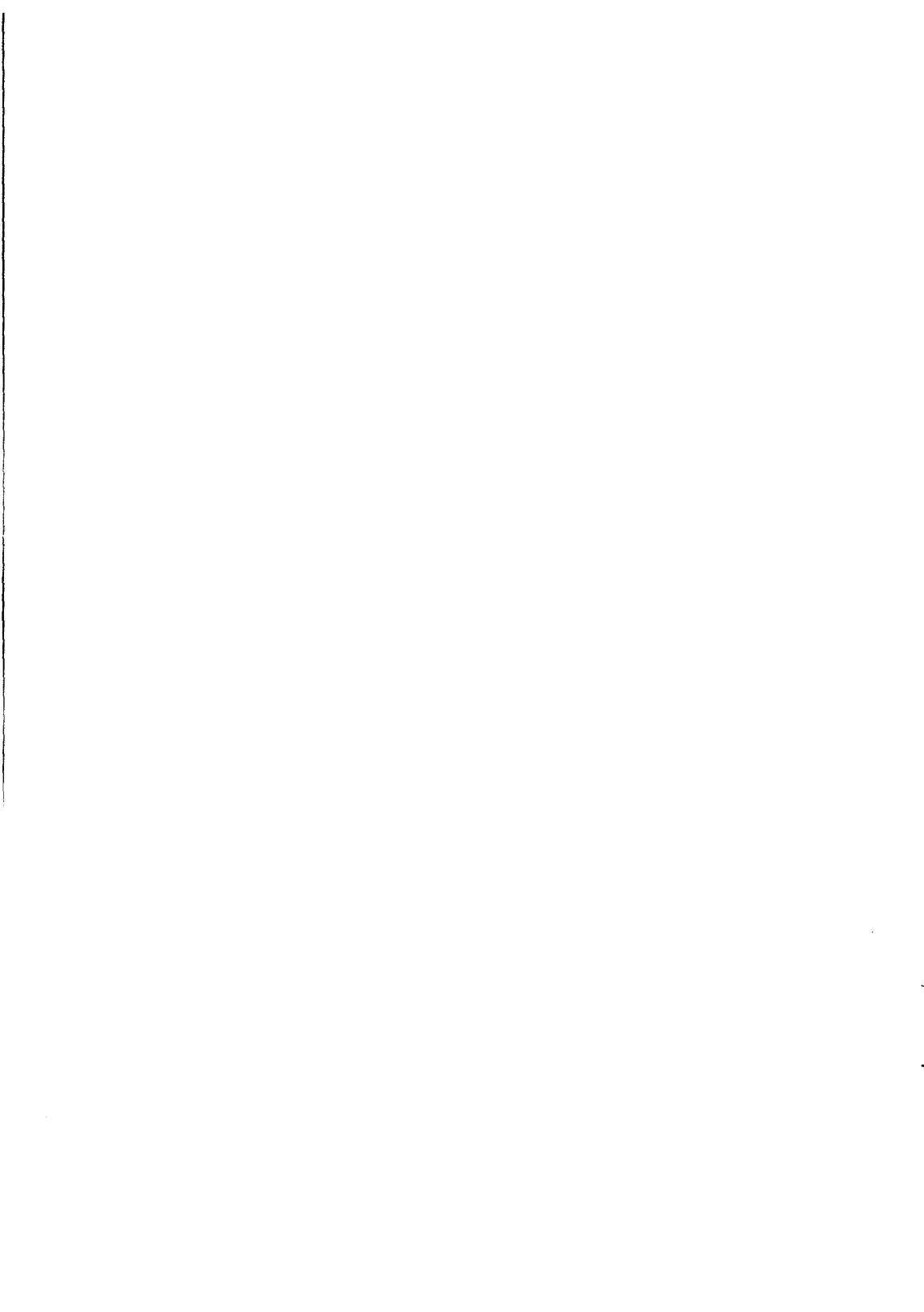
Esta lámina está formada por una potente serie mesozoica, dominantemente cretácica. Esta serie, hacia el S, en la Sierra del Montsec primero y en las Sierras Marginales después, va disminuyendo progresivamente de potencia.

En la parte occidental de la Hoja, por donde el Perfil ECORS la atraviesa de N a S, presenta una estructura simple básicamente formada por un sinclinal. En la oriental, por el contrario, la lámina está formada por dos anticlinales (St. Corneli al S y Hortoneda al N) que cierran periclinalmente en el valle de Noguera Pallaresa por hundimiento de sus ejes, separados por el sinclinal de Carreu (fig. 5). Esta disposición tectónica de los materiales del Cretácico superior es una consecuencia probablemente de la distribución de espesores y de la estructuración de la cuenca *riftig* del Cretácico inferior.

La lámina cabalgante de Boixols en la Hoja de Tremp, flanco S del anticlinal de St. Corneli, corresponde a un cabalgamiento ciego en el que las margas del Santoniense superior yacen discordantemente fosilizando la línea de interrupción del frente de cabalgamientos. Estas margas, no obstante, se hallan aún afectadas por los movimientos que originaron el anticlinal, pues siguen cartográficamente la terminación periclinal del mismo. A partir de este momento, hasta el fin del Cretácico, su movimiento condiciona en parte la sedimentación. El carácter sintectónico del mismo fue puesto de manifiesto, entre otros, por GHIBAUDO *et al.* (1974) y SGAVETTI *et al.* (1984).

El frente de cabalgamiento presenta dos líneas de interrupción: la frontal y más importante y una serie de pequeños cabalgamientos causantes del periclinal de Abella, de inflexión de Collades de Basturs y del periclinal de Hortoneda. Entre estos pequeños cabalgamientos, por su magnitud, destaca el frente de Montagut-Vilanoveta, claramente visible en Collades de Basturs y que, por su carácter sintectónico (véase capítulo de Cretácico superior), ha condicionado gran parte de la sedimentación coniacense y santoniense inferior de ambos flancos del anticlinal de St. Corneli.

El límite septentrional se ha interpretado como un retrocabalgamiento de las láminas imbricadas de la zona de Les Nogueres (LOSANTOS *et al.*, 1988).



3. HISTORIA GEOLOGICA

Aparte de la estructura hercínica, que tan sólo se manifiesta en las láminas cabalgantes de Les Nogueres, el área prepirenaica ocupada por la Hoja, ha sufrido los efectos de sucesivas fases de deformación que han condicionado la sedimentación. Esta complicada historia es producto de los movimientos relativos habidos entre las placas europea e ibérica. Estos movimientos han tenido lugar en tres etapas principales: a) una etapa distensiva, b) una etapa relacionada con un sistema de fallas de dirección, y c) una tectónica convergente que origina los cabalgamientos prepirenaicos.

a) La etapa distensiva tuvo lugar en dos fases, una triásica y una en el Cretácico inferior, separadas por un momento sedimentario expansivo pre-rift en que se deposita la plataforma carbonatada jurásica.

La fase *rafting* permotriásica condiciona la distribución anómala de las facies del Pérmico, Buntsandstein y Keuper en este área del Prepirineo. Probablemente es la causante del alto sedimentario o umbral existente en el área ocupada por la Hoja causante de la reducida potencia de las facies rojas permotriásicas de las que, probablemente, sólo se depositaron los niveles más altos de la serie.

b) Una corta etapa que tuvo lugar en la base del Cretácico superior en que la sedimentación está relacionada probablemente con el juego de un sistema de fallas en dirección y que constituye un momento de transición a la fase de convergencia.

c) Una etapa de convergencia que se inicia en el Cretácico superior y finaliza en el Mioceno en que se han originado la mayoría de los cabalgamientos pirenaicos. En este momento tectónico, que se inicia probablemente a comienzos del Campaniense, se produce la inversión sedimentaria con respecto a las fases *rafting*. Los depocentros van emigrando hacia zonas externas de la cordillera que se levanta, originándose cuencas de antepaís. El máximo de la compresión tuvo lugar, sobre todo, a partir del Eoceno inferior (PUIGDEFABREGAS & SOUQUET, 1986; MUÑOZ, 1988, y MUTTI *et al.*, 1988).

En esta etapa de compresión se originaron, en un principio, las láminas cabalgantes de Boixols y de Les Nogueres probablemente en el Santoniense, a juzgar por las discordancias y las fallas lísticas sinesedimentarias que afectan al Santoniense más inferior y a la fosilización total de la estructura por materiales del Santoniense más alto, siendo, el conjunto, deformado posteriormente. Más tarde, en el Paleoceno, tuvo lugar el cabalgamiento del Montsec y más tarde aún, al finalizar el Eoceno inferior, se originó el cabalgamiento de las láminas imbricadas de las sierras Marginales.

La sedimentación molásica del Pirineo, probablemente, que dio origen a la serie de conglomerados discordantes, comenzó a depositarse en el Eoceno superior, finalizando, en el área que abarca la Hoja, ya avanzando el Oligoceno.

4. GEOLOGIA ECONOMICA

En el área ocupada por la Hoja existen pocos materiales con interés económico para su explotación.

En los últimos años se han realizado sondeos de prospección petrolífera con resultados negativos en Erinyà (río Flamicell), en St. Cornelí (Aramunt) y el de San Girbàs en el flanco N del anticinal de Abella de la Conca. A pesar de ello, estos sondeos han servido para constatar o modificar las interpretaciones geológicas.

En la actualidad se hallan en explotación canteras para la obtención, por machaqueo, de áridos, de piedra para la construcción o con fines ornamentales y una cantera, en la Formación Areny, de arenas síliceas para la fabricación de vidrio. El resto de los materiales explotados lo fueron como consecuencia de la Segunda Guerra Mundial o en épocas muy cercanas a la misma.

En Gerri de la Sal, de ahí su nombre, se explotaron durante muchos años las sales procedentes de una fuente cuyas aguas han lavado sales de Keuper. En la actualidad, por ser el proceso antieconómico, esta explotación de sal común se ha abandonado.

4.1. MINAS Y CANTERAS

Minería

La minería es muy pobre en el subsuelo de la Hoja. Se han explotado dos tipos de materiales:

En las inmediaciones del pueblo de Peramea, los conglomerados de la base del Buntsandstein, incluidos en una lámina cabalgante de la zona de Les Nogueres, presentan impregnaciones de pequeñas cantidades de sales de cobalto que fueron en los años 60 motivo de explotación.

En el pueblo de Sossís y en la intercalación lacustre existente en los conglomerados terciarios discordantes, existe un lentejón de lignitos. Este lentejón fue motivo de una intensa explotación para fabricar un cemento de muy baja calidad en la carretera de La Pobla de Segur a Gerri de la Sal. Esta explotación, que duró pocos años, fue consecuencia de la crisis de materias primas y de energía consecuencia de la Segunda Guerra Mundial.

Canteras

Como se ha dicho anteriormente, las arenas (areniscas poco cementadas) de ciertas partes de la Formación Areny, deltaicas retrabajadas por el oleaje que han concentrado los granos de sílice y ha lavado la matriz, se explotan para la fabricación de vidrio. Esta pequeña explotación se sitúa en la pista que desde Tremp conduce a Santa Engracia.

En las inmediaciones de Gerri de la Sal se explotan las ofitas del Keuper, dando, por machaqueo, material para ser utilizado en la conservación de carreteras y caminos.

En la actualidad existen pequeñas explotaciones de piedras destinadas a la construcción de casas. Se aprovechan las capas de tormentas y las turbiditas por el acusado paralelismo de sus estratos. Existen pequeñas explotaciones en la base del llerdiense al W de Tremp, en Castilló junto a la cuesta de Sta. Engràcia y en la Formación Vallcarga en el mismo barranco que le da nombre el afluente del de Montsor. Estas últimas, además, se han utilizado como piedra ornamental para jardines por la abundancia y belleza de los *trace fossils* y por la abundancia de estructuras de corriente en la base de los estratos (especialmente *flute* y *groove cast*).

Hace pocos años que existían en Tremp y en la Pobla de Segur fábricas de cerámica para la construcción. Aprovechaban, respectivamente, las pelitas del garumniense y las de la Formación Vallcarga, entre las capas de arenisca de las turbiditas.

En Tremp, en el límite entre el Garumniense superior y el llerdiense, existe una formación de yesos que fueron explotados, en pequeñas canteras, durante muchos años. Asimismo, existen pequeños intentos de explotación de yesos en las formaciones evaporíticas del Keuper, la más importante de las cuales se halla al W del pueblo de Senterada.

4.2. HIDROGEOLOGIA

En el área ocupada por la Hoja los acuíferos se caracterizan por presentar un tiempo de tránsito muy corto y por ser drenados con facilidad. Existen tres acuíferos importantes: dos de origen cárstico en materiales calizos y conglomeráticos, respectivamente, y un tercero en materiales del Cuaternario.

El flanco N del anticlinal de Abella y de St. Corneli (flanco S del sinclinal de Carreu) están formados por un conjunto de formaciones calizas que, desde un punto de vista hidrogeológico, deben considerarse como constitutivas de una sola unidad. Presentan un carst que drena hacia el Noguera Pallaresa. En las inmediaciones de Aramunt existe la importante surgencia llamada Font de la O.

Los conglomerados terciarios, asimismo, presentan un carst que drena la Serra de Salàs, dando lugar a las surgencias importantes de Gurb (Font de Molí) y de Ribert. Además, a lo largo de su contacto con los materiales margosos del Cretácico existen abundantes pero pequeñas surgencias, entre las que destacan la del pueblo de Herbasavina y la Font de la Figereta, en la carretera de la Pobla de Segur a Gerri de la Sal.

En todos los depósitos que fosilizan los glacis excavados en los sedimentos margosos del Cretácico existen pequeños acuíferos, por lo general drenados con facilidad, pues la fuerte excavación de los barrancos sobrepasa, por lo general, el contacto entre los materiales gravosos del glacis y los margosos cretácicos. A pesar de ello, tan sólo existen dos surgencias de cierta importancia, la de la Font de Caps de Talarn y la del Seix de Salàs.

5. BIBLIOGRAFIA

- BAAS, J. H. (1990): «Deep water turbidites reinterpreted as stormreworked sandstone beds: the Vallcarga Formation (upper cretaceous, Pyrenees, Spain)». 13th Intern. Sediment. Congress, *Abstracts*, p. 33, Nottingham.
- BANDA, E. & WICKHAM, S. M. (1986) (Eds.): «The geological evolution of the Pyrenees», *Tectonophysics*, 129, 380 p.
- BATALLER, J. R. (1985): «Paleontología del Garummiense», *Estudios Geol.*, 15, pp. 39-53.
- BERASTEGUI, X.; GARCIA-SANZ, J., & LOSANTOS, M. (1990): «Tectosedimentary evolution of the Organya extensional basin (Central South Pyrenean Unit, Spain), during the Lower Cretaceous», *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8). VI/2, pp. 251-264.
- CALVET, F.; ANGLADA, E.; SOLE, N., & MARZO, M. (1988): «Evolución sedimentaria del Triásico de los Pirineos», Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, *Abstract*, p. 81.
- CAMARA, P., & KLIMOWITZ, J. (1985): «Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental sur-pirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp)», *Estudios Geol.*, 41, pp. 391-404.
- CARO, Y. (1973): «Contribution à la connaissance des Dinoflagellès du Plaocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles», *Rev. Esp. Micropal.*, 5, pp. 329-372.
- CASANOVAS, L. (1975): «Estratigrafía y paleontología del yacimiento ludiense de Roc de Santa (Área del Noguera Pallaresa)», Resumen tesis doctoral, *Paleontología y Evolución*, 10, 158 p.
- CASANOVAS, L.; SANTAFE, J. V.; SANZ, J. L., & BUSCALIONI, A. D. (1987): «Arcosaurios (Crocodylia, Dinosauria) del Cretácico superior de la Conca de Tremp (Lleida, España)», *Estudios Geol.*, vol. wxtr. Galve-Tremp, pp. 95-100.
- CASTELLARIN, A.; LUCCHINI, F.; ROSSEL, J.; ROSSI, P. L.; SATORI, R., & SAVELLI, C. (1978): «Preliminary data on mesozoic «ophithes» from the Southern Pyrenees», *Miner. Petrogr. Acta*, 22, pp. 85-93.
- CAUS, E.; CORNELLA, A., & COMEZ-GARRIDO, A. (1982): «Evolución de la cuenca sedimentaria del cretácico superior surpirenaico entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (NE España)», *Cuad. de Geol. Ibérica*, 8, pp. 965-977.
- CAUS, E.; CORNELLA, A.; GALLEMI, J.; GILI, E.; MARTINEZ, R., & PONS, J. M. (1981): «Field guide: Excursion to Conianian-Maastrichtian of South Central Pyrenees», *Publ. de Geol. U.A.B.*, 13, 170 pp.
- CLUOKROUNE, P., & SEGURET, 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.
- CHOUKROUNE, P., & SEGURET, M. (1973b): «Carte structural des Pyrénées. Elf-Erap (Sneap), Mission France, Voussens, Haute-Garonne, France.

- CHOUKRONE, P., & ECORS TEAM (1989): «The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt.», *Tectonics*, 8 (1), pp. 23-39.
- CUEVAS, J. L.; MARZO, M., & MERCADÉ, L. (1989): «Depósitos de barra de meandro de granulometría gruesa en la Formación Talarn (tránsito Mesozoico-Cenozoico de la Conca de Tremp. Lérida)», XII Congreso Español de Sedimentología, *Comunicaciones*, pp. 19-22.
- DALLONI, M. (1913): «Statigraphie et tectonique de la région de Nogueras (Pyrénées Centrales)», *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4 (13), pp. 243-263.
- DALLONI, M. (1930): «Etude géologique des Pyrénées de Catalogne», *Ann. Fac. Sc. de Marseille*, 26 (3), 373 p.
- DEGARDIN, J. M. (1988): «Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie», *Soc. Géol. Du Nord*, 15, 525 pp.
- DIÁZ 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-Tremp, pp. 69-93.
- ECORS PYRENEAN TEAM (1988): «The Ecors dep reflection seismic survey across the Pyrenees», *Nature*, 331, pp. 508-510.
- 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 pp.
- ELLIS, P. G., & McCALLAY, K. R. (1988): «Listric extensional fault systems-results of analogue model experiments», *Basin Research*, 1, pp. 55-70.
- ELSER, W. (1982): «Quantitative Biofaziews-Analyse im Maastricht der Sudpyrenaen», Tesis, Eberard-Karls, univ. Tübingen, 211 p.
- FEIST, M., & 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, J. P., & PROMOLI SILVA, I. (1973): «Contribution a l'étude des foraminifère iverdiens de la région de tremp (Catalogne)», *Mem. du Museum d'Hist. Nat.*, n. série (C) 29, pp. 1-107.
- FONDECAVE-WALLEZ, M. J. (1989): «Grade-datations sénoniennes: application aux séquences de dépôt du versant sud des Pyrénées centrales. Senonian grade-dating applications to the southern central Pyrénées», *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13 (2), pp. 425-436.
- FONDECAVE-WALLEZ, J. J.; SOUQUET, J., & FOURINARD, Y. (1989): «Enregistrement sédimentaire de l'eustatisme et de la tectonique dans la série turbiditique du Crétacé des Pyrénées centro-méridionales (Groupe de Vallcarga, n. gr. Espagne)», *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 308, pp. 1011-1016.

- FONNESU, F. (1984): «Estratigrafía física y análisis de facies de la Secuencia de Fígols entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (provs. de Lérida y Huesca)», *Tesis*. Universidad Autónoma de Barcelona, 317 pp.
- GAEMERS, P. A. M. (1989): «Biostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the mainly marine Ager Formation (late Paleocene-early Eocene) in the Tremp Basin, south-central Pyrénées, Spain», *Leidse Geol. Mededelingen*, 51 (2), pp. 151-231.
- GABALDON, V. (1989): «Plataformas siliciclásticas externas: Facies y distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas)», *Tesis doctoral*, Universidad Autónoma de Barcelona, 200 pp.
- GALLEMI, J.; MARTINEZ, R., & PONS, J. M. (1983): «Coniacian-Maastrichtian of the Tremp area (south central Pyrénées)», *News. Strat.*, 12, pp. 1-17.
- GARCIA VEIGAS, F. J. (1988): «La formación evaporítica de la facies garummiense de la Conca de Tremp (Lleida)», *Petrología, geoquímica y sedimentología*, Tesis de licenciatura Univ. Autónoma de Barcelona.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1968): «Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campaneu (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la Cuenca Tremp-Graus, Pirineo central provincia de Huesca)», *Acta Geol. Hisp.*, 3, pp. 39-43.
- GARRIDO MEGIAS, A. (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, pp. 32-38.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1973): «Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zonal central (provincias de Huesca y Lérida)», *Tesis*, Universidad de Granada, 395 pp.
- GARRIDO MEGAS, A. (1983): «Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico sur-pirenaico», *Cuad. de Geol. Ibérica*, 8, pp. 796-806.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1988): «La tectónica pirenaica en relación la evolución alpina del margen Ibérico», *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4), pp. 365-372.
- GARRIDO MEGIAS, A., & RIOS ARAGÜES, L. M. (1972): «Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente sur-pirenaica, provincias de Huesca y Lérida)», *Bol. Geol. y Minero*, 83, pp. 324-345.
- GHIBAUDO, G.; MUTTI, E., & ROSELL, J. (1974): «Le spiagge fossili delle Arenarie di Aren (Cretácico superiore) tra Isona e il Rio Noguera Ribagorçana (Pirenei centro-meridionali, provincie di Lérida e Huesca, Spagna)», *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, pp. 497-537.
- GILI, E. (1983): «Interacciones sedimentológicas y biológicas a las Formaciones Calcáreas de Rudistes (Bivalvia) de las Collades de Basturs (Cretácico superior, zona Sudpirinenca Central)», *Tesis*, Univ. Aut. Barcelona, 103 pp.
- GISBERT, J.; MARTI, J., & GASCON, F. (1985): «Guía de la excursión al Stephaniense, Pérmico

- y Triásico inferior del Pirineo catalán». II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pér-mico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, 79 pp.
- GOMEZ-GARRIDO, A. (1981): «Foraminíferos planctónicos de la Formación Reguard (Turo-niense) en el Valle del Famicell (Prepirineo de Lérida)», *Publ. de Geol. U.A.B.*, 16, 48 pp.
- GOMEZ-GARRIDO, A. (1989): «Bioestatigrafía (Foraminíferos planctónicos) del Cretácico supe-rior del Surpirineo Central (España)», *Rev. Esp. de Micropal.*, 21 (19), pp. 145-171.
- HOTTINGER, L. (1960): «Recherches sur les Alvéolines du Plaéocène et de l'Eocène», *Mem. Suisses Paléont.*, 75/76, 243 pp.
- HOTTINGER, L., & SCHAUER, H. (1960): «Zur Stufenenteilung des Paleocaens und des Eocaens, Einführung des Stufen Ilerdien und Biarritzien», *Elogiae geol. Helvetiae*, 53, pp. 453-480.
- KRAUSS, S. (1989): «Stratigraphy and facies of the "Garumian" -Late Cretaceous to Early Pale-ogne in the Tremp Region, Central Southern Pyrénées», *Tesis doctoral*, Universidad de Tübingen, 139 pp.
- KRUIT, C., & BROUWER, J. (1971): «Investigaciones sobre la geología de la Cuenca Sur-Pire-naica». I Congreso Hispano-Luso-American de Geol. Económica, Sección 2, *Geología*, pp. 213-224.
- LAPPARENT, A. F. DE, & AGUIRRE, E. (1956): «Algunos yacimientos de Dinosaurios en el Cretácico superior de la Cuenca de Tremp», *Estudios Geol.*, 31-32, pp. 377-382.
- LIEBAU, A. (1973): «El Maastrichtiense lagunar (Garumniense) de Isona», Coloquio Europeo de *Micropaleontología*, pp. 87-111. España.
- LOPEZ y LOPEZ, J. A. (1982): «Geological map of the Tremp. Pobla de Segur area», Esc. 1/50.000 Koninklijke/Shell Exploratie en Produktie Laboratorium.
- LOPEZ, G. (1986): «Inocerámidos del Cretácico superior de los alrededores de St. Cornel (Prov. Lleida)», *Tesis de licenciatura*, Universidad Autónoma de Barcelona, 103 pp.
- LOSANTOS, M.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J. A., & PUGIDEFABREGAS, C. (1988): «Corte Geo-lógico cortical del Pirineo Central (perfil ECORS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica», en: *Simposio sobre cinturones orogénicos*, SGE. II Congreso Geológico de España, Granada, pp. 7-16.
- LUTERBACHER, H. P. (1970): «Environmental distribution of early Tertiary microfossils, Tremp Basin, Northeastern Spain», *Esso Production Research-European Laboratoires EPR-E-1ER-70*, 48 pp.
- LUTERBACHER, H. P. (1973): «La sección tipo del Piso Ilerdiense», En *Acta XIII Col. Eur. de Microp.* España, C.N.G. ENADIMSA, pp. 113-140.
- LLOMPART, C.; CASANOVAS, L, & SANTAFE, 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), pp. 143-147.

- LLOPIS, N., & ROSELL, J. (1968): «Algunas aportaciones a la estratigrafía del Silúrico-Devónico de "las Nogueras" al E de Gerri de la Sal (Lérida)», *Acta Geol. Hisp.*, 3 (5), pp. 113-116.
- MARTINEZ, R. (1973): «Ammonoideos cretácicos del Prepirineo de la provincia de Lérida», *Publ. de Geol. U.A.B.*, 17, 198 pp.
- MASRIERA, A., & ULLASTRE, J. (1981): «Contribución des minéraux lourds à lithostratigraphie du Crétacé terminal des Pyrénées catalanes et quelques conséquences paléogéographiques et tectoniques», *C. R. Acad. Sc., París*, série II, pp. 179-182.
- MASRIERA, A., & 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., París*, 293, série II, pp. 179-182.
- MASRIERA, A., & ULLASTRE, J. (1982): «Hipótesis y problemas acerca del origen de las asociaciones de minerales pesados del Senoniense del Pirineo catalán», *Cuadernos de Geol., Ibérica*, 8, pp. 949-963.
- MASRIERA, A., & ULLASTRE, J. (1983): «Essai de synthèse stratigraphiques des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne)», *Géol. Méditerranéenne*, 10 (3-4), pp. 283-290.
- MASRIERA, A., & ULLASTRE, J. (1988): «Nuevos datos sobre las capas maestrichtienses con Septarella: su presencia al norte del Montsec (pirineo catalán)», *Acta Geol. España*, 3 (1-2), pp. 33-41.
- MELLERE, D. (1990): «Tectonosedimentary sequence arrangement of a major alluvial fan system (Pobla de Segur) conglomerates, Central Pyrenees-Sapin)», 13th International Sedimentological Congress, Nottingham. Abstracts —papers—, p. 363.
- MELLERE, D. & MARZO, M. (1991): «Los conglomerados sinorogénicos de la Pobla de Segur y sus relaciones con las estructuras tectónicas principales», I Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones, pp. 221-223.
- MEY, P. H. W.; NAGTEGAAL, P. J. C.; ROBERT, K. J., & HARTEVELT, J. J. A. (1968): «Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees», *Leidse Geol. Mededelingen*, 41, pp. 221-228.
- MITSCH, P. (1934): «Der Bau der Mittleren Südpyrenäen. Adhand. der Gess. der Wissens. Göttingen Mathem. Phys. Klasse, 13, cap. 3, Mediterranebeite, pp. 1597-1764.
- MUÑOZ, J. A. (1988): «Estructura de las unidades surpirenaicas en la transversal del corte ECORS. Reunión Extraordinaria ECORS-Pirineos», *Soc. Geol. Esp. & Soc. Geol. Fr. Guía de campo*, 35 pp.
- MUÑOZ, J. A., PUGDEFABREGAS, C., & FONTBOTE, J. AM. (1984): «Orógenos Alpinos III. 4. 1. El Pirineo», en: *Inst. Geol. y Min. España*, Ed. Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España, 2, pp. 161-205.
- MUTTI, E. (1985): «Turbidite systems and their relations to depositional sequences». En: *Pro-*

- venance from arenites; Proceeding NATO-ASI Meeting, Cetraro-Cosenza, Italy (C. G. Zuffa, Ed.). Reidel Publ. Co., pp. 65-93.
- 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.*
- MUTTI, E., & ROSELL, J. (1968): «Presencia de laminación oblicua a gran escala en las turbiditas senonienses del flysch de los alrededores de Pobla de Segur (prov. de Lérida)», *Acta Geol. Hisp., 3 (59)*, pp. 120-123.
- MUTTI, E., & ROSELL, J. (1969): «Osservazioni sedimentologiche sul Flysch senoniano dei dintorni di Pobla de Segur (Prov. di Lérida, Spagna)», *Bull. Soc. GEol. It., 88*, pp. 453-467.
- MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F. (1972): «Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies», *Mem. Soc. Geol. Ital., 11*, pp. 161-199.
- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H. P., FERRER, J., ROSSEL, J. (1972): «Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della Zona Centrale Sud-Pirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)», *Mem. Soc. Geol. It., 11*, pp. 391-426.
- MUTTI, E.; REMACHA, E., SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R., & ZAMORANO, M. (1985): «Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrénées», en: M. D. Milà & J. Rossel, eds., *Excursion Guidebook. VI Eur. Reg. mtg. I.A.S., Lérida, España. Excursión 13*, pp. 579-600.
- NAGTEGAAL, P. J. C.; VAN VILET, A. & BROUWER, J. (1983): «Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren sandstone in the south-central Pyrenees, Spain», *Sedimentary Geology, 34*, pp. 185-218.
- NIJMAN, W., & NIO, S. D. (1975): «The Eocene Montaña delta (Tremp-Graus Basin, provinces of Lérida and Huesca, southern Pyrenees, Spain)», En: *The Sedimentary Evolution of the Paleogene South-Pyrenean Basin, IX, Int. Cong. I.A.S., Nice, France, part. B*, pp. 1-20.
- PASCUAL, J. O., SAMSO, J. M., TOSQUELLA, J., PARES, J. M., & SERRA KIEL, J. (1991): «Magnetoestratigrafía y Bioestratigrafía del estratotipo del Ilerdiense (Trem, Lleida)», I Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones, pp. 244-247.
- PYBERNES, B. (1976): «Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Hhèse Doct. Sci. Nat., Toulouse, 459 pp.
- PEÑA, J. L. (1983): «La Conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: Estudio geomorfológico», Inst. de Est. Ilerd, 373 pp.
- PLAZIAT, J. C. (1984): «Le domaine Pyrénéen de la fin de Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironments et évolution paléogeographique», Thèse, Univ. Paris-Sud, 1.362 pp.
- PONS, J. M. (1977): «Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rusitíditos del Cretácico superior del Prepirineo de la Provincia de Lérida», *Pub. de Geol. U.A.B., 3*, 105 pp.

- PUIGDEFABRIGAS, C., & SOUQUET, P. (1986): «Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrénées», *Tectonophysics*, 129, pp. 173-203.
- RENZI, M. DE (1971): «Las faunas de moluscos fósiles del Eoceno inferior del Prepirineo de Lérida», Tesis, Univ. de Barcelona, 503 pp.
- ROBLES, S. (1980): «Facies y secuencias de los abanicos aluviales de Pobla de Segur (Prepirineo de la provincia de Lérida)», IX Congr. Nacional de Sedimentología, Salamanca, Resúmenes comunicaciones, pp. 53-54.
- ROBLES, S. (1982): «Estudio comparativo del sistema aluvial del borde suroccidental de los Catalánides, en la transversal de Prat de Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de Pobla de Segur (Prepirineo de Lérida)», *Acta Geol. Hisp.*, 17.
- ROBLES, S. (1984): «El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de la Pobla de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell», *Ilerda*, 45, pp. 119-144.
- ROBLES, S. & ARDEVOL, L. (1984): «Evolución paleogeográfica y sedimentológica de la cuenca lacustre de Sossís (Eoceno superior, Prepirineo de Lérida): ejemplo de influencia de la actividad de abanicos aluviales en el desarrollo de una cuenca lacustre asociada», Homenaje a Luis Sánchez de la Torre, *Publ. Geología U.A.B.*, 20, pp. 233-268.
- ROSELL, J. (1962): «Sobre la edad de las calizas que forman el escarpe más alto de la sierra de St. Joan-Sta. Fe (Organyà) en la provincia de Lérida», *Ilerda*, 25, pp. 7-12.
- 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, pp. 71-80.
- ROSELL, J. (1967): «Estudio geológico del sector del Pirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (provincia de Lérida)», *Tesis*, 1963, Pirineos, 21, 214 pp.
- ROSELL, J. (1979): «Mapa Geológico de España», Esc. 1/50.000, Hoja 252 Tremp. Inst. Geol. y Min. de España.
- ROSELL, J. (1988): «Ensayo de síntesis del Eoceno sudpirenaico: el fenómeno turbidítico», *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4), pp. 357-364.
- ROSELL, J. & RIBA, O. (1966): «Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de Pobla de Segur (Lérida)», *Actas. 5.º Congr. Interna. de Estudios Pirenaico, Jaca-Pamplona*, 16 pp.
- ROSELL, J., OBRADOR, A., & PONS, J. M. (1972): «Significación sedimentológica y paleogeográfica del nivel arcilloso con corales del Senoniense superior de los alrededores de Pobla de Segur (provincia de Lérida)», *Acta Geol. Hisp.*, 7, pp. 7-11.
- ROSELL, J., LUTERBACHER, H. P., & FERRER, J. (1973): «El Paleógeno marino del noroeste de España». En: *Acta XII Col. Eur. de Microp.*, pp. 29-61. España, C.N.G. ENADISMA.
- ROSELL, J., & LLOMPART, C. (1982): «Pirineo. En: *El Cretácico de España*, pp. 161-198. Univ. Complutense Madrid.

- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERASTEGUI, X., MUÑOZ, J. A., VILLIEN, A., MATHERON, P., BAREYT, M., SEGURET, M., KAMARA, P., & DERAMOND, J. (1989): «ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: Geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees», *Tectonics*, 8 (1), pp. 41-50.
- SALVANY, J. M. (1989): «Estudi geològic-miner i tecnològic de materials argilosos en la Fm. Pont de Suert (Lleida). Projecte CIRIT, 37 pp.
- SEGURET, M. (1964): «Sur le style en têtes plogeantes des structures pyrénéennes de la zone des Nogueras (versant sud des Pyrénées centrales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 259, pp. 2895-2898.
- SEGURET, 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», *Ser. Geol. Str.*, 2, 155 pp. U.S.T.L., Montpellier, France.
- SGAVETTI, M., MUTTI, E., ROSELL, J., & LEGARRETA, L. (1984): «Tectonically controlled depositional sequence in the Upper Cretaceous Aren Sandstone, south-central Pyrenees, Spain. 5th European regional meeting of Sedimentology, Abstracts, pp. 406-407.
- SIMÓ, A. (1985): «Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec, Pirineo Central», Tesis. Univ. Barcelona, 325 pp.
- SIMÓ, A. (1986): «Carbonate platform depositional sequences. Upper Cretaceous, south-central Pyrenees (Spain)», *Tectonophysics*, 129, pp. 205-231.
- 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, pp. 365-378.
- SIMÓ, A.; PUIGDEFABREGAS, C., & GILI, E. (1985): «Transition from shelf to basin on an active slope. Upper Cretaceous Tremp area, southern Pyrenees». En: M. D. Milà & J. Rosell, eds., VI Eur. Reg. Mtg. I.A.S. Lérida, España, Excursion Guidebook, *Excursión*, núm. 2, pp. 62-108.
- SIMÓ, A. & PUIGDEFABREGAS (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.S. Lérida, España, *Excursión*, núm. 2, pp. 63-108.
- SOUQUET, P. (1967): «Le Crétacé Supérieur sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre Thèse Doc. Sci. Nat., Univ. de Toulouse, 529 pp.
- SOUQUET, P. (1984): «Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées, *Strata*, 1, pp. 47-70.
- SOUQUET, P. (1987): «Evolution de la marge nord-ibérique dans les Pyrénées durant le Mésozoïque», Ponencias del Congreso de Geología (II Congreso Mundial Vasco, Bilbao), 14 pp., 9 figs.
- SOUQUET, P., PEYBERNES, B., BILOTTE, M., & DEBROAS, E. J. (1977): «Nouvelle esquisse structurale des Pyrénées», *Lab. Géol. Univ. Paul Sabatier*, Toulouse, pp. 1-16.

- SOUTHARD, J. B. (1975): «Bed configuration». En: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM short course núm. 2, pp. 5-43. Dallas.
- STEEL, R. J., MAEHLE, S., NILSEN, N., ROE, S. L., & SPINNAGER, A. (1977): «Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: Sedimentary response to tectonic events. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, pp. 1.124-1.134.
- VACHARD, D., COLIN, J.-P., ROSELL, J., & HOCHULI, P. (1989): «Incursions de microfaunes alpines dans le Trias des îles Baléares et des Pyrénées espagnoles, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308 pp., série II: 947-952.
- VACHARD, D., COLIN, J.-P., HOCHULI, P., & ROSELL, J. (1990): «Biostratigraphie: Foraminifères, Palynoflore et Ostracodes du Rhétien de Bac Grillera (Pyrénées orientales espagnoles)», *Geobios*, 23 (5), pp. 521-537.
- VAN HOORN, B. (1970): «Sedimentology and paleogeography of an Upper Cretaceous turbidite basin in the south-central Pyrenees, Sapin», *Leidse Geol. Mededelingen*, 45, pp. 73-154.
- VIDAL, L. M. (1873): «Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Cataluña», *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 1, pp. 209-247.
- VIDAL, L. M. (1975): «Geología de la provincia de Lérida», *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 2, pp. 273-349.
- WATERLOT, M. (1967): «Contribution à l'étude géologique du Carbonifère ante-stephanien des Pyrénées Centrales espagnoles». Thèse, Lille. Fac. Sciences, 2 vol.
- WILCOXON, J. A. (1973): «Paleogene calcareous nannoplankton from the Campo and tremp sections of the Ilerdian stage in NE-Spain», *Rev. Esp. Micropal.*, 5 (1), pp. 107-112.
- WILLIAMS, G. D. (1985): «Thrust tectonics in the south-central Pyrenees», *J. of Struct Geol.*, 7, pp. 11-17.
- WILLIAMS, G. D., & FISHER, N. W. (1984): «A balanced section across the Pyrenean orogenic belt», *Tectonics*, 3 (7), pp. 773-780.



SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA