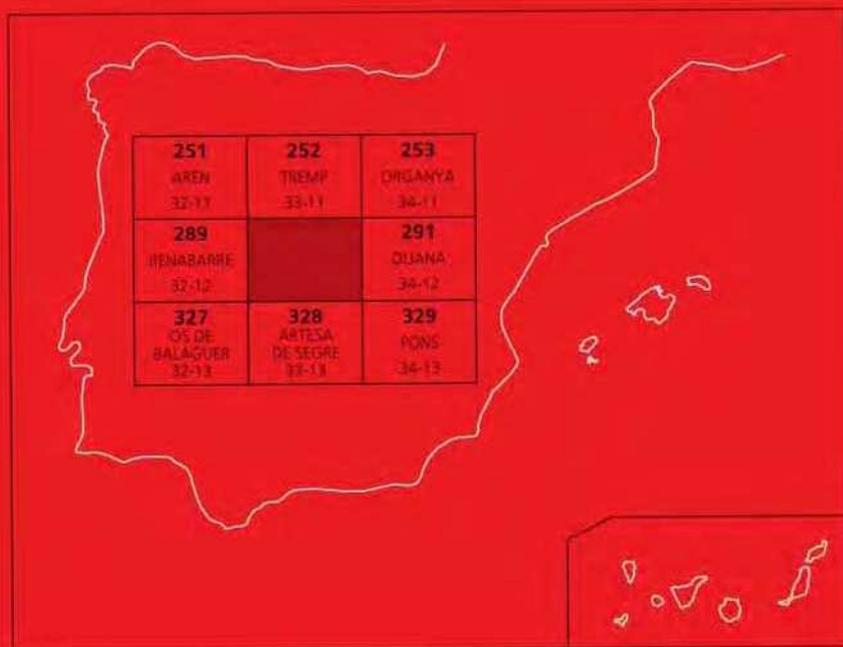




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ISONA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ISONA

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Instituto Geográfico Nacional
Cartografía: Intecol S.L.U.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-13-019-1
ISBN: 978-84-7840-908-2
Depósito legal: M-24914-2013

Fotocomposición: Intecol S.L.U.
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Isona-290) han sido realizadas por la Universidad Autónoma de Barcelona (Departamento de Geología, Área de Estratigrafía) durante 1994, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- J. Rosell (Universidad Autónoma de Barcelona)
- D. Gómez-Gras (Universidad Autónoma de Barcelona)
- R. Linares (Universidad Autónoma de Barcelona)

Colaboradores

- H.P. Luterbacher (Universidad de Tübingen). Micropaleontología.
- C. Llupart (Universidad Autónoma Barcelona). Macropaleontología.
- R. Linares (Universidad Autónoma Barcelona). Geomorfología.
- D. Gómez-Gras (Universidad Autónoma Barcelona). Petrología.

Dirección y supervisión

- V. Gabaldón (I.G.M.E.)

Edición

- G. Romero Canencia (I.G.M.E.)
- L.F. Miguel Cabrero (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información 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

1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. MESOZOICO	11
2.1.1. Triásico	11
2.1.1.1. Pelitas y evaporitas (1). Facies Keuper. Triásico superior	11
2.1.1.2. Ofitas (2). Triásico superior	12
2.1.2. Jurásico	12
2.1.2.1. Calizas micríticas y oolíticas (3). Lías	12
2.1.2.2. Margas con braquiópodos (4). Lías	13
2.1.2.3. Dolomías (5). Dogger	13
2.1.3. Cretácico	13
2.1.3.1. Cretácico inferior	13
2.1.3.1.1. Calizas (6). Aptiense. Margas (7). Albiense	13
2.1.3.2. Cretácico superior	15
2.1.3.2.1. Calizas con prealveolinas y calizas con pitonellas (8). Cenomaniense superior-Turonense	15
2.1.3.2.2. Margas y calizas con rudistas (9). Turonense- Coniaciense-Santoniense inferior	16
2.1.3.2.3. Margas nodulosas en la base, calcarenitas con hummocky (10). Coniaciense. Calizas con rudistas y corales (11). Santoniense inferior	16
2.1.3.2.4. Margas (12) con olistolitos calizos con corales y rudistas (13). Santoniense medio	16
2.1.3.2.5. Margas nodulosas (14). Santoniense superior	17
2.1.3.2.6. Calizas y calcarenitas del Montsec (15). Campaniense ..	17
2.1.3.2.7. Areniscas de Serra Mitjana (16). Campaniense superior	18
2.1.3.2.8. Margas de Siall (17). Campaniense superior	18
2.1.3.2.9. Areniscas y calcarenitas (18). Calcarenitas (19). Margas nodulosas (20). Areniscas y calcarenitas (21). Margas (22). Areniscas (23). Pelitas carbonosas con Gasterópodos (24). Fm. Areniscas de Areny. Campa- niense superior-Maastrichtiense	18
2.2. FACIES GARUMNIENSE	19
2.2.1. Serie garumniense de la Vall d'Àger	20

2.2.2.	El Garumniense de la Conca de Tremp	20
2.2.2.1.	Pelitas, areniscas y calizas con carofitas, ostrácodos y bancos de ostras (25). Maastrichtiense superior	21
2.2.2.2.	Pelitas y canales de arenisca (26). Maastrichtiense superior	23
2.2.2.3.	Sistema aluvial de Talarn: Calizas micríticas con Microcodium a techo (27). Paleoceno (Daniense)	23
2.2.2.4.	Pelitas con canales de areniscas y conglomerados (28). Paleoceno (Thanetiense)	24
2.3.	TERCIARIO	24
2.3.1.	Ilerdiense	25
2.3.1.1.	Ilerdiense y Cuisiense de la Vall d'Àger	25
2.3.1.1.1.	Calizas con alveolinas (29); areniscas deltaicas de La Baronia (30); pelitas de la Pasarela (31); areniscas deltaicas de L'Ametlla (32). Ilerdiense. Conglomerados, reniscas y pelitas (33). Cuisiense	26
2.3.1.2.	Ilerdiense de la Conca de Tremp	26
2.3.1.2.1.	Pelitas con turritellas (30). Ilerdiense	27
2.3.1.2.2.	Calizas calcarenitas y margas de Figols (31). Ilerdiense	28
2.3.1.2.3.	Areniscas y pelitas mareales de Montllobar (32). Ilerdiense	28
2.3.2.	Los conglomerados molásicos	31
2.3.2.1.	Conglomerados de Hostal Roig y de Benavent (34); Conglomerados de Montsec (35). Eoceno superior. Conglomerados (36); Areniscas y pelitas. Abanicos (37). Oligoceno	31
2.4.	CUATERNARIO	32
2.4.1.	Introducción	32
2.4.2.	Principales ciclos erosivo-acumulativos	36
2.4.2.1.	Pleistoceno inferior-medio	36
2.4.2.1.1.	Conglomerados (38). Abanicos aluviales de 1ª generación	37
2.4.2.1.2.	Calizas (39). Complejo travertínico de 1ª generación ...	39
2.4.2.1.3.	Conglomerados (40) de procedencia pirenaica (T ₅ río Noguera Pallaresa) y conglomerados (41) de procedencia interna. Depósitos fluviales	41
2.4.2.2.	Pleistoceno medio	41
2.4.2.2.1.	Conglomerados (42). Abanicos aluviales de 2ª generación	42
2.4.2.2.2.	Calizas (43). Complejo travertínico de 2ª generación ...	43
2.4.2.2.3.	Conglomerados (44). Depósitos fluviales de procedencia interna (río Conques) y de procedencia pirenaica (T ₄ río Noguera Pallaresa)	43
2.4.2.3.	Pleistoceno superior	44
2.4.2.3.1.	Conglomerados, arenas y arcillas (45). Abanicos aluviales de 3ª generación y depósitos fluviales de procedencia interna (T ₃ -T ₂ ríos Abella y Conques principalmente)	44

2.4.2.3.2.	Conglomerados (46). Depósitos fluviales de procedencia pirenaica (T ₃ -T ₂ río Noguera Pallaresa)	45
2.4.2.4.	Holoceno	45
2.4.2.4.1.	Limos y arcillas (47). Depósitos fluviales de procedencia pirenaica y de procedencia interna (T ₁ ríos Noguera Pallaresa, Abella y Conques) y coluviales asociados. Holoceno medio	45
2.4.2.4.2.	Conglomerados y arenas (48). Depósitos fluviales actuales de procedencia pirenaica y de procedencia interna (T ₀). Holoceno superior-actual	47
2.4.2.4.3.	Conglomerados, arenas, limos y arcillas (49). Conos de deyección. Holoceno superior-actual	47
2.4.2.5.	Pleistoceno-Holoceno. Conglomerados, arenas y arcillas. Depósitos poligénicos de vertientes (50); Conglomerados. Derrubios ordenados (51)	47
3.	TECTÓNICA	48
3.1.	INTRODUCCIÓN	48
3.1.1.	Lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli	48
3.1.2.	Lámina cabalgante del Montsec	48
4.	GEOMORFOLOGÍA	51
4.1.	INTRODUCCIÓN	51
4.2.	DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	51
4.2.1.	Antecedentes	53
4.3.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	53
4.3.1.	Estudio Morfoestructural	53
4.3.2.	Estudio del Modelado	57
4.3.2.1.	Modelado de vertientes	57
4.3.2.2.	Modelado fluvial	59
4.3.2.3.	Modelado kárstico	61
4.3.2.4.	Modelado poligénico	63
4.3.2.5.	Formas antrópicas	64
4.4.	LAS FORMACIONES SUPERFICIALES	64
4.5.	LA EVOLUCIÓN DINÁMICA	65
4.6.	LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	69
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	69
6.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	71
6.1.	MINERÍA	71
6.2.	CANTERAS	72
6.3.	HIDROGEOLOGÍA	72
7.	BIBLIOGRAFÍA	75

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Isona (nº 290) queda enmarcada en la unidad morfoestructural clásicamente denominada “Unidad Prepirenaica Central”. Esta unidad está formada por materiales del Mesozoico y Terciario inferior que han deslizado de Norte a Sur aprovechando, como nivel de despegue, los materiales plásticos del Triásico superior. Como resultado de este desplazamiento, esta megalámina cabalgante se ha estructurado en cuatro unidades de rango menor. De Norte a Sur son (Fig.1): a) el conjunto de láminas cabalgantes de Les Nogueres; b) la lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli; c) la lámina cabalgante del Montsec y, finalmente, d) el conjunto de láminas cabalgantes de las sierras Marginales. Cada una de estas subunidades se ha emplazado en un periodo diferente, la más antigua es la que se encuentra en la posición más septentrional, siendo progresivamente de más reciente emplazamiento, las más meridionales. Las variaciones estratigráficas, tanto litológicas como de espesor, han influido en la individualización de estas láminas. Durante y después de su emplazamiento, su morfología ha condicionado la evolución sedimentológica de las series sin y postectónicas, que las han ido cubriendo.

La Hoja de Isona está enclavada por completo en la lámina cabalgante del Montsec. Limita al Norte, en la esquina nororiental, con un pequeño retazo de la parte más meridional de la lámina de Bóixols-Sant Corneli. En su extremo Sur se sitúa el frente del Montsec, en su límite con las Sierras Marginales. La lámina del Montsec está estructurada de forma muy simple, constituyendo un laxo y amplio sinclinal orientado de Este a Oeste, que condiciona, en unos casos, el sentido de los emisarios de sedimentos a la cuenca y, en otros la distribución espacial de áreas deprimidas (el depocentro de la cuenca) y de umbrales (los flancos). En su núcleo afloran materiales predominantemente pelíticos y en los flancos areniscosos y calcáreos. Como consecuencia de la erosión del río Noguera Pallaresa y de pequeños afluentes como el río de Conques, se ha configurado la unidad geográfica conocida como “Conca de Tremp”.

La morfología de la Sierra del Montsec al ser atravesada, en el ámbito de la Hoja, por el río Noguera Pallaresa, ha dado lugar al Congost de Terradets. Los modelados en las calizas del Campaniense, son especialmente idóneas para los practicantes de la escalada. La diferencia de nivel entre la parte más alta del Montsec d'Àres (1666 m) y la Vall d'Àger (590 m), unido a la fácil accesibilidad de la cima confieren a esta zona las características idóneas para la práctica de deportes al aire libre.

Desde la época de VIDAL (1875), pionero en los trabajos de la geología de la zona, ésta ha sido una de las hojas que ha representado el valor paleontológico mayor de todo el Pirineo, tanto en el aspecto micropaleontológico como el macropaleontológico. A este respecto hay que hacer notar, que en ella se ubica el famoso e insólito yacimiento paleontológico del Cretácico inferior de Rúbies, también conocido como de Santa Maria de Meià, en el flanco Sur del Montsec. Como prueba de esta riqueza paleontológica basta con consultar la 1ª serie de la misma Hoja publicada por BATALLER, MASACHS y GALVEZ-CANERO el año 1953 y comprobar la notable abundancia de especies fósiles citadas.

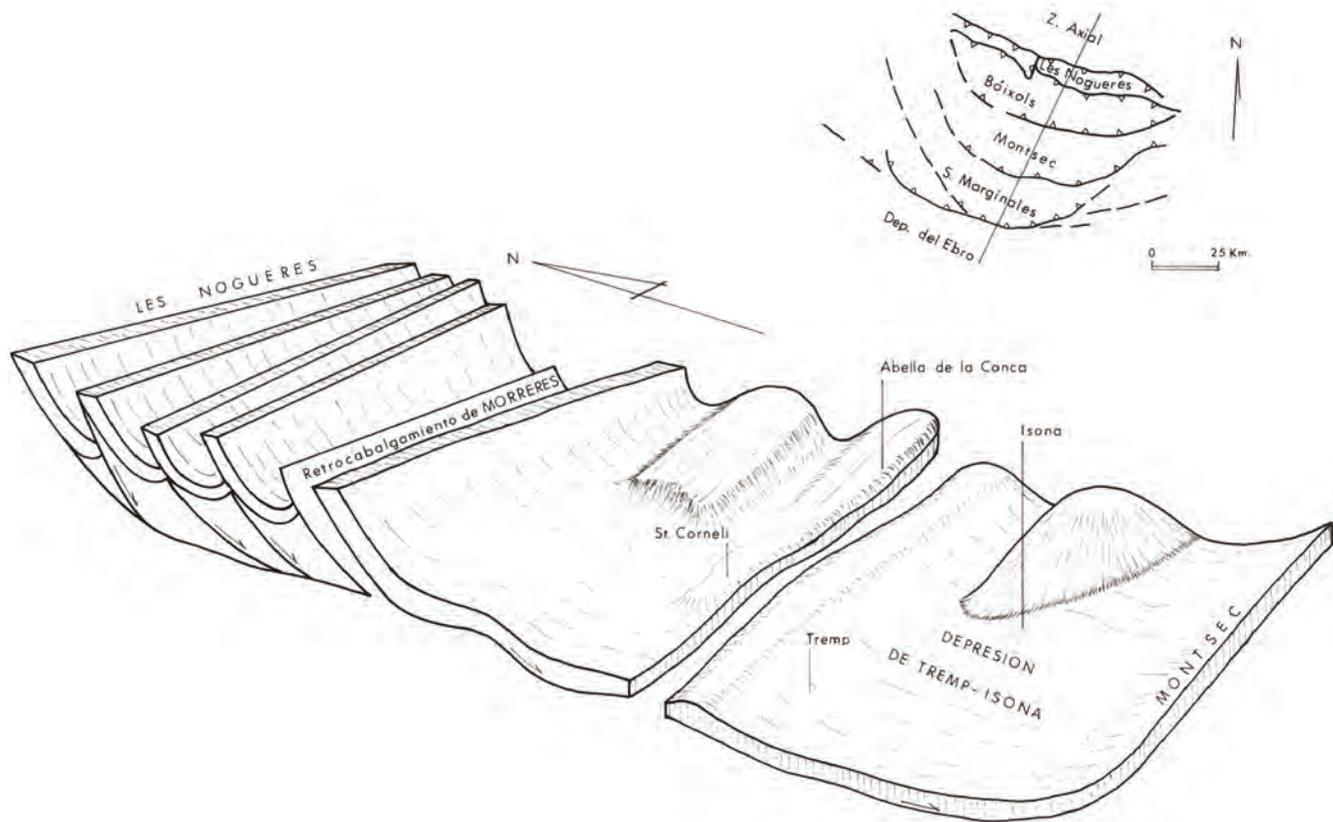


Fig 1.- Representación idealizada de las principales láminas cabalgantes en que se divide el Prepirineo.

2. ESTRATIGRAFÍA

La posición de la Hoja con respecto a la cuenca sedimentaria del Mesozoico presenta dos posiciones distintas: desde el Pérmico hasta finales del Cretácico inferior y durante el Cretácico superior y Paleoceno y Eoceno inferior. Durante el Cretácico inferior, la cuenca sedimentaria es de tipo distensivo, orientada de Noroeste a Sureste, y dentro de la cual, la Hoja ocupa una posición marginal, donde se produce un adelgazamiento considerable de la potencia de las series, llegando en algún momento a desaparecer alguno de sus niveles. Este último hecho puede observarse en la parte frontal del Montsec. A partir de finales del Cretácico inferior, cuando la cuenca es de tipo antepaís, sin duda el espesor de las series estratigráficas está en función de su posición respecto al frente y dorso de las láminas cabalgantes, donde se reduce la potencia o existen abundantes niveles de erosión. Por el contrario, hacia el centro de la lámina es donde se sitúan las potencias mayores, al mismo tiempo que las facies que allí se originarán serán las de mayor profundidad. En la Hoja de Isona, el depocentro de la cuenca coincide con el eje del sinclinal de la lámina.

La mayor parte de los materiales que afloran en la "Conca de Tremp" son posteriores al emplazamiento de la lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli y a partir del Cretácico terminal son posteriores a la colocación de la lámina cabalgante del Montsec. Unos y otros han sido deformados más tarde por los últimos movimientos tectónicos a los que ha sido sometida el área de estudio. Tan sólo pueden considerarse como post-tectónicos en sentido estricto, los materiales conglomeráticos discordantes de edad Oligoceno o ligeramente posterior, que constituyen la molasa pirenaica y que afloran en los extremos oriental y occidental de la Conca de Tremp.

2.1. MESOZOICO

Dentro de los materiales mesozoicos que forman el Prepirineo, tan sólo afloran en el frente del cabalgamiento del Montsec y con un alto grado de deformación, los del Triásico superior y del Jurásico. Además, en esta parte frontal cabalgante aflora un nivel muy constante de dolomías, atribuidas clásicamente al Dogger, pero de edad incierta, y uno de calizas del Cretácico inferior y otro del superior.

2.1.1. Triásico

De la serie triásica pirenaica tan sólo afloran materiales en facies Keuper característica de la parte terminal del Triásico pirenaico.

2.1.1.1. Pelitas y evaporitas (1). Facies Keuper. Triásico superior

Los materiales del Triásico superior constituyen en todo el Prepirineo el nivel de despegue principal de las series suprayacentes. Afloran, tan sólo, a retazos en el mismo frente de la escama cabalgante del Montsec. Es por ello, que se hallan profundamente tectonizados, lo que imposibilita realizar un corte completo de sus niveles con la evaluación de su potencia. A pesar de ello, se han podido individualizar dos niveles de composición litológica diferente:

- a) El inferior, muy tectonizado, está formado por una serie pelítico-evaporítica de coloraciones predominantemente rojizas y, en menor proporción grises, verduzcas o amarillentas e incluso blanquecinas.
- b) El superior, de color amarillento o ligeramente grisáceo, está formado en la parte basal por una serie rítmica constituida por la alternancia de calizas o margocalizas con peli-

tas. Las primeras están siempre finamente laminadas. Pueden interpretarse como depositadas en un ambiente lagunar con una mayor o menor relación con un medio marino neto. En la parte alta de este nivel se le intercalan capas de carniolas que constituyen los niveles de transición a la serie caliza del tramo inferior del Lías. A juzgar por las facies y posición estratigráfica, este nivel podría pertenecer al Rethiense, tal como ha sido reconocido en el Pirineo Oriental (VACHARD *et al.* 1989).

2.1.1.2. Ofitas (2). Triásico superior

En esta serie pelítica evaporítica han hecho intrusión dos masas ofíticas; una en las inmediaciones del pueblo de la Ametlla (Font Grossa) y otra al Este de dicho pueblo, en el frente del cabalgamiento, en la cabecera del barranco de Els Colls.

Estas masas ofíticas de color gris a verde se hallan muy alteradas por la meteorización, dando un aspecto terroso amarronado en el que resaltan verdaderas bolas (disyunción bolar) con núcleos poco alterados y muy duros.

Macroscópicamente, corresponden a rocas del tipo diabasas con una textura afanítica a granular y presentan como minerales esenciales plagioclasas, clinopiroxenos (augita), opacos (magnetita, ilmenita, piritita) y relictos de olivinos y como accesorios cuarzo y epidota.

2.1.2. Jurásico

Sobre los materiales que afloran en el plano del cabalgamiento de la escama del Montsec se reconocen tres niveles de edad jurásica: el inferior calizo (3), el intermedio margoso (4) y el superior dolomítico (5). Los dos inferiores, más plásticos, frecuentemente se hallan muy tectonizados e incluso laminados (pinzados) por efecto del cabalgamiento. El superior, por el contrario, aflora como una banda casi continua al pie de la sierra del Montsec.

La característica principal que presenta la serie jurásica en la Hoja es la monotonía de sus facies en todos los afloramientos. Su edad puede evaluarse tan sólo teniendo en cuenta los niveles con fauna, especialmente abundante en el tramo margoso intermedio, rara en el inferior calizo y ausente en el superior dolomítico.

Fue estudiado por VIDAL (1875 y 1898), DALLONI (1930), DELMAS *et al.* (1971) y en la anterior edición de la Hoja de Isona (1ª serie), por BATALLER, MASACHS y GALVEZ-CAÑERO (1953). En estos trabajos se limitan a citar su presencia y a la determinación de restos de faunas procedentes del nivel margoso. Más recientemente, FAURÉ (1984) ha publicado un estudio estratigráfico sobre el Jurásico del Prepirineo mucho más detallado, que incluye la serie jurásica de esta zona.

2.1.2.1. Calizas micríticas y oolíticas (3). Lías

Está compuesto en su mayor parte por una sucesión de unos 80 m de carbonatos organizados en ciclos de somerización de calizas oolíticas y micríticas. La base de la serie, no obstante, es predominantemente dolomítica y acarniolada, de transición a las facies evaporíticas del Triásico superior. La edad de estos materiales, por la escasez de macro y microfósiles, es difícil de determinar, más aún cuando presenta niveles de erosión y en su techo se ha desarrollado un "hardground" donde el intervalo temporal que abarca se desconoce. Según FAURÉ (1984), este tramo calizo pertenece al Sinemuriense.

2.1.2.2. Margas con braquiópodos (4). Lías

Corresponde a un tramo amarillento fundamentalmente margoso de unos 90 m de espesor en el que abundan los fósiles, especialmente los braquiópodos. La parte inferior de la serie es predominantemente calcárea margosa y nodulosa, mientras que la parte superior es margosa (en las inmediaciones del techo se le intercala un nivel con gran abundancia de ostreoides (*Gryphaeas*). Presenta una gran abundancia de braquiópodos y algunos restos de ammonitidos. La coloración de estos materiales es gris, pero es fácilmente reconocible como nivel cartográfico por su típica pátina ocre amarillenta y su composición margopelítica. La mayor parte de sus sedimentos pertenecen al Toarciense medio (se ha reconocido con seguridad la zona Bifrons: subzonas sublevisoni y bifrons). Al techo de la serie, el registro alcanza el Aalenense (Zona Opalinum, subzona opalinum). Aunque tal como se deduce de FAURÉ (1984), en este tramo margoso estarían representados, por lo menos parcialmente, el Carixiense, Domeriense, Toarciense y el Aalenense basal.

2.1.2.3. Dolomías (5) Dogger

Clásicamente se viene denominando como las “dolomías del Dogger”. Corresponde a un tramo dolomítico gris, con pátina gris oscuro, sobre el que se asienta la Sierra del Montsec. Las dolomías son de grano grueso y sin restos fósiles, por lo que su datación exacta es una verdadera incógnita (PEYBERNES, 1976). En su techo existe un nivel de erosión (karstificación) con ferruginizaciones y margas más o menos aluminosas correspondientes a un paro sedimentario, cuya edad es desconocida, ya que, los primeros materiales datados que yacen sobre él, pertenecen al Aptiense y probablemente sedimentados ya avanzado este piso. Por esta razón, su potencia es variable a lo largo de los afloramientos; en general, puede establecerse entre los 80 y el centenar de metros.

2.1.3. Cretácico

En el área ocupada por la Hoja, los materiales cretácicos son los que alcanzan una mayor superficie. El Cretácico inferior posee poco desarrollo tanto en tiempo como en espesor de sedimentos representados. El Cretácico superior, en cambio, presenta dos partes muy diferentes. La inferior, con pocos sedimentos y de diversas edades (Cenomaniense superior, Turoniense superior, Coniaciense y Santoniense inferior) y con hiatos sedimentarios importantes que separan los diferentes paquetes de sedimentos superpuestos. Y la superior, desde el Santoniense medio al Maastrichtiense superior inclusive, presenta un desarrollo importante en espesor de materiales sedimentados y al mismo tiempo, la serie fosiliza gran parte del tiempo abarcado por estos pisos geológicos.

2.1.3.1. Cretácico inferior

2.1.3.1.1. Calizas (6). Aptiense. Margas (7). Albiense

En el área ocupada por la Hoja, los sedimentos del Cretácico inferior afloran tan sólo en el flanco Sur de la sierra del Montsec (6) y en el mismo extremo nororiental, que aún pertenece al manto de Bóixols-Sant Corneli (7).

La esquina nororiental del mapa está ocupada, en una pequeña extensión, por sedimentos del Cretácico inferior y de la base del superior, correspondientes a la lámina cabalgante de

Bóixols-Sant Corneli. Aflora escasamente en el flanco Sur del anticlinal de Abella de la Conca, reconociéndose solo unos pocos metros de la serie calcáreo nodulosa y margosa del Albiense.

En la lámina cabalgante del Montsec y concretamente en el frente del cabalgamiento afloran, de forma muy irregular, sedimentos de esta edad. Esta distribución irregular, probablemente es debida a la disposición de la cuenca sedimentaria en este momento: fase distensiva con el desarrollo de fosas con un acúmulo importante de sedimentos y de pilares o en umbrales entre ellas sin sedimentación o con series muy reducidas. Esta cuenca, orientada de Noroeste a Sureste y cortada por el afloramiento del Montsec en dirección E-O, es la causante de que los materiales del Cretácico inferior tengan una muy reducida potencia en el extremo oriental de la lámina, desaparezcan en la parte central y se desarrollen de nuevo hacia el Oeste (hacia el valle del Noguera Ribagorzana), fuera ya del ámbito de la Hoja.

Así pues, dentro del área de estudio, en los materiales del Cretácico inferior se han distinguido los siguientes niveles (serie estratigráfica de La Cabrúa, Santa Maria de Meià):

- a) El nivel inferior es calizo y está compuesto por "mudstone" con miliólidos y carofíceas, fosiliza la superficie de erosión modelada sobre las dolomías del Dogger y están organizadas en tres ciclos de somerización. Posee una potencia de 25 m.
- b) Sobre estas calizas descansan 75 m de brechas calizas limitadas en base y techo por superficies de discordancias, con una parte inferior netamente conglomerática, una intermedia masiva y una superior con grandes bloques. A pesar del aspecto caótico se intuye una gruesa estratificación. En todas ellas dominan las calizas micríticas con carofíceas, aunque hacia la parte alta existen cantos de "packstone", "wackstone" e incluso de "grainstone" de oolitos. La parte intermedia está formada por mudstone de carofíceas y gasterópodos "lacustres" y la parte inferior por cantos de "mudstone" con carofíceas.
- c) Separadas del tramo medio por una superficie de discordancia, descansan 10 m de calizas masivas micríticas, gris claro, con carofíceas y restos de gasterópodos. Su base está formada por un conglomerado intraformacional y calizas finamente laminadas.
- d) Tramo de 30 m de calizas, explotado exhaustivamente para la búsqueda de fósiles, que corresponde al clásico yacimiento paleontológico de La Cabrúa. Tiene una potencia muy irregular a lo largo del afloramiento, llegando a desaparecer hacia el Este y el Oeste. Está formado por calizas micríticas con estratificación fina en general y bien laminadas. Presentan abundantes estructuras de deformación que pueden interpretarse como sistimas. Hacia la parte alta la estratificación es mucho más gruesa. Estos yacimientos fueron datados clásicamente como del Jurásico superior, Malm (Kidmerdigense o Portlandiense). En su tesina, KRUSAT (1966) fue el primero que situó estas calizas en el Cretácico inferior (Weald), como, sin precisar, se datan actualmente.
- e) 10 m de calizas masivas en su mayoría "grainstone" de oncolitos. En la parte alta tapizados por un nivel de gruesos oncolitos que se acuñan en el espacio, a veces quedando reducido a un tapizado en la superficie del nivel hasta desaparecer. Presentan miliólidos y carofíceas. Sobre él existen unos 50 cm de margas rojizas con ferruginizaciones.
- f) Sobre el tramo anterior yace un tramo de 45 m de espesor de calizas ("grainstone") masivas. Hacia la parte alta va adivinándose la estratificación hasta que ésta es bien

manifiesta y se intuye una estratificación de tipo "hummocky". Incluyen rudistas en la parte media y gran abundancia de orbitolinas en la superior.

- g) La serie termina con un tramo predominantemente margoso (con bancos de calizas de rudistas intercalados) con *Orbitolina* (*Mesorbitolina texana* ROEMER) del Aptiense superior. Incluye además una pobre fauna de braquiópodos, nerineidos, cerítidos y ostreidos. El límite superior es, asimismo, una superficie de discordancia que las separa del Cretácico superior.

2.1.3.2. Cretácico superior

Aunque los sedimentos de esta edad, anteriores al emplazamiento de la lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli, son distintos de los coetáneos de la lámina del Montsec, los depositados con posterioridad deben considerarse los más antiguos, sedimentados en un mismo sector de cuenca sin que exista separación alguna entre las series del flanco Norte y las del flanco Sur del sinclinal de Tremp.

La serie pre-emplazamiento de la lámina de Bóixols-Sant Corneli son sedimentos del Cenomaniense superior al Santoniense inferior y la serie posterior, del Santoniense superior al Maastrichtiense (estos últimos abarcan además, junto al Paleoceno, parte de las facies rojas garumnienses). Se han agrupado en las siguientes unidades cartográficas:

2.1.3.2.1. Calizas con prealveolinas y calizas con pitonellas (8). Cenomaniense superior-Turonense inferior

En todo el Prepirineo Central, en las láminas cabalgantes de Bóixols-Sant Corneli y del Montsec, sobre los materiales del Cretácico inferior, en contacto claramente discordante, descansa un nivel calizo de poco espesor (32 m en el Montsec) y facies muy constante, que por su contenido paleontológico clásicamente viene atribuyéndose al Cenomaniense superior.

La parte inferior del tramo corresponde a un nivel margoso de 17 m de potencia con capas intercaladas de calizas con claras evidencias de paros sedimentarios (encostramientos ferruginosos y abundante bioturbación), que contiene prealveolinas (entre ellas se han identificado *Prealveolina cretacea* REICH y *Ovalveolina ovum* REICH) que se han atribuido y se atribuyen al Cenomaniense más alto. En la lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli, aflorante sólo en el extremo noroccidental de la Hoja, la parte inferior de esta unidad cartográfica se ha definido litoestratigráficamente como Formación calizas de Santa Fe (MEY *et al.* 1968).

La parte superior, en el Montsec, lo constituye un nivel de calizas masivas de 55 m de potencia como máximo, fácilmente individualizable en la cartografía, en su casi totalidad micríticas con algunos bioclastos y pitonellas. En la parte más alta, donde la estratificación es manifiesta (localmente, con rasgos que recuerdan a la estratificación de tipo "hummocky") las calizas son de grano fino con pellets.

Estas calizas marcan el inicio de la transgresión del Cretácico superior y, a su vez, el inicio de un cambio de estilo tectónico que conlleva, asimismo, un cambio en la paleogeografía y en el tipo de cuenca sedimentaria. Constituye el comienzo del paso de una cuenca rift, dominada por la distensión (con fosas y altos sedimentarios), a una cuenca en compresión, evolucionando finalmente a una cuenca de antepaís.

Tanto en el Montsec como en Abella de la Conca, tan sólo se atribuye al Cenomaniense los primeros metros calizos y calcáreo-margosos con prealveolinas, mientras que, el tramo calizo masivo con pironellas se atribuye ya al Turoniense.

2.1.3.2.2. Margas y calizas con rudistas (9). Turoniense-Santoniense inferior

En el Montsec se han incluido en una misma unidad cartográfica sedimentos del Turoniense al Santoniense inferior por su poco desarrollo en potencia (160 m), por su rápido acuanamiento lateral y por presentar las mismas facies que en los niveles de su yacente y techo.

En la lámina del Montsec se han distinguido en estos sedimentos (PASCUAL *et al.*, 1989) pequeños y discontinuos "mounds" margo-carbonatados de orden decamétrico, interpretables desde el punto de vista de la estratigrafía secuencia1 como parasecuencias. Cada "mound" está formado por un nivel inferior bioclástico grosero, con coloraciones amarillentas y con estratificación "hummocky", cuyo retrabajamiento habla en favor de una lenta sedimentación y de una cierta profundidad, un nivel margo noduloso intermedio, localmente con rudistas y corales y un nivel superior calizo de granulometría media a fina (pellets) con líneas de acreción localmente muy marcadas.

Descansan de Este a Oeste mediante un contacto de "on lap" sobre las calizas masivas atribuidas al Cenomaniense superior. En el Montsec se considera el inicio de la sedimentación santoniense cuando aparecen las primeras *Lacazina pyrenaica*, lo cual va acompañado de una rica fauna de rudistas y de nerineidos. Esto tiene lugar en los "mounds" más superiores.

2.1.3.2.3. Margas nodulosas en la base, calcarenitas con hummocky (10). Coniaciense. Calizas con rudistas y corales (11). Santoniense inferior

Está formado por dos tramos bien diferenciados cartográficamente (en el extremo Este podría diferenciarse un tercero en la parte basal) que en conjunto forma la última unidad afectada por el cabalgamiento.

El tramo inferior, con una potencia mínima de 120 m sólo diferenciable en el extremo oriental (sierra de Carrànima), está formado por margas algo nodulosas en la parte inferior alternando con capas de calcarenitas que van dominando hacia la parte alta, al mismo tiempo que presentan una incipiente estratificación "hummocky".

El intermedio (55 m) es margo noduloso con macrofósiles entre los que dominan los equínidos irregulares y los restos de nautiloideos. Y el superior, calizo, (30 m) está bien estratificado y presenta restos silicificados de rudistas.

2.1.3.2.4. Margas (12) y Olistolitos calizos con corales y rudistas (13). Santoniense medio

En la parte frontal de la lámina de Bóixols-Sant Corneli, sincrónicamente con los momentos finales del emplazamiento de dicha lámina, se sedimentó un nivel de margas sobre las que deslizaron verdaderas plataformas carbonatadas originadas en el anticlinal frontal del bloque superior. De éstas plataformas se contabilizan hasta cuatro en Collades de Basturs y una en la parte intermedia, en los afloramientos de la sierra de Carrànima, donde el espesor total del tramo es de 230 m.

Su edad por el contenido en microfósiles es Santoniense medio.

2.1.3.2.5. Margas nodulosas (14). Santoniense superior

Forma una unidad cartográfica muy continua que se extiende al pie del escarpe más alto de la sierra del Montsec, donde por su composición margosa se han implantado, clásicamente, campos de cultivo.

La parte inferior de este tramo en el Montsec, lo constituye un nuevo nivel calcarenítico ferruginoso de 10 m de espesor con laminaciones "hummocky", que marca el inicio de un nuevo ciclo con profundización de la cuenca y con un verdadero nivel de inundación. A este nivel se le superpone uno margoso y arenoso de unos 40 m de potencia, fácilmente reconocible por la abundancia de corales individuales que incluye, tales como *Cunolites*, *Aulosmilia*, *Leptophyllia*, *Diploctenium*, etc. Localmente, se reconocen canales de areniscas cuarzosas rojizas, con cantos blandos y de cuarzo alineados en las superficies erosivas. Corresponden a cursos trenzados fluviales, que van a parar al mar, donde en superficie han sido reabajados por las olas.

El resto de la serie es fundamentalmente margosa con facies monótonas de pelitas y capas margo-nodulosas intercaladas con una potencia media de 200 m. Localmente, presentan capas bioconstruidas en las que predominan los grandes corales y los rudistas. Son frecuentísimas las discordancias intraformacionales, testigo de la inestabilidad de la cuenca, con procesos de "slump" que hacia el centro de la misma debían originar sedimentos turbidíticos.

Este tramo con facies predominantemente margosas, en la lámina de Bóixols-Sant Corneli, apenas aflora esta Hoja pero adquiere un buen desarrollo cartográfico en la Hoja contigua de Tremp, y es posterior a su emplazamiento y, por lo tanto, fosiliza el frente del cabalgamiento.

2.1.3.2.6. Calizas y calcarenitas del Montsec (15). Campaniense

La parte más alta del Montsec corresponde a un potente nivel carbonatado complejo que se viene atribuyendo por su contenido faunístico (fauna de rudistas y macroforaminíferos) al Campaniense. En realidad, este nivel cartográfico está formado por una serie de plataformas carbonatadas progradantes hacia el Norte o Noroeste, sobre las margas del Santoniense superior (en visión aérea pueden observarse sus líneas de progradación). Cada una de estas plataformas, a su vez, está formada por ciclos asimilables a parasecuencias, fácilmente diferenciables hacia las partes distales de las mismas y mucho menos evidentes en las proximales, donde las calizas presentan un aspecto masivo. Sobre ellas se ha excavado en el ámbito de la Hoja, el Congost de Terradets.

Están formadas por calcarenitas de grano grueso con gran abundancia de bioclastos y algunos raros niveles biohermales de rudistas. Entre los macroforaminíferos más característicos cabe citar *Siderolites calcitetrafoides*.

Su espesor es variable a lo largo de todo el Montsec, quizás uno de los puntos donde presenta una potencia mayor sea en el Congost de Terradets en el valle del Noguera Pallaresa, donde alcanza 240 m de espesor.

En la sierra del Montsec, el límite entre el Campaniense y el Maastrichtiense es, desde el punto de vista litológico, transicional. En la serie se pasa gradualmente de las calizas, que dominan el Campaniense a las areniscas que dominan en el Maastrichtiense, cambio debido al aumento progresivo de granos siliciclásticos y a la disminución paulatina de granos carbo-

náticos. Por esto, al no existir un límite basado en el contenido paleontológico, por ser éste banal, éste se considera "aproximado" y corresponde al momento en que predomina la componente siliciclástica sobre la carbonática.

2.1.3.2.7. Areniscas de Serra Mitjana (16). Campaniense superior

En el núcleo del anticlinal y en el periclinal de Isona, fuera del ámbito de la Hoja, afloran las areniscas de la Rua. Sobre ellas yace un nivel margoso (en el contacto entre ambas está construido el pueblo) y sobre este nivel descansa el tramo de areniscas que se han denominado de Serra Mitjana por formar la mayor parte de la cresta de dicha sierra. Este nivel posee una potencia máxima de 75 m.

Tanto el nivel de la Rua, como el de Serra Mitjana como el de la Arenisca de Areny *sensu stricto* en el periclinal de Isona poseen características similares. Corresponden a calcarenitas deltaicas en las que el dominio mareal ha dejado impreso su sello en la mayor parte de la serie. Las avenidas fluviales quedan patentes por momentos con pasadas conglomeráticas (cantos de cuarzo), que localmente están alineados a modo de un depósito residual.

2.1.3.2.8. Margas y pelitas de Siall (17). Campaniense superior

Corresponden a un tramo muy continuo aflorando entre las areniscas de Serra Mitjana y la Arenisca de Areny *sensu stricto*, dibujando el periclinal de Isona. Este tramo formado por una serie monótona de pelitas alternantes con margas nodulosas y localmente, margocalizas alcanza un espesor de 125 m.

En el flanco Norte del sinclinal de Tremp equivale probablemente al nivel margoso que yace en discordancia bajo las Areniscas de Areny en el fondo del barranco de les Collades, al Norte de Sant Romà d'Abella.

2.1.3.2.9. Areniscas y calcarenitas (18). Calcarenitas (19). Margas nodulosas (20). Areniscas y calcarenitas (21). Margas (22). Areniscas (23). Pelitas carbonosas con Gasterópodos (24). Fm. Areniscas de Areny. Campaniense superior-Maastrichtiense

Sobre las calizas del Montsec yace un tramo de naturaleza areniscosa equivalente a la Formación Areniscas de Areny (MEY *et al.* 1968). Esta unidad areniscosa en la parte umbría de la sierra del Montsec, en el flanco Sur del sinclinal de Tremp, aflora también en el flanco Norte del sinclinal en las inmediaciones de Orcau con un espesor muy reducido y con mayor potencia al Este de Isona, donde dibuja el sinclinal de Faidella, el periclinal de Isona y el sinclinal de Benavent. Ha sido estudiada por NAGTEGAAL *et al.* (1983), DÍAZ (1987), SGAVETTI *et al.* (1984), SGAVETTI y MUTTI (1987) y ROSELL (1993).

Llama la atención que en tan corto espacio, como es el área de la hoja, las facies se conserven pero el yacente varíe de una forma tan manifiesta. Al Este de Isona este yacente lo constituye el nivel margoso de Siall y en el Montsec las calizas campanienses. La edad del nivel margoso es, asimismo, Campaniense superior. Sin duda alguna, estas variaciones rápidas de facies son consecuencia de la paleogeografía del momento. La Conca de Tremp, ya en esta época estaba configurada como un golfo cuyo margen Norte lo forma la lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli y con el flanco Sur, es decir el Montsec, ya colocado o por lo menos

ejerciendo el papel de umbral sedimentario (en las sierras Marginales no existen sedimentos de facies correlacionables con la Arenisca de Areny, en el tiempo en que ésta se depositó). El centro de la cuenca, aún móvil, era fuertemente subsidente. En ella se estableció un estuario en el que se depositaría una potente serie de materiales detríticos progradantes de Este a Oeste. En los márgenes del mismo (flanco del Montsec), y en el frente de la lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli (entre Orcau y el Coll de Faidella) la serie de 35 m de espesor presenta frecuentes discordancias que implican lagunas estratigráficas más o menos prolongadas. En el flanco Sur de la cuenca, vertiente Norte del Montsec, flanco pasivo, la sedimentación alcanza un espesor mayor (probablemente cercana a los 200 m) que en el flanco Norte, siendo sus facies monótonamente areniscosas. Esta potente masa calcarenítica del borde puede correlacionarse en el centro con las unidades de la Rúa, Serra Mitjana, Siall y con las Areniscas de Areny *sensu stricto* situadas en el periclinal de Isona.

En el corte de la carretera de Isona a Bóixols, punto geológico singular, pueden estudiarse las facies del cuerpo estuarino con periodos en los que queda manifiesta la acción del río y otros en los que las corrientes de marea retrabajaban en su totalidad los materiales que éste aportaba al estuario.

Presenta, localmente, niveles calcareníticos en los que abundan los macroforaminíferos (Orbitoides). En su parte alta son frecuentes los parches de rudistas de facies lagunares que marcan la transición que caracterizan a las facies Garumniense gris.

En las inmediaciones del anticlinal de Sant Corneli, el complejo areniscas de Areny se traduce en una serie de pequeñas plataformas deltaicas compuestas por dos unidades litoestratigráficas. La proximal está formada por areniscas o calcarenitas con potencias de unos 10 a 15 m, en las que domina una estratificación "hummocky" y, en raras ocasiones, mareal y corresponde en la cartografía a los números (19) calcarenitas, (21) areniscas y calcarenitas y (23) areniscas. La parte distal está constituida por una serie margosa o margo-nodulosa, generalmente de mayor espesor (20-25 m). Estas partes distales suelen presentar intercalaciones esporádicas de capas de areniscas o calcarenitas producto de tormentas y han sido representadas como las unidades (20) margas nodulosas y (22) margas. La unidad areniscosa más alta, al Norte de los pueblos de Vilamitjana y de Suterranya, presenta intercaladas dos cuñas pelíticas lignitíferas con fósiles (gasterópodos) de ambiente salobre (24), que se han interpretado como sedimentos de lago relacionados con el mar y situados en la llanura deltaica en momentos de abandono o estancamiento del delta.

2.2. FACIES GARUMNIENSE

Los depósitos en Facies Garumniense ("Formación Tresp" de MEY *et al.* 1968) afloran ampliamente en la Conca de Tresp, donde forman, junto a la serie ilderdiense, el núcleo del sinclinal de la lámina cabalgante del Montsec. También afloran en la vertiente Sur de dicha sierra, en el valle del Noguera Pallaresa, en el lugar conocido como La Passarella; se trata de un pequeño retazo muy tectonizado, por situarse en la parte frontal del cabalgamiento.

En el momento de la sedimentación de estas facies, el Montsec debía existir como un umbral, ya que ambas vertientes presentan facies distintas, involucradas, no obstante, en un mismo momento de la evolución paleogeográfica del Prepirineo. Tales diferencias de facies obligan a describir las series por separado.

Estos materiales predominantemente rojo pelíticos fueron sedimentados al final del Cretácico y comienzos del Terciario. En la mitad inferior de la serie abundan los restos de dinosaurios (LAPPARENT y AGUIRRE, 1956; ROSELL, 1967; LLOMPART, 1979), cuya presencia constata su edad cretácica. Su contenido en ostrácodos (LIEBAU, 1973) y en carófitas (FEIST y COLOMBO, 1987; MASRIERA y ULLASTRE, 1990) certifica la edad antes establecida.

2.2.1. Serie garumniense de la Vall d'Àger

La Facies Garumniense en las láminas cabalgantes que forman las sierras Marginales está compuesto por tres niveles LLOMPART (1979); LLOMPART y KRAUS (1982): uno inferior pelítico con abundantes cuerpos canalizados de areniscas, uno intermedio calizo con grandes nódulos de sílex y uno superior pelítico versicolor con raros canales de areniscas y con evaporitas.

- a) El nivel inferior pelítico descansa sobre un tramo de calizas, predominantemente micríticas, con abundantes laminaciones algales grises con pátinas blanquecinas y una estratificación planoparalela que representa la transición entre el Campaniense calizo, netamente marino y el Maastrichtiense continental. Está formado por pelitas con niveles areniscosos interpretables como canales fluviales en sentido amplio, en los que, a modo de depósito residual, son frecuentes los fragmentos de huesos de dinosaurios y algunos restos de pisadas. Además, hacia la base, se les intercalan abundantes niveles de calizas estromatolíticas, a veces con verdaderas acumulaciones de oncolitos. Su edad es claramente cretácica, Maastrichtiense, localizándose el límite entre las eras secundaria y cenozoica en las inmediaciones del techo, punto en el que en todo el Prepirineo, ya no se encuentran restos de dinosaurios. El límite establecido en la serie por GALBRUN *et al.* (1993) coincide con el que LLOMPART y KRAUS habían propuesto en 1982.
- b) El nivel intermedio corresponde a una masa de calizas cristalinas grises, de espesor y facies muy constantes, con abundantes nódulos de sílex, a veces de grandes dimensiones. Estas calizas presentan en su techo, uno o varios niveles de karstificación. Hacia su parte alta aparece la bioestructura *Microcodium*. Su edad es, sin una base paleontológica sobre la que apoyarse, probablemente Daniense. En el ámbito de la Hoja este nivel aflora en el valle del Noguera Pallaresa junto al mismo puente de La Passarella, aunque muy reducido de potencia (1 m) por causas tectónicas, motivo por el cual ha sido imposible de representar cartográficamente.
- c) El nivel superior, predominantemente pelítico, tiene coloraciones rojizas, localmente amarillentas, grises e incluso verduzcas. Hacia la base presenta abundantes niveles de paleosuelos (ROSSI, 1993) y horizontes con *Microcodium*. Hacia la parte alta se intercalan capas de evaporitas y de calizas. Estas últimas de la parte inferior a la superior van sucediéndose en la vertical, micritas con carófitas y micritas con miliólidos, marcando el inicio de la transgresión ilderiense. Este tramo garumniense corresponde al Paleoceno, probablemente al Thanetiense (ROSSI, 1993). La parte más pelítica de este nivel, aunque muy tectonizada, aflora junto al nuevo puente del La Passarella (5 m de espesor), donde destaca por su intenso color rojizo entre las calizas garumnienses situadas al Norte y las calizas con alveolinas al Sur, ambas verticalizadas.

2.2.2. El Garumniense de la Conca de Tremp

La Conca de Tremp corresponde a una depresión geográfica excavada en un amplio y laxo

sinclinal por la erosión del río Noguera Pallaresa y afluentes, especialmente el río de Conques por su margen izquierda. El núcleo de este sinclinal estaba formado por pelitas y areniscas del Eoceno y, en las inmediaciones del Montsec, por calizas de la misma edad, las cuales, en gran parte, han sido barridas por la erosión, dejando los testigos de las sierras de Campanetes y Campelat d'Aransís, al Este, y Mur y Montllobar, al Oeste del río. Esta erosión ha permitido aflorar ampliamente los sedimentos rojizos del Garumniense. Ocupan la mayor parte del área abarcada por la Hoja de Isona.

La serie roja garumniense yace sobre una superficie de erosión que en casi toda la Conca corresponde a un paleosuelo con ferruginizaciones importantes, que implican un prolongado periodo sin sedimentación. En esta superficie de paro sedimentario son frecuentes los restos óseos de dinosaurios, placas de huevos o bien, huevos enteros y pisadas de estos grandes reptiles, así como, gasterópodos terrestres del género *Lychnus*.

Los materiales garumnienses (en su mayoría facies rojiza) han sido estudiados clásicamente con el interés de solidificar el garumniense como un piso geológico (VIDAL, 1873 y 1875; DALLONI, 1930 y BATALLER, 1959). Estudios posteriores como las tesis de ROSELL (1967), LIEBAU (1973) y PLAZIAT (1984) van situando correctamente el tiempo que duró la sedimentación dentro de la escala cronoestratigráfica. Con los trabajos de NAGTEGAAL (1972), MASRIERA y ULLASTRE (1981, 1982, 1989 y 1990) se inician los estudios sedimentológicos y, en la tesis de EICHENSEER (1987) y sobre todo en la Hoja de Tresp n° 252 (ROSELL, 1993) se realiza una síntesis de los conocimientos acerca de estos niveles de transición entre el Mesozoico y el Terciario, con un análisis de los mecanismos controladores de su sedimentación en el área abarcada por dicha cuadrícula.

FEIST y COLOMBO (1983) con el estudio de las sucesiones en el tiempo de las carofíceas, constatan las dataciones realizadas anteriormente en base a las características sedimentológicas de las series dentro del contexto de la Estratigrafía regional.

CUEVAS (1992) publica un detallado estudio estratigráfico sobre el Garumniense de la Conca de Tresp. Divide la serie en unidades litoestratigráficas que define formalmente y establece sus equivalencias laterales y verticales.

La serie para su mejor estudio puede dividirse en cuatro partes: a) El tramo inferior pelítico carbonoso con coloraciones grises dominantes ("Garumniense gris"). b) El tramo inferior pelítico de coloraciones rojizas que presenta facies fluviales con restos de dinosaurios, *Lychnus* y carofíceas, que indican una neta edad cretácica (Maastrichtiense inferior y medio). c) El tramo intermedio fluvial al Oeste (sistema aluvial de Talarn) y lacustre al Este con abundante *Microcodium* en la parte alta, donde se sitúa el comienzo del Terciario, y finalmente d) el tramo superior pelítico rojo, que en base a la geología regional parece corresponder ya al Paleoceno (Thanetiense).

2.2.2.1. Pelitas, areniscas y calizas con carofíceas, ostrácodos y bancos de ostras (25). Maastrichtiense superior

La base de la serie garumniense típica (capas rojas) en toda la Conca de Tresp se inicia con un tramo de composición predominantemente pelítica y de coloración gris debida a su alto contenido en restos carbonosos. Este tramo, a parte del color y las facies que lo caracterizan, está situado entre la Arenisca de Areny y el Garumniense clásico rojizo, y es el de transición entre las facies típicas marinas y las fluviales, queda individualizado en el espacio y tiempo por dos

superficies de discordancia. Este tramo basal denominado Garumniense gris posee un espesor medio de unos 100 m.

La superficie inferior corresponde a un paleosuelo con una ferruginización muy característica en todos los afloramientos, desarrollado sobre las areniscas de la Formación Areniscas de Areny. El superior queda marcado por un cambio brusco en los tipos de facies, de deltaico con dominio mareal en un ambiente típicamente fluvial, cambio que además va acompañado de una clara discordancia angular.

El tramo adquiere su máximo desarrollo en el eje del sinclinal que forma la lámina cabalgante concordante en este momento con el depocentro de la cuenca sedimentaria (185 m). Es muy delgado en el flanco Norte (25 m en Suterranya), desapareciendo los afloramientos hacia el Oeste (Oeste de Tremp, fuera del ámbito de la Hoja) y con un desarrollo constante pero menor al del eje de la cuenca en el flanco Sur (sierra del Montsec, 35 m en Barcedana).

En el flanco Norte de la Conca de Tremp (inmediaciones de Suterranya) se presenta en forma de cuñas intercaladas en la Formación Arenisca de Areny. El carácter lagunar de sus facies hace intuir que hacia el interior de la cuenca pasarán a facies areniscosas de frente deltaico en sentido amplio.

- Sobre el paleosuelo que marca el límite inferior del tramo yacen las capas con *Radiolitea pulchellus* (VIDAL), que marcan el momento de la transgresión marina.
- Un segundo nivel está caracterizado por facies de llanura de marea (bien mixta proximal, bien fangosa, que es la dominante) cortadas por cuerpos canalizados de facies fluvio mareales, interpretados como canales de estuario.

En las facies pélticas (llanura fangosa) se intercalan niveles correspondientes a episodios lacustres de características sedimentológicas distintas. Debían existir dos tipos de lagos relacionados, probablemente, con el ambiente supramareal: pantanos, en los que se depositaron gran cantidad de restos vegetales que dieron lugar a los yacimientos de lignitos de Suterranya, Llordà, Biscarri y barranco de Barcedana y pequeñas charcas, con una sedimentación de fango calizo con carofitas y gasterópodos lacustres y con vegetación similar a cañas y/o juncos. En estas últimas charcas, en las que abundaban las carofíceas los dinosaurios se hundían en el fango, dejando las huellas de sus pisadas LLOMPART *et al.* (1984).

En las áreas de características mareales algo más marinas eran frecuentes las acumulaciones de *Corbicula laletana* (VIDAL). En esta serie se reconocen una o dos capas de tormentas con el aporte de fauna desde áreas netamente marinas (corales y rudistas dominantes, entre ellos la *Hippuritella castroi*) (VIDAL).

En el techo aparecen los canales fluviales más o menos modificados por la acción de las mareas y canales con oncolitos. Éstos cortan facies de llanura mareal. Los oncolitos que rellenan los canales crecieron localmente en su mayoría utilizando como núcleo una concha de *Corbicula*. En estos "canales" oncolíticos son frecuentes los restos óseos de dinosaurios.

A lo largo de la lámina cabalgante del Montsec, y como continuidad en la sedimentación de la Formación Arenisca de Areny, sigue la implantación de un medio deltaico con un claro dominio de las mareas. Estos deltas se construían de Este (continente) a Oeste (mar abierto), siguiendo el eje del surco o cuenca. Este medio deltaico posee llanuras intra y supramareales con desarrollo de pequeños lagos, y se reconocen canales que aportan el material terrígeno

con relleno submareal o intramareal arenoso y con dominio fluvial, en las partes proximales.

2.2.2.2. Pelitas y canales de areniscas (26). Maastrichtiense superior

Las facies que presentan los materiales de esta unidad son netamente fluviales y pueden llegar a alcanzar un espesor máximo de 220 m. Pueden agruparse en dos tipos: unas areniscosas formadas por cuerpos canalizados y otras limoareniscosas y sobre todo pelíticas consideradas como producto del desbordamiento de los canales cuando éstos eran activos.

- Los cuerpos canalizados corresponden a lentejones de areniscas de hasta 5 m de espesor (por lo general, de 2 a 3 m), muy bioturbados en el techo, formados por un solo ciclo estrato y granodecreciente y con, en algunos casos, un depósito de conglomerados, residual, en la base. En la mayoría se le adivina, pocos son muy patentes, la existencia de líneas de acreción lateral. Por estas características se han interpretado como barras de meandro. A veces, sobre todo hacia la parte alta, estos lentejones se amalgaman, hecho que se ha interpretado como producto de una ralentización en la subsidencia. El medio sedimentario en el cual se depositan corresponde a las partes distales de abanicos aluviales construidos bajo condiciones climáticas húmedas.
- Los depósitos de desbordamiento los constituyen, fundamentalmente, pelitas rojizas con paleosuelos que incluyen nódulos de caliche, localmente muy abundantes. A estas pelitas se les intercalan capas de areniscas finas o de limolitas limitadas por planos paralelos a la escala del afloramiento con "climbing ripples" más o menos borrados por efecto de la bioturbación. Son raros los lentejones de areniscas con una longitud muy reducida en relación con su espesor, decimétricos, con un dominio de "climbing ripples" en su estructuración interna cuando ésta aún está preservada de la bioturbación.

Entre los depósitos de desbordamiento existen intercalaciones locales de niveles de calizas predominantemente micríticas con abundantes carofíceas, que se han interpretado como episodios lacustres. Estos niveles de calizas son relativamente frecuentes en el flanco Norte del sinclinal de Tresp y muy raros hacia el flanco Sur.

En los depósitos de desbordamiento, prácticamente bioturbados en su totalidad, se han desarrollado frecuentes paleosuelos, que utilizaron los grandes gasterópodos del género *Lychnus* como hábitat.

En todas estas facies con mayor o menor frecuencia se han encontrado restos óseos y, a veces, placas de huevos de dinosaurios. Es por ello, además apoyado en la distribución vertical de las carofíceas, que este tramo se ha considerado como Cretácico en su totalidad. El último resto de dinosaurio hallado se localiza precisamente en la base de lo que se ha considerado el nivel intermedio o de transición entre el Mesozoico y el Terciario.

2.2.2.3. Calizas micríticas con *Microcodium* a techo (27). Paleoceno (Daniense)

Esta unidad representa en la Conca de Tresp un cambio paleogeográfico importante, pues de una sedimentación fluvial tranquila en régimen meandriforme, se pasa, de forma súbita, a la instauración de un medio aluvial muy localizado, que alimenta una pequeña cuenca lacustre, probablemente endorreica, situada hacia el centro de la Conca. Probablemente, esta sedimentación fue rápida y dio lugar, por un lado, a los conglomerados de Talarn, organizados en canales meandriformes conglomeráticos, y por otro, a las "point bars" de Tresp, que

se extienden desde la estación de servicio situada al Norte de la ciudad hacia el campo de fútbol, todo ello fuera del ámbito de la Hoja. En la parte más distal de este sistema se situaba un lago, al cual iban a parar estos canales fluviales, que aportaban el material terrígeno y lo depositaban en la zona más externa. Hacia el centro de la cuenca, la sedimentación era carbonatada y en ella se depositaban las calizas que forman los lentejones del Serrat de l'Aspre (situado al Este de la carretera de Fontsagrada) y los que se extienden desde Puig Pedrós en el Molí d'Aransís hasta las inmediaciones de Sant Salvador de Toló. La potencia de este nivel cartográfico no supera los 20 m de espesor.

En el margen Sur de la cuenca, en la sierra del Montsec, estos lentejones de calizas se correlacionan, probablemente con niveles de pelitas con abundantes nódulos de anhidrita. El límite de ambas eras, en este caso, se establece, aunque con ciertos reparos, en el momento de la aparición de estos nódulos; hecho que por otro lado va acompañado de una débil discordancia angular.

Una vez depositados estos materiales hubo un paro sedimentario importante que se tradujo en el desarrollo de un potente nivel de paleosuelos denominado horizonte pedogenético de Colmenar-Tremp EICHENSEER y KRAUSS, (1985) y en un nivel de karstificación de las calizas. Es en este momento en que aparecen en la serie abundantes tramos biogenéticos simplificados bajo el término de *Microcodium*. Quizás éstos sean los niveles en que se inicia la era Cenozoica, el Daniense.

2.2.2.4. Pelitas con canales de areniscas y conglomerados (28). Paleoceno (Thanetiense)

El tramo superior de la Facies Garumniense presenta unas características sedimentológicas peculiares. Corresponde a una serie fluvial relacionada con un medio deltaico desarrollado más al Oeste (arenisca thanetiense de VAN DER HURK, 1990). En la Conca de Tremp, de este sistema fluvial tan solo se han depositado las facies de "by pass", es decir, los depósitos de desbordamiento y los residuales del fondo de los canales ("lag"). Estos depósitos, de granulometrías muy variadas entre conglomeráticas del "lag" y arenas muy finas de las "crevasses", eran depositadas en la parte frontal del sistema deltaico anexionado. Las depresiones canaliciformes están rellenas, aparte del depósito residual, por materiales de desbordamiento de canales que seguían siendo activos, mientras que éstos últimos habían dejado de transportar.

Los depósitos residuales, cuando existen, están formados por conglomerados de cantos relativamente grandes. Los márgenes o "levées" de los canales se han preservado con sus facies y granulometrías típicas con un mayor o menor grado de bioturbación.

Los materiales de desbordamiento corresponden a pelitas afectadas por procesos pedogenéticos entre los que se intercalan abundantes capas de areniscas finas con "climbing ripples", localmente muy bioturbados.

Este tramo presenta varios niveles lenticulares de evaporitas localizadas en las inmediaciones de su techo y que fueron estudiados por GARCÍA VEIGAS (1988) e interpretados como cuencas lacustres efímeras endorreicas. Su espesor al Oeste de Tremp es de 290 m y en Sant Miquel de la Vall de unos 380 m.

2.3. TERCARIO

Aparte de los materiales del Paleoceno descritos junto con las Facies del Garumniense por

formar parte del mismo conjunto de facies "red beds", la serie terciaria que aflora en el ámbito de la Hoja corresponde a dos tramos separados en el tiempo y con significación tectónica muy diferente.

La parte inferior del tramo basal es de edad llerdiense y de facies marina, y la superior es continental y, probablemente del Cuisiense. Sus materiales forman la mayor parte del núcleo del sinclinal de la lámina cabalgante del Montsec.

El tramo superior es post-tectónico. Está formado por una gran masa de conglomerados que yacen discordantes indistintamente sobre los materiales de su yacente. Corresponde a los conglomerados de Benavent de la Conca del sector centro y suoriental de la Hoja y su edad es probablemente oligocena.

2.3.1. llerdiense

Los sedimentos del llerdiense están caracterizados por presentar facies terrígeno-deltaicas con dominio de las mareas sobre el oleaje y localmente de la acción fluvial, tanto en la Conca de Tremp como en la Vall d'Àger. En ambas partes del Montsec se depositan materiales aportados por dos sistemas fluviales procedentes del Sureste que drenaban hacia él. Temporalmente esta área era de "by pass". La destrucción de los aparatos deltaicos y posterior resedimentación de los materiales dio lugar a parte de las turbiditas del Grupo Hecho. Estos sistemas fluviales, los de la Vall d'Àger y el de la Conca de Tremp, funcionaban por separado pero, debido a su proximidad, registraban eventos de ámbito regional que son útiles como elementos de correlación. En las inmediaciones de la sierra del Montsec, el llerdiense está formado por sedimentos carbonatados.

2.3.1.1. llerdiense y Cuisiense de la Vall d'Àger. Calizas con alveolinas (29); areniscas deltaicas de La Baronia (30); pelitas de la Pasarela (31); areniscas deltaicas de L'Ametlla (32). llerdiense. Conglomerados, areniscas y pelitas (33). Cuisiense

El Eoceno inferior de la Vall d'Àger, cuya sedimentación es posterior al emplazamiento del manto del Montsec, está formado de muro al techo por las siguientes unidades cartográficas: a) calizas con alveolinas (29); b) sistema deltaico de La Baronia (30); c) pelitas transgresivas de la Passarella (31); d) sistema deltaico de L'Ametlla (32); (a, b, c y d pertenecen al llerdiense) y, finalmente, e) los depósitos fluviales atribuidos al Grupo Montanyana (33) de edad Cuisiense.

Los estudios más relevantes en cuanto a facies y edad de los materiales llerdienses se deben a MUTTI *et al.* (1973), GHIBAUDO (1975), LLOMPART (1977), MUTTI *et al.* (1985), ROSELL y LLOMPART (1988), DREYER y FÁLT (1993) y ZAMORANO (1993). Sobre el sistema fluvial cuisense, aparte de trabajos inéditos de universidad sobre sus facies, tan sólo cabe citar los de índole paleontológica sobre los restos de mamíferos que incluyen; CRUSAFONT y ROSELL (1966) y CRUSAFONT y GOLPE (1973). Es interesante resaltar como estudio pionero en petrología sedimentaria el trabajo de DE ROSA y ZUFFA (1979).

- a) Calizas con alveolinas (29). llerdiense: En la Vall d'Àger (fuera del área abarcada por la Hoja), sobre las facies evaporíticas del tramo superior del Garumniense y de forma gradual, se depositan las calizas transgresivas con alveolinas, que han recibido el nombre de Grupo Àger. Han sido estudiadas recientemente con todo detalle por ROSSI (1993). En la Hoja afloran tan solo en el flanco Norte del sinclinal de Àger reducidas de espesor

(80 m en La Passarella) por efectos de su posición en la cuenca y por los movimientos posteriores al emplazamiento de la lámina cabalgante.

- b) Areniscas. Sistema deltaico de La Baronia (30). Ilerdiense: En contacto discordante y separados localmente por un "hardground", descansa un tramo de areniscas y pelitas que ha sido estudiado con detalle por corresponder a un sistema deltaico dominado por la acción de las mareas (MUTTI *et al.*, 1975). El afloramiento es continuo desde la parte proximal con influencia fluvial (La Régola, al Oeste), representado por facies de llanura de marea cortadas por canales estuarinos, a la distal caracterizada por las barras submareales típicas (Les Alters de La Baronia, al Este). En el flanco Norte del sinclinal de Àger en La Passarella, alcanza un espesor de 85 m. Sus materiales descansan en discordancia progresiva sobre las calizas con alveolinas.
- c) Sobre este complejo areniscoso existe un tramo pelítico que representa la sedimentación deltaica en un momento transgresivo y que se conoce como las Pelitas de La Passarella (31). Ilerdiense. En la localidad tipo presenta un espesor de 50 m.
- d) Areniscas. Sistema deltaico de Ametlla (32). Ilerdiense: Este sistema deltaico con una polaridad de Este a Oeste se halla dividido en dos unidades separadas por un nivel con sedimentos más carbonatados. La inferior está formada por barras de desembocadura de canales distributarios. Estas barras, cortadas casi longitudinalmente, pueden seguirse desde la parte proximal a la distal, o sea, desde la zona con influencia fluvial, pasando por áreas con oleaje y micromareales, hasta hallarse completamente retocadas por efecto del oleaje en régimen de tormentas (ZAMORANO, 1993 y DREYER y FÁLT, 1993). La superior presenta un dominio claro de facies de bahías interdistributarias sobre los cuerpos de barras de desembocadura; esta facies de bahía presenta abundantes canales y pequeños lóbulos interpretados como "crevasses" intercalados, así como una variada fauna de moluscos estudiados por LLOMPART (1977a y 1977b). Con este sistema deltaico, que marca el final de la regresión, culmina la serie del Ilerdiense.
- e) Conglomerados, areniscas y pelitas. Sistema fluvial de "Montanyana" (33) Cuisiense: Los materiales fluviales que coronan la serie marina del Ilerdiense, cuya edad por la fauna de mamíferos que contiene es de edad Cuisiense, están formados por cuerpos areniscosos y, localmente, conglomeráticos, intercalados en una serie pelítica de 100 m de potencia máxima. Los cuerpos areniscosos corresponden en la base a canales depositados bajo un régimen meandriforme y hacia la parte superior, donde su composición es mucho más conglomerática, el medio sedimentario fluvial corresponde a un régimen trezado. En su base presenta abundantes troncos limonitizados y algunos restos óseos de mamíferos, cocodrílidos y quelonios. En las pelitas de desbordamiento son abundantes los horizontes edafizados con nódulos de caliche y, localmente, con restos de fauna.

En el flanco Sur de la sierra del Montsec, especialmente en su sector más oriental, existe un tramo conglomerático muy cubierto por derrubios cuaternarios a los que se les asigna esta edad.

2.3.1.2. Ilerdiense de la Conca de Tremp

En general, la sedimentación es deltaica con un mayor o menor influjo de las mareas (en su mayor parte calificable de estuarina) y afectada por un movimiento relativo eustático de ascenso y descenso del nivel del mar.

En la Conca de Tremp, el umbral del Montsec, cuya ladera Norte efectúa el papel de alto sedimentario, condiciona, en general, la sedimentación del Eoceno inferior. Es sobre este paleo-relieve donde en los momentos de alto nivel del mar se produjo una sedimentación carbonatada, y en los momentos de bajada del nivel del mar, estuvieron sometidos a procesos de karstificación; mientras, en el fondo del golfo, la sedimentación era terrígena.

En el ámbito ocupado por la Hoja de Isona por la Conca de Tremp, el Eoceno inferior aflora en dos sectores separados por el río Noguera Pallaresa que, en conjunto, forman el núcleo del laxo sinclinal de Tremp: al Este, en la margen izquierda del río (embalse de los Terradets), el relieve residual que formaban estos materiales es conocido como las sierras de Campelat d'Aransís y de Campanetes (alto del Tossalet) y, al Oeste, en la margen derecha del río (embalse de los Terradets), la sierra del Sasret-Montllobar. Así pues, la erosión del río ha dejado un corte desde las partes marginales a las centrales de la cuenca sedimentaria. Las variaciones de facies en este sentido se realizan rápidamente, mientras que las variaciones longitudinales, dado el espacio reducido de la Hoja, son aunque importantes, poco perceptibles.

En un corte Norte-Sur de estos materiales desde la carretera de Tremp-Pont de Montanyana (eje de la cuenca) hasta el Montsec (margen Sur de la cuenca) son reconocibles las variaciones de facies desde carbonáticas, al Sur, a siliciclásticas, al Norte y de espesores: de 250 m al Sur a unos 600 m en el eje de la cuenca. Esta sección desde el punto de vista litoestratigráfico y sedimentológico ha sido estudiada con todo detalle por FONNESU (1984), dado que en ella se sitúa el corte tipo del llerdiense, ha sido muestreado por una notable cantidad de investigadores con el fin de corroborar, criticar o cambiar detalles en su composición, posición y evolución bioestratigráfica. A este respecto hay que citar los trabajos de SHAUB y HOTTINGER (1960), LUTERBACHER (1969, 1970 y 1973), RENZI (1971), MUTTI *et al.* (1972), FERRER *et al.* (1973), CARO (1973), NIO y NIJMAN (1975), GAEMER (1978), MUTTI *et al.* (1985), MUTTI *et al.* (1988), LUTERBACHER *et al.* (1991), EICHENSEER y LUTERBACHER (1992) y PASCUAL (1992).

En la margen derecha del río Noguera Pallaresa los niveles carbonatados depositados sobre el umbral del Montsec van acuñándose progresivamente hacia el interior de la cuenca al mismo tiempo que van predominando los niveles pelíticos y areniscosos, cambio de facies que se realiza en poco más de 10 km.

FONNESU (1984) realiza una división de la serie estratigráfica del llerdiense de este sector occidental de la Conca de Tremp en sistemas deposicionales. Retomando estos datos, MUTTI (1989) establece una división en tres secuencias deposicionales: la inferior (Figols 1) que abarca dos sistemas deposicionales, el de Puigmaçana y de Serrat de Cal Senàs de FONNESU, la intermedia (Figols 2) los de Serra Puit, Santa Llúcia y Forals de dicho autor; y finalmente la superior (Figols 3) abarca los de Mur y Porredó. En la cartografía se ha seguido esta división secuencial y se han distinguido los siguientes tramos correlacionables a gran escala con las unidades cartográficas utilizadas al Sur del Montsec.

2.3.1.2.1. Pelitas con turrítellas (30). llerdiense

El tramo inferior de la serie eocena de la Conca de Tremp es de naturaleza pelítica, gris azulada, en la que esporádicamente se encuentran intercaladas capas de tormentas de composición calcarenítica en alguna de las cuales dominan las alveolinas. Su espesor en el eje de la cuenca puede evaluarse en unos 125 m, acuñándose hacia el Norte y hacia Sur de la misma. Presenta gran abundancia de turrítellas en la parte media del tramo y de cerítidos y corales individuales en la parte alta. Tanto por su litofacies como por su biofacies se interpreta este

tramo como relacionado genéticamente con la parte distal de un aparato deltaico, concretamente con un medio prodeltaico.

2.3.1.2.2. Calizas calcarenitas y margas de Figols (31). Ilerdiense

En conjunto este tramo lo constituyen pelitas con intercalaciones de niveles calizos, bioclásticos y de capas de tormentas de composición calcarenítica. Los niveles calizos van aumentando de potencia hacia el Sur en detrimento de los pelíticos, que prácticamente se acuñan en las inmediaciones del umbral del Montsec. Su potencia máxima puede evaluarse en unos 200 m.

Este tramo, al igual que el anterior, puede atribuirse a un medio prodeltaico, aunque sometido a repetidas subidas del nivel del mar que originaron el envejecimiento de la red fluvial y la regeneración de una sedimentación carbonatada.

2.3.1.2.3. Areniscas y pelitas mareales de Montllobar (32). Ilerdiense

Corresponde a una serie pelítica con intercalaciones de cuerpos areniscosos, conglomeráticos y niveles carbonosos, margo-nodulosos y de ostreidos. Su potencia media ronda los 125m. Este tramo se depositó en un medio estuarino: facies dominantes de llanura mareal (pelítica y mixta) cortadas por canales de estuario (areniscas conglomeráticas de origen fluvial) y canales de marea propiamente dichos.

En el depocentro de la cuenca sedimentaria, coincidente con el eje del sinclinal que forma la lámina cabalgante del Montsec, en los momentos de bajada del nivel del mar, se originó una sedimentación deltaica como consecuencia de la regeneración del sistema fluvial que desembocaba en el golfo de Tremp. Cuando el nivel del mar era alto (nivel de base de los ríos acercándose al perfil de equilibrio), en esta parte central de la cuenca o no existió registro estratigráfico o bien tan solo capas de tormenta, cuyo material procedía de la erosión y puesta en suspensión de parte de los carbonatos, aún no litificados, recién depositados en los márgenes de la cuenca.

En los umbrales, por el contrario, en los momentos del nivel del mar alto, con un intenso desarrollo de la vida constructora, predominantemente macroforaminíferos, corales y algas rojas, se depositaron niveles carbonatados. Mientras que en los momentos del nivel del mar bajo en estos umbrales, fuera del agua, se para la sedimentación e inicia el desarrollo de superficies erosivas (karstificadas). Así pues, las superficies erosivas del techo de los ciclos de carbonatos pueden interpretarse como verdaderas superficies de inundación ("flooding") del ciclo subsiguiente. Cada superficie de erosión (karstificación) hacia el interior de la cuenca se correlaciona con un nivel de pelitas (Fig. 2).

Esta transgresión marina duró poco más de 2.5 Ma. En el corte que ofrece la carretera de Tremp a Pont de Montanyana y, concretamente desde el pueblo de Claret hasta la cima de Coll de Montllobar, HOTTINGUER y SCHAUB (1960) definieron el estratotipo del piso Ilerdiense.

En la margen izquierda del río, la serie estratigráfica del Ilerdiense es ligeramente diferente a la de la margen derecha, no tanto en los eventos sedimentarios registrados como en el tipo de materiales depositados. Mientras en la margen derecha dominan claramente los carbonatos con parches coralinos y superficies erosivas que separan los ciclos, en la izquierda, por el contrario, hay un claro predominio de niveles siliciclásticos con una gran abundancia de glauconita sobre los carbonáticos.

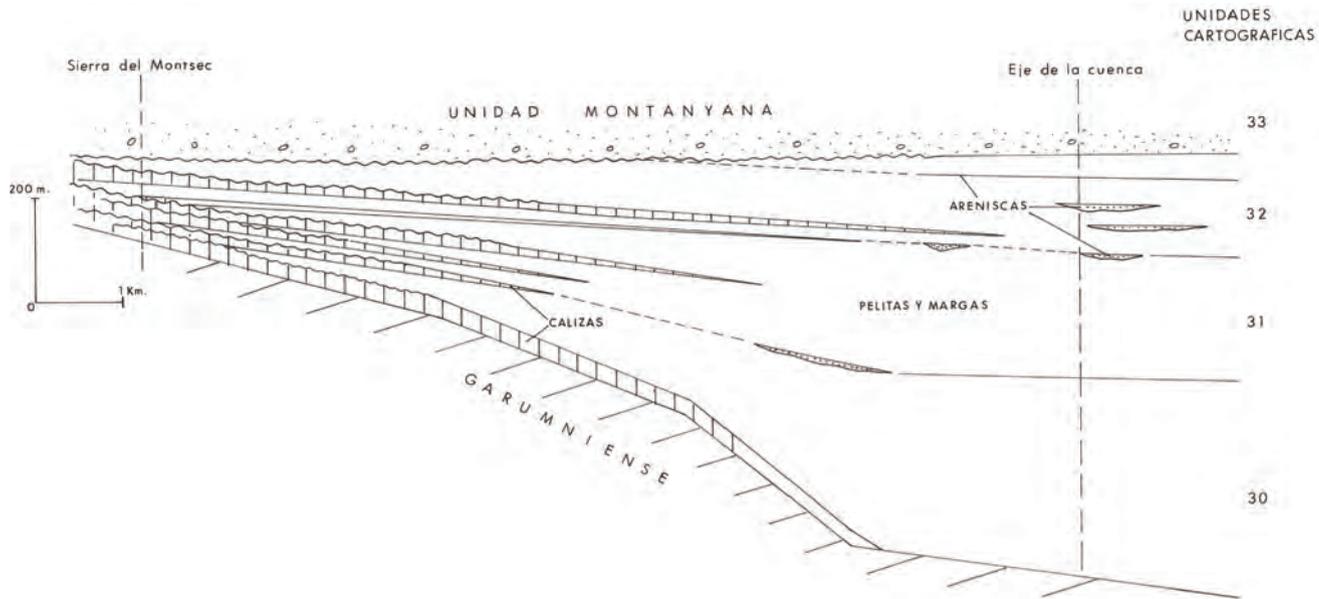


Fig 2.- Corte S-N de la serie estratigráfica ilderde (basado en FONNESU 1984, modificado).

En la margen izquierda del río (Limiana-Hostal Nou), la historia estratigráfica del llerdiense puede sintetizarse en los siguientes eventos:

- 1) Sobre las pelitas rojas con evaporitas del Garumniense (Thanetiense) transgrede el mar llerdiense. El sector ocupado por la sierra de Campelat d'Aransís-Campanetes, en este momento, estaba ocupado por una llanura de marea, al principio fangosa y luego arenosa en la que se depositan varios ciclos (mínimo tres) intramareales. Cada ciclo está formado como mínimo por dos términos: uno inferior con estratificación "flaser" y uno superior con estratificación lenticular. El tramo basal de la serie de las sierras de Campelat d'Aransís y de Campanetes (aquí muy reducido en espesor) tiene una composición pelítica y areniscosa con facies deltaicas dominadas por la acción fluvial y de las mareas. Por su posición en la serie y por su composición, se ha correlacionado con las pelitas con turrítellas (secuencia de Figols 1) de la base del llerdiense, considerándolo como su equivalente lateral (más proximal) en un mismo sistema deltaico.
- 2) En toda esta área sobre la llanura de marea se instaló una vasta laguna ("lagoon") en la que se depositaron materiales carbonáticos y con abundantes alveolinas y miliólidos.
- 3) Sobre estos dos términos estratigráficos con los que se inicia la transgresión llerdiense en esta zona, y en un medio con características marinas más netas, se depositó una serie de ciclos de materiales que en conjunto, en el tiempo, marcan una clara transgresión. Cada uno de estos ciclos de somerización están formados por dos miembros como mínimo: uno inferior terrígeno y uno superior carbonático. El inferior terrígeno es bien pelítico (dominantemente en los ciclos inferiores del tramo) o bien areniscoso (dominan en la parte alta de este tramo de serie). Este último término presenta siempre abundancia de glauconita y estratificación "hummocky". El superior es carbonático, noduloso, con estratificación de gruesa a masiva y disminuyendo de espesor de la parte alta hacia la base. Este término presenta siempre una gran cantidad de nummulites y operculinas, que cuando están se localizan en la parte inferior del término, así como alveolinas, orbitolites y miliólidos. En el área de Moror, la serie está formada tan solo por el apilamiento de los niveles carbonáticos limitados por superficies erosivas.

La separación entre uno y otro ciclo se realiza por medio de superficies netas, con retrabajamiento de los materiales en la base de los ciclos. La presencia de abundante glauconita hace pensar en que la duración del tiempo que tardó en sedimentarse fue relativamente grande. Estas superficies pueden interpretarse como superficies de inundación ("flooding"). Estos ciclos de orden métrico a decamétrico, poseen de base a techo un desarrollo mayor de los términos más distales, con características más marinas, y viceversa para los términos superiores depositados en áreas más costeras. Por ello, este tramo de la serie debe considerarse como transgresivo. Estos ciclos de somerización se inician con un medio dominado por la acción de las tormentas y finaliza en un medio de "lagoon".

- 4) La separación con el tramo suprayacente de la serie es una superficie clara de discordancia. Esta superficie pone en contacto la sucesión de ciclos de somerización, descritos anteriormente con, una amplia llanura mareal cortada por canales. La llanura mareal es en ocasiones pelítica y en otras mixta con o sin bioturbación. Los canales son a veces simples o típicos canales mareales que cortan la llanura de marea, o a veces, complejos fluviales que aportan el material terrígeno en áreas típicamente estuarinas. En este último caso, los canales areniscosos con frecuentes ostreidos presentan estratifica-

ciones sigmoidales dominantes.

- 5) Por efecto de la progradación deltaica, este medio estuarino está reemplazado en la serie estratigráfica por un dominio fluvial representado por canales, bien de arenisca o de conglomerados, intercalados en una serie péltica interpretada como de desbordamiento fluvial. Esta serie presenta frecuentes horizontes de paleosuelos, es de edad Cuisiense y se conoce en la literatura como sistema fluvial de Montanyana.

2.3.2. Los conglomerados molásicos

Los conglomerados del Terciario se sitúan discordantes sobre distintas unidades infrayacentes. Afloran en la Hoja de Isona en su ángulo suroriental, donde abarca un pequeño sector del sistema aluvial de Benavent de la Conca, el sistema aluvial del Montsec y un pequeño retazo al Sur de Hostal Nou en la sierra de Campanetes.

2.3.2.1. Conglomerados de Hostal Roig y de Benavent (34) y Conglomerados de Montsec (35). Eoceno superior. Conglomerados (36) y Areniscas y pelitas. Abanicos (37). Oligoceno.

Los primeros de estos conglomerados (Unidad 34) adquieren un desarrollo importante en las hojas contiguas. Aquí presentan facies proximales (muy apicales) y por tanto amalgamadas, dando lugar a una serie masiva de conglomerados en los que solamente puede diferenciarse el crecimiento de dos unidades aluviales, progradantes al Sur, dando lugar a un relieve montserratino.

Estos conglomerados están formados por cantos dominantes de calizas procedentes del anticlinal de Abella, del Cretácico inferior y base del Cretácico superior y de areniscas de la Formación Areniscas de Areny y en menor proporción por cantos de origen pirenaico, del Permotrías (areniscas y conglomerados) así como del Paleozoico (cuarcitas del Ordovícico y pizarras y calizas del Devónico) e incluso por granitoides con contenidos muy accesorios. En la parte más occidental de este sistema (área de Bon Repós), se han identificado también como constituyentes del esqueleto de estos conglomerados cantos de calizas con alveolinas, relacionados directamente con la erosión de la sierra de Campanetes.

Al margen están los conglomerados cuya área fuente principal es la sierra del Montsec (Unidad 35). Estos conglomerados, de edad presumiblemente Eoceno superior, yacen discordantes sobre las estructuras alpinas y alcanzan una potencia máxima de 200 m. Tanto en la parte Norte como en la Sur de la sierra del Montsec existen restos de una unidad conglomerática, aluvial, cuyos elementos proceden de la erosión de la propia sierra. Al Norte existen los pequeños retazos de la base de la serie aluvial de Benavent (Unidad 34) cubiertos en discordancia por esta misma serie conglomerática y la serie aluvial del Hostal Roig (Unidad 35).

Sus cantos son de origen local, es decir, proceden mayoritariamente del Montsec (calizas cretácicas, areniscas del techo del Cretácico e incluso, calizas con alveolinas). Probablemente, corresponden a abanicos aluviales de origen local con cabecera en la sierra del Montsec y conos de deyección sobre los materiales del Garumniense y del Ilerdiense del flanco Sur de la Conca de Tremp. En concreto, la serie aluvial de Hostal Roig está formada por dos cuerpos que progradan hacia el Norte con las facies amalgamadas (conglomerados masivos en el Sur) y las facies mejor organizadas (canalizadas) hacia el Norte.

Al Sur (Unidades 36 y 37), discordantemente, se sitúa la masa principal de conglomerados,

la denominada molasa pirenaica. Se trata de una formación de conglomerados con cantos procedentes exclusivamente del Montsec, que fosilizan el frente de esta sierra.

Una correlación con los sistemas aluviales de la Hoja contigua de Tremp lleva a correlacionar la formación de conglomerados de composición predominantemente caliza, de origen local, con los de la base de la serie de Collegats (casa Gramuntill) y los de carácter general con elementos, además permotriásicos y paleozoicos, con los de Montsor. De este modo, los primeros probablemente serían finieocenos (Unidades 34 y 35) y los segundos oligocenos (Unidades 36 y 37).

2.4. CUATERNARIO

2.4.1. Introducción

Como se deduce de la cartografía realizada, dentro del registro geológico existente en el área ocupada por la Hoja de Isona, los depósitos cuaternarios presentan una considerable extensión. Su distribución areal así como la diversidad de procesos y ambientes sedimentarios de los cuales derivan, son consecuencia de la actuación concomitante de dos factores principales: uno climático y otro tectónico.

El primero de ellos, el factor climático, determina los momentos erosivos y deposicionales a lo largo del tiempo, al mismo tiempo que selecciona el mecanismo o proceso más idóneo. Como es sabido (RAYNAL y TRICART, 1963; RAYNAL, 1979), la dinámica climática viene totalmente condicionada por la aparición, las fluctuaciones y la extinción del fenómeno glaciar, de forma cíclica a lo largo del Cuaternario. En este sentido se diferencian los períodos catapluviales de los anapluviales; el primero de ellos corresponde al paso progresivo de condiciones climáticas pluviales a interpluviales, caracterizándose, por tanto, por el desarrollo de procesos acumulativos. El segundo período, el denominado anapluvial, supone un dominio de los procesos erosivos, ya que, la dinámica climatológica de este período se enmarcan en el paso progresivo de condiciones interpluviales (cálidas y secas) a pluviales (frías y húmedas).

El segundo factor que condiciona el registro Cuaternario de la zona es el neotectónico, que produce la inestabilización direccional de determinadas zonas, condicionando la localización de las áreas fuente y de las cuencas de sedimentación.

De la actuación conjunta de estos dos factores ha derivado el escalonamiento de formas y formaciones superficiales que encontramos en el ámbito de la Hoja, donde los depósitos progresivamente más recientes ocupan extensiones, en general, cada vez más reducidas y progresivamente más paralelas a la actual red de drenaje.

El análisis detallado de las formas se aborda con profundidad en el Mapa Geomorfológico, siendo la problemática principal el estudio de las acumulaciones. En este sentido se han diferenciado en el área abarcada por la Hoja de Isona las siguientes tipologías de formaciones superficiales: abanicos aluviales, acumulaciones travertínicas-lacustres, depósitos fluviales y depósitos de vertientes. Sus características sedimentológicas generales son las que se describen a continuación:

a) Abanicos aluviales (glacis)

Corresponden a depósitos fluvio-torrenciales modelados en forma de glacis. El ambiente de

sedimentación es a favor de cursos fluvio-torrenciales algo confinados en la parte proximal, que al llegar a las zonas llanas, probablemente por encima de las facies garumnienses, desarrollan abanicos aluviales de alta eficacia de transporte pero de pequeñas dimensiones debido a que poseen cuencas de recepción muy reducidas. La proximidad entre la cuenca de recepción y la de sedimentación (corto canal de transporte) favorece la existencia de descargas torrenciales episódicas que dejarán un depósito con una organización interna caracterizada por presentar una buena imbricación de sus cantos, pequeñas canalizaciones y en algunos casos una ligera estratificación planoparalela marcada simplemente por cambios granulométricos. Hacia las partes distales pueden llegar a desarrollar barras con estratificaciones cruzadas de alto ángulo. Las paleocorrientes deducidas a partir las imbricaciones de los cantos siempre están de acuerdo con la extensión cartográfica del depósito y por tanto marcan la dirección en la que se encontraba el depocentro de la cuenca. Estos abanicos aluviales, que se depositaron dentro de la dinámica glaciár, durante los periodos interglaciares se nutren del potencial de sedimentos que durante las épocas glaciares se producían y quedaban en la cuenca de drenaje y marcan, por tanto cada una de las etapas de erosión-sedimentación más importantes de la cuenca. Estas condiciones genéticas de elaboración, propias de condiciones climáticas pluviales, determinan los momentos de sedimentación detrítica y los posteriores de tipo edáfico y carbonatado, que se observan en estos depósitos.

b) Depósitos travertínicos

Los depósitos travertínicos más representativos de la Hoja de Isona se encuentran agrupados en un sólo afloramiento de unos 9 Km² de extensión, que queda limitado por las poblaciones de Basturs, Sant Romà d'Abella, Conques y Figuerola d'Orcau. A juzgar por las evidencias morfológicas, estos travertinos probablemente, ocupaban una superficie mayor de afloramiento, pero el encajamiento de la actual red hidrográfica y sobre todo la erosión del río de Conques han hecho retroceder los límites de los mismos hasta la actual extensión cartográfica. En este afloramiento se han podido reconocer morfológicamente varias terrazas travertínicas que se han ido sucediendo en el tiempo y solapándose unas a otras. Presentan una clara conexión espacial y temporal con los depósitos de abanicos aluviales anteriormente descritos. Existen otros afloramientos de travertinos en la Hoja, sobre todo en su parte septentrional, que no tienen representación cartográfica al ser de muy poca entidad pero que cualitativamente son importantes al poderse correlacionar perfectamente con las diferentes terrazas travertínicas de Basturs.

Todos estos depósitos se han englobado con el término de travertinos, aunque texturalmente se han distinguido diferentes litofacies como son las de alta porosidad (tobas), las de porosidad intermedia (travertinos) y las de baja porosidad (calizas lacustres y sinters) todas ellas según la terminología de KOBAN y SCHWEIGERT (1993).

Desde el punto de vista de las facies en ellos se han podido identificar una gran variedad de ambientes de sedimentación diferentes tales como, facies lacustres o fluvio-lacustres, de pendiente, de tipo escalonado, de cascada, en las que la precipitación de carbonato está controlada por la morfología superficial y por la mayor o menor actividad orgánica, es decir, por los diferentes microorganismos que en dichos ambientes se desarrollan. También se han podido reconocer microfacies producto de la precipitación de tipo inorgánico como son el recubrimiento de paredes de pequeñas cavidades kársticas (espeleotemas) o los niveles con rasgos pedogenéticos como son pequeños niveles centimétricos a decimétricos de arcillas rojas con intraclastos, formados por meteorización del substrato, ligados probablemente a periodos secos con menor aporte hídrico subterráneo en los que se puede desarrollar un karst super-

ficial con desarrollo de suelos en las pequeñas zonas más deprimidas donde iría a parar el escaso transporte superficial (intraclastos, arcillas de descalcificación).

El marcado carácter local de la deposición de los travertinos en este área es consecuencia directa de su tipo de génesis. Se originan como consecuencia de la descarga del sistema acuífero que constituyen los niveles karstificados del Maastrichtiense-Campaniense a través de fracturas distensivas que atraviesan la cuenca de Norte a Sur.

c) Depósitos fluviales

Se distinguen en función de su procedencia dos tipos de aluvionamientos: los de procedencia pirenaica (aportes del río Noguera Pallaresa) y los de procedencia interna (Conca de Trep-Isona). Estos últimos muestran como área fuente los relieves estructurales que delimitan arealmente a la Conca (prácticamente coincidente con los límites de la Hoja de Isona); siendo sus canales principales de transporte los ríos Conques y Abella.

Estos depósitos fluviales corresponden obviamente a formas tipo terraza.

c1) Depósitos fluviales de procedencia pirenaica (río Noguera Pallaresa)

Los materiales de estos depósitos afloran casi de forma continua entre Trep (límite septentrional de la Hoja) y la cola del embalse de Cellers y han sido erosionados y transportados por el río Noguera Pallaresa durante el recorrido que realiza de Norte a Sur, a través de la cordillera pirenaica. Más al Sur de la presa de Cellers, en el Congost de Terradets y dentro del ámbito de la Hoja sólo aparecen pequeños retazos de los mismos, generalmente bastante afectados por la actividad tectónica reciente.

Estos depósitos fluviales muestran potencias variables, no excediendo en ningún caso los 10m de espesor. En la mayoría de los casos, su granulometría es grosera, generalmente conglomerática, hecho que dificulta en gran medida la observación de estructuras sedimentarias. La organización interna de estos depósitos suele ser baja, reduciéndose a la aparición de pequeñas canalizaciones o ligeras estratificaciones denunciadas por cambios granulométricos. Dentro de estos estratos son frecuentes las imbricaciones de cantos, más o menos evidentes, y la formación de obstáculos ("pebble cluster") que mayoritariamente indican direcciones de aporte hacia el Sur y que a la vez corroboran el origen fluvial del depósito. La matriz es arenosa y alcanza valores del 30% del total del sedimento, siendo generalmente de la misma composición que el esqueleto.

Los cantos que integran el esqueleto de estos depósitos conglomeráticos son de litologías muy variadas y en ellos se encuentran representadas las rocas de tipo ígneo, metamórfico y sedimentario. La procedencia de estos cantos es claramente pirenaica, siendo fácil reconocer entre ellos los paleozoicos (mayoritariamente, rocas metamórficas e ígneas aflorantes en el Pirineo axial), los mesozoicos (rocas sedimentarias carbonáticas y areniscosas que afloran en el Prepirineo) y los cantos terciarios, procedentes fundamentalmente del reciclaje de los conglomerados post-tectónicos, que constituyen gran parte de las sierras vecinas. También existen, aunque con menor representación, cantos areniscosos procedentes del substrato garumniense y calcareníticos del Ilerdiense (calizas con alveolinas), si bien su porcentaje se ve incrementado en las terrazas más meridionales de la Hoja (Congost de Terradets).

De todos estos componentes, los más característicos son los cantos de areniscas permotriási-

cas, que destacan por su color rojizo, y los de granitoides, en mayor o menor grado de alteración dependiendo del contenido en máficos y de si la roca ígnea de la cual provienen tenía una textura más o menos granuda. Con referencia a estos últimos, es de destacar el hecho de que claramente el porcentaje de cantos ígneos aumenta con el tiempo, siendo minoritarios en la terraza antigua y cada vez más frecuentes, a medida que descendemos hacia terrazas más modernas. Este hecho podría deberse al aumento de la cuenca hidrográfica con el tiempo (desde la terraza antigua hasta el lecho actual), pudiendo alcanzar esta ampliación áreas cada vez más al Norte (Pirineo Axial) que es donde afloran mayoritariamente las rocas graníticas.

En cuanto a facies, los niveles con mayor extensión de afloramiento, es decir, los medios-bajos (terrazas T₃-T₂ y T₁-T₀), corresponden a sistemas meandriformes que en el tiempo parece que va disminuyendo su índice de sinuosidad a juzgar por los estudios geomorfológicos. En el caso de los niveles más altos (T₅ y T₄) y debido a los pocos afloramientos existentes y a su general mala preservación no se ha podido deducir el tipo de régimen fluvial que las ha originado. No obstante, en base a la repartición en planta que presenta los afloramientos cartografiados, se intuye que pueden corresponder a sistemas fluviales de tipo "braided".

c2) Depósitos fluviales de procedencia interna (Conca de Tremp-Isona)

Los cantos que integran estos depósitos proceden de los relieves estructurales que delimitan y conforman la lámina del Montsec y son transportados a través de la red de drenaje que se desarrolla en el sinclinal de Tremp, principalmente los ríos de Abella y Conques, tributarios del Noguera Pallaresa. Estos relieves estructurales están compuestos fundamentalmente por una variedad de rocas sedimentarias del Cretácico, ya descritas en el apartado correspondiente. Otros componentes mayoritarios del esqueleto de estos sedimentos conglomeráticos son los cantos de areniscas y calizas procedentes del llerdiense (facies Garumniense y de calizas con alveolinas), que constituyen los relieves residuales del interior del sinclinal de Tremp.

Uno de los aspectos más relevantes de estos depósitos es además, la presencia de cantos de rocas paleozoicas (graníticas y metamórficas) con contenidos muy minoritarios (accesorios). Estos cantos proceden de los conglomerados post-tectónicos de Benavent en los que se encuentran dichos componentes como integrantes fundamentales del esqueleto.

Si los comparamos con los anteriormente descritos, estos depósitos fluviales son evidentemente de menor expresión cartográfica, ya que durante la sedimentación de los materiales fluviales más antiguos del Noguera Pallaresa, predominó en la depresión de Isona la sedimentación en forma de abanicos aluviales.

Es durante los episodios acumulativos más recientes cuando se realiza una conexión total con los de área fuente axial. Sus características sedimentológicas son similares a las ya descritas, variando lógicamente su composición. Los niveles mejor aflorantes al igual que en el caso anterior, son los niveles medios-bajos (T₃-T₂ y T₁-T₀), que presentan también facies meandriformes.

d) Depósitos de vertientes

Las formaciones superficiales que recubren gran parte de las principales áreas deprimidas de la Hoja, se generan, como consecuencia de la alternancia de ciclos erosivos-depositivos a lo largo del Cuaternario. Lógicamente, estos mismos episodios de alternancias climáticas han sido soportados por las vertientes, pero en éstas, los momentos de erosión-transporte han dominado a los acumulativos, a diferencia de lo ocurrido en las depresiones.

Por este motivo, en la mayoría de las ocasiones, las acumulaciones que encontramos sobre las vertientes corresponden a depósitos de poco espesor. Tan sólo, en determinadas zonas dependiendo de la altitud y de la orientación, aparecen depósitos de cierto interés que corresponden a dos tipologías principales de similar génesis (periglacial): acumulaciones de derrubios ordenados (depósitos "grèzes litées") y movimientos en masa complejos, tipos coladas de bloques y bancos-lóbulos de gelifluxión principalmente.

No obstante, cartográficamente tan sólo se ha podido diferenciar derrubios ordenados y unos depósitos poligénicos de vertiente ya que los movimientos en masa complejos observados en el área de Benavent y zona de Hostal Roig-Barcedana se ven afectados por importantes procesos gravitacionales que imposibilitan su cartografía.

Debido al carácter poligénico de estas acumulaciones, diferentes recurrencias frías durante el Cuaternario, y a la importante neotectónica que soportan (tectónica gravitacional), se hace realmente difícil su situación cronológica. Por este motivo, se ha prescindido de esta tipología de materiales en la propuesta de cronología relativa que a continuación se realiza. De todas formas, estos depósitos de génesis periglacial probablemente, se desarrollan desde fases frías del Pleistoceno inferior o Pliocuaternarias hasta inicios del Würm.

2.4.2. Principales ciclos erosivo-acumulativos

Durante la realización de los estudios de campo, se ha podido comprobar que las diferentes formaciones superficiales identificadas en el ámbito de la Hoja se iban repitiendo de forma cíclica a lo largo del registro geológico reciente. Debido a esta ciclicidad, se han podido agrupar en cuatro episodios morfogenéticos acumulativos principales, siendo la sucesión de éstos la que ha escrito la historia cuaternaria de esta zona. A falta de datos cronológicos exactos, las edades que proponemos para cada uno de ellos se han obtenido por comparación de esta sucesión de episodios con las evoluciones geomorfológicas propuestas en esta zona por BATALLER *et al.* (1953) y PEÑA MONNE (1983), en el Vallès Occidental y Oriental por DE MAS (1981 y 1983), en el Penedès por GALLART (1980), en la cuenca de Banyoles-Besalú por JULIÀ (1980) y en el conjunto del Mediterráneo occidental por RAYNAL y TRICART (1963) y RAYNAL (1979).

De esta manera, las diferentes formaciones superficiales cartografiadas se han agrupado cronológicamente en cuatro períodos o edades principales. Estos períodos, que abarcan desde inicios del Pleistoceno hasta la actualidad, se han asociado a los episodios pluviales principales del registro cuaternario de la siguiente forma: a) Pleistoceno inferior-medio, b) Pleistoceno medio, c) Pleistoceno superior y d) Holoceno.

2.4.2.1. Pleistoceno inferior-medio

A este periodo pertenecen el conjunto más antiguo de formaciones superficiales reconocidas en la zona; están constituidas por la primera generación de abanicos aluviales (glacis), travertinos y depósitos fluviales.

Su cartografía pone de manifiesto la existencia de dos subcuencas o áreas de sedimentación distintas durante estos períodos morfogenéticos separadas en el espacio por los relieves estructurales que forman las capas garumnienses de Espinovell-Puig Pedrós (centro de la Hoja) (Fig. 3). En la subcuenca más oriental, la cuenca de Isona, se depositan predominantemente

te los principales sistemas de abanicos aluviales modelados en forma de glacis y de forma coetánea los niveles travertínicos más antiguos, no existiendo depósitos fluviales. En la subcuenca más occidental, que a partir de ahora llamaremos de Tresp, la sedimentación dominante era fluvial, quedando como registro de este momento los depósitos fluviales más altos del río Noguera Pallaresa (T5) y del río de Conques y el abanico aluvial de Orcau.

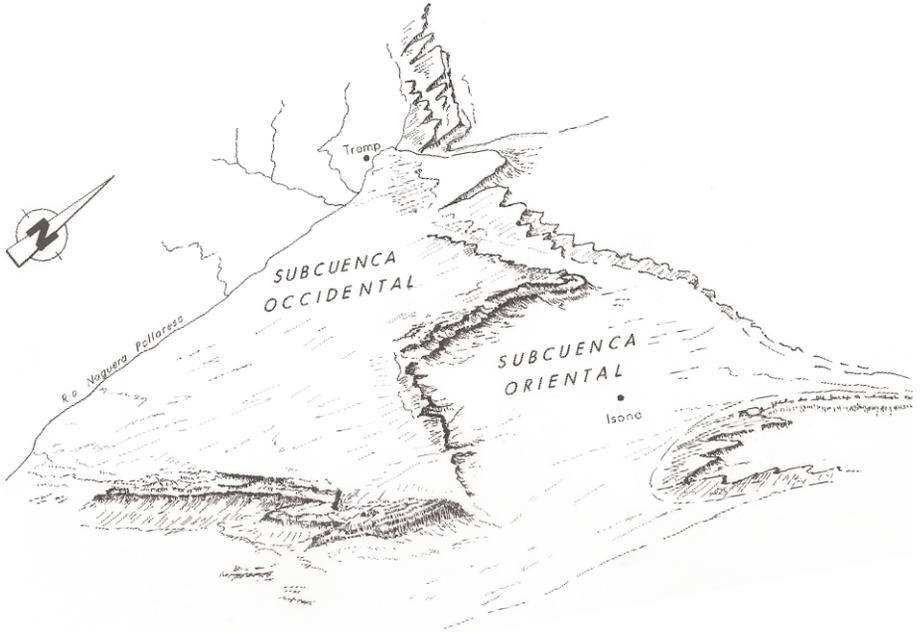


Fig 3.- Contexto paleogeográfico de la Depresión de Tresp durante el Pleistoceno.

2.4.2.1.1. Conglomerados. Abanicos aluviales de 1ª generación. (38). Pleistoceno inferior-medio

Con posterioridad al episodio erosivo que individualiza dos áreas de sedimentación en la Depresión de Isona-Tresp, se inicia la sedimentación de los abanicos aluviales más antiguos. En realidad se trata de dos episodios de sedimentación detrítica superpuestos, en el que el superior erosiona o solapa al inferior, hecho que ha impedido su cartografía por separado. El inferior, cuya característica más notoria es el fuerte encostramiento que presenta, está constituido por un conglomerado de unos 2 m de espesor medio que se dispone en contacto erosivo neto sobre el Garumniense gris. Sus cantos raras veces superan los 20 cm de diámetro máximo, presentan un índice de redondeamiento medio y una selección moderada. La procedencia de los mismos es muy local, ya que generalmente suelen estar representadas tan sólo una o dos litologías (Fm. Areny y Garum gris), que coinciden siempre con las litologías de los relieves más cercanos. Al haber sido erosionado o solapado por el nivel superior, sólo quedan pequeños retazos del mismo pegados a los bordes de los relieves Norte y Este de la Hoja. Al Norte está el afloramiento de Orcau y al Este queda el de la carretera de Isona a Conques (granja Llordes) y el de Llordà (cerro de Casas Moreno). En estos afloramientos es posible observar entre los dos niveles un paleosuelo blanco de calcreta muy duro de 1 m de espesor y un nivel margoso de 0.5 m de potencia, algo edafizado.

El nivel conglomerático superior es el que arealmente ocupa una extensión mayor, ya que, se extiende a lo largo de unos 5 Km desde Espiguet, al pie del anticlinal de Abella de la Conca, hasta Isona. Se trata de un depósito conglomerático, parcialmente cementado, con una selección moderada y una potencia media de unos 3 a 4 m. Sus cantos están bastante redondeados y no exceden los 30 cm de diámetro máximo, encontrándose los más groseros prevalentemente hacia la base. La matriz es arenosa y alcanza porcentajes del 40% lo que permite observar en determinados casos alguna barra conglomerática con estratificación cruzada. La procedencia de los materiales es claramente de la zona de Abella pues presenta frecuentemente entre sus componentes fragmentos de rocas carbonáticas de las diferentes facies del Cretácico inferior y medio (calizas con orbitolinas, corales, etc.) así como también de areniscas y calcarenitas de la Fm. Areny.

Morfológicamente, este depósito conglomerático superior presenta un pequeño escalón, a favor del cual se ha excavado el barranco de Solans-Coma de Juan, que parece indicar que el abanico se construyó en dos momentos, siendo la parte oriental (área de Isona) la última en sedimentarse (Fig. 4). En zonas proximales (área de Espiguet) es posible observar el desarrollo de un pequeño paleosuelo que divide en dos este depósito superior y que podría corresponder al periodo de avulsión lateral del abanico, es decir, al periodo en que el abanico aluvial deja de funcionar por donde lo hacia originariamente y se desarrolla lateralmente para compensar el relieve.

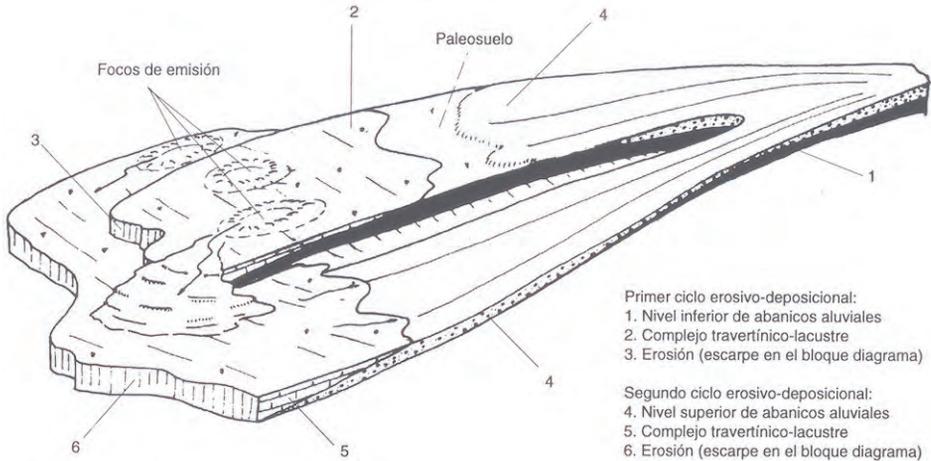


Fig 4.- Bloque idealizado de las dos secuencias climáticas asociadas al complejo de abanicos aluviales y travertinos de 1ª generación.

Probablemente, la separación entre el nivel inferior y el superior es debida a la actuación de un periodo interpluvial. Si esto fuera así, al primer nivel se le podría atribuir una edad Günz, y al segundo, en consecuencia, una edad Mindel (Fig. 5).

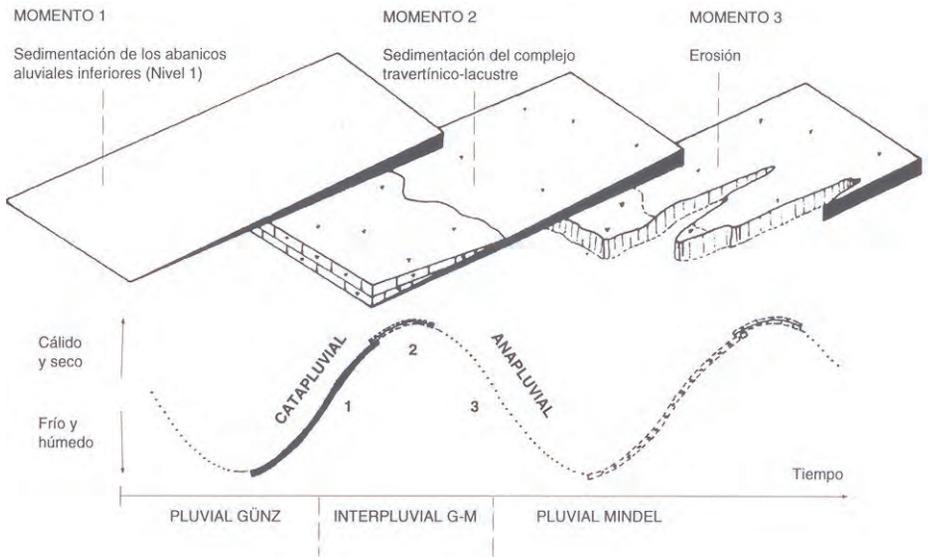


Fig 5.- Sucesión morfoclimática y propuesta cronológica del ciclo erosivo-deposicional más antiguo de los reconocidos en la zona de estudio.

En la zona de Orcau, área ya perteneciente a la subcuenca de Tremp, también se reconocen los dos momentos de acumulación (Günz y Mindel) separados por un nivel de paleosuelos. Ambos abanicos aluviales presentan características similares en cuanto a la composición de sus cantos, fundamentalmente procedentes de la Formación Arenisca de Areny (similar área fuente), diferenciándose sobre todo en el grado de cementación; mucho más acusado en el nivel inferior.

2.4.2.1.2. Calizas. Complejo travertínico de 1ª generación. (39). Pleistoceno inferior-medio

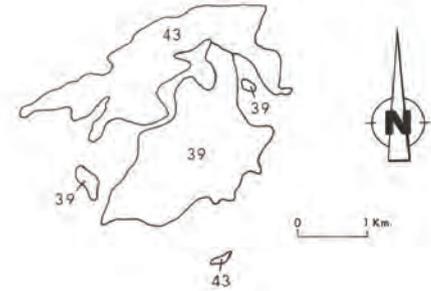
Es un depósito en forma de domo con una parte central elevada, área donde se localizan las surgencias fósiles, a partir de la cual se desarrolla una orla de facies travertínicas, que se extendía sobre todo hacia el Oeste, Norte y Sur, puesto que en sentido Este se encontraba el relieve suave del anticlinal de Isona, cuyo eje pasa exactamente por debajo de los travertinos (Fig. 6). Al igual que en el caso anterior, el depósito está compuesto por dos niveles que cartográficamente no se han separado por encontrarse generalmente muy solapados.

En el nivel más antiguo dominan las facies de pendiente, generalmente de poco gradiente, a veces de tipo escalonado, en el que son frecuentes las microfacies micríticas finamente laminadas de tipo travertínico y las de tobas caracterizadas por la abundancia de moldes de plantas. Las facies de tipo lacustre se localizan en las inmediaciones de antiguos focos emisores como por ejemplo caso del foco emisor del pueblo de Conques, ahora desmantelado por momentos erosivos posteriores. Aunque no se ha podido constatar en el campo, este travertino antiguo probablemente está relacionado genéticamente con el nivel inferior del abanico aluvial de 1ª generación, al que con toda seguridad cubría parcialmente (Pluvial Günz).

a) ESQUEMA MORFOLOGICO



b) UNIDADES CARTOGRAFICAS



- 1 Plataforma
 - 2 Cascadas
 - 3 Focos surgentes fósiles
 - 4 Focos surgentes actuales
 - 5 Depresiones de origen mixto
 - 6 Movimientos gravitacionales
- +—+—+— Escarpes principales
 - +—+—+— Escarpes menores
 - Límite entre unidades cartográficas

Fig 6.- Complejo travertínico-lacustre del área de Conques-Figuerola.

El nivel travertínico más moderno se desarrolla a una cota inferior a la del anterior y presenta como clara evidencia morfológica un orificio cónico de salida en la zona de Les Esplugues, al Oeste de Figuerola d'Orcau. A este depósito se le podría denominar como terraza travertínica, puesto que está constituido por una superficie superior horizontal y se encuentra limitado lateralmente por un escarpe de unos 15 m de salto (200 m al Oeste de Conques), producto del encajamiento de la actual red hidrográfica. Este encajamiento es el causante de que de los niveles travertínicos diferenciados, este sea el que menos extensión tenga. La existencia del escarpe ha permitido evaluar con exactitud la potencia máxima que alcanza este depósito (6.5 m), así como también, constatar con toda claridad que este nivel travertínico cubre al nivel superior del abanico aluvial de la generación, atribuido al pluvial Mindel.

Desde el punto de vista de facies dominan las travertínicas de pendiente suave formadas por micritas finamente laminadas y las de tipo lacustre-palustre constituidas por calizas y margas, todas ellas en estratos de orden decimétrico. Entre estos estratos se han reconocido capas centimétricas de cristales de calcita que se han interpretado como espeleotemas ("sinters"). Además, es interesante resaltar que esta terraza queda parcialmente cubierta por facies travertínicas de pendiente provenientes de surgencias antiguas, es decir, de la reactivación hidrogeológica de los niveles de salida de aguas anteriores.

2.4.2.1.3. Conglomerados de procedencia pirenaica (T₅ río Noguera Pallaresa) (40) y conglomerados de procedencia interna. (41). Depósitos fluviales. Pleistoceno inferior-medio

Los depósitos fluviales asociados a este período corresponden a los afloramientos del Serrat de l'Aspre, cuestras de la Llabusta, y Puig Pedrós. Estos afloramientos se encuentran tan degradados que resulta imposible realizar un estudio de facies, pudiéndose constatar únicamente la procedencia de sus depósitos. En el caso de los dos primeros se trata de aluviones de procedencia pirenaica (T₅ del río Noguera Pallaresa), mientras que el tercero por la gran abundancia de cantos ilderdienses es claramente de procedencia interna (terracea alta del río Conques). Se trata de los depósitos fluviales de génesis más antigua ya que se encuentran por encima de una altitud relativa de 500 m. Por su posicionamiento, más bajo que los abanicos aluviales correspondientes al Günz y más alto que los atribuidos al Riss, se les ha asignado una edad Mindel, y por tanto serían coetáneos al momento de sedimentación de últimos abanicos aluviales de este período.

Por último, es destacar el hallazgo de útiles prehistóricos en el afloramiento, hasta la fecha desconocido, de las cuestras de la Llabusta situado al Norte de la población de Vilamitjana. Su estudio arqueológico así como las dataciones radiométricas de los niveles travertínicos, actualmente en fase de trabajo por LINARES *et al.* (en preparación), pondrán confirmar o replantear la cronología aquí expuesta.

2.4.2.2. Pleistoceno medio

Se han atribuido a este episodio morfogenético el conjunto de formaciones superficiales que aparecen encajadas respecto a los niveles acumulativos correspondientes al período Günz-Mindel. Al igual que en este período se trata de un sistema de abanicos aluviales y de depósitos travertínico-lacustres, que se desarrollan predominantemente en la subcuenca de Isona y de depósitos fluviales y pequeños abanicos aluviales en la subcuenca de Tremp.

La fase erosiva previa (interpluvial Mindel-Riss) que precede al momento de sedimentación de estos niveles, acentúa la división de la Depresión de Tremp-Isona en las dos áreas de sedimen-

tación que ya se intuyen en el periodo anterior.

A lo largo de este ciclo erosivo-deposicional se desarrolla una intensa actividad neotectónica, probablemente ya iniciada en el último ciclo erosivo-deposicional (Günz-Mindel), cuyas repercusiones principales se muestran en la migración de la surgencias hacia el Norte (zona de Basturs), como consecuencia del inicio del encajamiento del río Abella, y la abertura parcial de la subcuenca de Isona por la zona del barranco de Guixes-Ferreria, como atestiguan las formaciones superficiales allí cartografiadas. Este inicio de conexión entre las dos subcuencas proseguirá durante los últimos episodios acumulativos de este período por la zona de Gargallá-Tosal Feliu. Las nuevas áreas fuentes y direcciones de los aportes, surgencias y redes de drenaje, conformadas como consecuencia de esta actividad geotectónica, presentan una direcciones dominantes NNE-SSO.

Esta dirección dominante de fracturación, con claros desplazamientos de salto hacia el Este, responde a una configuración de esfuerzos de tipo distensivo. La red hidrográfica actual sigue claramente las direcciones estructurales prefijadas por esta neotectónica. Esta fracturación de tipo normal o directa es consecuencia de la reactivación durante el Cuaternario de sistemas de fallas preexistentes, formadas probablemente durante los últimos estadios de la compresión pirenaica y se observan claramente en el campo, tanto en el frente del Montsec, como en la Conca de Tremp-Isona.

2.4.2.2.1. Conglomerados. Abanicos aluviales de 2ª generación. (42). Pleistoceno medio

Dentro de la subcuenca de Isona, las diferentes acumulaciones detríticas identificadas en campo (abanicos aluviales de 2ª generación) se distribuyen siguiendo tres principales áreas deprimidas: la zona de Sant Romà d'Abella-Conques, la zona de los barrancos de Columera-Solans y la zona del barranco de Francolí. La primera de estas zonas deprimidas queda limitada por los altos relativos que constituyen los relieves del Serrat de Basturs-Mont de Conques y del Pla del Vall; la segunda, por los altos de Isona y Cerro Chulí, y la tercera por los altos de Cerro Chulí-Llordà y los de Covet.

Estos depósitos están constituidos por un sedimento conglomerático poco cementado que puede llegar a alcanzar potencias de unos 10 m. Sus áreas fuentes son las mismas que las correspondientes a los últimos abanicos del periodo Günz-Mindel (nivel superior). El depósito se encuentra algo más organizado que los dos anteriores, atribuidos a los pluviales más antiguos del Pleistoceno, y a parte de las imbricaciones de sus cantos son frecuentes las canalizaciones internas, las barras con estratificación cruzada y una cierta granoclasificación decreciente dentro de los estratos planoparalelos. Sus cantos de 20 cm de diámetro máximo son angulosos y la matriz es arenosa y arcillosa roja, pudiendo alcanzar valores de hasta el 40% del total del depósito. En el corte de la carretera de Conques a Sant Romà d'Abella se observa que este depósito está compuesto por dos ciclos granodecrecientes de 5 y 2.5 m de potencia respectiva.

Se han detectado varios momentos deposicionales dentro de este sistema que provocan un solapamiento de abanicos. En ningún afloramiento de los estudiados se ha observado un encajamiento (periodo erosivo intermedio) de unos sobre otros, por lo que se entiende que la generación de diferentes abanicos responde a diferentes eventos dentro de un mismo período pluvial.

Los últimos momentos de actividad de este sistema de abanicos quedan fosilizados por la sedimentación de los niveles travertínico-palustres de 2ª generación. El excelente corte existente en la pista que discurre de la carretera C-1412 hacia Basturs, a la altura de la zona

conocida como Els Estanys, así lo atestigua.

En subcuenca Tresp se han cartografiado como abanicos aluviales pertenecientes a este periodo la zona del barranco de la Espona, a la altura de Viladomat de Mur, y el área comprendida entre Tresp-Puigcercós. La litología de sus cantos es predominantemente sedimentaria compuesta sobre todo por areniscas y calcarenitas procedentes de la serie del Ilerdiense de la zona. Por último, se han reconocido estos depósitos en el margen suroeste de la Hoja, en el frente del Montsec, zona de l'Atmella.

2.4.2.2.2. Calizas (43). Complejo travertínico de 2ª generación. (43). Pleistoceno medio

Estas acumulaciones travertínicas muestran como área de afloramiento principal la zona comprendida entre Figuerola d'Orcau y el área dels Estanys de Basturs. Su característica más importante es que presentan el menor grado de litificación en comparación con todos los anteriores. Al igual que en el caso del complejo travertínico anterior, estos depósitos desarrollan una morfología de terraza, siendo en este caso consecuencia de la adaptación del travertino a la pendiente generada por la incipiente incisión del río Abella (Fig. 6).

Esta plataforma travertínica, de 5 m de espesor medio, presenta en su interior un ambiente de sedimentación lacustre-palustre que queda limitado hacia el Norte por una orla de facies de pendiente pronunciada y de cascada con una microfacies tobácea (pista de Figuerola d'Orcau a Sant Romà d'Abella). Todo este conjunto de facies fosilizan a los últimos depósitos conglomeráticos del sistema aluvial de 2ª generación.

Se debe puntualizar que a nuestro entender y por lo observado en campo, el conjunto cartografiado como complejo travertínico de 2ª generación, constituye en realidad una superposición de diferentes momentos de travertinizació que de forma continuada, o con episodios de máximos y mínimos relativos, se han ido manifestando a lo largo del tiempo. La existencia de puntos de surgencia actuales (Estanys de Basturs) en los niveles más antiguos, así como las numerosas surgencias de la zona, de génesis más reciente (área de Figuerola d'Orcau), corroboran esta afirmación.

Otro dato que habla en este sentido, es el cambio que se observa en las facies en sentido Oeste (zona de Figuerola d'Orcau), donde el ambiente sedimentario va pasando paulatinamente a facies travertínicas de menor pendiente al mismo tiempo que van disminuyendo progresivamente su espesor (0.5 m cerca del cruce de la carretera de Orcau). Así pues, desde un punto de vista temporal se les ha atribuido una edad que abarca desde el pluvial Riss al Holoceno actual.

Al igual que sucedía en el caso de las acumulaciones atribuidas a los pluviales Günz-Mindel, la datación paleontológica y/o isotópica de los niveles de microfauna encontrados en los niveles palustres-lacustres que recubren los depósitos detríticos, permitiría la correcta situación cronológica de este episodio morfogenético.

2.4.2.2.3. Conglomerados Depósitos fluviales (44). Pleistoceno medio

Los depósitos fluviales pertenecientes a este periodo se han cartografiado de forma conjunta puesto que su área de afloramiento es muy pequeña y en el caso de la T4 del río Noguera Pallaresa se ve prácticamente reducida a un punto (cerro aislado próximo a la Masia Alta Riba en las inmediaciones de Puigcercós). Los de procedencia interna, río Conques, se detectan en

la zona de Puig Pedrós a una cota cercana a los 500 m. La calidad de estos afloramientos no permite un análisis sedimentológico, puesto que sólo se conservan pequeños retazos de afloramientos en un estado muy degradado, por tanto el estudio de los mismos ha quedado relegado a la constatación de la posible procedencia de los mismos.

2.4.2.3. Pleistoceno superior

El registro sedimentario que se ha atribuido a este nuevo ciclo erosivo-acumulativo, que abarca siguiendo la cronología relativa propuesta desde el interpluvial Riss-Würm hasta el último período pluvial del Würm, pasando por los diferentes interestidales del Würm, representa sin duda alguna una profunda transformación de la paleogeografía hasta ahora descrita para el conjunto de la Hoja. Esta transformación implica la conexión definitiva entre las dos subcuencas antes mencionadas, que a partir de este momento formarán una sola (depresión de Isona-Tremp) con una configuración paleogeográfica y una morfología similar a la actual. En esta nueva cuenca, la neotectónica jugará un papel decisivo como se verá más adelante.

2.4.2.3.1. Conglomerados, arenas y arcillas (45). Abanicos aluviales de 3ª generación y depósitos fluviales de procedencia interna (45). Pleistoceno superior

Si bien por su conexión clara con la red hidrográfica principal desde un punto de vista estrictamente geomorfológico deberíamos considerar estos depósitos como terrazas fluviales, las facies que presentan, similares a las descritas para los abanicos aluviales de 2ª generación (fluvio-torrenciales tipo rambla), nos lleva a clasificarlos como abanicos aluviales de 3ª generación.

Durante el período de sedimentación de las terrazas superiores de procedencia pirenaica (T5-T4), se produce el inicio de la sedimentación de los depósitos fluviales de procedencia interna (terrazas T5-T4 del río Conques). Con posterioridad a esta sedimentación fluvial interna se produce una interrupción temporal del cauce del río Conques. Esta interrupción temporal provoca un represamiento que origina la formación y desarrollo del nivel fluvio-lacustre de Casa de la Borda-Barranco de Francolí. Este nivel fluvio-lacustre posee una potencia máxima de unos 7 m y presenta tres ciclos granodecrecientes compuestos por un tramo basal de gravas, uno intermedio arenoso y uno superior pelítico margoso en el que se han detectado restos de fauna. El represamiento es consecuencia de la actividad neotectónica de la zona, actividad que ejerce un control directo en la distribución de los depósitos cuaternarios a partir de este momento y cuya existencia y magnitud se ha deducido durante la realización de este trabajo.

El testimonio más evidente de la existencia de esta neotectónica predominantemente distensiva lo constituye el conjunto de fracturas identificadas en el campo y que a realmente se agrupan en conjuntos de deformación equivalente a modo de inestabilidades gravitatorias complejas, que por la escala kilométrica del proceso se han denominado Unidades Gravitacionales. En el caso del represamiento del río Conques corresponde a la Unidad Gravitacional de Gavet-Sant Cerni.

Mientras el sistema de aportes del río Conques queda desconectado de la red de drenaje principal, el río Abella penetra totalmente por la zona Norte en la antigua subcuenca de Isona. Por el registro encontrado (abanicos aluviales de Fontsagrada-Gavet-Figuerola), equivalente a los niveles más bajos de aluvionamientos del Noguera (T2), la incisión del río Abella la situamos en los primeros interestidales del Würm.

El resto de abanicos aluviales cartografiados se desarrollan ampliamente en la zona comprendida entre el barranco de Basturs y el de l'Abellé, quedando algunos restos en el barranco de

Rucós, próximo a Tremp. En la zona del barranco de l'Abellé y área de Vilamitjana se observa claramente como estos abanicos recubren, erosionando parcialmente, a los niveles fluviales más altos. La composición de estos abanicos es detrítica media-fina; en el caso de los abanicos del barranco de l'Abellé domina claramente el tamaño arena.

Por lo expuesto, se deduce que la generación de estos abanicos es claramente anterior a los abanicos de Fonsagrada-Gavet. En general, al conjunto de abanicos identificados se han atribuido una edad que abarcaría los diferentes pluviales del Würm, siendo estos últimos abanicos, (Fonsagrada-Gavet), los de más reciente génesis.

2.4.2.3.2. Conglomerados. Depósitos fluviales de procedencia pirenaica (46). Pleistoceno superior

Hemos asociado a este período morfogenético las acumulaciones fluviales de procedencia pirenaica que prácticamente de forma continua afloran desde Tremp por ambos lados del río Noguera Pallaresa hasta las inmediaciones de Puigcerçós, por la margen derecha, y pasado Gavet hasta la altura del barranco de la Reculada por la margen izquierda. Aguas abajo de estos puntos y hasta el límite Sur de la Hoja aparecen en forma de pequeños retazos de muy reducidas dimensiones lo que los hace irrepresentables a esta escala. Su característica más notoria es la acusada deformación neotectónica que presentan.

Gracias a la cartografía detallada que se ha realizado de los niveles detrítico-groseros, se ha podido constatar la existencia de varios episodios de encajamiento sucesivo de estos aluvionamientos del Noguera Pallaresa. Teniendo en cuenta la altura relativa que presenta la base erosiva de estos depósitos respecto a la posición actual del nivel base, los más antiguos presentan alturas comprendidas entre 40-50 m (afloramientos de Tremp-Palau de Noguera), mientras que los más bajos alcanzan valores próximos a los 20 m (Corte del talud de la carretera C-147 a la altura del Km. 60,5) (Fig. 7). Los niveles superiores se caracterizan por presentar potencias de hasta incluso 20 m, corresponden a barras de meandros de gran radio y el porcentaje de cantos de granitoides es notoriamente inferior al que presentan los niveles más bajos. Estos últimos, en cambio, presentan espesores máximos de 5 m y facies meandri-formes de barras de radio mucho menor.

Los niveles detríticos de granulometría más fina, depósitos de desbordamiento propios de este ambiente sedimentario, corresponden probablemente a los materiales limo-arcillosos que afloran en los cortes de la carretera C-1412, entre la población de Vilamitjana y el río Abella. Estos materiales aparecen interdigitados y cubiertos en numerosos puntos por los abanicos de 3ª generación por lo que no se han diferenciado cartográficamente.

2.4.2.4. Holoceno

A este periodo de tiempo corresponden los sistemas de conos de deyección y depósitos fluviales más bajos. Los aluvionamientos, tanto de procedencia pirenaica como interna, presentan un claro desdoblamiento. Se ha diferenciando las siguientes unidades:

2.4.2.4.1. Limos y arcillas. Depósitos fluviales de procedencia pirenaica y de procedencia interna y coluviales asociados. (47). Holoceno

Es un nivel fundamentalmente pelítico y de potencia poco significativa que se desarrolla por debajo de los niveles fluviales correspondientes a las terrazas T₃-T₂.

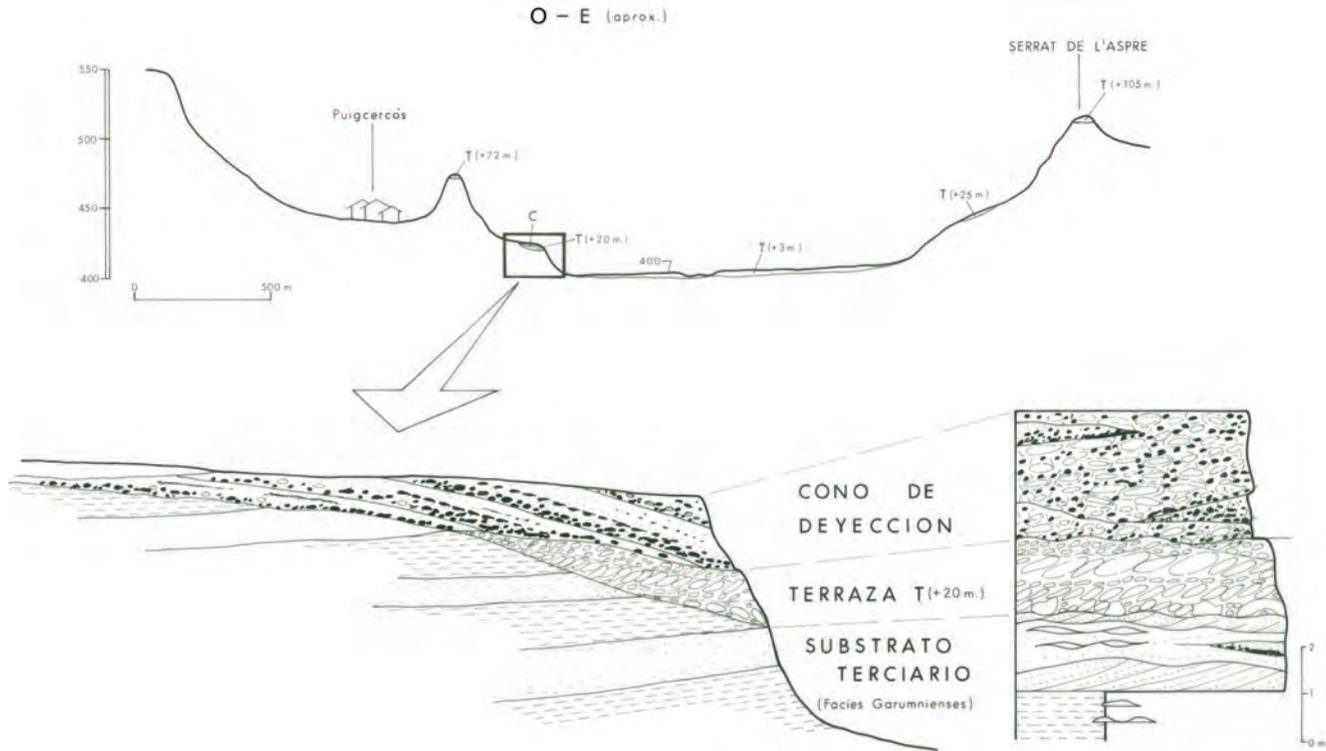


Fig 7.- Corte transversal de los niveles fluviales del río Noguera Pallaresa en el Km 60.5 de la carretera C-147 (Trazado antiguo). Serie y sección del nivel fluvial T (+ 20 m.).

Su mayor representación cartográfica se presenta asociada al trazado actual del río Noguera Pallaresa, desde Tremp hasta Gavet por la margen izquierda y desde Puigcercós hasta Guardia de Tremp por la margen derecha.

Su génesis parece estar ligada a un pequeño represamiento asociado a las inestabilidades gravitatorias de la zona de Llimiana-Guardia de Tremp, que produjeron el anegamiento parcial de la cuenca y la decantación del material en suspensión, fundamentalmente arcillas del Garumniense. Como consecuencia de esta génesis coexisten dentro de este nivel importantes acumulaciones de vertientes a modo de conos de deyección, especialmente en la zona de Puigcercós-Guardia de Tremp.

Depósitos similares a este nivel fuera del ámbito de la Hoja han sido datados, mediante técnicas arqueológicas, por PEÑA MONNE (1983) atribuyéndole una edad correspondiente al paso Subboreal-Subatlántico, es decir, plenamente Postglacial u Holoceno.

A este momento corresponden los niveles más bajos que encontramos en el área del río Conques, a la altura de los barrancos de Corrales y de la Rovira y que son claramente posteriores al represamiento del pluvial Würm.

2.4.2.4.2. Conglomerados y arenas. Depósitos fluviales actuales de procedencia pirenaica y de procedencia interna (48). Holoceno

Cartográficamente constituyen una estrecha franja que se desarrolla irregularmente a derecha e izquierda de los canales principales de la actual red hidrográfica de nuestra zona. La granulometría de este depósito es fundamentalmente conglomerática y areniscosa, motivo por el cual ha sido sometida a una intensa explotación como roca industrial. Es frecuente encontrar entre sus formas de lecho pequeñas barras de meandro que resaltan ligeramente sobre la superficie topográfica.

2.4.2.4.3. Conglomerados, arenas, limos y arcillas (49). Conos de deyección. Holoceno superior-actual

Corresponden a eventos sedimentarios que funcionan en la actualidad en la mayoría de los casos. Presentan un depósito heterométrico constituido por conglomerados, arenas, limos y arcillas, y dependiendo de las litologías dominantes en sus cuencas de recepción domina un tipo u otro de granulometría.

En el área de influencia del embalse de Terradets tanto esta unidad cartográfica como la anterior (48), desarrollan deltas. Estos deltas han sido estudiados desde el punto de vista sedimentológico por PADROS (1994), calificándolos de deltas tipo Gilbert por el fuerte buzamiento que presentan sus láminas de progradación. Estos mismos autores han estudiado el delta que desarrolla el río Noguera Pallaresa al desembocar en dicho embalse, llegando a la conclusión de que presenta todas las características sedimentológicas de un canal distributivo de un sistema deltaico dominado por la acción fluvial. El fuerte ritmo de crecimiento de todos estos sistemas ha originado una importante pérdida de capacidad en el embalse de Cellers.

2.4.2.5. Conglomerados, arenas y arcillas. Depósitos poligénicos de vertientes (50); Conglomerados. Derrubios ordenados (51). Pleistoceno-Holoceno

Los sedimentos que corresponden a la Unidad 50 aparecen de muy extendidos por toda la

Hoja. Estos depósitos detríticos se formaron debido a movimientos gravitacionales y a procesos de vertiente de muy distintas tipologías.

La Unidad 51 se encuentra en los taludes moderados en el escalón superior de la sierra del Montsec. Los conglomerados están cementados por carbonatos provenientes de las aguas meteóricas.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

La estructuración de los materiales del Pirineo ha sido estudiada por SEURET (1972), GARRIDO y RÍOS (1972), CÁMARA y KLIMOWITZ (1985), WILLIAMS (1985) y PUIGDEFÀBREGAS y SOUQUET (1986). La evolución de los conocimientos tiene una mejora importante con la confección del perfil sísmico ECORS (Fig. 8) y su interpretación (LOSANTOS *et al.*, 1988; ECORS PYRENEAN TEAM, 1988; ROURE *et al.*, 1989; CHOUKROUNE y ECORS TEAM, 1989).

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

La Hoja de Isona abarca tan sólo un pequeño sector de la parte frontal de la lámina de Bóixols-Sant Corneli. El resto corresponde a la lámina cabalgante del Montsec a excepción de una estrecha franja en el extremo Sur (Vall l'Àger) que pertenece a la primera lámina cabalgante del conjunto que forman las Sierras Marginales.

3.1.1. Lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli

Esta lámina cabalgante, que se extiende al Norte por toda la Hoja de Tresp y al Este por la de Organyà, presenta un frente parcialmente fosilizado a lo largo del mismo por sedimentos posteriores al Santoniense inferior. Al Oeste de Abella de la Conca esta lámina queda fosilizada por los materiales del Campaniense y Maastrichtiense, dando lugar a un cabalgamiento ciego. En la parte frontal, esta lámina ha desarrollado un anticlinal de bloque superior, el anticlinal de Abella de la Conca-Collades de Basturs y su prolongación hasta Sant Corneli, donde el eje se hunde bajo los materiales post-colocación de la lámina (Santoniense superior, Campaniense y Maastrichtiense), dando lugar a su terminación periclinal en el valle del Noguera Pallaresa. En la Hoja, tan sólo aflora parte del flanco Sur del anticlinal de Abella que ocupa el extremo nororiental de la misma.

3.1.2. Lámina cabalgante del Montsec

Esta lámina es de estructura muy simple. En su extremo oriental está replegada dando de Norte a Sur el apretado sinclinal de Faidella, el laxo periclinal de Isona y el apretado sinclinal de Benavent y en la parte frontal el anticlinal cabalgante del Montsec. En la occidental, por el contrario, las estructuras se resuelven en un laxo sinclinal que da lugar a la Conca de Tresp.

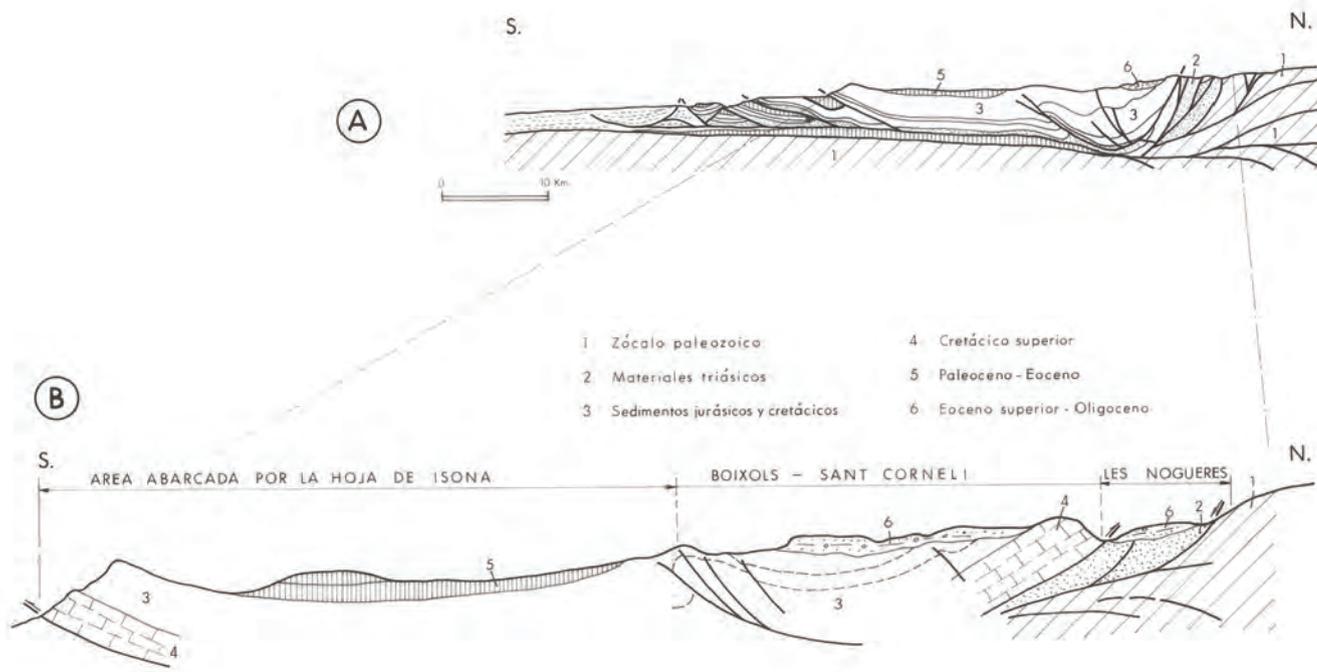


Fig 8.- A) Perfil ECORS (basado en LOSANTOS et al. 1988); B) Situación de la hoja de ISONA en el perfil de ECORS.

Esta diferente estructuración se atribuye a la extensión de espesores diferentes de las series del Cretácico inferior infrayacentes. Este espesor es mayor al Oeste y mucho menor o inexistente al Este. La variación entre uno y otro es brusca como podría desprenderse del tipo de cuenca sedimentaria en la cual se depositó.

Probablemente, su emplazamiento se ha realizado con anterioridad a lo clásicamente admitido (Ilerdiense). Existen una serie de condicionantes paleogeográficos y sedimentológicos que inducen a pensar que el Montsec existía como tal, o bien constituía un alto sedimentario en el Santoniense más alto o, a lo sumo, en el Campaniense inferior.

La única complicación que en realidad presenta está en el frente de la misma, donde se desarrolla un importante sistema de fallas normales de dirección predominante NE-SO, con planos de falla generalmente de poco buzamiento y de desplazamiento que algunos casos sobrepasan los 100 m.

En este frente, los sedimentos del Paleoceno y del Ilerdiense (calizas con alveolinas y materiales terrígenos que forman los deltas suprayacentes) descansan en discordancia progresiva fosilizando el frente del Montsec. Estos momentos son, probablemente, los últimos que se hallan relacionados aún con el emplazamiento de la lámina cabalgante del Montsec.

Hay que añadir, además, la presencia de retrocabalgamientos tanto en el flanco Norte como en el Sur de la lámina. En el Sur, los materiales del Eoceno inferior, discordantes sobre el frente del Montsec, presentan estructuras de retrocabalgamiento, probablemente relacionadas con la colocación y reajuste de las láminas cabalgantes de las sierras Marginales. En el flanco Norte existen dos cabalgamientos vergentes al Norte, interpretados como tales, en los que están implicados la Arenisca de Areny y el Garumniense inferior. Estos retrocabalgamientos son paralelos al frente de la lámina de Bóixols-Sant Corneli, aunque situados netamente en la lámina del Montsec (al Sur de Can Borrell y del Torral Dobé, al Norte de Sant Romà d'Abella).

Por último, se debe resaltar dentro de este apartado, la importante actividad neotectónica que tiene lugar en la zona y que se traduce en el desarrollo, por un lado, de inestabilidades gravitatorias en la vertiente Sur de la sierra del Montsec y, por otro, en la existencia de grandes unidades gravitacionales en la Conca de Tremp. Estas unidades gravitacionales se desarrollan con especial intensidad sobre los materiales plásticos de las facies Garumnienses y afectan ostensiblemente a los sedimentos ilerdienses suprayacentes. Estas unidades gravitacionales han sido delimitadas por áreas en el mapa geomorfológico y descritas en la memoria del mismo (Fig. 1).

En cuanto a las inestabilidades gravitatorias que afectan al frente de cabalgamiento de la sierra del Montsec, éstas corresponden a estructuras de deslizamientos rotacionales (fallas lítricas y deslizamientos gravitacionales de bloques), relacionados con el emplazamiento de la lámina. Desde el Eoceno hasta la actualidad se desarrollaron diferentes sistemas conjugados de deslizamientos rotacionales a lo largo de casi todo el frente del Montsec, rellenándose localmente los diferentes huecos de las cicatrices por conglomerados procedentes de la zona de falla. En cada caso, los conglomerados son prácticamente oligomícticos de una facies concreta, como fácilmente puede observarse en los "grèzes litées" que rellenan los huecos de los deslizamientos más modernos que afectan al escalón más alto del Montsec y que prácticamente están sólo constituidos por cantos de calizas campanienses. Además, cabe señalar que la actividad más reciente de estas fallas afecta incluso a las terrazas intermedias del río Noguera Pallaresa. Concretamente, en el Congost de Terradets es posible observar el fuerte basculamiento que presentan dos de las terrazas pertenecientes al nivel T₃₋₂ (terrazas deformadas).

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. INTRODUCCIÓN

La simple observación del relieve de la Hoja de Isona permite deducir con facilidad que las principales directrices geomorfológicas de la misma son consecuencia de la estructura tectónica de esta zona del Prepirineo.

Como se desprende del capítulo anterior y concretamente como se puede observar en la figura 8, los límites Norte y Sur de la Hoja coinciden prácticamente con los límites estructurales de una de las unidades cabalgantes en las que se divide el Prepirineo; la lámina del Montsec. Su límite Sur discurre sensiblemente paralelo al frente de cabalgamiento de esta unidad y el límite Norte al frente de la unidad anterior, la lámina de Bóixols-Sant Corneli. La coincidencia de los límites de la unidad estructural con los límites de la Hoja hace que el relieve actual esté directamente relacionado con la estructura tectónica de dicha lámina. Como consecuencia, en los bordes Norte y Sur de la Hoja se encuentran las elevaciones más importantes de la zona estudiada, respectivamente, sierras de Carrànima y del Montsec, mientras que el centro de la misma está ocupado por una amplia depresión, correspondiente a la estructura sinclinal de la lámina cabalgante (sinclinal de Tresp).

Desde que se formó esta depresión tectónica hasta la actualidad, casi siempre ha actuado como una cuenca sedimentaria en la que han tenido lugar diferentes procesos erosivos-acumulativos, que han llegado incluso a colmatarla parcialmente en determinadas etapas de su historia. Testigo de esta colmatación, por ejemplo, son las sierras de Campelat d'Aransís y de Campanetes situadas en el centro de la Hoja. Estas sierras, constituidas por materiales terciarios sedimentados con posterioridad a la máxima actividad compresiva, forman un relieve estructural residual coronado por una superficie subestructural plana.

De igual modo, a la actuación durante el Cuaternario de diferentes procesos erosivo-acumulativos, claramente relacionados con ciclos climáticos, se deben a la existencia de un variado grupo de formaciones superficiales, que abarcan una extensión cartográfica importante. Estas formaciones superficiales corresponden a diferentes ambientes sedimentarios, tales como, abanicos aluviales, cuencas travertínico-lacustres, sistemas fluviales y vertientes y han dejado una potencia considerable de sedimentos. Testigos de estos procesos son entre otros las formas tipo glacis, asociadas directamente a los abanicos aluviales; las plataformas travertínicas, que resaltan en el relieve por la resistencia de sus materiales o las terrazas fluviales. De estas últimas se han podido distinguir, en base a la litología de sus cantos, las terrazas que se originan por la actuación de sistemas fluviales de procedencia pirenaica (río Noguera Pallaresa) de las de cursos de procedencia interna (ríos Conques y Abella).

Por último, mención especial tiene el nutrido grupo de inestabilidades gravitatorias, tales como, deslizamientos rotacionales, movimientos tipo flujo, solifluxiones generalizadas de vertientes, etc., que se desarrollan mayoritariamente sobre los materiales de las facies Garumnienses y sobre sus suprayacentes de edad llerdiense y que por la magnitud de las mismas se han denominado como Unidades Gravitacionales a gran escala.

4.2. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Isona se encuentra en la parte meridional de la comarca del Pallars Jussà, región montañosa situada en la mitad Norte de la provincia de Lérida.

Morfoestructuralmente, la zona queda enmarcada en el dominio Prepirenaico Central, caracterizado por la presencia de diferentes unidades cabalgantes que han deslizado de Norte a Sur, involucrando en este desplazamiento, materiales de edad mesozoica y del Terciario inferior.

Como se observa en el esquema morfoestructural que acompaña a la cartografía, los límites Norte y Sur de la Hoja coinciden prácticamente con los límites estructurales de una de estas unidades cabalgantes; la lámina del Montsec. Las elevaciones más importantes de la zona estudiada, en los bordes Norte y Sur de la Hoja son respectivamente, sierras de Carrànima (1625 m) y del Montsec (1678 m) mientras que el centro de la misma está ocupado por una amplia depresión, de unos 600 m de altitud media (Conca de Tremp-Isona). Estos relieves están coronados por una superficie subestructural plana, que buza ligeramente hacia el Oeste, en la que destacan pequeñas elevaciones como son las cimas de Campelat d'Aranis (1141 m), Tosalets (1147 m) o la de la sierra de Campanetes (1244 m).

El río Noguera Pallaresa atraviesa la Hoja de Norte a Sur sin variar esta dirección desde que entra en la superficie de la misma a su paso por la población de Tremp, y hasta que sale poco después de cortar la sierra del Montsec y formar el impresionante desfiladero conocido como Congost de Terradets. Aprovechando este paso natural se construyó la presa de Terradets, que posibilita el almacenamiento de las aguas del embalse de Cellers, el cual juega un papel de regulador en el conjunto de obras hidráulicas del río Noguera Pallaresa. La mayoría de los cursos fluviales del sector abarcado por la Hoja pertenecen a la cuenca hidrográfica del Noguera Pallaresa, destacando: por la margen derecha, los de Rucós, Espona y del Bosque y, por la izquierda, los de Conques, Abella y Barcedana. Mientras que la dirección de drenaje del río principal, el Noguera Pallaresa, es como se ha indicado perpendicular a la orientación de las principales estructuras tectónicas de la zona, la dirección de drenaje de esta red de segundo orden es, fundamentalmente, E-O y por tanto, paralela a las mismas.

Los relieves que conforman el límite occidental de la Hoja están formados por materiales areniscosos del Terciario continental, siendo este límite cercano al trazo de la divisoria de aguas entre los ríos Noguera Pallaresa, al Este, y Noguera Ribagorzana, al Oeste, este último fuera ya del ámbito de la Hoja.

En su parte oriental la hoja está limitada por las sierras Mitjana y Benavent-Comiols, que constituyen además la divisoria de aguas entre las cuencas hidrográficas de los ríos Segre, al Este (Hoja de Oliana), y su afluente el Noguera Pallaresa. La primera se encuentra al Norte y corresponde a una estructura anticlinal (1467 m) que se originó durante el avance hacia el Sur de la lámina cabalgante del Montsec. La segunda la forman los conglomerados post-tectónicos que viajan de Norte a Sur tapizando el relieve pre-existente, clásicamente conocidos como molasa pirenaica. En esta última cabe destacar los altos de Sant Miquel (1190 m) y de Sant Quiri (1355 m).

La población se halla concentrada principalmente en el municipio de Tremp (6515 habitantes), capital de la comarca del Pallars Jussà y en pequeños núcleos urbanos entre los cuales destacan Isona, Vilamitjana, Conques, Figuerola d'Orcau y Llimiana.

En cuanto a la red de comunicaciones viarias, la Hoja se encuentra atravesada de Norte a Sur, siguiendo paralelamente el trazado del río, por la línea de ferrocarril que une las poblaciones de Lleida y La Poblada de Segur y por la carretera comarcal C-147, a partir de la cual parten carreteras locales y caminos que comunican relativamente bien los diferentes centros de población.

A partir del análisis de los datos facilitados por el Instituto Nacional de Meteorología, referentes a las estaciones de Gavet, Talarn, Abella de la Conca, Terradets y Sant Salvador de Toló, podemos considerar que la zona está caracterizada por un régimen climático de tipo mediterráneo de alta montaña, seco pero frío. En conjunto, las variaciones climáticas que tienen lugar dentro de la zona, van ligadas, en primer lugar, a los gradientes altitudinales y, en segundo lugar, a otros factores menos importantes, como son la orientación de los valles, las inversiones térmicas o el efecto pantalla que ejercen algunas unidades de relieve.

Las precipitaciones, como se deduce del esquema climatológico realizado y de la elaboración de los datos meteorológicos recogidos, presentan un máximo y un mínimo pluviométrico, referidos a las medias mensuales, con valores de 35 mm y 85 mm respectivamente. El valor mínimo es el mismo para las zonas bajas como para las zonas altas, siendo el máximo de lluvias mayor para las zonas más altas (estaciones de Abella de la Conca y de Sant Salvador de Toló), pudiendo alcanzar valores de 100 mm/año como media mensual.

Las medias de temperaturas indican un mínimo situado en el mes de Enero, que oscila entre 3-4°C, y cercano a 0°C en la estación de Abella de la Conca. El máximo termométrico se presenta entre los meses de Julio y Agosto, con valores entre 22-23°C, más suavizados en Abella. En las zonas más bajas la oscilación de temperaturas está alrededor de los 23°C, mientras que para las zonas más altas está próximo a los 19°C.

4.2.1. Antecedentes

Los trabajos realizados en la zona sobre Cuaternario o geomorfología son escasos. En este sentido merece especial reconocimiento la excelente monografía de PENA MONNE (1983) realizada para su tesis doctoral. Se trata de un trabajo en el que se abordan diferentes aspectos geológicos, pero siempre con un cariz geomorfológico que permite explicar la relación entre el relieve que hay en la actualidad y la estructura geológica que caracteriza la zona. Entre los numerosos documentos gráficos elaborados por este autor, existe un mapa geomorfológico a escala 1:50.000 de la Hoja de Isona, que ha constituido un interesante punto de partida para la realización de este trabajo.

Este estudio y el realizado por GÓMEZ-GRAS (1993) en la Hoja vecina de Tremp, que incluía el mapa geomorfológico y la memoria del mismo como información complementaria del Proyecto Magna, son los antecedentes más relevantes que existen de esta región.

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se tratan de establecer las relaciones que existen, entre la arquitectura geológica de la zona, la naturaleza de los materiales que configuran dicha arquitectura y el relieve que se observa en la actualidad. De la misma manera se trata de determinar y caracterizar los procesos exógenos que han actuado sobre el substrato, dando lugar a una serie de formas, tanto deposicionales como denudativas, que definen el modelado.

4.3.1. Estudio morfoestructural

Sin duda alguna uno de los rasgos geomorfológicos más sobresalientes de nuestra zona lo constituye su edificio morfoestructural. Clásicamente se diferencian las siguientes unidades de relieve (PEÑA MONNE, 1983): la unidad cabalgante de Bóixols-Coll de Nargó y relieves asociados, la Conca o depresión de Tremp-Isona, y el frente y reverso de la lámina del Montsec.

La primera de estas unidades morfoestructurales, los relieves de la unidad cabalgante de Bóixols-Coll de Nargó y relieves asociados, corresponde a un conjunto de relieves de orientación dominante Este-Oeste, aflorantes en prácticamente todo el sector septentrional de la Hoja, y en los cuales dominan en extensión los modelados originados por niveles duros resistentes, tipo barras o "hog-backs" y cuestas. Destacan tres áreas morfológicas: la "combe" compleja del Alto Abella- Sierra de Carreu, las cuestas de Basturs-Orcau-Llabusta y la cúpula de Sant Corneli-Costa Gran. De todas éstas solo afloran en la Hoja las dos primeras y lo hacen de forma parcial.

En el caso de la subunidad morfológica del Alto Abella-Sierra de Carreu se trata de una estructura anticlinal cabalgante marcadamente disimétrica; mientras que su flanco Norte, fuera del ámbito cartografiado, presenta buzamientos del orden de unos 40° su flanco Sur se muestra próximo a la vertical.

La progresiva incisión del río Abella en la charnela de esta estructura ha originado una típica "combe" perfectamente cerrada por una cornisa calcárea de edad Cenomaniense superior-Turoniense. Estos mismos materiales son los que conforman el reverso de las cuestas del flanco Norte y Oeste. La existencia de una fracturación de direcciones Norte-Sur provoca importantes desnivelaciones morfológicas.

Las cuestas de Bastúrs-Orcau-Llabusta, en continuidad morfológica fuera del ámbito de la Hoja, con las cuestas de Santa Engracia situadas al Noroeste de Tremp, constituyen varias alineaciones paralelas de relieves monoclinales, orientados de Sureste a Noroeste y modelado dominante en barras. El accidente morfológico más notable lo origina el río Noguera Pallaresa, el cual corta transversalmente estas estructuras originando el Congost o desfiladero en el cual se sitúa la cerrada de la presa de Sant Antoni de Talarn. En conjunto se trata de un relieve en cuestas con abundantes "chevrons" modelados por los cursos de agua del reverso. En los espacios internos entre alineaciones de cuestas, se han excavado valles subsecuentes de corto recorrido.

La Conca de Tremp-Isona, desde el punto de vista geomorfológico, constituye el sector más característico de la Depresión Media Pirenaica, y constituye en el presente estudio la unidad morfoestructural de mayor amplitud, ya que, abarca gran parte de nuestra Hoja e incluso el extremo suroccidental de la vecina Hoja de Tremp (Nº 252). Se modela siguiendo un amplio sinclinatorio en forma de una extensa depresión erosiva, en la cual, y a excepción de las sierras de Llimiana-Campanetes, han desaparecido los materiales eocenos aflorando los materiales de las facies Garumnienses infrayacentes.

Por el Oeste, la Conca viene limitada por la sierra de Montllobar y unidades de relieve asociadas, siendo el límite oriental la sierra de Mitjana y los conglomerados de Mig Rialb (sierras de Comiols y Benavent). Por el Sur, el reverso del Montsec y su surco subsecuente, sirven de límite con respecto a las Sierras Exteriores. Finalmente, las cuestas de Bastúrs-Orcau-Llabusta, en continuidad topográfica con las sierras de Sant Corneli-Costa Gran y la combe del Alto Abella, cierran por el Norte esta cuenca, separándola de la Conca de Dalt o Conca de la Pobla de Segur.

Dentro de esta unidad morfoestructural, el área deprimida y mejor desarrollada geomorfológicamente, se localiza en el margen izquierdo del río Noguera Pallaresa, tratándose de la denominada Conca de Isona o Conca Dellà. En líneas generales se trata de una depresión sobreex-

cavada por la acción erosiva de los cursos fluviales que se reparten su drenaje, ríos Abella y Conques, muy especialmente este último. Las acumulaciones cuaternarias constituyen sin lugar a duda el rasgo morfológico más notorio de la depresión. El desnivel existente entre las alineaciones montañosas que rodean la Conca y su fondo deprimido, es del orden de los 600-700m, pero en ningún punto se producen cambios bruscos entre ambas formas de relieve. Los contactos se realizan mediante formas tipo glacis, como en el Norte y Noreste, o mediante amplias vertientes de empalme, como en el resto de la unidad. Estos suaves contactos, producen un efecto de gran llanura desde lejos, aunque visto más en detalle, se traduce en un relieve sumamente compartimentado, debido a la fuerte incisión lineal de los torrentes en los materiales blandos de su fondo. Destacan los relieves de los niveles duros de Carreró y Serreta, en continuidad morfológica, con los de la zona de Espinovell, entre Bastúrs y Orcau.

En cuanto a unidades de relieve destacaremos las sierras de Llimiana-Campanetes, y las de Benavent-Comiols. En el caso de las primeras, por sus características geológicas, corresponden a la prolongación sudoriental de la sierra de Montllobar, de la que queda individualizada mediante el surco erosivo originado por el río Noguera Pallaresa. Los materiales que la componen corresponden principalmente a calizas del llerdiense, coronadas parcialmente y a modo de retazos aislados, por los materiales detríticos de la Formación Montanyana (Cuisiense-Luteciense). Todo este conjunto resistente se apoya directamente en los materiales blandos de las facies Garumnienses.

Por su disposición estructural, este amplio relieve residual se modela a modo de sinclinal colgado, manteniendo fuertes resaltes sobre los niveles del Garumniense. Esta unidad se ve afectada por numerosas fracturas gravitacionales en su mayoría, que provocan interrupciones notables de su geomorfología; modelando la sierra en grandes bloques desenganchados unos de otros y provocando importantes cornisas verticales (las sierras de Llimiana y la de Campanetes, se muestran separadas por una importante zona de fracturación transversal). Al pie de las cornisas, que en algunos casos llegan a superar los 250 m, se modela un extenso talud dominado por vertientes de tipo convexo-cóncavo sobre los materiales de facies garumnienses. La suavidad que imponen estas formas en el relieve se ve interrumpida por los resaltes originados por niveles duros intercalados. Destacan como relieves resistentes en este talud suave los conformados por los relieves de Carreró-Purredó-Aunoves, que representan una alienación estructural que abarca desde el río Conques (Tosal de Feliu) hasta las inmediaciones de Sant Salvador de Toló. El modelado interno de la sierra es en pequeñas cuestras escalonadas. En numerosos casos el buzamiento es tan escaso que se asemeja a una plataforma subhorizontal.

Por último, los relieves que se desarrollan sobre las sierras de Benavent-Comiols corresponden a las formas asociados a los conglomerados oligocénos post-tectónicos. Podemos sintetizar esta subunidad morfoestructural como modelada según múltiples cuestras escalonadas hacia el Sureste (río Rialb), y con un frente orientado hacia la Conca a modo de cornisa rectilínea y continua; esta cornisa se mantiene a lo largo de más de 6 Km., entre el puerto de Comiols y la sierra Mitjana, con alturas de 1100 m y 1330 m, respectivamente.

A causa de una red generalizada de diaclasas subverticales se favorece un modelado montserratino, igualmente desarrollado en la cornisa principal, individualizándose monolitos típicos de este tipo de modelado. La red fluvial, marcadamente erosiva, orientada predominantemente hacia el Sureste presenta sus cabeceras en las inmediaciones de la cornisa, provocando profundas incisiones con estrechas divisorias siguiendo las principales direcciones de fracturación. En el talud asociado a la cornisa principal se modela un importante piedemonte en el cual las recurrencias frías cuaternarias han dejado su impronta.

En cuanto a los relieves de la lámina cabalgante de la sierra del Montsec, se trata de la alineación montañosa de mayor envergadura y continuidad de la región ya que, a lo largo de unos 42 Km., atraviesa las Hojas de Benabarre (289) y la presente de Isona, manteniendo alturas por encima de los 1000 m, y siendo próximas en el sector central a los 1600 m.

Se muestra cortada por los principales cursos fluviales de la región, provocando ciertas discontinuidades en su geomorfología. En la presente Hoja, el río Noguera Pallaresa que forma el Congost de Terradets divide el Montsec d'Ares del Montsec de Rúbies, al Oeste y Este respectivamente, y el río Boix, mediante el Congost de l'Escala del Pas Nou, separa el Montsec de Rúbies del extremo oriental del Montsec (Montsec de Bonrepós).

Sus límites meridional y septentrional son prácticamente rectilíneos, manteniéndose por ello su anchura de forma casi constante, oscilando entre 4 y 6 Km. El límite Norte está profundamente subrayado por una serie de valles subsecuentes excavados en los materiales de las facies Garumnienses, y que sirven de separación entre esta sierra y los relieves eocenos que delimitan la depresión de Tremp-Isona. Destacan los valles de Barcedana y Cellers que confluyen en el río Noguera Pallaresa a la altura del embalse de Terradets, y en ambos casos con los mismos condicionantes morfoestructurales. Presentan disposiciones disimétricas propias de todos los valles del reverso del Montsec; una vertiente Norte, abrupta, modelada en las cornisas de calizas ilardienses y un talud plástico (facies Garumnienses) recubierto por los depósitos cuaternarios de las vertientes meridionales de la sierra de Llimiana; la vertiente Sur es más suave, conformada en las cuestas y "chevrons" del reverso del Montsec.

El límite Sur es todavía más concreto, ya que el conjunto de la sierra constituye el frente de cabalgamiento apoyado anormalmente sobre las estructuras sinclinales que conforman el inicio de las unidades morfoestructurales de las Sierras Exteriores. Atendiendo a las formas presentes, debidas en gran medida a la diversidad de litologías aflorantes, se diferencian de Sur a Norte, varias subunidades geomorfológicas, que alcanzan una plena generalización en toda la alineación montañosa (PENA MONNE, 1983): la cornisa-talud del escalón inferior y superficie de erosión asociada, la cornisa-talud del escalón superior y su superficie de erosión, y el reverso del Montsec.

Para las dos primeras se trata de resaltes originados por potentes niveles resistentes intercalados, del Jurásico y Aptiense en el caso del escalón inferior, y del Campaniense-Maastrichtiense en el escalón superior. Destacan, como rasgos geomorfológicos más notorios, el desarrollo de superficies de aplanamiento que se modelan sobre estos escalones, y las acumulaciones de depósitos tipo "gréze litée".

El modelado del reverso del Montsec se caracteriza por su monotonía, tratándose de cuestas y "chevrons" bien alineados y en disposición triangular debido a la incisión de los numerosos torrentes que cortan las capas de Sur a Norte para alimentar los ríos subsecuentes del surco que limita esta sierra por el Norte. Estas subunidades de la sierra se ven interrumpidas o condicionadas por el conjunto de fracturas distensivas que las cortan, y que en numerosas ocasiones desarrollan desplazamientos gravitacionales de considerable extensión; corresponderían a lo que hemos denominado unidades gravitacionales.

Siguiendo en gran manera el estilo de representación morfológica propuesto por PENA MONNE.1983 para la tipología de estas formas, como formas estáticas elementales se han representado las señaladas a continuación: escarpe estructural en sedimentos subhorizonta-

les >100 m, escarpe estructural en sedimentos subhorizontales <100 m, escarpe estructural en series monoclinales frente de cuesta >100 m, escarpe estructural en series monoclinales, frente de cuesta <100 m, cresta, resalte morfológico de relieve estructural y superficie estructural con indicación de buzamiento.

Como elementos tectónicos con expresión morfológica: Falla, falla probable, falla normal con indicación del labio hundido, desgarre, frente de cabalgamiento o retrocabalgamiento, escarpe de falla degradado, superficie de falla o deslizamiento, relieve conforme (anticlinal) y relieve conforme (sinclinal). A este conjunto de formas representadas debemos añadir por último la superficie estructural y/o deposicional con retoques erosivos.

Entendemos que la representación así elaborada de los principales conjuntos morfoestructurales de nuestra Hoja, sintetiza en gran manera las observaciones realizadas en el presente apartado.

4.3.2. Estudio del modelado

4.3.2.1. Modelado de vertientes

Circunscrito lógicamente a las áreas de mayor relieve y marcadamente condicionado por el carácter rígido o plástico del substrato sobre el cual se desarrolla, se han identificado una gran variedad de formas específicas de este tipo de modelado. Sintetizando los datos de campo y de gabinete se ha resuelto trabajar con las siguientes asociaciones de formas: tipologías propias de movimientos gravitacionales y formas elementales de vertientes. Estas últimas corresponden a vertientes lobuladas (convexa-cóncavo) y cambio brusco de pendiente; siendo las restantes formas de este modelado propias de inestabilidades de laderas: desprendimientos, deslizamiento planar o indiferenciado, deslizamiento rotacional con indicación del desplazamiento, inestabilidad compleja (rotacional-flujo) con indicación del desplazamiento, movimiento tipo flujo, zona de soliflucción generalizada con indicación de roturas principales, extensiones laterales, bloque desplazado gravitacionalmente y bloque desplazado gravitacionalmente cubierto, destacando en extensión cartográfica los movimientos complejos y los tipo flujo. A nuestro entender el carácter expansivo de la mayoría de los materiales plásticos sobre los que se desarrollan constituye el factor condicionante principal.

Merecen especial atención los considerables volúmenes de material, que a modo de deslizamientos gravitacionales y con extensiones kilométricas, por primera vez se han reconocido en la zona. Se han denominado unidades gravitacionales y se han representado mediante las formas: límite de unidades gravitacionales y sentido de desplazamiento de las mismas. Se destaca por su fácil observación tanto en campo como en fotografías aéreas, las unidades gravitacionales que se desarrollan en Llimiana, Guardia y la de Sant Cerni-Gavet (Fig. 9).

Otros movimientos de similares características en cuanto a extensión y mecanismos de desplazamiento, son los cartografiados en el frente de la sierra del Montsec. En conjunto, consideramos que este tipo de movimientos están inducidos por una actividad neotectónica.

Por último se ha incluido en este modelado las formas que desarrollan los depósitos tipo "grés litée", derrubios ordenados, especialmente muy frecuentes en el talud modelado en el escalón superior de la sierra del Montsec. La circulación de aguas meteóricas cargadas en carbonatos ha provocado la cementación de estos derrubios, destacando en la morfología de esas zonas.

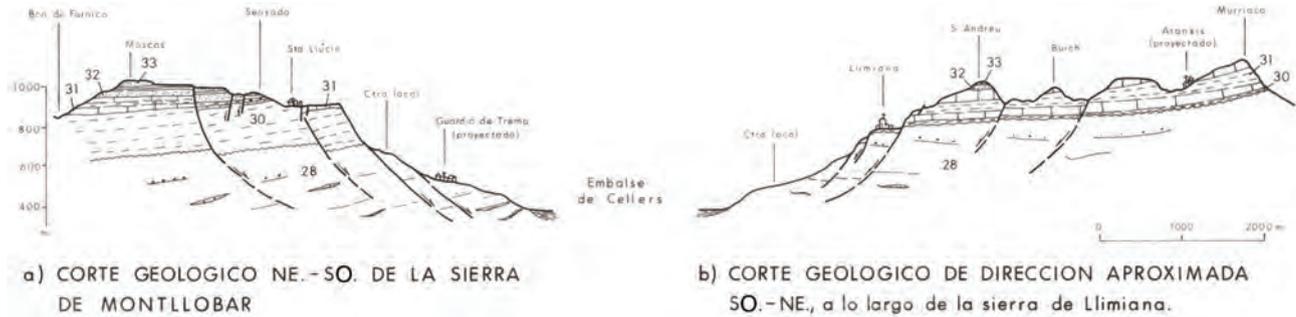


Fig 9.- Modelado de vertientes. Ejemplos de unidades gravitacionales. A) Sierra de Montllobar; B) Sierra de Llimiana. Los números de la figura corresponden a las unidades cartográficas reseñadas en la leyenda del mapa geológico.

4.3.2.2. Modelado fluvial

Como elemento morfológico básico del modelado fluvial, la red hidrográfica subactual (incisión lineal) se dispone en cuencas hidrográficas marcadamente condicionadas por la morfoestructura y neotectónica de la zona (formas: saltos de agua, cascadas, capturas, torrente colgado y terraza deformada). Tributaria en su conjunto del río Noguera Pallaresa, presenta como rasgo más notorio un marcado carácter erosivo, con densidades de drenaje elevadas; las formas tipo "bad-lands" son un claro ejemplo.

Como manifestaciones de escorrentía subsuperficial se han identificado procesos tipo "piping", muy localizados en los niveles expansivos del Garumniense inferior, especialmente en el surco subsecuente del barranco de Barcedana. Corresponden a estos mecanismos de sufosión las formas surgencia de "piping" e incisión dominada por procesos de "piping".

En las zonas de menor pendiente, caso de la Depresión de Isona, se localizan áreas de drenaje deficiente como consecuencia de las peculiares características morfodinámicas allí actuantes, se señalan pérdidas de drenaje y divisorias de agua (para zonas de drenaje poco claros).

En concomitancia areal con el trazado de los principales cursos fluviales de la zona, río Noguera Pallaresa y sus tributarios Abella y Conques, se han cartografiado las formas fósiles y funcionales que muestran los depósitos aluviales reconocidos. Se trata principalmente de formas tipo terraza (con indicación de cota en metros) y terraza fluvio-lacustre (con indicación de cota en metros) y cono de deyección, conos de deyección funcionales y conos de deyección no funcionales. Los fondos de valle y el lecho actual se han representado respectivamente como formas.

Se han reconocido cinco niveles de aterrazamientos escalonados respecto al nivel de base actual (Fig. 10). El nivel más alto de los reconocidos (Nivel T₅) corresponde a los afloramientos de Serrat de l'Aspre, cuesta de la Llabusta y Puig Pedrós. En el caso de los dos primeros se trata de aluvionamientos asociados al río Noguera Pallaresa, y el de Puig Pedrós a depósitos asociados al río Conques; presentan alturas de +105 m, +110 m y +94 m, respectivamente.

Por debajo de este nivel y aflorando tan sólo en Puig Pedrós e inmediaciones de Puigcercós, aparece el nivel T₄, con alturas próximas a los +70 m.

Las terrazas medias-bajas, niveles T₃-T₂, constituyen un nivel cartográfico, ya que, se muestran encajadas unas en otras. Se desarrollan principalmente en el margen derecho del río Noguera Pallaresa desde la zona de Tremp hasta las inmediaciones de Puigcercós; muestran alturas que oscilan entre los +40 m a los +18 m.

Mediante la forma manantial se han representado las diferentes surgencias que se muestran en campo en clara relación con los niveles detríticos anteriormente expuestos.

En la Fig. 10 se muestran varias secciones y un bloque diagrama idealizado de la distribución del conjunto de terrazas asociadas al río Noguera Pallaresa.

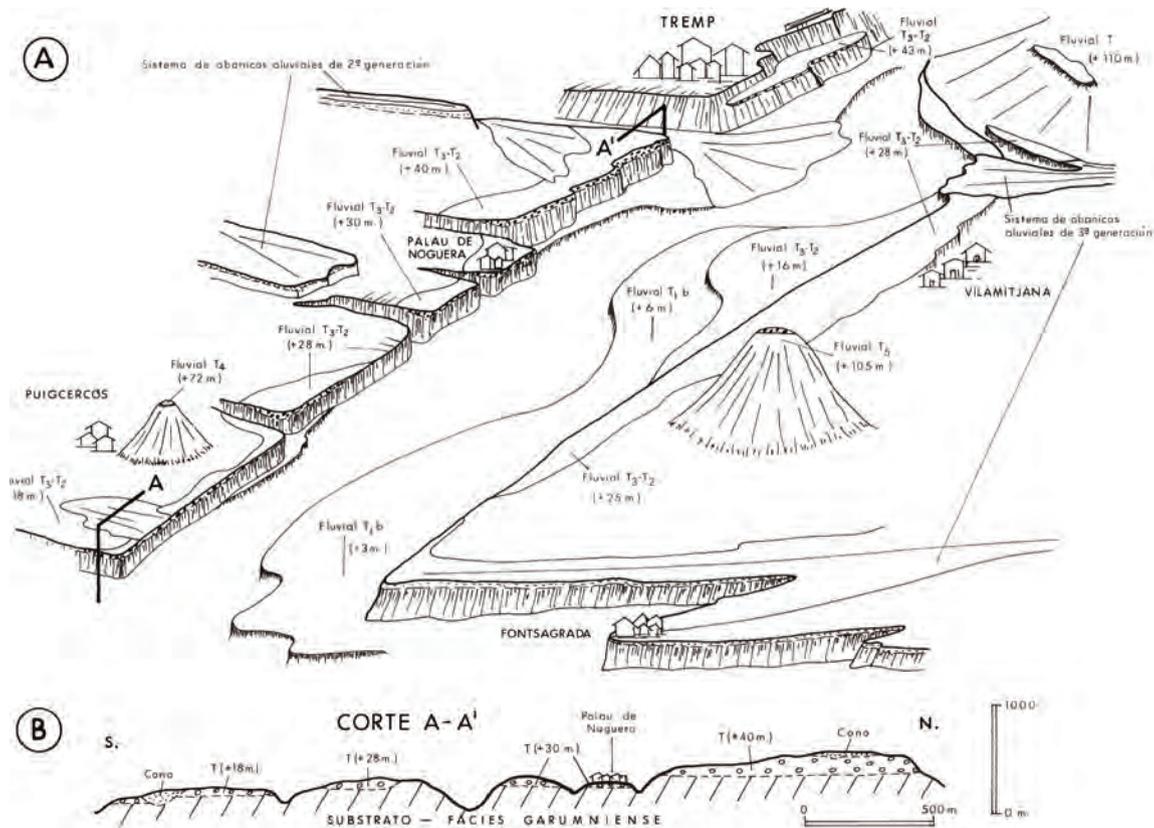


Fig 10.- A) Bloque idealizado del complejo sedimentario de formaciones superficiales fluviales de procedencia pirenaica (formas terraza); B) Corte transversal A-A' a lo largo del río Noguera-Pallaresa.

4.3.2.3. Modelado kárstico

Como pone de manifiesto la cartografía realizada, el principal desarrollo areal de este tipo de modelado viene condicionado por la superposición de tres factores: la existencia de superficies subhorizontales, la presencia de litologías carbonatadas y una tectónica distensiva.

Tanto las principales formas exokársticas fósiles como las subactuales se sitúan sobre las áreas subhorizontales que conforman las principales superficies de aplanamiento reconocidas en el ámbito de la Hoja, y áreas próximas a éstas. Destaca por su considerable extensión la zona del Montsec de Bonrepos comprendida entre el collado de Comiols y Hostal Roig, en el extremo Sureste de la Hoja. Parece lógico que un relieve suave favorezca el desarrollo de estas formas.

Este tipo de modelado se desarrolla casi exclusivamente sobre litologías carbonatadas, es decir, calizas, calcarenitas y conglomerados. Tan sólo en la zona de l'Ametlla, extremo Suroeste de la Hoja, se han identificado formas de hundimiento, pseudodolinas de escalas métricas, que se desarrollan sobre los yesos del Keuper irrepresentables a la escala de trabajo. La karstificación más intensa y avanzada se desarrolla sobre todo en los niveles del Turoniense y los niveles más altos del complejo sedimentario que constituyen la Formación Areniscas de Areny.

La tectónica, especialmente la tipo de distensivo, determina el desarrollo superficial de todas ellas.

- Formas exokársticas

Cartográficamente se han agrupado en la unidad Área de karstificación generalizada, individualizando, dentro de esta, las siguientes formas: Lapiaz estructural, cueva, sima y sumidero.

Las formas exokársticas cerradas reconocidas corresponden principalmente a dolinas de colapso o hundimiento, aunque también existentes de disolución y lapiaz estructural; en ambos casos la tectónica condiciona la localización y desarrollo de estas formas. Se muestran numerosos puntos constituyendo formas evolutivas más complejas tipo uvalas y campos de dolinas. Tanto estas formas kársticas como la parte alta de los valles de fondo plano capturantes, se encuentran en numerosos puntos rellenas de arcillas de descalcificación.

Las formas que se han representado en la cartografía como lapiaz estructural, ya identificadas en la zona por BIROT (1937), y debido al marcado carácter local de las mismas, corresponden a puntos en los cuales afloran mejor.

Las formas de absorción abiertas tienen en la mayoría de los casos y al igual que las formas cerradas, un origen tectónico. Son de destacar las dolinas denominadas en la zona como "corralots". Se desarrollan sobre los niveles superiores de aplanamiento y corresponden a unas formas kársticas que nada tienen que ver con las depresiones kársticas de génesis más reciente. Su génesis parece estar ligada a hundimientos de grandes salas y en una de ellas, la conocida como "Grallera Gran del Corralot", situada en el Canal de l'Ozca, CARRERAS (1967) y ESCOLA (1970) citan la existencia de cantos de pizarra y cuarzo. El estudio de la procedencia de estos cantos, constatados por otros autores, aportaría importantes datos a cerca de la evolución geomorfológica del Prepirineo. En base a los datos geológicos de que se dispone estos cantos presentan en la zona dos tipologías de áreas fuentes posibles: los niveles

conglomeráticos de la Fm. Montanyana (Ilerdiense) y los conglomerados molásicos (Oligoceno), ambas áreas fuentes hoy muy alejadas, sobre todo los conglomerados molásicos, cuyos afloramientos más próximos se sitúan a unos 18 Km. de distancia.

Debido principalmente a factores litológicos y de altitud existe una karstificación actual que se manifiesta por procesos de crio-karstificación y gelifración, al actuar las depresiones tipo dolinas como verdaderos nichos de nivación.

- Formas endokársticas

Si bien el estudio de estas morfológicas subterráneas sobrepasa la finalidad de este trabajo, se considera oportuno destacar algunos aspectos por su indudable interés geomorfológico. De esta forma se han representado en la cartografía las principales direcciones de circulación hídrica deducidas de las cartografías espeleológicas realizadas en la zona, cotejadas en el mapa como sentido de circulación kárstica.

Así, se observa que las cavidades más antiguas muestran unas direcciones de circulación totalmente desconectadas de las direcciones de drenaje actuales. Este es el caso de las desarrolladas en las superficies de aplanamiento superiores y reverso del Montsec, que presentan un sentido de drenaje hacia el Sur.

A excepción de estas formas heredadas, las direcciones de drenaje de estos aparatos kársticos muestran orientaciones E-O de acuerdo con los niveles de base regionales originados por la excavación de los diferentes congost de la zona. Si bien existen cavidades de tipo kárstico, la mayoría corresponden a cavidades tectónicas que se desarrollan según direcciones de diaclasas N-S.

- Formas de emisión

La funcionalidad hídrica de estas formas kársticas se hace patente en toda la zona a través de la numerosas surgencias kársticas existentes en la Hoja (surgencia activa). Se han reconocido numerosas surgencias fósiles escalonadas a diferentes alturas respecto el nivel de base actual (surgencia inactiva o fósil), especialmente en la zona del Congost de Terradets, Congost de Meia y zona de Abella.

Destacan como depósitos de emisión kárstica el complejo travertínico-lacustre de la depresión de Isona (travertinos), delimitado por las poblaciones de Basturs, Sant Romà d'Abella, Conques y Figuerola d'Orcau. Se distribuyen a modo de terrazas travertínicas, superpuestas en numerosos puntos, atestiguando diferentes episodios de descarga kárstica a lo largo del registro cuaternario y han sido ampliamente descritos en el apartado 2.4 de esta memoria.

Estos depósitos se originan como consecuencia de la descarga del sistema acuífero a presión que constituyen los niveles superiores karstificados del Complejo Sedimentario de las Areniscas d'Areny. La zona conocida como Basses de Bastúrs constituye uno de los puntos de surgencia natural de este acuífero.

Otros depósitos travertínicos originados por la descarga de fuentes que drenan los diferentes abanicos aluviales se han representado como travertino puntual.

4.3.2.4. Modelado poligénico

Por sus implicaciones evolutivas y/o considerable extensión en la Hoja, destacan las siguientes superficies de erosión: Superficie de erosión S_1 y superficie de erosión S_2 así como las formas tipo glacis.

En cuanto a las primeras, ya en los trabajos de BIROT (1937) y BATALLER *et al.* (1953) se indica la existencia de restos de superficies de erosión en los dos escalones del frente del Montsec, siendo, no obstante, PENA MONNE (1983) quien ha incidido más notoriamente en su estudio, identificando la gran importancia que tienen estas superficies de aplanación en cualquier consideración evolutiva del fini-terciario y Cuaternario de la región.

El interés de su estudio radica en dos aspectos principales: por un lado, la situación cronológica del inicio de los procesos kársticos con los que guarda una marcada relación temporal, y por otro el momento de la instalación de la red fluvial consecuente que atraviesa las sierras de Norte a Sur.

La más antigua, la que se ha denominado como S_1 , aflora a lo largo de la sierra del Montsec con alturas comprendidas entre los 1600-1500 m y 1100-1080 m (estas últimas como consecuencia de desnivelaciones tectónicas), y en el extremo Noreste de la Hoja, Ermita de Carràima, con alturas en este caso de 1600 m. A esta superficie, cubierta en la zona del Montsec de Bonrepós por los conglomerados y en base a la edad de estos depósitos, se le atribuye una edad pre-oligocena.

La superficie inferior (S_2), modelada principalmente sobre el escalón inferior del frente del Montsec, se muestra a alturas comprendidas entre los 1300-1200 m, aunque por causas tectónicas se muestre en determinadas zonas a alturas notoriamente inferiores. Los conglomerados del complejo de Benavent-Comiols, que como se ha indicado recubren la superficie anterior, muestran en la zona de Benavent parcialmente afectados por esta superficie. Así pues, la edad que se atribuye a esta superficie es post-oligocena y probablemente mio-pliocena.

Se han reconocido indicios de aplanamientos situados a cotas inferiores, como es el caso de las formas que soportan los niveles de areniscas maastrichtenses próximos al barranco del Bosque, en el reverso del Montsec d'Àres (extremo Suroeste de la Hoja), situados a alturas de unos 800 m. No obstante el carácter estructural de estas impide diferenciarlas con claridad y se han cartografiado como superficie estructural y/o deposicional con retoques erosivos.

El otro grupo de formas que destacan en este tipo de modelado poligénico corresponden, como se ha indicado anteriormente, las formas tipo glacis, que se modelan sobre las acumulaciones de abanicos aluviales reconocidos en la zona. Se caracterizan principalmente por sus notorias variaciones de pendientes, acotadas entre 4° y 20° y por no presentar un "knick" neto en su raíz, encontrándose siempre vertientes de empalme, conos de derrubios o glacis de vertiente, en el sentido de DUMAS (1967). Incluso en los niveles más antiguos se modelan "embayments" que penetran en el interior de la cuenca.

En conjunto, se disponen de forma escalonada, al igual que sucede con las terrazas, formas con las que guardan una marcada conexión temporal y espacial. Como factor regulador entre los glacis escalonados se modelan glacis de vertientes que, en forma de conexión entre ambos, conforman un nivel poligénico distinto a los anteriores y de difícil observación debido a su mayor pendiente y menor coherencia. En el apartado correspondiente a formaciones

superficiales se insiste sobre aspectos composicionales y sedimentológicos que caracterizan los niveles de glaciés diferenciados.

Por último, dentro de este grupo se han incluido los modelados que caracterizan los cerros residuales de Puigcerçós y del Serrat de l'Aspre, representándose como "inselberg"; las formas deprimidas que se desarrollan en la depresión de Isona se han representado como escarpe en depresiones cerradas o semicerradas de origen mixto, debido a que su génesis es hoy por hoy desconocida.

4.3.2.5. Formas antrópicas

Dentro de esta tipología se ha considerado oportuno representar un par de formas relacionadas con los usos en la Hoja como son las relacionadas con canteras y vertederos.

4.4. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Se consideran como tales, todos aquellos materiales coherentes o no que han podido sufrir una consolidación posterior y que están conectados con la evolución del relieve observable en la actualidad.

En la Hoja, la edad de las formaciones superficiales está comprendida, entre el Pleistoceno inferior y la actualidad, siendo la característica común a todas ellas la posibilidad de ser unidades cartografiables, que pueden definirse por una serie de atributos como geometría, génesis, cronología relativa, etc.

En el área abarcada por la Hoja de Isona se han diferenciado las siguientes tipologías de formaciones superficiales: abanicos aluviales, acumulaciones travertínicas-lacustres, depósitos fluviales y depósitos de vertientes. Sus características sedimentológicas generales han sido motivo de una descripción exhaustiva en epígrafes anteriores. Por todo ello, se cree innecesario el describir de nuevo el conjunto de elementos que caracterizan estos sedimentos y se remite al lector al capítulo 2.4 de esta memoria.

Quizá tan solo habría que resaltar dos hechos que se consideran peculiares de esta zona y que han sido analizados en profundidad en dicho apartado.

El primero es que la sedimentación de las diferentes formaciones superficiales se encuentra genéticamente ligada y que unas y otras se van sucediendo en el tiempo de manera cíclica. De esta manera, se han reconocido a lo largo de la historia cuaternaria diferentes períodos pluviales, con sus respectivos interpluviales. Durante los momentos catapluviales, dominan los procesos sedimentarios acumulativos, mientras que durante los períodos anapluviales predominan los procesos erosivos.

Concretamente en los sedimentos cuaternarios de la Hoja de Isona se han identificado en el Pleistoceno inferior y medio los períodos pluviales Günz, Mindel y Riss, en el Pleistoceno superior el pluvial Würm, dominando durante el Holoceno una etapa post-glacial que llega hasta la actualidad. De esta forma se han llegado a distinguir catorce formaciones superficiales que han sido incluidas en la leyenda del mapa geológico con los números cartográficos 38 a 51 y que han sido agrupadas en el mapa geomorfológico de la siguiente manera:

- Conglomerados: derrubios ordenados “grezè liteé”, coluviones, glacis, terrazas altas.
- Conglomerados, arenas y arcillas: depósitos de vertientes, coluviones, glacis, conos de deyección funcionales.
- Conglomerados y arenas: terraza fluvio-lacustre, fondo de valle, bancos, barras.
- Limos y arcillas: terraza baja, conos de deyección no funcionales.
- Calizas: travertinos

El segundo es que durante el Pleistoceno inferior y medio, es decir, durante los primeros periodos morfogenéticos (pluviales), la sedimentación de estas formaciones superficiales se desarrolló en dos subcuencas separadas en el espacio por los relieves estructurales que forman las capas de las facies Garumnienses de Espinovell-Puig Pedrós (centro de la Hoja) (Fig. 3).

Durante este período, en la subcuenca más oriental, que llamaremos cuenca de Isona, se depositaron los principales sistemas de abanicos aluviales modelados en forma de glacis y de forma coetánea los niveles travertínicos más antiguos, no existiendo depósitos fluviales *sensu stricto*.

En la subcuenca más occidental, denominada Cuenca de Tremp, la sedimentación dominante era la fluvial, caracterizada por los depósitos fluviales del río Noguera Pallaresa y del río de Conques y en menor medida por el abanico aluvial de Orcau.

A partir del Pleistoceno superior (período pluvial Würm), se produce la conexión definitiva entre las dos subcuencas antes mencionadas, que a partir de este momento formarán una sola (depresión de Isona-Tremp) con una configuración paleogeográfica y una morfología similar a la actual.

4.5. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA

Los diferentes elementos geomorfológicos que caracterizan la zona de estudio son el resultado final de una serie de procesos constructivos y destructivos que, desde las primeras fases del plegamiento alpino, han contribuido a la evolución geomorfológica general, siendo los procesos morfogenéticos relacionados con cambios climáticos cuaternarios el retoque final de los mismos.

A partir de la agrupación de estos elementos geomorfológicos en distintas unidades evolutivas, en el presente capítulo se intenta explicar el desarrollo del relieve en el tiempo. Para ello se distinguen inicialmente tres episodios o etapas evolutivas principales caracterizadas por tipologías de relieve distintas: a) el edificio estructural mesozoico-eoceno; b) la molasa pirenaica y c) el modelado cuaternario.

a) El edificio estructural mesozoico-eoceno

Una vez estructurado el Prepirineo, la lámina cabalgante del Montsec probablemente presentaba ya una morfología muy parecida a la actual. El límite Norte de ésta queda cabalgado por la lámina de Bóixols-Sant Corneli, cuyo frente en la mayor parte de su recorrido queda cubierto discordantemente por la serie posterior a su emplazamiento (cabalgamiento ciego). El límite meridional se establece al Sur de la sierra del Montsec en el valle de Àger, donde asimismo, el frente queda, en la mayor parte de su recorrido, cubierto por la serie paleocena y eocena discordante.

La lámina cabalgante del Montsec queda conformada como un laxo sinclinal de poco más de 15 Km. de anchura con el desarrollo en la parte frontal de la misma de un anticlinal de bloque superior. En realidad, tan sólo aflora su parte frontal, el resto de la lámina queda fosilizada por los materiales post-emplazamiento de la misma y su estructuración en realidad se establece en base a la deformación post-emplazamiento, es decir, en base a la estructuración de las series que se depositaron sobre la lámina en forma de surco. Estos sedimentos son parte de la serie finicretácica, la del Paleoceno y la de comienzos del Eoceno. A partir de los alrededores del meridiano de Isona, hacia el Este, la estructuración de la lámina se complica y presenta, aparte del anticlinal cabalgante frontal, un sinclinal en el extremo Norte (sinclinal de Faidella), un anticlinal con terminación periclinal muy manifiesta al Este de Isona, atenuándose progresivamente hacia el Oeste (anticlinal de Isona) y un sinclinal en el Sur (sinclinal de Benavent de Tremp) cubierto en su casi totalidad por una potente masa de conglomerados oligocenos discordantes.

Esta estructuración en superficie, probablemente, es una reacción a los cambios de espesor de los materiales del Cretácico inferior, acumulados en una cuenca de tipo rift. En la parte oriental de la misma, la serie del Cretácico inferior es mucho más potente que en la occidental. Esta diferencia de espesor en el momento de plegarse se traduce en la formación del anticlinal de Isona.

En una configuración paleogeográfica muy parecida o igual a la descrita se depositaron los materiales del final del Cretácico, Paleoceno y Eoceno inferior. Los primeros y los segundos con variaciones de facies que apenas influyen sobre los procesos erosivos que más tarde actuaron sobre los materiales que constituyen la lámina.

La distribución areal de facies en los materiales del Eoceno inferior, por el contrario, condicionan en parte el relieve cuaternario y el actual. Durante el Illerdiense, sobre el umbral sedimentario de la sierra del Montsec se depositó una serie predominantemente caliza. Estos carbonatos, hacia el interior de la cuenca (eje del surco) van pasando paulatinamente a materiales pelíticos. La erosión cuaternaria actuará más tarde diferencialmente sobre unos y otros materiales.

El conjunto de elementos geomorfológicos asociados a este período y representados en la cartografía, modelados en cuevas, "combes", sinclinales colgados, etc., corresponden así pues, a relieves estructurales fósiles retocados por procesos morfogenéticos posteriores (oligocenos, mio-pliocenos y cuaternarios).

b) La molasa pirenaica

Es a finales del Eoceno y, sobre todo en el Oligoceno, cuando el relieve moldeado sobre estas láminas cabalgantes se unifica rápidamente y queda fosilizado por la sedimentación rápida de grandes masas de conglomerados procedentes de la Zona Axial y de partes más internas del Prepirineo. Como consecuencia de ello, se establece una red de drenaje de Norte a Sur (a excepción de una pequeña cantidad de conglomerados procedentes de la erosión de la sierra del Montsec y sedimentados en la Conca de Tremp, es decir, con dirección de Sur a Norte) de régimen torrencial con sedimentación de conglomerados que cubren todo el Prepirineo, unificándolo y cuyos materiales más finos (arenas y lutitas) van a parar hacia zonas más distales (Depresión del Ebro), donde se desarrolló una cuenca hidrográfica lacustre (endorreica). Probablemente, esta red hidrográfica Norte-Sur es la condicionante más tarde de la implantación de la red fluvial actual con esta misma dirección.

Por lo observado en el campo, la sedimentación de estos conglomerados se realiza cubriendo gran parte de la superficie de erosión más antigua de las reconocidas en el ámbito de la Hoja, la que se ha denominado como S₁. Manifestaciones tectónicas anteriores a la sedimentación de estos conglomerados e incluso con toda probabilidad sinsedimentarias, provocan la desnivelación de esta superficie de aplanamiento, originando áreas elevadas y áreas deprimidas. Tan sólo estas últimas, caso de la zona de Bonrepós-Hostal Nou-Benavent quedan cubiertas por los conglomerados. Atribuimos, por tanto, una edad pre-oligocénica a esta superficie de erosión (S₁).

Una vez finalizado el período acumulativo detrítico correspondiente a la sedimentación de la molasa pirenaica, se inicia el desarrollo de la superficie de erosión que recubre estos sedimentos (S₂), y modela gran parte del escalón inferior del Montsec. Durante este momento, correlacionable con una etapa de alto nivel del mar, se desarrollaría la primera fase de karstificación reconocida en la zona y que afecta a la superficie de erosión S₁ (mejor preservada en el área del Canal de Aosca, Montsec d'Ares, en el extremo Suroeste de la Hoja), con direcciones de drenaje endokársticas claramente hacia el Sur, es decir, desconectadas de las direcciones de drenaje actuales. Así pues, las edades de esta superficie de erosión (S₂) y de la primera fase de karstificación se consideran post-oligocénicas.

A finales del Terciario y comienzos del Cuaternario tiene lugar una fuerte erosión de los conglomerados oligocenos, fase o fases erosivas difíciles de situar en el tiempo pero que quizás tengan relación con momentos de gran descenso del nivel del mar, sobre todo al final del Mioceno. Ello conlleva un rejuvenecimiento de la red hidrográfica general y, por lo tanto, de su capacidad erosiva.

Los cursos de agua con su dirección Norte-Sur heredada del Oligoceno, son aprovechados en esta nueva etapa erosiva para barrer paulatinamente los conglomerados y exhumar poco a poco los relieves pre-oligocenos modelados inmediatamente después del emplazamiento de la lámina cabalgante.

La incisión fluvial alcanza los relieves cretácicos, paleocenos y eocenos (Eoceno inferior) orientados preferentemente en la dirección de plegamiento (Este a Oeste, o dirección pirenaica) y los cortan perpendicularmente.

Una vez barridos una parte importante de los conglomerados, la red de segundo orden está condicionada por la litología y estructura de la serie pirenaica: En la primera fase se encaja el río principal, el Noguera Pallaresa, en la segunda, poco después, se establece la orientada de Este a Oeste y también de Oeste a Este. En la primera, más importante, se encajan por vez primera los ríos de Conques y de Abella y el barranco de Barcedana y, en la segunda, los barrancos de Rucós y de Moror, de mucha menor longitud y superficie de cuenca de recepción.

Esta red Este-Oeste se ha excavado en la Conca de Tremp aprovechando preferentemente los materiales pelíticos del Ilerdiense y de su yacente Thanetiense y Cretácico terminal (flanco Norte del sinclinal). Cabe exceptuar los barrancos de Barcedana y de Moror en el flanco Sur del sinclinal, en las márgenes izquierda y derecha respectivamente del Noguera Pallaresa, que se han excavado en la serie garumniense predominantemente.

Así pues, la Conca de Tremp queda configurada, probablemente a partir del Plioceno de manera similar a como es actualmente: Dos surcos orientados de Este a Oeste, el septentrional mucho mayor que el meridional, separados por un área (flanco Sur del sinclinal) elevada,

con un relieve invertido, ocupada predominantemente por las calizas con Alveolinas del llerdiense. Estos surcos están cortados por el valle principal colector de dirección y sentido de Norte a Sur, el río Noguera Pallaresa, que las divide en dos partes desiguales: la oriental es mayor que la occidental.

Si bien la evolución morfológica en ambos surcos es igual, en el Sur, mucho más pequeño, apenas se han conservado en buen estado las formas de erosión y de sedimentación, ya que, en la actualidad están sometidas a una intensa soliflucción que modifica fuertemente estas formas, degradándolas y haciendo imposible la reconstrucción de la evolución histórica cuaternaria. Es por ello, que la evolución morfológica acaecida durante el Cuaternario y que es la causante del relieve actual se describirá únicamente de la cubeta del flanco Norte, mucho más amplia y con afloramientos bien conservados y frecuentes en el tiempo. Asimismo, se incluirán los depósitos del río principal, el Noguera Pallaresa, desde el embalse de Sant Antoni de Talarn hasta la cola del embalse de Cellers.

Una vez finalizada esta fase o fases erosivas mio-pliocénicas se desarrollaría la segunda fase de karstificación que afecta al conjunto de superficies de erosión y cuyas direcciones de drenaje subterráneas son claramente coincidentes con los niveles de base regionales originados por la incisión de la red hidrográfica. No se han reconocido dentro del ámbito de la Hoja depósitos correlacionables con este ciclo evolutivo de edad probable mio-pliocena.

c) El modelado cuaternario

Durante el Pleistoceno, la composición litológica de la Facies Garumniense es la causante de la división de la Conca de Tremp en dos subcuencas: la oriental o de Isona y la occidental o de Tremp. Esta serie está constituida por dos tramos de composición fundamentalmente pelítica, separados por un tercero calizo, conglomerático y arenoso. Este último tramo está formado por calizas al Sur y Sureste y por conglomerados y areniscas al Norte y centro. Está afectado ligeramente por el plegamiento de Isona, dibujando un suave anticlinal periclinal que divide la cuenca en dos partes. Gracias a su mayor resistencia a la erosión que su yacente y techo forma el relieve que desde principios del Cuaternario condiciona la sedimentación.

Soportada por este resalte, la sedimentación que tuvo lugar en la subcuenca oriental era en forma de abanicos aluviales que partiendo de los relieves que constituían los anticlinales de Abella e Isona llegaban a una zona de menor pendiente, donde existía un ambiente de sedimentación travertínico-lacustre. Este tipo de sedimentación se repite en el tiempo marcando en el registro cuaternario la existencia de diferentes ciclos de erosión-sedimentación con un claro control climático. Se han identificado abanicos aluviales y complejos travertínicos de 1ª, 2ª y 3ª generación que se han podido correlacionar con períodos climáticos pluviales acaecidos durante el Pleistoceno inferior y medio, concretamente los pluviales Günz-Mindel y Riss, y en el Pleistoceno superior el pluvial Würm.

Por el contrario, en la subcuenca occidental y durante los mismos períodos pluviales existe un dominio de procesos fluviales causados por la acción del río Noguera Pallaresa, que se traduce en la formación de tres niveles de terrazas fluviales, en concreto la T₅, T₄ y T₃₋₂.

Paralelamente, la erosión pone al descubierto el diferente grado de competencia entre unas capas y otras, originándose relieves estructurales muy característicos, ya definidos en el apartado correspondiente.

Por último, se produce la jerarquización de la red hidrográfica de tercer y cuarto orden y los pequeños cauces se encajan según direcciones preferentes, relacionadas con la estructura general de la zona.

4.6. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Atendiendo en este apartado a aquellas variables morfológicas que por su incidencia en una corta escala temporal se considera como dinámicas, destacan especialmente los procesos gravitacionales y los erosivos. Tanto las inestabilidades gravitatorias como las formas denudativas de génesis hídrica representan el principal factor limitante del uso territorial de la zona. Aproximadamente una cuarta parte del área abarcada por la Hoja se ve sometida a la actuación de estos procesos.

Otro tipo de riesgo geológico, las inundaciones, se encuentra minimizado debido a la regulación mediante presas del curso fluvial históricamente más conflictivo, el río Noguera Pallaresa.

Por último, los recursos hídricos subterráneos, poco conocidos en la zona, constituyen otro de los factores geológico-ambientales condicionantes del potencial uso de este territorio. La proliferación de captaciones en la zona de Isona, con el desconocimiento actual que se tiene de la dinámica del sistema acuífero explotado (sistema Areniscas d'Areny), puede representar en el futuro un serio agravante del desarrollo económico de la región.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica reflejada en los materiales y su deformación que constituyen el subsuelo del área abarcada por la Hoja de Isona ha ido sucediéndose a lo largo de una serie de etapas.

Los materiales más antiguos aflorados corresponden al Triásico superior, representado por las típicas facies Keuper. Su edad exacta es desconocida. El momento tectónico en el cual se depositaron es continuación de la fase rift que afectó a esta zona desde finales del Pérmico y que se prolongará unas veces con mayor y otras con menor intensidad hasta finales del Cretácico inferior.

Durante el Jurásico (Lías medio y superior), el área del Montsec se caracteriza por una desigual distribución areal del tramo calizo inferior, una correlación de las superficies de erosión en todos los afloramientos y una constancia en facies y distribución de espesores en el tramo margo noduloso superior. Probablemente, durante este periodo tuvo lugar la "intrusión" de las masas de ofitas afloradas en los alrededores del pueblo de L'Ametlla.

Mediante un contacto neto sobre los materiales margosos liásicos (aún, muy tectonizados, al igual que los infrayacentes, por hallarse situados cerca del plano de corrimiento), descansa una gran masa de dolomías grises que resaltan en la base de la mole del Montsec, como una franja más oscura que se extiende de Este a Oeste. Asimismo, sus espesores se distribuyen irregularmente. Su grado de dolomitización impide conocer sus características sedimentológicas y su edad. Clásicamente, han sido atribuidos al Dogger.

Sobre estas dolomías se desarrolla una etapa de erosión de duración desconocida, pero que como mínimo, abarca parte de la serie jurásica, y probablemente el Neocomiense - Barremiense. El Cretácico inferior marino, concretamente el Aptiense, se halla representado

como máximo por unas decenas de metros de calizas y margas con orbitolinas. En estas calizas, si se tiene en cuenta la distribución de los afloramientos del Montsec (de Este a Oeste) y la orientación de la cuenca rift en la cual se depositaron, nada tienen de extrañar las variaciones bruscas de potencia que se producen o incluso que en muchas series no se hayan depositado o han sido erosionadas.

El final del Albiense coincide con el fin de una etapa importante del Pirineo, la etapa rift o de distensión, heredada de la etapa distensiva pérmica. Se inicia una nueva fase en la paleogeografía, ya que de una tectónica distensiva se pasa a una compresiva. Esta fase es la causante de la formación del Prepirineo actual.

En el Cenomaniense superior y Turoniense inferior se inicia una transgresión marina con el desarrollo de una rampa carbonatada de la cual, en el Montsec son testimonio, las calizas con prealveolinas y las calizas masivas con pithonellas, de facies y potencia constantes a lo largo del mismo.

Debe tenerse en cuenta, que la posición del Montsec, con respecto a la cuenca prepirenaica del Cretácico superior, es marginal y, por lo tanto, corresponde a un área sometida a los efectos de las transgresiones y regresiones con paros sedimentarios prolongados y con poca potencia de sedimentos en las series estratigráficas. Así, ocurre entre el Cenomaniense y el Santoniense inferior, sobre todo en el Turoniense superior y en el Coniaciense. Durante estos pisos, la sedimentación, en las áreas más internas del Prepirineo es predominantemente carbonatada, con el desarrollo de plataformas, de las cuales, los materiales que afloran en el Montsec, ocupan una posición muy marginal.

Es en el Santoniense medio cuando tiene lugar el emplazamiento de la lámina cabalgante de Bóixols-Sant Corneli. En el Montsec, este hecho tiene asimismo su repercusión, pues probablemente, esta sierra se transformó, por vez primera, en un umbral sedimentario, llegando en algunos momentos a emerger y a producirse una sedimentación de tipo continental (fluvial), al igual que en las áreas prepirenaicas, que ocupan una posición más meridional (LLOMPART, 1979). Nada tendría pues de extrañar que el emplazamiento de la lámina del Montsec se iniciase ya en el Santoniense inferior (como en la lámina de Bóixols-Sant Corneli, momento que se deduce de las estructuras de inestabilidad que estos sedimentos presentan) y se prolongue hasta finales del Santoniense superior, en que las estructuras de inestabilidad son más frecuentes y sincrónicas, probablemente, con los últimos impulsos de colocación de la lámina.

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

Aprovechando el surco sedimentario E-O originado como consecuencia de la estructuración de la lámina del Montsec, se instala un régimen deltaico de tipo estuarino momento en el que se produce la sedimentación de la llamada Formación Arenisca de Areny. A este surco abierto a poniente iban a parar los materiales transportados por cursos fluviales procedentes del Este y del Sur y allí eran retrabajados por las corrientes de marea. Al Sur del Montsec, durante este tiempo, probablemente o se sedimentaron calizas lacustres o se inició la sedimentación roja pelítica típica de las facies garumnienses, o bien, fue un momento sin sedimentación.

La regresión generalizada del Cretácico superior, conlleva la instauración de un régimen continental con la sedimentación del tramo rojo de facies Garumniense de facies dominante-

mente fluviales. Este tramo rojo se halla separado en dos partes por un nivel calizo (lagunar, en sentido amplio) en el que se sitúa el límite Cretácico-Terciario. En la base del mismo, se sitúa el último yacimiento con restos de dinosaurios de la zona y, por ello se considera como el nivel de separación entre ambos.

El mar invade de nuevo la zona a comienzos del Eoceno, aprovechando la estructuración de las láminas cabalgantes que condicionan la paleogeografía. Así, al Norte del Montsec se ha configurado el golfo de la Conca de Trep y, al Sur, el de la Vall d'Àger. A ambos golfos van a parar ríos que desarrollan sus deltas. Por la configuración de la cuenca, la acción de las mareas deja sentir sus efectos y retrabaja estos materiales, del mismo modo que en un estuario actual.

Asimismo, en el Eoceno inferior, se inicia la regresión final, el mar se retira por el Oeste, definitivamente, implantando una sedimentación de tipo continental (Grupo Montañana), coincidiendo con la fase pirenaica de reajuste del Pirineo en esta área.

El reajuste de las láminas cabalgantes dan lugar a retrocabalgamientos, tanto en el frente del Montsec como en el extremo Norte de la lámina en las inmediaciones de Sant Romà d'Abella y de Abella de la Conca.

Como consecuencia de esta fase tectónica y con un relieve juvenil, la sedimentación que rellena las depresiones es de tipo torrencial. El drenaje general de este sistema de torrentes es hacia la depresión del Ebro, donde se sitúa durante el Oligoceno y Mioceno inferior un sistema endorreico. La erosión de las montañas recién levantadas es muy fuerte, el transporte de los materiales es rápido y abundante y la sedimentación de los mismos en las áreas deprimidas es, asimismo, intensa. Esto conlleva la fosilización rápida de los relieves alpinos, por potentes niveles de conglomerados (Oligoceno) hasta llegar a cubrir gran parte de los relieves de la Hoja de Isona.

La erosión cuaternaria y actual ha ido denudando estos relieves, barriendo los conglomerados hacia la Cuenca del Ebro, exhumando la geología que fosilizaban. Los últimos retoques del cambiante Cuaternario, tanto en la erosión como en el acúmulo de sedimentos, han dejado la morfología de estas áreas con la configuración actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los recursos naturales son escasos a excepción del agua, tratándose de un área relativamente pobre en cuanto a recursos naturales se refiere.

6.1. MINERÍA

La única minería que ha existido es la del carbón. En la base de la serie garumniense existen, prácticamente en toda la parte oriental de la Hoja niveles lenticulares de lignitos que proporcionan a la serie la coloración gris ("Garumniense gris"). Estos niveles de lignito, de muy baja calidad, han sido motivo de explotación en épocas de crisis energética como en el siglo pasado durante la segunda guerra mundial. Cabe citar como ejemplo las explotaciones de Suterranya, Biscarri, Llordi y del barranco de Barcedana, al Sur de Llimiana.

6.2. CANTERAS

Las explotaciones a cielo abierto, asimismo son escasas y están abandonadas. Quizás, por su interés paleontológico hay que citar el yacimiento de las calizas del Cretácico inferior de Rúbies, también conocido como de Santa Maria de Meià, que si bien no se explotan con la finalidad de obtener calizas litográficas, como fue en su tiempo, intermitentemente se extraen calizas para la búsqueda de fósiles.

Existen en la actualidad intentos de explotación de areniscas, localizados en materiales eoceños, garumnienses y, sobre todo del Cretácico superior, para su utilización como piedra de construcción.

Las extracciones de áridos de la terraza baja del río Noguera Pallaresa, glacis y delta del barranco de Barcedana son las únicas explotaciones vigentes. No obstante, cada día la posibilidad de extracción es menor por haberse agotado en aquellas áreas donde la explotación era rentable.

Las canteras abiertas en materiales pelíticos destinados a la fabricación de cerámica se hallan completamente abandonadas. Y, finalmente, las areniscas de Areny (unidad más alta formada por cuarzoarenitas y con poco cemento) han sido motivo de explotación para fabricar vidrio.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

El área abarcada por la Hoja presenta unas características hidrogeológicas muy peculiares, que la ha llevado en el ordenamiento natural del territorio al aprovechamiento de las aguas superficiales sin, prácticamente tener en cuenta, hasta hace unos pocos años, las posibilidades del aprovechamiento de las aguas subterráneas.

La zona abarcada por la Hoja está drenada de Norte a Sur por el río Noguera Pallaresa. Su valle en artesa, al alcanzar la Conca de Trepmp y la disposición de las terrazas cuaternarias, extendidas a ambos lados del cauce, ha hecho que sus aguas se aprovechen y se hayan explotado para el regadío. Afluente del mismo por su margen izquierda es el río Conques con caudal mucho más pequeño, pero asimismo, con una explotación para regadío intensiva. Este último río, aparte de iniciar su curso con las aguas procedentes de una red de arroyos situados en la parte oriental de la Hoja, se alimenta de las aguas sobrantes de la alimentación subterránea de los lagos de Basturs.

Los acuíferos superficiales, pues, se ubicarían en los piedemontes que cubren los glacis cortados por la erosión actual de los barrancos y drenados en el contacto con las pelitas garumnienses (y en menor proporción del llerdiense) y en las terrazas de los ríos, sobre todo del Noguera Pallaresa.

Los acuíferos profundos, con una importancia mucho mayor, deben distinguirse entre los situados al Norte de la Conca de Trepmp, en el flanco Sur del anticlinal de Abella, en la Conca de Trepmp y en la sierra del Montsec, al Sur de la Hoja.

En el ángulo Noreste de la Hoja de Isona, donde afloran las calizas del Turoniense-Santoniense inferior formando el anticlinal de Abella, alberga el acuífero kárstico que está parcialmente drenado por las fuentes del pueblo del mismo nombre.

En la sierra del Montsec, las aguas drenan en la margen izquierda del río por las fuentes de Les Bagasses y esporádicamente por la surgencia del Forat de l'Or y en la margen derecha, por el Viver de Cellers, hoy situado bajo las aguas del embalse de Cellers. La acumulación de estas aguas se realiza en las calizas del Campaniense y las areniscas maastrichtienses. No existe aprovechamiento alguno de las aguas de este acuífero profundo.

El acuífero actualmente más importante es el ubicado en la Formación Areniscas de Areny. Este acuífero es el que alimenta subterráneamente las aguas de los pequeños lagos de Basturs. La forma en sinclinal de la lámina del Montsec y el afloramiento del Norte, Sur y Este de esta formación areniscosa karstificada favorece la circulación y almacenamiento de aguas subterráneas. Cabe la posibilidad, además, que por lo menos en parte, sea alimentado por las aguas del embalse de Sant Antonio de Talarn. La disposición en amplio y laxo sinclinal de la lámina cabalgante del Montsec es la causa de que en su eje sea cautivo y su alumbramiento artesiano. PASCUAL (1991) ha sido el primero en dividirlo y aportar datos experimentales fruto del estudio de diferentes puntos de la Conca de Tremp. Actualmente se halla en proceso de análisis detallado por parte de LINARES. La intensa explotación a la que se ve sometido bajo el régimen pluviométrico actual, conllevará al desecamiento de los lagos de Basturs y de gran número de pequeñas fuentes surgentes en el Garumniense de los alrededores de la masa travertínica de Basturs.

7. BIBLIOGRAFÍA

- BANDA, E. AND WICKHAM, S.M. (1986) (eds.). "The geological evolution of the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129, 380 p.
- BATALLER, J.R. (1959). "Paleontología del Garumniense". *Estudios Geol.*, 15: 39-53.
- BATALLER, J.R.; MASACHS, V. Y GALVEZ CAÑERO, A. (1953). "Mapa Geológico de España. Esc. 1/50.000, Hoja 290 Isona". *I.G.M.E.* 113 p. Madrid.
- BERASTEGUI, X.; GARCÍA-SANZ, J. AND LOSANTOS, M. (1990). "Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (Central South Pyrenean Unit, Spain) during the Lower Cretaceous". *Bull. Soc. Géol. Fr. (8) VII2*: 251-264.
- BIROT, P. (1937). "Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnols". *Thèse Univ. Paris. Ed. Bailliere et Fils. Paris.*
- CÁMARA, P. Y KLIMOWITZ, J. (1985). "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental sur-pirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp)". *Estudios Geol.*, 41: 391-404.
- CARO, Y. (1973). "Contribution à la connaissance des Dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles". *Rev. Esp. Micropal.*, 5: 329-372.
- CARRERAS, A (1967). "El macizo kárstico del Montsec". *Cavernas (9), monográfico Montsec*: 31-37.
- CASANOVAS, L.; SANTAFÉ, J.V.; SANZ, J.L. Y BUSCALIONI, A.D. (1987). "Arcosaurios Crocodilia, Dinosauria del Cretácico superior de la Conca de Tremp (Lleida, España)". *Estudios Geol.*, vol. extr. *Galve-Tremp*: 95-110.
- CAUS, E., CORNELLA, A. Y GÓMEZ-GARRIDO, A. (1982). "Evolución de la cuenca sedimentaria del Cretácico superior surpirenaico entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (NE España)". *Cuad. de Geol. Ibérica*, 8: 965-977.
- CAUS, E.; CORNELLA, A.; GALLEMI, J.; GILI, E.; MARTÍNEZ, R. AND PONS, J.M. (1981). "Field guide: Excursions to Conianian-Maastrichtian of South Central Pyrenees". *Publ. de Geol. U.A.B.*, 13. 170 p.
- CRUSAFONT, M. Y GOLPE, J.M.A. (1973). "Yacimientos del Eoceno Prepirenaico (nuevas localidades del Cuisiense)". *Acta Geol. Hispánica, Año VIII, nº 5*: 145-147.
- CRUSAFONT, M. Y ROSELL, J. (1966). "Primera datación de los tramos superiores del Eoceno continental de la Cuenca de Àger (provincia de Lérida)". *Not. y Com. I.G.M.E. t. LXXM- IV, pp.* 341-353.
- CUEVAS, J.L.; MARZO, M. Y MERCADE, 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*: 19-22.

- CUEVAS, J.L. (1992). "Estratigrafía del "garumniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida". *Acta Geol. Hispánica*, 27 (12) 95-108.
- CHOUKROUNE, P. AND ECORS TEAM (1989). "The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt". *Tectonics*, 8 (1): 23-39.
- CHOUKROUNE, P. ET SEGURET, M. (1973b). "Carte structural des Pyrénées". *Elf-Erap (SNEAP), Mission France, Bousens, Haute-Garonne, France*.
- CHOUKROUNE, P. AND SEGURET, M. (1973a). "Tectonics of the Pyrenees: Role of compression and gravity". En: K. de Jong y R. Scholten, eds., *Gravity and Tectonics*. John Wiley, New York, p. 141-156.
- DALLONI, M. (1913). "Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées Centrales)". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4 (13): 243-263.
- DALLONI, M. (1930). "Etude géologique des Pyrénées de Catalogne". *Ann. Fac. Sc. de Marseille*, 26 (3), 373 p.
- DE MAS, D. (1981). "La geomorfología del Valles Oriental". *Arxius de la Secció de Ciències de l'IEC. Barcelona*.
- DE MAS, D. (1983). "L'evolució geomorfològica quaternària del Vallès Occidental". *Tesis Doctoral. Departament de Geomorfologia i tectònica, UB. Barcelona*.
- DE ROSA, R. ET ZUFFA, G.G. (1979). "Le areniti ibride della Valle di Ager (Eocene, Pirenei centro-meridionali)". *Min. Petrogr. Acta*, 23, 1-12.
- DEGARDIN, J.M. (1988). "Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie". *Soc. Géol. du Nord*, 15, 525 p.
- DELMAS, M.; GARRIDO, A. Y RÍOS, L.M. (1971). "Contribución al estudio del Jurásico de la Cuenca de Graus-Tremp (Provincia de Huesca y Lérida)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 59 1-606.
- DÍAZ MOLINA, M. (1987). "Sedimentación sintectónica asociada a una subida relativa del nivel del mar durante el Cretácico superior (Fm. Tremp, Provincia de Lérida)". *Estudios Geol., vol. extr. Galve-Tremp*: 69-93.
- DREYER, T. AND FÄLT, L-M. (1993). "Facies analysis and high-resolution sequence stratigraphy of the Lower Eocene shallow marine Ametlla Formation, Spanish Pyrenees". *Sedimentology*, 40: 667-699.
- DUMAS, B (1967). "Place et signification des glaciaires dans le Quaternaire". *Bull. Ass. Franc. pour l'étude du Quatern.*, vol. 3, pp. 223-224.
- ECORS PYRENEAN TEAM (1988). "The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees". *Nature*, 331: 508-510.

- EICHENSEER H. AND KRAUSS, S. (1985). "The Tremp Formation (Maestrichtian-Paleogene) and the lower Àger Group (Paleogene) of the northern flank of the Tremp-Graus Embayment (NE Spain)". *En Milà, M. y Rosell, J. (Eds.): 6th European En: M.D. Milà y J. Rosell, eds., Excursion Guidebook. VI Eur. Reg. Mtg. I.A.S., Lérida, España. Abstracts & Posters Abstracts: 149-151.*
- EICHENSEER, H. AND LUTERBACHER, H.P. (1992). "The marine Paleogene of the Tremp region (NE Spain) depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors". *Facies, 27. Erlangen 1992: 119-152.*
- EICHENSEER, H. (1987). "Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus Basin, northeastern Spain". *Ph. D. thesis, Univ. Tübingen, 237 p.*
- ELLIS, P.G. AND MCCLAY, K.R. (1988). "Listric extensional fault systems-results of analogue model experiments". *Basin Research, 1: 55-70.*
- ESCOLA, O. (1970). "Catálogo espeleológico del Montsec". *Espeleòleg (11-12): 453-541.*
- FAURÉ, P. (1984). "Le lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lerida et Barcelona)". *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, 121: 23-37.*
- FEIST, M. ET COLOMBO, F. (1983). "La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des Charophytes". *Géol. Méditerranéenne, 10 (3-4): 303-326.*
- FERRER, J.; LE CALVEZ, Y.; LUTERBACHER, H.P. ET PREMOLI SILVA, I. (1973). "Contribution a l'étude des foraminifères ilerdiens de la region de Tremp (Catalogne)". *Mem du Museum. d'Hist. Nat., n. série, (C) 29: 1-107.*
- FONNESU, F. (1984). "Estratigrafia física y análisis de facies de la Secuencia de Figols entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (provs. de Lérida y Huesca)". *Tesis, Universidad Autónoma de Barcelona, 317 p.*
- GAEMERS, P.A.M. (1978). "Biostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the mainly marine Àger Formation (late Paleocene-early Eocene) in the Tremp Basin, south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Mededelingen, 5 1 (2): 151-231.*
- GALBRUN, B.; FEIST, M.; COLOMBO, F.; ROCHIA, R. AND TAMBAREU, Y. (1993). "Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager Basin, Province of Lerida, Spain". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 102: 41-52.*
- GALLART, E. (1980). "Estudi geomorfològic del Penedès. Sector Anoia i Riudebitlles". *Tesis doctoral. departament de Geomorfologia i tectònica. UB Barcelona.*
- GALLEMI, J.; MARTÍNEZ, R. AND PONS, J.M. (1983). "Coniacian-Maastrichtian of the Tremp area (south central Pyrenees)". *Newsl. Strat., 12: 1-17.*
- GARCÍA VEIGAS, J. (1988). "La formación evaporítica de la facies garumniense de la Conca de Tremp (Lleida). Petrología, geoquímica y sedimentología". *Tesis de licenciatura, Universidad Autònoma de Barcelona, 175 pp.*

- GARRIDO MEGÍAS, A. Y RÍOS ARAGUES, 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: 324-345.
- GARRIDO MEGÍAS, A. (1968). "Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanue (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la Cuenca Tremp-Graus, Pirineo central, provincia de Huesca)". *Acta Geol. Hisp.*, 3: 39-43.
- GARRIDO MEGÍAS, 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: 32-38.
- GARRIDO MEGÍAS, A. (1973). "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)". *Tesis, Universidad de Granada*, 395 p.
- GARRIDO MEGÍAS, A. (1983). "Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico sur-pirenaico". *Cuad. de Geol. Ibérica*, 8: 796-806.
- GARRIDO MEGÍAS, A. (1988). "La tectónica pirenaica en relación con la evolución alpina del Margen Ibérico". *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 365-372.
- GHIBAUDDO, G. (1975). "Depositi di barra di foce nel Paleogene delle Valle di Àger (prov. di Lerida, Spagna)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94: 2131-2154.
- GHIBAUDDO, G.; MUTTI, E. Y ROSELL, J. (1974). "Le spiagge fossili delle Arenarie di Aren (Cretacico superiore) tra Isona e il Rio Noguera Ribagorçana (Pirenei centro-meridionali, province di Lérida e Huesca, Spagna)". *Mem. Soc. Geol. It.*, 13: 497-537.
- GILI, E. (1983). "Interaccions sedimentològiques i biològiques a les Formacions Calcàries de Rudistes (Bivalvia) de les Collades de Basturs (Cretaci superior, zona Sudpirinenca Central)". *Tesis, Univ. Aut. Barcelona*, 103 p.
- GÓMEZ-GRAS, D. (1993). "Mapa geomorfológico de Tremp. Esc. 1/50.000". *Información complementaria Plan MAGNA, IGME. Madrid*.
- HOTTINGER, L. Y SCHAUB, H. (1960). "Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens, Einführung des Stufen Ilerdien und Biarritzien". *Ecolgae geol. Helvetiae*, 53: 4 5 3-480.
- HOTTINGER, L. (1960). "Recherches sur les Alvéoines du Paléogène et de l'Eocène". *Mem. Suisses Paléont.*, 75/76, 243 p.
- JULIA, R. (1980). "La conca lacustre de Banyoles-Besalú". *Monografies del Centre d'Estudis Comarcals de Banyoles. Girona*.
- KRAUSS, S. (1989). "Stratigraphy and facies of the "Garumnian"-Late Cretaceous to Early Paleogene in the Tremp Region, Central Southern Pyrenees". *Tesis doctoral, Universidad de Tübingen*, 139 págs.

- KRUSAT, G. (1966). "Beitrag zur Geologie und Paläontologie der Sierra del Montsec (Province de Lérida, Spanien)". *Dipl.-Arb. F.-U. Berlin*, 118 pp. (inédita).
- LAPPARENT, A.F. DE Y AGUIRRE, E. (1956). "Algunos yacimientos de Dinosaurios en el Cretácico superior de la Cuenca de Tremp". *Estudios Geol.*, 31-32: 377-382.
- LIEBAU, A. (1973). "El Maastrichtiense lagunar (Garumniense) de Isona".
- LÓPEZ AND LÓPEZ, J.A. (1982). "Geological map of the Tremp-Pobla de Segur area. Esc. 1/50.000". *Koninklijke/Shell Exploratie en Productie Laboratorium*.
- LOSANTOS, M.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A. Y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1988). "Corte geológico cortical del Pirineo Central (perfil ECORS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica". *En: Simposio sobre cinturones orogénicos, SGE, p. 7-16, II Congreso geológico de España. Granada*.
- LUTERBACHER, H.P. (1970). "Environmental distribution of early Tertiary microfossils, Tremp Basin, Northeastern Spain". *Esso Production Research-European Laboratoires EPR-E-1ER-70*, 48 p.
- LUTERBACHER, H.P.; EICHENSEER, H.; BEIZLER, CH. AND VAN DER HURK, A.M. (1991). "Carbonate-siliciclastic depositional systems in the Paleogene of the South Pyrenean foreland Basin: a sequence-stratigraphic approach". *En: McDonald (Ed.): Sea-Level Changes at Active Plate Margins. I.A.S. Spec. Publ.*
- LUTERBACHER, H.P. (1969). "Remarques sur la position stratigraphique de la formation d'Àger (Pyrénées Meridionales)". *Coll. sur l'Eocène, Mem. B.R.G.M.*, 69: 232-255.
- LUTERBACHER, H.P. (1973). "La sección tipo del Piso llerdiense". *En Acta XIII Col. Eur. de Microp.*: 113- 140. *España, C.N.G. ENADIMSA*.
- LLOMPART, C. (1977a). "Paleoecología de la fauna de moluscos en un sector de la Vall d'Àger (prov. de Lleida)". *U.A.B. Publicaciones de Geología n° 7*, 247 pp.
- LLOMPART, C. (1977b). "Las especies nuevas y no conocidas de moluscos del llerdiense superior de la Vall d'Àger". *Acta Geol. Hispánica, Año XII, no 1-3: 1-7*.
- LLOMPART, C. (1979). "Aportaciones al conocimiento de la paleogeografía y paleoecología de los niveles fosilíferos del Santoniense del Montsec (prov. de Lleida)". *Estudios geol.*, 35: 311-318.
- LLOMPART, C. Y KRAUSS, S. (1982). "Restos de moluscos y dinosaurios en formaciones estromatolíticas garumnienses al S del Montsec (prov. de Lérida)". *Bol. Geol. Min. T. XIII-Vp: 371-378*.
- LLOMPART, C.; CASANOVAS, L. Y SANTAFÉ, J.V. (1984). "Un nuevo yacimiento de Icnitas de Dinosaurios en las facies garumnienses de la Conca de Tremp (Lleida, España)". *Acta Geol. Hisp.*, 19 (2): 143-147.

- MASRIERA, A ET ULLASTRE, J. (1983). "Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne)". *Géol. Méditerranéenne*, 10 (3-4): 283-290.
- MASRIERA, A Y ULLASTRE, J. (1988). "Nuevos datos sobre las capas maastrichtienses con Septorella: su presencia al norte del Montsec (Pirineo catalán)". *Acta Geol. Hisp.*, 23 (1): 71-77.
- MASRIERA, A Y ULLASTRE, J. (1990). "Yacimientos inéditos de Carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo catalán". *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2):33-41.
- MASRIERA, A ET ULLASTRE, J. (1981). "Contribution des minéraux lourds à la lithostratigraphie du Crétacé terminal des Pyrénées catalanes et quelques conséquences paléogéographiques et tectoniques". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, série 11: 179-182.
- MASRIERA, A Y 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: 949-963.
- MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J. AND HARTEVELT, J.J.A. (1968). "Lithostratigraphic subdivisions of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees". *Leidse Geol. Mededelingen*, 41: 221-228.
- MISCH, P. (1934). "Der Bau der Mittleren Südpynenäen". *Adhand. der Gess. der Wissens. Göttingen Mathem. Phys. Klasse*, 13, cap. 3, *Mediterranebeite*: 1597-1764.
- MUÑOZ J.A.; PUIGDEFÀBREGAS, C. Y FONTBOTE, J.M. (1984). "Orógenos Alpinos III.4.1. El Pirineo". *En: Inst. Geol. y Min. España Ed. Libro Jubilar J.M. ríos, Geología de España*, 2: 161-205.
- MUÑOZ, J.A. (1988). "Estructura de las unidades surpirenaicas en la transversal del corte ECORS. Reunión Extraordinaria ECORS-Pirineos". *Soc. Geol. Esp. y Soc. Geol. Fr. Guía de campo*, 35 p.
- MUTTI, E. Y SGAVETTI, M. (1987). "Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Àren strata in the Orcau-Àren region, south-central Pyrenees, Spain: Distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences". *Ann. Univ. degli Studi di Ferrara, Sezione Scienze della Terra*, 1 (1): 1-22.
- MUTTI, E. (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.; LUTERBACHER, H.P.; FERRER, J. Y ROSELL, 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: 391-426.
- MUTTI, E.; OBRADOR, A. Y ROSELL, J. (1973). "Sedimenti deltizi e di piana di marea nel Paleogene della Valle di Àger (prov. di Lerida, Spagna)". *Estratto de Boll. Soc. Geol. Ztal.*, 92: 517-528.

- MUTTI, E.; REMACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R. AND ZAMORANO, M. (1985). "Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees". En: M.D. Milà y J. Rosell, eds., *Excursion Guidebook. VI Eur. Reg. Mtg. I.A.S., Lérida, España. Excursión 13: 579-600.*
- MUTTI, E.; SEGURET, M. AND SGAVETTI, M. (1988). "Sedimentation and Deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees". *Excursion Guidebook n° 7. AAPG Mediterranean Basin Conference. Nice. Special Publication of the University of Parma, 153 P.*
- MUTTI, M. (1990). "Petrology of a nearshore complex: relationships between siliciclastic and carbonate components, Aren sandstone, Upper Cretaceous, Southern Pyrenees". *13th International Sedimentological Congress, Abstracts -posters-. Nottingham.*
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1969). "Sedimentology, Paleoclimatology and diagenesis of post-hercynian continental deposits in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Mededelingen, 42: 143-238.*
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1972). "Depositional history and clay minerals of the Upper Cretaceous Basin in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Mededelingen, 47: 251-275.*
- NAGTEGAAL, P.J.C.; VAN VLIET, A. AND BROUWER, J. (1983). "Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren sandstone in the south-central Pyrenees, Spain". *Sedimentary Geology, 34: 185-218.*
- NIJMAN, W. AND NIO, S.D. (1975). "The Eocene Montañana delta (Tresp-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: 1-20.*
- PADROS, M. (1993). "La sedimentació actual en l'embassament de Cellers (Pallars Jussà)". *Tesis de licenciatura, Universidad Autònoma de Barcelona, 104 pp.*
- PASCUAL, J.O.; SAMSO, J.M.; TOSQUELLA, J.; PARES, J.M. Y SERRA KIEL, J. (1991). "Magneto-estratigrafía y Bioestratigrafía del estratotipo del llerdiense (Tresp, Lleida)". *I Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones: 244-247.*
- PASCUAL, J.M. (1991). "Hidrogeología básica del Pallars Jussà i de l'extrem Nord-occidental de La Noguera. Estimació preliminar dels recursos hídrics subterranis". *Ilerda "Ciències", 49: 233-251.*
- PASCUAL, J.O. (1992). "Magnetoestratigrafía del estratotipo y paraestratotipo del llerdiense, secciones de Tresp y Campo (cuenca de Tresp-Graus)". *Tesis, Univ. Autònoma de Barcelona, 115 p.*
- PASCUAL, O.; PONS, J.M. AND VICENS, E. (1989). "Rudist Horizons in the Montsec (South Central Pyrenees)". En: WIEDMAN, J. (Ed.), *Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, PP. 215-230. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.*
- PEÑA, J.L. (1983). "La Conca de Tresp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: Estudio geomorfológico". *Inst. de Est. Ilerd. 373 p.*

- PEYBERNES, B. (1976). "Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée". *Thèse Doct. Sci. Nat., Toulouse*, 459 p.
- PLAZIAT, J.C. (1984). "Le domaine Pyrénéen de la fin de Crétacé a la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique". *Thèse, Univ. Paris-Sud*, 1.362 p.
- PONS, J.M. (1977). "Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudistidos del cretácico superior del Prepirineo de la Provincia de Lérida". *Publ. de Geol. U.A.B.*, 3, 105 p.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. AND SOUQUET, P. (1986). "Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- RAYNAL, R. (1979). "Observations sur le Quaternaire continental et sa morphogénèse dans le Sud et dans le Centre du Portugal". *Finisterra.V.XIV, n° 28*, pp. 189-217. *Lisboa*
- RAYNAL, R. ET TRICART, J. (1963). "Comparaison des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e série, t. V, n°4, pp. 587-596. *Paris*.
- RENZI, M. DE (1971). "Las faunas de moluscos fósiles del Eoceno inferior del Prepirineo de Lérida". *Tesis, Univ. de Barcelona*, 503 p.
- ROSELL, J. (1993). "Mapa Geológico de España. Esc. 1/50.000. Hoja 252 Tremp". *I.G.M.E.*
- ROSELL, J. y LLOMPART, C. (1982). "Pirineo". *En: El Cretácico de España: 161-198. Univ. Complutense Madrid.*
- ROSELL, J. y LLOMPART, C. (1988). "Guia geológica del Montsec i de la Vall d'Àger". *Centre excursionista de Catalunya amb el suport de l'Institut d'Estudis Ilerdencs. Eds. Montblanc-Martí, Barcelona. 168 pp.*
- ROSELL, J. (1962). "Sobre la edad de las calizas que forman el escarpe más alto de la sierra de St. Joan-Sta. Fe (Organya) en la provincia de Lérida". *Ilerda*, 25: 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*, 72:71-80.
- 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 p.
- ROSELL, J. (1970). "Mapa Geológico de España. Esc. 1/50.000. Hoja 252 Tremp". *I.G.M.E.*
- ROSELL, J. (1988). "Ensayo de síntesis del Eoceno sudpirenaico: el fenómeno turbidítico". *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 357-364.
- ROSELL, J., LUTERBACHER H.P. Y FE, J. (1973). "El Paleógeno marino del noroeste de España". *En: Acta XIII Col. Eur. de Microp.: 29-61. España, C.N.G. ENADIMSA.*

- ROSSI, C. (1993). "Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior-Eoceno inferior en la Cuenca de Àger (sierras Marginales, Prepirineo de Lérida)". *Tesis doctoral Univ. Complutense Madrid*, 324 pp.
- ROURE, F.; CHOUKUOUNE, P.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, A.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M.; KAMARA, P. AND DERAMOND, J. (1989). "ECORS deep seismic data and balanced cross-section: Geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees". *Tectonics*, 8(1): 41-50.
- SCHAIRES, G. AND JANICKE, V. (1970). "Sedimentologisch-paläontologische Untersuchungen an den Plattenkalken der Sierra de Monsech (Prov. Lérida, NE-Spanien)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 135: 171-1 89.
- 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, 155p. U.S.T.L., Montpellier, France.
- SGAVETTI, M.; MUTTI, E.; ROSELL, J. AND LEGARRETA, L. (1984). "Tectonically controlled depositional sequence in the Upper Cretaceous Aren Sandstone, south-central Pyrenees, Spain". *5th European regional meeting of Sedimentology. Abstracts: 406-407.*
- SIMÓ, A. AND PUIGDEFÀBREGAS, C. (1985). "Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees". *En: M.D. Milà y J. Rosell, eds., Excursion Guidebook. VI Eur. Reg. Mtg. I.A.S. Lérida, España. Excursión 2: 63-108.*
- SIMÓ, A. (1985). "Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec, Pirineo Central". *Tesis, Univ. Barcelona*, 325 p.
- SIMÓ, A. (1989). "Upper Cretaceous platform-to-basin depositional-sequence development, Tremp basin, south-central Pyrenees, Spain". *En: Controls on Carbonate Platform and Basin Development. SEPM Special Publ.*, 44: 365-378.
- SOUQUET, P. (1967). "Le Crétacé Supérieur sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre". *Thèse Doc. Sci. Nat., Univ. de Toulouse*, 529 p.
- SOUQUET, P. (1984). "Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées". *Strata*, 1: 47-70.
- TORAL, T. (1984). "Desplomes en los contactos Eoceno-Garumniense en la Conca de Tremp". *Jornadas de trabajo sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Universidad Politécnica de Barcelona*, pp. 1.8. 1-11.
- VACHARD, D.; COLIN, J-P.; ROSELL, J. ET HOCHULI, P. (1989). "Inursions de microfaunes alpines dans le Trias des Iles Baléares et des Pyrénées espagnoles". *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, p. 947-952.*
- VAN DER HURK, A.M. (1990). "Eustatic and tectonic controls on carbonate and siliciclastic Paleogene Depositional Systems in the South Pyrenean Foreland Basin (Esera, Cinca and Cinqueta valleys; prov. Huesca Spain)". *Tesis doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona*, 292 pp.

- VIDAL, L.M. (1873). "Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Cataluña". *Bol. Corn. Mapa Geol. España, 1*: 209-247.
- VIDAL, L.M. (1875). "Geología de la provincia de Lérida". *Bol. Com. Mapa Geol. España, 2*: 273-349.
- VIDAL, L.M. (1898). "Compte rendu des excursions dans la province de Lérida du 11 au 15 Octobre". *Extr. du Bull. Soc. Geol. de France, 3^a série, t. XXVI*: 884-900.
- WILLIAMS, C.D. (1985). "Thrust tectonics in the south central Pyrenees". *Jour. Struct. Geol., 7*: 11-17.
- ZAMORANO, M. (1993). "Los sistemas deltaicos del Ilerdiense superior-Cuisiense de la cuenca de Àger (Fm. Ametlla). Prepirineo de Lleida". *Tesis, Univ. Autònoma de Barcelona, 161 p.*



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

ISBN: 978-84-7840-908-2



9 788478 409082