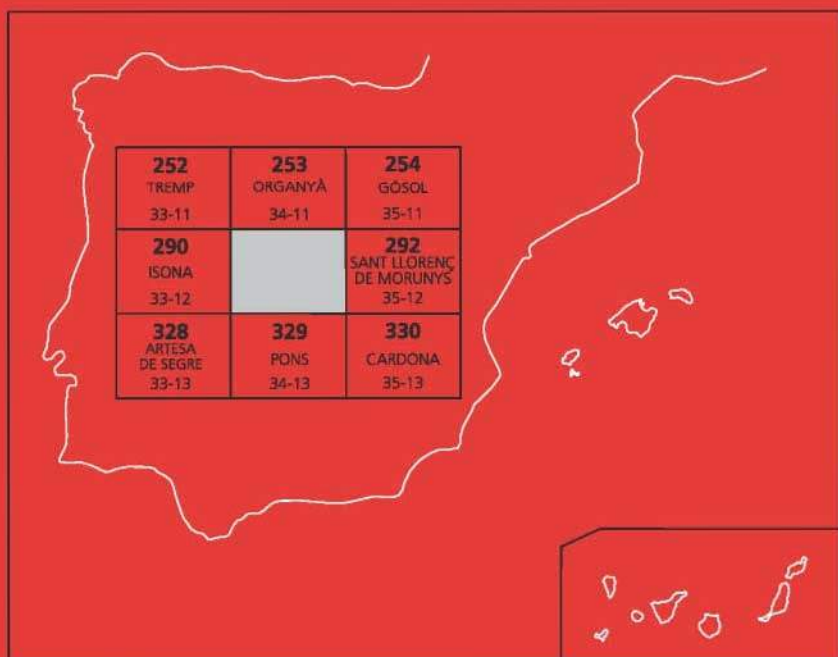




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



OLIANA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

OLIANA

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

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

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 064-17-015-3
ISBN: 978-84-9138-038-2
Depósito legal: M-24.012-2017

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

Las presentes Hoja y Memoria (Oliana-291), han sido realizadas por el Servei Geològic de Catalunya adscrito a l'Institut Cartogràfic de Catalunya, en los años 1999-2001, mediante convenio y bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

En la formación de esta Hoja y en la redacción de la memoria explicativa ha intervenido el grupo de trabajo Coordinado por Eulàlia Pi (ICC).

- X. Berástegui (ICC). Reconocimiento general y estructura tectónica. Cartografía del Mesozoico y materiales del Eoceno y Oligoceno de la Cuenca del Ebro
- M.E. Pi (ICC). Reconocimiento general y formación de la Hoja y de la memoria. Cartografía del Mesozoico y materiales continentales del Eoceno y Oligoceno de la Cuenca del Ebro
- J. Escuer Solé (ICC). Geomorfología
- J. Casanovas Petanas (ICC). Depósitos cuaternarios
- J.M. Samsó. Depósitos paleocenos y eocenos y micropaleontología del Eoceno marino
- P. Arbués. Depósitos del Campaniense terminal-Maastrichtiense
- A. Martínez y L. Vilella. Cartografía del Mesozoico y Terciario de la unidad de Port del Comte y sector NE del Segre y estructura tectónica

Colaboradores

- E. Caus y J.M. Bernaus. Micropaleontología del Mesozoico
- F. Calvet. Estratigrafía del Triásico
- J.M. Corominas y J. Torra. Hidrogeología
- C. Puig y B. Coldeforns. Recursos minerales, minería y canteras, y características geotécnicas

Dirección y supervisión

- A. Barnolas Cortinas (IGME)

Edición

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	13
2. ESTRATIGRAFÍA	16
2.1. TRIÁSICO	16
2.1.1. Calizas tableadas. Facies Muschelkalk (1). Triásico medio y superior. Ladiniense superior-Carniense	16
2.1.2. Lutitas rojas con yesos. Facies Keuper (2). Triásico superior. Noriense-Retiense	17
2.2. JURÁSICO	18
2.2.1. Calizas oolíticas y calizas con laminaciones algales (3). Lías inferior. Hettangiense-Pliensbachienne	18
2.2.2. Margas y margocalizas ocreas, con griceas, belemnites, braquiópodos y ammonites (4). Lías superior. Toarciense-Aalenienne	19
2.2.3. Dolomías grises, y a la base margocalizas con aspecto de carniolas (5). Dogger	19
2.2.4. Calizas finas laminadas (6). Malm	19
2.3. CRETÁCICO	19
2.3.1. Cretácico inferior	20
2.3.1.1. Calizas nodulosas, areniscas carbonatadas y margas. Fm Lluçà (7). Aptiense superior-Albiense medio	20
2.3.2. Cretácico inferior-Cretácico superior	20
2.3.2.1. Bauxitas y lateritas (8). Aptiense superior-Albiense	20
2.3.2.2. Arcillas rojas, calcarenitas, margas gris oscuro con lignitos y calizas lacustres con carófitas (9). Albiense-Cenomaniense	21
2.3.3. Cretácico superior	22
2.3.3.1. Secuencia deposicional de Santa Fe	23
2.3.3.1.1. Calizas y margas oscuras con lignitos a la base (10). Fm Santa Fe. Cenomaniense superior	23
2.3.3.2. Secuencia deposicional del Congost	23
2.3.3.2.1. Margas y margocalizas (11). Fm Reguard. Turoniense-Coniacienne	23
2.3.3.2.2. Calizas bioclásticas y oolíticas (12). Fm Congost de Erinyà. Turoniense-Coniacienne inferior	24

2.3.3.2.3. Margocalizas nodulosas y calcarenitas ocre (13). Fm Collada Gassó. Coniaciense inferior.....	24
2.3.3.3. Secuencia deposicional de San Corneli	24
2.3.3.3.1. Calizas bioclásticas con intercalaciones locales de arcillas (14). Fm Montagut. Coniaciense superior- Santoniense inferior	25
2.3.3.4. Secuencia deposicional de Vallcarga	25
2.3.3.4.1. Alternancia de limolitas, margas, areniscas y margocalizas (15). Fm Abella. Santoniense medio- superior	25
2.3.3.4.2. Calizas bioconstruidas con rudistas (16). Fm Abella (Miembro Collades). ¿Coniaciense superior?- Santoniense superior.....	25
2.3.3.4.3. Calcarenitas con rudistas y calizas nodulosas (17). Fm Montsec. Santoniense inferior	26
2.3.3.4.4. Calizas con espículas de esponja (18). ¿Santoniense superior?-¿Campaniense inferior y medio?.....	27
2.3.3.4.5. Microconglomerados de cuarzo y areniscas arcóscas (19). Fm Adraén. Santoniense- Campaniense inferior	27
2.3.3.4.6. Calizas rosadas con foraminíferos y margocalizas con rudistas (20). Campaniense-Maastrichtiense...	28
2.3.3.5. Secuencia deposicional de Arén.....	28
2.3.3.5.1. Calcarenitas gris-verdosas y cuarzoarenitas blanco-amarillas (21). Grupo de Arén. Campaniense terminal-Maastrichtiense	29
2.3.3.5.2. Calcarenitas gris-verdosas y margas gris-azuladas (22). Fm Perles. Grupo de Arén. Campaniense terminal-Maastrichtiense inferior	30
2.3.3.5.3. Cuarzoarenitas y calcarenitas bioclásticas gris- verdosas (23). Grupo de Arén. Maastrichtiense inferior.....	30
2.3.3.5.4. Calcarenitas gris-verdosas y margas gris-azuladas (24). Grupo de Arén. Maastrichtiense inferior.....	30
2.3.3.5.5. Areniscas y lutitas (25). Grupo de Arén. Maastrichtiense inferior.....	31
2.3.3.5.6. Margas (26); Cuarzoarenitas y calcarenitas bioclásticas a la base (27). Grupo de Arén. Maastrichtiense.....	31
2.4. FACIES GARUMNIENSE	32
2.4.1. Garumniense en el Manto del Montsec	33

2.4.1.1. Lutitas grises, calizas micríticas, y areniscas con fauna salobre (28). Facies Garumniense “El Garumniense gris”. Maastrichtiense	34
2.4.1.2. Lutitas rojas (29). Facies Garumniense. Maastrichtiense superior.....	34
2.4.2. Garumniense del Manto del Cadí	35
2.4.2.1. Arcillas rojas con pasadas finas de limo y calizas micríticas (30). Facies Garumniense. Maastrichtiense superior	35
2.4.3. Garumniense de las unidades equivalentes a Sierras Marginales	35
2.5. PALEÓGENO	36
2.5.1. Paleoceno.....	36
2.5.1.1. Calizas micríticas con Intraclastos (31). Fm Vallcebre. Facies Garumniense. Paleoceno inferior-Daniense	36
2.5.1.2. Calizas micríticas con intraclastos, lutitas rojas, y paleosuelos (32). Facies Garumniense. Selandiense-Tanetiense	36
2.5.2. Eoceno	36
2.5.2.1. Calizas con alveolinas (33). Fm Cadí. Ilerdiense	37
2.5.2.2. Calizas con nummulites y alveolinas, areniscas, lutitas y margas (34). Fms Sagnari y Coronas. Cuisiense.....	38
2.5.2.3. Calizas micríticas, con miliólidos y alveolinas (35). Fm Peña inferior; Calizas bioclásticas masivas con nummulites y assilinas dispersas (36). Fm Peña superior. Cuisiense-Luteciense	38
2.5.3. Eoceno medio-superior de la cuenca del Ebro	39
2.5.3.1. Margas del Eoceno medio marino de Oliana y materiales de abanico deltaico asociados. Bartonienense	39
2.5.3.1.1. Margas marinas gris azuladas (37).....	40
2.5.3.1.2. Calizas arrecifales detríticas, masivas, algo nodulosas y margosas (38). Fm Tossa.....	41
2.5.3.1.3. Areniscas bioturbadas y canales de conglomerados (39). Facies media	41
2.5.3.2. Yesos interestratificados en arcillas y areniscas con moldes de evaporitas (40). Fm salina de Cardona. Límite Bartonienense-Priabonienense.....	41
2.5.3.3. Abanico litoral deltaico. Priabonienense. Eoceno superior de transición marina a continental.....	42
2.5.3.3.1. Conglomerados con cantos de calizas mesozoicas y matriz arenosa y microconglomerática (41). Facies proximal.....	42
2.5.3.3.2. Areniscas, arcillas ocreas y conglomeradas en canales (42). Facies media	42
2.5.3.3.3. Areniscas, arcillas ocreas (43). Facies distales	42

2.5.3.4. Yesos y lutitas con paleosuelos (44). Fm Yesos de Barbastro. Priaboniense.....	43
2.5.3.5. Sistemas aluviales del Eoceno superior continental. Priaboniense.....	43
2.5.3.5.1. Sistema aluvial 1 o inferior. Priaboniense medio....	43
a) Brechas de composición local (45).....	43
b) Conglomerados masivos con cantos, en su mayoría, de calizas mesozoicas y arcilla en la matriz (46). Facies proximal.....	43
c) Areniscas, conglomerados en paleocanales, y arcillas rojizas (47). Facies media.....	44
d) Lutitas y arcillas rojizas (48). Facies distal	44
2.5.3.5.2. Sistema aluvial 2 o medio. Priaboniense superior...	44
a) Conglomerados y microconglomerados, areniscas en canales y lutitas en menor proporción (49). Facies media.....	44
b) Areniscas y lutitas (50). Facies distal	45
2.5.4. Oligoceno.....	45
2.5.4.1. Brechas clasto soportadas cementadas (sector oriental), y lutitas rojas con yesos interestratificados (norte anticlinal de Oliana) (51). Oligoceno inferior.....	45
2.5.4.2. Sistema aluvial 3 o superior. Oligoceno inferior. Rupeliense...	46
2.5.4.2.1. Brechas de composición local (52).....	46
2.5.4.2.2. Conglomerados polimícticos y areniscas (53). Facies proximal.....	46
2.5.4.2.3. Areniscas, arcillas rojizas y conglomerados en paleocanales (54). Facies media.....	47
2.5.4.2.4. Arcillas rojizas y areniscas en paleocanales (55). Facies distal.....	47
2.5.4.2.5. Limos carbonatados muy bioturbados con paleosuelos (56).....	47
2.5.4.3. Sistema aluvial 4. Oligoceno inferior	47
2.5.4.3.1. Brechas de composición local (57).....	48
2.5.4.3.2. Conglomerados polimícticos en paleocanales y areniscas (58). Facies próximal.....	48
2.5.4.3.3. Areniscas, arcillas rojas y en menor proporción canales de conglomerados (59). Facies media.....	48
2.5.4.3.4. Arcillas rojizas y areniscas (60). Facies distal	48
2.5.4.4. Sistema aluvial 5. Oligoceno superior. Catiense.....	49
2.5.4.4.1. Brechas de composición local (61).....	49
2.5.4.4.2. Conglomerados con el 95% de cantos de granito, y matriz arenosa (62). Facies próximal	49

2.5.4.4.3. Areniscas arcóscas, canales de conglomerados con abundantes cantos de granito, y lutitas pardo-rojizas (63). Facies media.....	49
2.5.4.4.4. Lutitas pardo-rojizas, areniscas arcóscas y, esporádicamente algún canal conglomerático con cantos de granito (64). Facies distal	50
2.5.4.5. Sistema Aluvial 6. Oligoceno superior (Catiense).....	50
2.5.4.5.1. Brechas de composición local (65).....	50
2.5.4.5.2. Conglomerados clasto-soportados con un 65% de cantos de calizas mesozoicas y matriz lutítico-arenosa rojiza (66). Facies proximal	50
2.5.4.5.3. Areniscas, lutitas rojas y conglomerados con un 65% de cantos de calizas mesozoicas y matriz lutítico-arenosa rojiza (67). Facies media.....	51
2.5.4.5.4. Lutitas, areniscas y, esporádicamente, conglomerados con un 65% de cantos de calizas mesozoicas (68). Facies distal	51
2.6. CUATERNARIO	52
2.6.1. Depósitos de ladera	52
2.6.1.1. Bloques y cantos subangulosos con buena clasificación granulométrica (69). Coluviones y canchales. Pleistoceno-Holoceno	52
2.6.1.2. Bloques y cantos subangulosos (70). Deslizamiento y caída de bloques. Pleistoceno superior-Holoceno	52
2.6.2. Depósitos kársticos.....	53
2.6.2.1. Travertinos (71). Pleistoceno superior-Holoceno	53
2.6.2.2. Limos rojizos procedentes de la descalcificación de carbonatos (72). Depósitos kársticos. Pleistoceno-Holoceno..	53
2.6.3. Depósitos poligénicos.....	53
2.6.3.1. Gravas con matriz arenosa o limosa y limos con cantos dispersos (73). Glacis antiguo. Pleistoceno inferior y medio...	54
2.6.3.2. Limos con cantos dispersos en las zonas distales, y gravas con matriz limosa en las zonas proximales (74). Glacis de acumulación modernos. Pleistoceno medio y superior	54
2.6.3.3. Gravas polimícticas y arenas (81). Fondo de valle poligénico. Holoceno	55
2.6.4. Depósitos fluviales.....	55
2.6.4.1. Gravas polimícticas, arenas y limos. Localmente suelos y caliches. Terraza 5 (+ 80-110 m). (75). Pleistoceno inferior....	56
2.6.4.2. Gravas polimícticas muy rodadas con niveles lenticulares de arenas o limos. Terraza 4 (+ 50 m). (76). Pleistoceno inferior y medio	56

2.6.4.3. Gravas, arenas y limos. Localmente suelos y caliches. Terraza 2 (+ 10m). (77). Pleistoceno medio y superior	57
2.6.4.4. Gravas polimícticas, arenas y limos. Terraza 1 (+ 3m). (78). Pleistoceno superior	57
2.6.4.5. Limos y arenas finas con niveles de gravillas y lentejones de gravas (79). Fondo de valle fluvial. Holoceno	57
2.6.4.6. Gravas y gravillas muy rodadas con lentejones de arenas de tamaño medio a grueso (80). Barras. Holoceno	58
3. TECTÓNICA	58
3.1. INTRODUCCIÓN GENERAL DEL PIRINEO-TECTÓNICA ALPINA	58
3.2. UNIDADES PRINCIPALES	59
3.2.1. Unidad Surpirenaica central	60
3.2.2. Unidad de Port del Comte	60
3.2.3. Anticlinal de Oliana	61
3.2.4. Cuenca de antepaís del Ebro	63
3.3. CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS.....	64
3.4. ESTRUCTURA DE LA HOJA DE OLIANA	66
4. GEOMORFOLOGÍA	67
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	67
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	68
4.2.1. Antecedentes	68
4.2.2. Estudio morfoestructural	68
4.2.2.1. Enmarque morfoestructural.....	68
4.2.2.2. Unidades morfoestructurales	69
4.2.3. Controles litológicos del relieve.....	72
4.2.4. Estudio del modelado.....	72
4.2.4.1. Laderas	72
4.2.4.2. Formas fluviales.....	73
4.2.4.3. Formas kársticas.....	74
4.2.4.4. Formas poligénicas	74
4.2.5. Las formaciones superficiales	75
4.2.5.1. Formaciones superficiales de ladera	76
4.2.5.2. Formaciones superficiales de origen fluvial.....	76
4.2.5.3. Formaciones superficiales de origen poligénico.....	77
4.2.5.4. Formaciones superficiales de origen kárstico.....	79
4.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	79
4.3.1. Las superficies de erosión	80
4.3.2. La karstificación.....	81
4.3.3. La incisión fluvial	82
4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	82

5. HISTORIA GEOLÓGICA	83
5.1. TRIÁSICO-JURÁSICO. EL PERIODO DISTENSIVO	83
5.2. CRETÁCICO INFERIOR: INDIVIDUALIZACIÓN DEL DOMINIO PIRENAICO	83
5.3. CRETÁCICO SUPERIOR: LA TRANSGRESIÓN CRETÁCICA Y LA ESTRUCTURACIÓN DE LOS PIRINEOS	84
5.4. PALEOCENO-EOCENO MEDIO	85
5.5. EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO	86
5.6. CUATERNARIO	87
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	88
6.1. RECURSOS MINERALES-MINERÍA Y CANTERAS	88
6.1.1. Minería	88
6.1.1.1. Minerales metálicos: Mineralizaciones de Al (bauxita)	88
6.1.1.2. Minerales no metálicos	88
6.1.1.3. Minerales energéticos	88
6.1.2. Canteras	89
6.2. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	89
6.2.1. Área 1	90
6.2.2. Área 2	90
6.2.3. Área 3	91
6.2.4. Área 4	91
6.2.5. Área 5	91
6.2.6. Área 6	92
6.3. HIDROGEOLOGÍA	92
6.3.1. Climatología	92
6.3.2. Las aguas superficiales	93
6.3.3. Las aguas subterráneas	93
6.3.4. Definición de las unidades hidrogeológicas	95
6.3.4.1. El sistema Tremp-Vallcebre	95
6.3.4.2. El sistema de las Sierras Marginales catalanas	96
6.3.4.3. El sistema paleógeno de la depresión del Ebro	96
6.3.4.4. El Sistema de los cuaternarios de la Cuenca del Segre	96
7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	96
7.1. RAMPAS OBLICUAS DEL SEGRE	96
7.2. FRENTE DEL CABALGAMIENTO DE VALLFOGONA	97
7.3. PLANO DE CABALGAMIENTO	97
8. BIBLIOGRAFÍA	99

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Oliana está situada en la provincia de Lérida, y comprende el sector meridional de Pirineo donde confluyen el Pirineo central (Unidad Surpirenaica Central; USC) y el oriental (Unidad del Cadí-Port del Comte), con la Cuenca del Ebro, situada al sur de estas estructuras y expandiéndose hacia el SO. (Fig. 1).

Los materiales que afloran en esta Hoja pertenecen al Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario, distribuidos en tres dominios paleogeográficos diferentes, el Pirineo central, el Pirineo oriental y el sector nororiental de la cuenca de antepaís del Ebro.

La Orogenia Pirenaica, fruto de la subducción de la placa Ibérica bajo la europea, dio lugar a la formación de los Pirineos.

El Pirineo central está representado por la Unidad Surpirenaica Central (USC) que consta de tres unidades estructurales mayores, la lámina cabalgante de Bóixols, la lámina del Montsec y las Sierras Marginales. Éstas son láminas cabalgantes vergentes hacia el sur, en secuencia de bloque inferior con sus respectivas cuencas de antepaís, que involucran principalmente materiales del Mesozoico y del Paleógeno. El Pirineo oriental queda representado en esta Hoja por la unidad estructural de Port del Comte. Ésta constituye el autóctono relativo respecto de las unidades de la UCS desplazadas hacia el sur y paleogeográficamente se halla directamente emparentada con la unidad del Cadí. La serie más representativa de la Unidad estructural de Port del Comte está constituida principalmente por materiales del Paleógeno, y en menor proporción por materiales del Terciario, restringidos al Triásico medio y superior y al Cretácico superior. La confluencia entre ambos sectores del Pirineo, las unidades alóctonas de la UCS y el autóctono relativo de Port del Comte constituye, un clásico frente de cabalgamiento (cabalgamiento de Vallfogona) que se emplazó con la reactivación de los Pirineos durante el Eoceno superior-Oligoceno, en él, en la zona más oriental de la UCS, se hallan un conjunto de rampas laterales imbricadas en un sistema de fuera de secuencia.

La tectónica terciaria condicionó la deposición de los materiales desde el Eoceno medio hasta el Oligoceno continental. Durante el Eoceno terminal-Oligoceno la Cuenca del Ebro se rellenó con una serie de depósitos deltaicos y aluviales característicos del proceso de continentalización de la misma. Esta continentalización se realizó en dirección OSO y estuvo controlada por el último estadio de la compresión de los Pirineos.

Estos depósitos deltaicos y aluviales presentan límites estratigráficos que son discordancias angulares en el margen norte de la cuenca y paraconformidades hacia el centro de la misma, conservándose, en algunos casos, las facies lacustres en series de tipo somerizante, que marcan los límites entre los diferentes sistemas aluviales.

El anticlinal de Oliana, generado durante la reactivación de los Pirineos en el Eoceno terminal-Oligoceno, presenta una estructura interna de dúplex (Fig. 2). Su núcleo está formado por margas grises equivalentes a las margas de Igualada atribuidas al Bartonense. Este anticlinal creó un umbral orográfico importante que ejerció control sobre la geometría de las discordancias entre los diferentes sistemas aluviales, provocando a la vez, la reorientación de las paleocorrientes en los de edad más moderna.

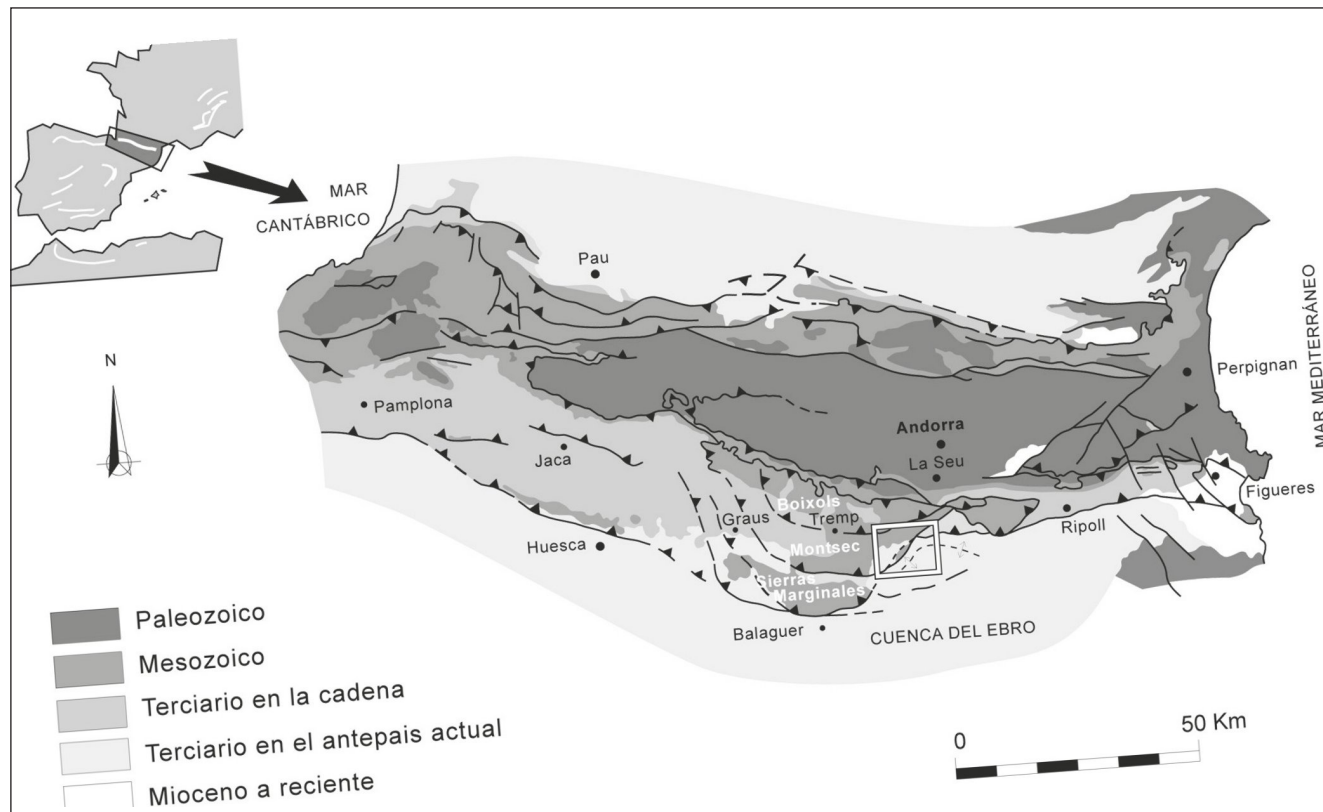


Fig. 1.— Esquema geológico de los Pirineos (modificado de PUIGDEFÁBREGAS y SOUQUET, 1986). Situación de la Hoja de Oliana.

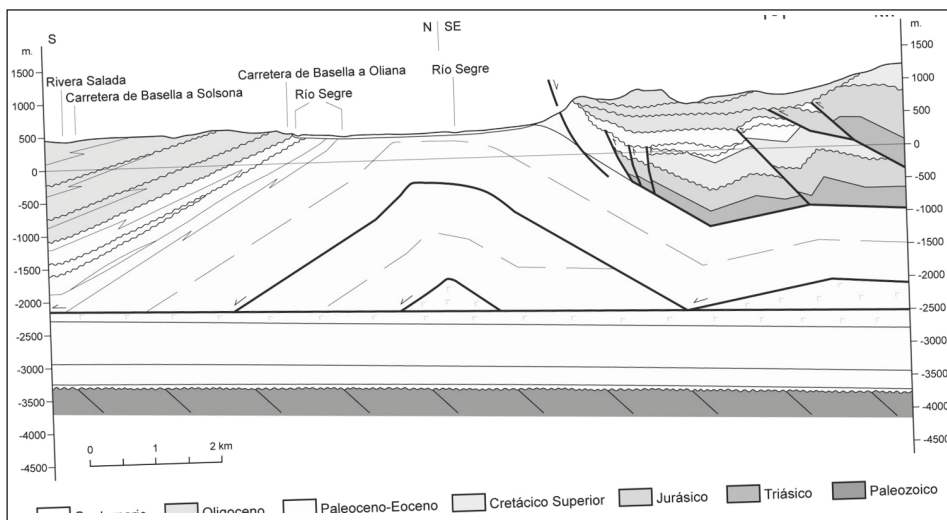


Fig. 2.— Estructura interna del anticlinal de Oliana (modificado de VERGÉS 1999).

La realización de la Hoja de Oliana se ha llevado a cabo conjuntamente con las Hojas colindantes de Artesa de Segre, Sant Llorenç de Morunys y Gósol. De manera que se han unificado los criterios para la cartografía geológica. Obteniendo así un mapa geológico continuo del área comprendida en las Hojas citadas.

El estudio estratigráfico se ha basado en la recopilación de datos bibliográficos y un estudio previo de fotografía aérea para efectuar un primer análisis de la zona. Seguidamente se ha procedido a efectuar el trabajo de campo a la vez que se han levantado numerosas columnas estratigráficas cuyo estudio ha permitido diferenciar las distintas unidades cartográficas.

El informe paleontológico llevado a cabo por J.M. Bernaus y E. Caus ha proporcionado datos de gran utilidad para la identificación de las unidades carbonatadas del Jurásico y Cretácico de esta Hoja.

Para los materiales detríticos continentales de los sistemas deltaicos y aluviales dentro en el dominio de la Cuenca del Ebro, se ha cartografiado las distintas facies existentes en cada unidad a fin de visualizar su evolución y distribución espacial.

Paralelamente a la cartografía geológica de la Hoja se han realizado diversos cortes geológicos. Para ello se han utilizando por un lado los datos de superficie obtenidos en el trabajo de campo y por otro los datos de subsuelo de la información obtenida en los sondeos existentes en esta Hoja y alrededores, así como la interpretación de las líneas sísmicas por VERGÉS (1993).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales que afloran en la Hoja de Oliana, pertenecen al Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Cuaternario. La unidad de Port del Comte (manto del Cadí) presenta una serie principalmente paleógena aunque también del Triásico y del Cretácico superior; la serie de la unidad del Montsec, es principalmente mesozoica y paleógena; el dominio de las Sierras Marginales está constituido por materiales pertenecientes al Triásico, Jurásico y Cretácico superior; y finalmente el dominio de la Cuenca de Antepaís del Ebro, se encuentra básicamente rellenada por sedimentos pertenecientes al Eoceno superior-Oligoceno.

Lo más destacado del Cuaternario de esta Hoja es un sistema de terrazas escalonadas a ambos márgenes del río Segre y la Rivera Salada y algunas terrazas bajas del río Rialp. Así como la formación de abanicos aluviales o glaciés de acumulación de dimensiones kilométricas, como por ejemplo en el interior de la combe anticlinal de Oliana o en el barranco de la Mora Condal.

2.1. TRIÁSICO

El Triásico de los Pirineos Orientales, queda poco representado en la Hoja de Oliana, no así en la zona de la Hoja vecina de Gòsol al NE donde ha sido dividido clásicamente en tres grandes unidades litoestratigráficas: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper (DALLONI, 1930; ALMELA y RÍOS, 1947; BOISSEVAIN, 1934; SOLÉ y LLOPIS, 1947; VIRGILI, 1958, 1960-1962, 1963; GUERIN-DESJARDINS y LATREILLE, 1962).

La escuela holandesa divide los materiales triásicos surpirenaicos en dos formaciones denominadas Formación Bunter y Formación Pont de Suert (MEY *et al.*, 1968; NAGTEGAAL, 1969. La Formación Pont de Suert comprende los materiales carbonatados del Miembro Muschelkalk y los lutítico-yesosos del Miembro.

El Triásico surpirenaico presenta cuatro grandes unidades litoestratigráficas que de base a techo son (CALVET y ANGLADA, 1987; CALVET *et al.*, 1994) Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper y Formación Isábena.

El Triásico en la Hoja de Oliana está representado únicamente por la parte superior del Muschelkalk y por el Keuper. El informe estratigráfico llevado a cabo por F. Calvet ha proporcionado datos de gran utilidad para la identificación de las unidades del Triásico de esta Hoja.

Los materiales triásicos se localizan principalmente en la unidad estructural de Port del Comte (manto del Cadí), concretamente en el anticlinal de Odén, también en la zona de confluencia entre la Unidad de Port del Comte y la Lámina cabalgante del Montsec y finalmente en algunos pequeños afloramientos de las rampas laterales de las Sierras Marginales, en el valle del río Segre.

2.1.1. Calizas tableadas. Facies Muschelkalk (1). Triásico medio y superior. Ladiniense superior-Carniense

A partir de criterios litológicos, paleontológicos y sedimentológicos se ha dividido el Muschelkalk del Triásico surpirenaico en tres unidades (CALVET y ANGLADA, 1987; CALVET *et al.*, 1994)

que de base a techo son: Unidad de dolomias margosas; Unidad de calizas grises y Unidad de calizas y/o dolomias tableadas.

El Muschelkalk de la Hoja de Oliana aflora únicamente en la Unidad estructural de Port del Comte y está representado por el tramo superior de las calizas grises en la parte más inferior y por calizas y/o dolomias tableadas en el resto de la serie. Por razones de escala estas dos unidades no se han separado en la cartografía, por lo que se representan bajo el mismo epígrafe (1).

La Unidad de calizas y/o dolomias tableadas de 15 a 30 metros de potencia, está constituida básicamente por "mudstones" y/o dolomicritas tableadas con laminación milimétrica plana. Hacia la parte alta de la unidad hay niveles decimétricos con laminaciones criptoalgales, pseudo-morfos, lensoydales y cúbicas, brechas dolomíticas y niveles decimétricos de margas. La facies de "mudstones" tableados presenta, localmente, acumulaciones de bivalvos muy finos.

Los materiales de la Unidad Calizas grises se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada más o menos restringida. En conjunto los depósitos de esta unidad se formaron en condiciones de baja energía. Los materiales de la Unidad Calizas y/o dolomias tableadas se interpretan como depósitos muy someros y relativamente hipersalinos formados en un contexto de sabhka carbonatada. A gran escala, los materiales del Muschelkalk conforman un modelo de plataforma epicontinental.

En general la parte superior de la Unidad de Calizas grises presenta una rica asociación de foraminíferos Involutinidos (*Lamelliconus procerus*, *Triadodiscus eomesozoicos* y *Aulotortus praegaschei*, entre otros) que ha sido descrita en la Barceloneta por MÁRQUEZ *et al.*, (1990), en Hostalets y en parte en Odén por FRÉCHENGUES y PEYBERNÈS (1991a). Esta asociación de foraminíferos determina una edad de Ladiniense superior. La presencia de *Pseudofurnishius murcians* Boogaard en la Unidad de Calizas grises en Guixera de Tost confirma el Ladiniense superior (MARCH, 1991). En esta unidad y en concreto en la localidad de Odén, LEHMAN (1964) cita peces de la familia de los Saurítidos. El tránsito entre la Unidad de Calizas y/o dolomias tableadas y las lutitas y carbonatos del Keuper en la localidad de Odén correspondería al Carniense, posiblemente medio, alto, por la presencia de *Patinasporites densus*, *Patinasporites quadruplicis* y *Staurosaccites quadrifidus* dentro del conjunto palinológico estudiado en este tránsito.

La edad del Muschelkalk de la Hoja de Oliana es concordante con la edad del Muschelkalk surpirenaico (CALVET y ANGLADA, 1987; MÁRQUEZ *et al.*, 1990; FRÉCHENGUES y PEYBERNÈS, 1991a y b; MARCH, 1991; CALVET *et al.*, 1994 y 1995).

2.1.2. Lutitas rojas con yesos. Facies Keuper (2). Triásico superior. Noriense-Retiense

Los materiales de la Facies Keuper en el ámbito de esta Hoja son muy difíciles de analizar ya que a menudo la serie del Keuper está laminada y intensamente deformada por causas tectónicas. Estos materiales presentan o bien contactos de tipo diapírico como se observa en las proximidades de Llinás (zona de confluencia entre la Unidad de Port del Comte y la Lámina cabalgante del Montsec), o bien se disponen concordantemente sobre la calizas del Muschelkalk (1) en el anticlinal de Odén (Unidad estructural de Port del Comte). La zona del Valle de

Torà (más al norte y fuera ya del ámbito de la Hoja) permite un cierto estudio de la estratigrafía del Keuper.

A partir de criterios litológicos y sedimentológicos se ha dividido el Keuper de esa zona en cinco unidades (CALVET y ANGLADA, 1987; SALBANY, 1990; CALVET *et al.*, 1995) que de base a techo son: Unidad de lutitas grises y carbonatos, Unidad de Arcillas rojas, Unidad de lutitas yesosas, Unidad de yesos blancos y Unidad de lutitas verdes y carbonatos; con una potencia del orden de los 150-200 metros.

Los afloramientos del Keuper en la Hoja de Oliana constan de arcillas versicolores, yesos y carniolas y localmente, en el área de Cambrils, con anhidrita y sal. Localidad que cuenta con unas salinas que que són posiblemente de finales del siglo XIX y inicios del siglo XX.

Los datos de subsuelo proporcionados por el sondeo Isona-1 bis han dado una potencia de poco más de 1.000 metros para el Keuper en el núcleo del anticlinal de Isona (ver corte geológico I-I')

La Unidad de lutitas verdes y carbonatos en la localidad de la Nou, situada a pocos kilómetros al norte de la Hoja de Oliana, presenta un conjunto palinológico en el cual destaca la presencia de *Deltaidospora* y de *cf. Taeniaesporites* que permite asignar esta unidad al Retiense (CALVET *et al.*, 1995). BAUDELOT y TAUGOURDEAU-LANTZ (1986) han citado en la Poble de Lillet, situada a pocos kilómetros al este de la Hoja de Gósol, un conjunto palinológico a techo de las Facies Keuper que determina el Noriense-Retiense.

2.2. JURÁSICO

El Jurásico de la Hoja de Oliana está constituido por Lías inferior, Lías superior, Dogger y Malm. Los afloramientos se localizan tanto en las escamas tectónicas de las Sierras Marginales, situadas al oeste y norte de Peramola, y en el valle del Río Segre; como en el extremo nororiental de la lámina del Montsec, concretamente al oeste de la Unidad estructural de Port del Comte. En general tienen poca potencia por estar erosionados por el Cretácico superior, cuyo contacto se caracteriza por ser un nivel de karstificación con desarrollo de cavidades rellenas de materiales bauxíticos sobre los materiales carbonatados de la serie jurásica.

2.2.1. Calizas oolíticas y calizas con laminaciones algales (3). Lías inferior. Hettangiense-Pliensbachense

Esta unidad esta formada por calizas bioclásticas con pectens y moldes de gasterópodos, también calizas con laminaciones algales y "mudstones" grises oolíticos. Localmente se observan "mud craks". La potencia total observada es de unos 200 metros. Su límite inferior está, en la mayoría de los casos, tectonizado, por lo que no se observa claramente; sin embargo en algunos afloramientos se disponen directamente sobre el Keuper mediante contactos, probablemente, de tipo diapírico (como en a zona del límite occidental de la Unidad estructural de Port del Comte).

2.2.2. Margas y margocalizas ocreas, con griceas, belemnites, braquiópodos y ammonites (4). Lías superior. Toarciense-Aalenienense

Está formado por dos tramos. El inferior lo constituyen margas, margocalizas ocreas principalmente con ammonites y braquiópodos, en menor proporción fragmentos de crinoideos y restos de equinodermos; y a techo de este tramo inferior calizas biocásticas con acumulación de nódulos de silex. El tramo superior lo forman margas ocreas con, belemnites, pectens y griceas, que le confieren una edad de Aalenienense. La potencia total es de 200 metros (sondeo de Isona-1 bis). Su límite inferior es concordante con las calizas del Lías inferior (3).

2.2.3. Dolomias grises, y a la base margocalizas con aspecto de carniolas (5) Dogger

Son dolomias grises, en general masivas, aunque localmente brechificadas. En la parte inferior son margocalizas, localmente con aspecto de carniolas. A menudo el techo está ferruginizado. La potencia aflorante es de unos 70 m de media. Sin embargo los datos de subsuelo (sondeo de Isona-1 bis) revelan una potencia total de 512 m. El límite inferior de la unidad es un contacto concordante con las margas y margocalizas del Lías Superior (4). En ocasiones se sitúa directamente sobre el Lías inferior calcáreo (3). El límite superior a menudo se trata de una discordancia angular con desarrollo de paleokarst que pone en contacto las dolomias con los depósitos bauxíticos rojos (8) y gravas de cuarzo del Cretácico superior (19), en pocas ocasiones se trata de un contacto neto con las calizas del Malm (6). Su edad se atribuye al Dogger.

2.2.4. Calizas finas laminadas (6). Malm

Calizas finas. "Mudstones" laminados con pasadas de arcillas y margas. Forman unos ciclos de tipo mareal con laminaciones algales. La potencia medida en el sondeo de Isona-1 bis, es de 121 m. El límite inferior es concordante con las dolomias del Dogger, y el límite superior viene marcado por la discordancia basal del Cretácico superior (17).

2.3. CRETÁCICO

La base de la transgresión cretácica es un rasgo característico en las Sierras Marginales (aquí representadas por las escamas tectónicas oblicuas que se extienden a lo largo del flanco norte del anticlinal de Oliana) y se refleja en la cartografía mediante una importante discordancia angular, con afloramientos de Bauxitas (8) y de arenas y gravas fluviales (19). La sedimentación quedó interrumpida durante el Jurásico superior, quedando los depósitos expuestos a la erosión y a la alteración subaérea.

El Cretácico inferior de la Hoja de Oliana está representado por la Fm Lluçà (7), que aflora únicamente en la pequeña área de la lámina cabalgante de Bóixols que asoma por el extremo más nororiental de la Hoja; y por las margocalizas, margas y lignitos (9) aflorantes en la zona de la Mina Juanita, al oeste de la unidad estructural de Port del Comte.

La sedimentación marina se restableció con la transgresión del Cretácico superior (VIDAL, 1898), que se extendió paulatinamente hacia el sur sobre depósitos sucesivamente más antiguos. El

Maastrichtiense (20 al 30) recupera el carácter regresivo de la sedimentación en la zona, culminando con la instalación de las Facies Garumniense (28 al 32).

2.3.1. Cretácico inferior

Los materiales estrictamente del Cretácico inferior en la Hoja de Oliana corresponden a las margas y margocalizas de la Fm Lluçà, Y se localizan únicamente en la lámina cabalgante de Bóixols (extremo nororiental de la Hoja).

La serie del Cretácico inferior, tanto por su extensión de afloramiento como por su potencia y representación temporal, posee mucho mayor desarrollo en la Hoja contigua al norte: Organyà (253) donde se sitúa el depocentro de la cuenca llegando a alcanzar los 4.000 m de potencia. Las bases de su estratigrafía han sido establecidas por ROSELL (1965), SOUQUET (1967), GARRIDO (1973), PEYBERNES (1976), ROSELL y LLOMPART (1982), PUIGDEFABREGAS y SOUQUET (1986) y BERAESTEGUI *et al.*, (1990). Estos últimos diferencian en la serie del Cretácico inferior seis unidades estratigráficas que han podido distinguirse en la cartografía, de las cuales solo la más superior (la Fm Lluçà) aflora en la Hoja de Oliana.

2.3.1.1. *Calizas nodulosas, areniscas carbonatadas y margas. Fm Lluçà (7). Aptiense superior-Albiense medio*

Se reconocen únicamente en el extremo noroccidental de la Hoja, por lo que la potencia aflorante no supera los 80 metros. En cambio, en el anticlinal de Abella, más al norte y noroeste, ya en las Hojas contiguas de Aramunt (253) y Tremp (252), puede llegar a potencias de hasta 600 metros. En la presente Hoja solo aflora el tramo superior de la Fm Lluçà. Son margas y margocalizas grises y ocre con glauconita. Presentan niveles de grosor centimétrico y decimétrico y se encuentran afectados por una fuerte bioturbación. Contienen ammonítidos, espongiarios, equínidos y fragmentos de crinoides. El límite inferior de este tramo no aflora en esta Hoja pero sí en la Hoja vecina de Aramunt (252), donde es un paso gradual a los ciclos somerizantes de la base de esta Formación, formados principalmente por margocalizas. Se interpretan como margas de "offshore".

2.3.2. Cretácico inferior-Cretácico superior

La laguna sedimentaria que separa el Jurásico superior de las calcarenitas del Santoniense comprende el periodo de alteración laterítica en las Sierras Marginales. COMBES (1969) correlaciona además la bauxita de las Sierras Marginales con el tramo de margas carbonosas del Aptiense superior-Albiense del Montsec, por lo que se entiende que los mismos aportes arcillosos de procedencia meridional que dieron lugar a bauxitas al depositarse sobre una llanura litoral, dieron lugar a sedimentos margosos lignitíferos en un medio marino a lagunar (ver serie de detalle en la Fig. 3).

2.3.2.1. *Bauxitas y lateritas (8). Aptiense superior-Albiense*

Los depósitos de Bauxitas se localizan siempre en la base de la serie transgresiva del Cretácico superior, en forma de niveles discontinuos.

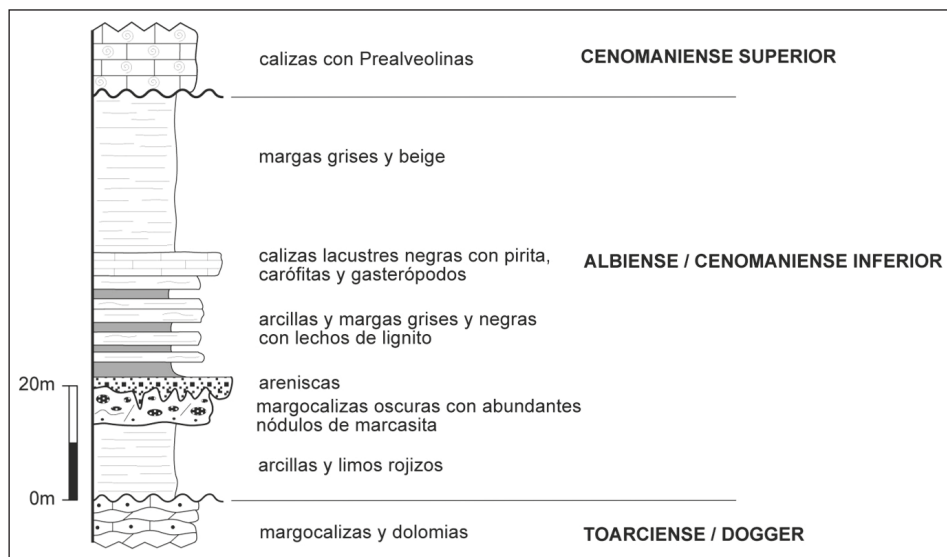


Fig. 3.– Detalle de la serie Albo-Cenomaniense de la Sierra de Turb (Mina Juanita).

Son arcillas y arenas lateríticas rojas con bauxitas. La génesis de estas bauxitas es explicada por MANDADO *et al.* (1982) mediante un fuerte lavado de los sedimentos detríticos arcillosos favorecido por la existencia de drenaje vertical kárstico en un clima húmedo y cálido. El límite inferior de la bauxita se caracteriza por la karstificación desarrollada sobre los materiales carbonatados de la serie jurásica. Esta karstificación preparó las cavidades en las que se depositó la bauxita, distribuyéndose esta de forma irregular con variaciones de espesor. En el barranco de Peramola y, más al sur, en las inmediaciones de las minas de Sant Marc (Sierra de Sant Marc) se pueden observar buenos afloramientos de la superficie karstificada, exhumada parcialmente por la explotación minera. Como observó COMBES (1969), el desarrollo de este karst debió ser anterior a la bauxita, dado que el relleno bauxítico es muy uniforme y sin indicios de hundimientos. El mismo autor cita la presencia de polen y esporas en unos niveles de arcillas con restos carbonosos situados a la base de las bauxitas, cuya edad permite restringir al intervalo Aptiense inferior-Santonense el depósito de estas. Estos depósitos bauxíticos fueron explotados en las minas de Sant Marc.

2.3.2.2. Arcillas rojas, calcarenitas, margas gris oscuro con lignitos y calizas lacustres con carófitas (9). Albiense-Cenomaniense

Se reconocen únicamente en las inmediaciones de la Mina Juanita, al norte de Llinàs (Sierra de Turb) al oeste de la unidad estructural de Port del Comte. Son sedimentos laguno-lacustres que se sitúan discordantemente sobre el Jurásico mediante una superficie de discontinuidad "Hard ground" en cuya serie se distinguen de base a techo: un primer tramo formado por arcillas y limos rojizos, le sigue un nivel de aspecto ocre de margocalizas areniscosas, a veces dolomitizadas, con

abundantes nódulos de sulfuro de hierro (marcasita). Estas tienen un aspecto ocre por estar teñidas de limonita, aunque en corte fresco son de color gris. A continuación, mediante una superficie de discontinuidad muy irregular, se sitúa un nivel de areniscas que recubre esta superficie. Por encima, un tramo de margas oscuras y negras con restos de gasterópodos en el que se intercalan lechos de lignitos, los cuales fueron producto de explotación minera. En la parte alta de la serie afloran unas capas de calizas laminadas lacustres muy oscuras que incorporan laminas de lignitos. Contienen carófitas, pirita y abundantes gasterópodos que en su mayoría están piritizados.

La serie concluye bajo la discontinuidad de la base de las calizas de Santa Fe, con un tramo de margas grises y beige. La base de esta unidad se caracteriza por un nivel de condensación "Hard ground". La potencia aproximada de la serie es de unos 60 metros. Los carbones fueron explotados en la Mina Juanita.

El levigado de varias muestras recogidas en el nivel de carófitas proporcionó a J.ULLASTRE y A. MASRIERA (1989) numerosos ejemplares de *Atopochara Brevicellis*, GRAMBAST-FESSART, 1980; (el género *Atopochara* es propio del Cretácico inferior y medio). Por otro lado PEYBERNES (1976, p. 367) propuso para estos niveles laguno-lacustres una edad probable de Albiense superior. Más tarde FEIST (1981) describió formas de *Atopochara brevicellis* procedentes del Cenomaniense superior (parte baja). Por ello la edad de las margas con lignitos del norte de Llinàs (Sierra de Tub) bien se pueden atribuir al Albo-Cenomaniense.

2.3.3. Cretácico superior

El Cretácico superior de la Hoja de Oliana está claramente representado en los dominios estructurales de la Unidad Central Sur pirenaica (UCS), formada por las láminas cabalgantes de Bóixols, Montsec y Sierras Marginales, y en el dominio estructural de Port del Comte. La lámina cabalgante del Montsec es la que ocupa mayor área en esta Hoja, con extensos afloramientos de materiales del Maastrichtiense pertenecientes básicamente al Grupo de Arén, y en menor proporción a los pertenecientes a las Facies Garumnienses (30).

La base del Cretácico superior se observa tanto en la lámina cabalgante de Bóixols como en la del Montsec, y se caracteriza por la discordancia intra-Cenomaniense situada a la base de las calizas de Santa Fé (10). No así, en la unidad estructural de Port del Comte y en las escamas tectónicas de las Sierras Marginales, donde la base del Cretácico superior presenta cuarzo detrítico abundante (Areniscas de Adraén, 19). Éstas llegan a formar niveles discontinuos de arenas y gravas, atribuidas al Santoniense Superior, a veces poco cementadas, que constituyen la base de la transgresión, y que cuando las lateritas no están, descansan directamente sobre el substrato Jurásico y Triásico.

La evolución del Cretácico superior de la Hoja es fruto de numerosas publicaciones. Entre las que cabe destacar las tesis de ROSELL (1963b, publicada en 1967) y de SOUQUET (1967) que sientan las bases de la bioestratigrafía de la zona, la tesis de GARRIDO (1973) que marca el inicio de los estudios de tectónica sedimentaria y el trabajo de MEY *et al.* (1968) que define las unidades litoestratigráficas. Cabe citar también Los trabajos sobre las facies de estas unidades litoestratigráficas de NAGTEGAAL (1972). Y finalmente los estudios de la estratigrafía secuencial

tiene su punto de partida en Simó, PUIGDEFÁBREGAS y GILI (1985), donde definen 5 secuencias deposicionales de tercer orden (según VAIL *et al.*, 1977), basándose en discontinuidades globales inducidas por movimientos tectónicos y cambios globales del nivel del mar.

2.3.3.1. Secuencia deposicional de Santa Fe

Corresponde a una plataforma carbonatada que evoluciona de rampa a “shelf” con barrera de tipo “by pass” y con cuenca somera. Presenta un cinturón de facies que de SE a NO son: facies de “lagoon”, margen de plataforma, y cuenca. Está limitada a la base por la discontinuidad global (discontinuidad angular cartográfica subaérea) intracenomaniense, y en el techo por la discontinuidad global (hundimiento de la plataforma carbonatada, subida relativa del nivel del mar) de la base del Turoniense.

2.3.3.1.1. Calizas y margas oscuras con lignitos a la base (10). Fm Santa Fe. Cenomaniense superior

Esta unidad aflora de manera restringida por encontrarse en el extremo más nororiental de la Hoja, en la lámina cabalgante de Bóixols, pero se extiende ampliamente a lo largo de la Cuenca de Organyà, situada al norte y noroeste de la Hoja de Oliana. Dicha Formación fué definida en la base del escarpe de la ermita de Santa Fé (Organyà) por MEY *et al.* (1968).

Litológicamente corresponden a calizas micríticas con miliólidos y prealveolinas, calizas bioclásticas y calizas con carpínidos y corales, cuya potencia es de 42 metros. En toda la serie es abundante el barro carbonatado, los foraminíferos epibiónticos y la bioturbación, esta última le confiere un aspecto noduloso. Su límite inferior es una discordancia angular de bajo ángulo (unos 26-27 grados) sobre los materiales del Cretácico inferior, como se observa en el extremo NO de la Hoja, sobre el Jurásico en el valle del Segre y en el sector nororiental de la Hoja (al oeste de la Unidad estructural de Port del Comte).

Se interpretan como facies de “lagoon” (SIMÓ, 1985); GUÉRIN-DESJADINS y LATREILLE (1961) y con posterioridad SOUQUET (1967) citan la presencia de *Praealveolina simplex*, *P. cretacea*, y *Cuncolina* de edad Cenomaniense superior.

2.3.3.2. Secuencia deposicional del Congost

Corresponde a una rampa carbonatada progradante distalmente truncada. Con un cinturón de facies de NE a SO de rampa somera, rampa profunda y talud profundo. Está limitada a la base por la discontinuidad global de la base del Turoniense, y en el techo por la discontinuidad global intraconiense.

2.3.3.2.1. Margas y margocalizas (11). Fm Reguard. Turoniense-Coniaciense

Esta formación fué definida en el río Flamicell próximo al pueblo de Reguard por MEY *et al.* (1968). Se trata de una alternancia de margas, arcillas, “mudstones” bioturbados, y margocalizas con alguna capa intercalada de “packstones-wackstones” con bioclastos típicos de aguas

poco profundas. La proporción de arcillas aumenta hacia el oeste. Estas, presentan capas de 10 a 20 cm de grosor con bioturbación y restos vegetales. Las capas de (mudstone) tienen un grosor de 15 a 40 cm con límites más o menos irregulares, niveles de arcillas de color gris oscuro con bioturbaciones horizontales en las superficies de los estratos. Localmente presentan textura (Wakstone), foraminíferos planctónicos, lamelibranquios y espículas de equínidos. En las margas se encuentran globotruncanos y fissurines. El límite inferior es neto con las calizas de Santa Fe (10). La potencia de la unidad varía de 35 metros a la Ermita de Santa Fe, a unos 242 metros en el río Flamicell (Hoja de Tresp-252).

2.3.3.2.2. Calizas bioclásticas y oolíticas (12). Fm Congost de Erinyà. Turoniense-Coniaciense inferior

Esta unidad fue definida en el congost de Erinyà del río Flamicell (más al NO del ámbito de la Hoja) por MEY *et al.*, (1968). Forman un "grainstone" bioclástico y oolítico con fragmentos de corales, rudistas, equínidos y moluscos. Localmente corresponden a niveles de oolitos con estructuras tractivas, y a algunas capas de rudistas. Presentan estratificación cruzada a gran escala. El límite inferior es un paso gradual hacia en las margas de Reguard (11). La potencia es de unos 160 metros. Estos materiales presentan diferentes tipos de facies: depósitos neríticos de aguas poco profundas, depósitos de barrera, arrecifes de corales que hacia el oeste pasan lateralmente a los depósitos de barrera, y calizas con rudistas.

2.3.3.2.3. Margocalizas nodulosas y calcarenitas ocreas (13). Fm Collada Gassó. Coniaciense inferior

Fue definida por GALLEMI, MARTÍNEZ y PONS (1983). Son margocalizas nodulosas y barras de calcarenitas ocreas. Presentan miliólidos, carofíceas, equínidos, abundantes bivalvos nacarados de color negro con un tamaño aproximado de un cm, fragmentos de briozoos, gasterópodos, ostreidos, y otros lamelibranquios. Las barras de calcarenitas progradan hacia el NO, con algunos canales dirigidos hacia el NE. El límite inferior con las calizas del Congost d'Erinyà (12) corresponde a un nivel de condensación "Hard ground" claramente observable en el área del anticlinal de Sant Corneli (Hoja de Tresp-253). La potencia máxima medida en la presente Hoja es de unos 150 metros, pero se acuña rápidamente hacia el este y sudeste. Corresponden a facies de plataforma somera.

2.3.3.3. *Secuencia deposicional de San Corneli*

Corresponde a una plataforma mixta terrígeno-carbonatada y un margen estacionario en el San Corneli (Hoja de Tresp-252), y retrogradante en el Turbón. Presenta un cinturón de facies de SE a NO con plataforma interna, plataforma externa-margen, talud carbonatado y cuenca restringida. Está limitada en la base por la discontinuidad global (discontinuidad erosiva en el Montsec-Aubens y subida del nivel del mar en el NO) intraconiaciense, y en el techo por la discontinuidad global (discontinuidad erosiva en cuenca con fracturación asociada y subida relativa del nivel del mar) intrasantoniense.

2.3.3.3.1. Calizas bioclásticas con intercalaciones locales de arcillas (14). Fm Montagut. Coniaciense superior-Santoniense inferior

La formación Montagut fue definida por GALLEMI, MARTÍNEZ y PONS (1982). Són calizas con intercalaciones locales de arcillas. Las calizas presentan construcciones de rudistas, niveles de corales, abundantes miliólidos, construcciones de corales con inoceramus, algas, braquiópodos, lamelibranchios, rudistas, bivalvos, equínidos *Hemiaster*. La parte inferior está formada por desarrollo horizontal de *stromatopóridos* y *scleractina*. Hacia el este los corales tienen un crecimiento vertical. En los niveles superiores se ha identificado, entre otros, *Hipurites sublaevis*. El límite inferior es concordante con las calcarenitas de Collada Gassó (13). La potencia total medida en esta Hoja es de unos 150 metros. Estas calizas corresponden a ambientes de plataforma.

2.3.3.4. *Secuencia deposicional de Vallcarga*

Corresponde a una rampa carbonatada al S que se expande hacia el N donde pasa a cuenca turbidítica. Está limitada en la base por la discontinuidad global intrasantoniense, y en el techo por la discontinuidad global (colapso de la cuenca, inicio de movimientos compresivos con el desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados) finicampiense (SIMO, 1985)

2.3.3.4.1. Alternancia de limolitas, margas, areniscas y margocalizas (15). Fm Abella. Santoniense medio-superior

Definida en el flanco sur del anticlinal de San Corneli (entre las Hojas de Tresp 252 al NO y Isona-290 al O) por GALLEMI, MARTÍNEZ y PONS (1982). Afloran en el extremo NO de la presente Hoja, en la lámina cabalgante de Bóixols.

La serie se inicia con una alternancia de limolitas, calcarenitas nodulosas de grano fino, areniscas silíceas, margas de color ocre y margocalizas nodulosas con algunos rudistas y foraminíferos bentónicos, y un grosor de orden centimétrico y decimétrico. En la base presenta niveles de acumulación de esponjas silíceas. Sigue un tramo con equínidos, gasterópodos, braquiópodos y corales individuales.

La parte alta de la unidad consta de una alternancia, de color ocre, de margas limolíticas y margocalizas nodulosas con corales, rudistas, equínidos, foraminíferos bentónicos, briozoos y lamelibranchios. Dentro de esta unidad se desarrollan bioconstrucciones de rudistas y corales silicificados, cartografiadas bajo el epígrafe (16). En la presente Hoja afloran unos 250 m de potencia, ya que su límite superior que está fallado. El límite inferior sin embargo es un contacto neto con las calizas de Montagut (14).

2.3.3.4.2. Calizas bioconstruidas con rudistas (16). Fm Abella (Miembro Collades). ¿Coniaciense superior?-Santoniense superior

Los afloramientos en el ámbito de la Hoja de Oliana están restringidos al extremo más nororiental, allá donde asoma la lámina cabalgante de Bóixols, pero su máximo desarrollo se encuentra más hacia el oeste, al sur del anticlinal de Sant Corneli, entre las Hojas de Isona (290) y Tresp

(252) Donde se observan dos barras bioconstruidas (16) progradantes hacia el NO, separadas por un tramo de color ocre de margas, limolitas arcillosas y margocalizas nodulosas con corales, algunos rudistas y foraminíferos bentónicos *Lacazina elongata*. La superposición de estas barras es de forma retrogradante por lo que en la presente Hoja, aflora únicamente la barra inferior, formada por margocalizas con rudistas, equinoides, fragmentos de corales, algas coralinas, briozoos y foraminíferos bentónicos, que presenta a techo un nivel de brechas muy recristalizadas, y en la base, en cambio, un nivel de condensación "hard-ground". En general hacia la base, estas bioconstrucciones son más calizas y hacia techo más margosas y detríticas.

El modelo deposicional de cada barra bioconstruida presenta facies de plataforma interna (calcarenitas bioclásticas y construcciones simples) y de facies de plataforma externa (construcciones complejas) progradantes hacia el NO con un talud arcilloso.

2.3.3.4.3. Calcarenitas con rudistas y calizas nodulosas (17). Fm Montsec. Santoniense inferior

Afloran en las Sierras de Aubenç y Turb, en la lámina cabalgante del Montsec. Consta de dos tramos que no han sido diferenciados en la cartografía por razones de escala.

El tramo inferior ha sido atribuido a las Calizas de la Cova sensu PONS (1977), por s.l. CAUS *et al.* (1999); y el tramo superior a las "Margas de la Font de les Bagasses" (PONS, 1977; CAUS y CORNELLÀ, 1983). SIMÓ (1985) consideró que las Calizas de la Cova eran equivalentes a la Secuencia deposicional de Sant Corneli, y que las Margas de la font de les Bagasses a las Arcillas de Herbasavina de la Secuencia deposicional de Vallcarga.

El Tramo inferior, con una potencia de unos 36 m, consta de calizas organógenas, "grainstones" a la base y "packstones" en la parte superior, que contienen principalmente Discyclínidos, textuláridos, miliólidos y rotálidos. Probablemente corresponden a una parte de la plataforma carbonatada muy poco profunda, que se desarrolló durante el ¿Coniaciense superior?-Santoniense inferior. El contacto con la unidad inferior (10) es mediante un "hard-ground" aunque puede estar tectonizado.

El tramo superior, con una potencia de unos 33 m, está formado por margas con intercalaciones de calizas grises de grano grueso y areniscas, que localmente son muy gruesas. Las margas contienen abundantes foraminíferos como *lacazina elongata*, orbitoides, rotálidos y meandropsínidos, y pequeños niveles de arenas ocreas con fragmentos de rudistas silicificados y otros componentes esqueléticos. Hacia la parte superior de la unidad las margas son más arcillosas y grises, con intercalaciones de areniscas ocreas coronadas por un nivel bioconstruido por rudistas. Es muy abundante la bioturbación y son frecuentes las cicatrices de "slump". Tal como indican los microfósiles, la edad es Santoniense superior.

El contacto con el tramo inferior no se puede apreciar sobre el terreno, pero por facies, parece ser un cambio brusco, mediante un "hard-ground". Se trata de una plataforma más abierta y más profunda que la anterior (15), carbonatada a la base y más terrígena en la parte superior. La entrada de terrígenos es esporádica y indicaría una fuente de aportes del continente.

2.3.3.4.4. Calizas con espículas de esponja (18). ¿Santoniense superior?-¿Campaniense inferior y medio?

Esta unidad aflora bajo las calizas detríticas (21) que forman el escarpe de la Sierra de Turb (al norte de la Hoja).

Son calizas grises nodulosas intercaladas con margocalizas ricas en espículas de esponjas. La potencia total, medida en la serie realizada en el Barranco de la Osa, de unos 553 m.

La serie se inicia con unos "grainstones-packstones" y continua con una serie muy monótona de "packstones" y "wackstones" con fauna poco diversa dominada por espículas de esponjas. Entre el resto de fauna encontrada en este nivel destacan fragmentos de briozoos, equinodermos, corales, bivalvos, y foraminíferos. La parte superior de la serie está formada por calizas grises que en la parte inferior están intercaladas con margocalizas nodulosas y con más diversificación faunística. La base de la unidad se sitúa en la primera de las dos barras más calizas que destacan en el paisaje, formadas por "grainstones" de grano fino. Estas barras contienen principalmente foraminíferos bentónicos como pseudosiderolites, orbitoides, lepidorbitoides, etc., y macrofauna como equinodermos, rudistas, corales, bivalvos, etc.

Esta unidad se considera equivalente a la parte inferior de las Calizas de Terradets, que forman el escarpe de la Sierra del Montsec (PONS, 1977; CAUS y CORNELLÀ, 1983). El contacto con la unidad inferior, bien que parece gradual, indica un undimiento de la plataforma ya que los sedimentos corresponden claramente a facies de plataforma abierta y energética en casi la totalidad del tramo, con una deposición que tuvo lugar por debajo de la zona fótica.

2.3.3.4.5. Microconglomerados de cuarzo y areniscas arcósicas (19). Fm Adraén. Santoniense-Campaniense inferior

Definida por MEY *et. al.* 1968, esta unidad se ha cartografiado únicamente en la Unidad estructural de Port del Comte, donde el límite inferior es discordante por encima del Keuper (2). Aunque en la zona de las rampas laterales de las Sierras Marginales (al este de Peramola) se observa en afloramientos discontinuos de grosor variable (de pocos cm, hasta 2-3 m) de areniscas blanquecinas silíceas con abundantes granos de cuarzo, y en contacto discordante sobre la serie jurásica. Estos afloramientos, sin embargo se han cartografiado conjuntamente con la unidad superior bajo el epígrafe (20). En la unidad estructural de Port del Comte, en cambio, afloran de manera más continuada, en capas de espesor decimétrico a métrico con laminación cruzada y bioturbación a techo, formando un nivel de unos 10 m de potencia, de areniscas silíceas blanquecinas con abundantes granos de cuarzo y gravas incluidas. Las facies se atribuyen a ambientes fluviales y de llanura arenosa. Aunque no se han encontrado restos fósiles, los estudios faunísticos en otras zonas demuestran que esta unidad presenta una diacronía de N a S en las Sierras Marginales. De manera que en los sectores más septentrionales (Tragó de Noguera, en la Hoja 327, Os de Balaguer) los depósitos detríticos que forman esta unidad presentan foraminíferos de edad Santoniense. Más al sur, en la Sierra de San Jordi (Hoja 328, Artesa de Segre), tanto los foraminíferos como los rudistas dan una edad Campaniense probablemente inferior, y más al S todavía, en la sierra dels Arquells (Hoja 328, Artesa de Segre) los foraminíferos indican también una edad de Campaniense, pero más alto (PONS, 1977).

SIMÓ (1985) consideró que esta unidad tiene una posición similar a la Fm Calizas y calcarenitas de St. Corneli de la Secuencia deposicional de Sant Corneli

2.3.3.4.6. Calizas rosadas con foraminíferos y margocalizas con rudistas (20). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad aflora tanto en la zona de port del Comte como en las rampas laterales de las Sierras Marginales, al oeste del río Segre. Estratigráficamente equivale a la Fm Bona (MEY *et al.*, 1968).

Está formada por calcarenitas y calizas bioclásticas “grainstones” y “packstones”, y calizas micríticas de grano fino “wackstones”. Las calcarenitas y calizas bioclásticas son ocreas o rosadas de aspecto masivo y se presentan en capas métricas con abundantes estratificaciones cruzadas y planares, tanto de pequeña como de gran escala. Son compactas y están cementadas por esparita. Presentan principalmente fragmentos de briozoos, de equinodermos, lamelibranquios, algas coralíneas, siderolites, miliólidos, lepidorbitoides y orbitoides.

Las calizas micríticas son grises formando capas métricas homogéneas con estratificación planar. Presentan principalmente, pequeños microfósiles dispersos y gran cantidad de foraminíferos, como son, miliólidos, orbitolínidos y rotálidos, fragmentos de equinodermos y rudistas.

En la base de esta unidad se desarrolla un nivel con entrada de detríticos formado por areniscas y microconglomerados cuarzíticos de la Fm Adraén (19).

La potencia en esta Hoja es de unos 60 metros. El límite inferior es discordante sobre del keuper, en el Port del Comte, y sobre de la serie Jurásica en las rampas laterales de las Sierras Marginales, donde este contacto se caracteriza por importantes niveles de bauxitas (8).

Esta unidad se interpreta como facies de plataforma marina de transición donde los “grainstones” y “packstones” representarían facies energéticas, barras o (shoals) depositadas en una plataforma poco profunda, mientras que los “wackstones” y las calizas micríticas se corresponderían a facies de “lagoon”.

2.3.3.5. Secuencia deposicional de Arén

Los materiales que forman parte de esta secuencia afloran extensamente y con continuidad lateral hacia el O en todo el tercio nororiental de la Hoja.

La sedimentación es principalmente siliciclástica (representan una entrada brusca de arenas sobre las calizas de plataforma de la secuencia anterior en el Montsec). Presentan un cinturón de facies que de SE a NO son facies continentales, facies litorales y facies de cuenca marina, en una secuencia de relleno de cuenca y un sentido de progradación generalizado hacia el NO. Su potencia es muy variable, de pocos metros hasta casi 1.000 m, presentando acúñamientos muy rápidos a lo largo del borde norte de la cuenca de Tremp. Las facies marinas las forman la Fm Areniscas de Arén (MEY *et al.*, 1968), que son las últimas facies marinas de la secuencia regresiva

del Cretácico en la Unidad Surpirenaica Central, y las facies continentales las forman los materiales garumnienses de la Fm Tremp (MEY *et al.*, 1968).

Durante esta secuencia se iniciaron los movimientos compresivos, con el desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados que controlaron la geometría y facies deposicionales. Concretamente tuvieron lugar durante el emplazamiento de la lámina cabalgante de Bóixols. La evolución geométrica de la estructura del bloque inferior, el sinclinal de Sallent-Tremp (lámina del Montsec) introdujo una componente de subsidencia diferencial que, actuando en diferentes sentidos, modificaría la distribución de potencias del Grupo de Arén, aunque sin ejercer ninguna influencia en la ciclicidad sedimentaria a escala de las principales unidades distinguidas (P. ARBUÉS, E. PI y X. BERÁSTEGUI, 1996). Esta componente de subsidencia debería ser común a las situaciones en las que el plegamiento se asocia a la propagación de una falla (P. ARBUÉS, E. PI y X. BERÁSTEGUI, 1996). El acortamiento fue mayor en el área oriental, provocando la migración de los depocentros hacia el sur y el estrechamiento de los surcos sinclinales.

En la base, esta secuencia está limitada por la discontinuidad global finicampiense, y en el techo por la discontinuidad global del límite Maastrichtiense-Paleoceno. Abarca así, el Campiense terminal y todo el Maastrichtiense presentando lateralmente facies continentales y marinas. También se incluyen dentro de esta secuencia los materiales continentales de edad Maastrichtiense de las Facies Garumnienses de la Fm Tremp (MEY *et al.*, 1968 y NAGTEGAAL, 1972).

2.3.3.5.1. Calcarenitas gris-verdosas y cuarzoarenitas blanco-amarillas (21). Grupo de Arén. Campiense terminal-Maastrichtiense

Constituyen el relieve de la sierra de Turb. Fueron definidas por SOLÉ SUGRAÑES (1971 a, b) como Mb de Turb dentro de la Fm Perles (SOLÉ SUGRAÑES, 1971). Sin embargo MOERI (1977) consideró estos materiales dentro de la Fm de Bona (MEY *et al.*, 1968). Estratigráficamente se corresponden al conjunto superior de las Calizas de Terradets (PONS, 1977).

Litológicamente están formadas por calizas detríticas grises intercaladas, en su parte inferior por margocalizas del mismo color. Son de grano grueso a fino, con estratificación cruzada, laminación paralela, y laminación "ripples". En menor proporción de grano fino y muy fino, sin estructuras y con bioturbación intensa. Contienen restos de foraminíferos, equínidos y bivalvos. Se reconocen: un tramo basal de 42 m de potencia y litología predominantemente cuarzoarenítica; un tramo intermedio, de 180 m de potencia y principalmente formado por calcarenitas de grano fino y muy fino; y un tramo superior, de aproximadamente 250 m de potencia y calcarenítico, que pasa hacia el norte a las calcarenitas y margas de la Fm Perles (22).

La base de la unidad corresponde a un contacto abrupto de facies y se interpreta como una discordancia. Los tramos basal y superior son regresivos, mientras que el intermedio es transgresivo. Se trata de facies de plataforma abierta y energética, y aunque no se han observado bioconstrucciones, sí que hay depósitos por encima de la zona fótica, tal y como indica la presencia de abundantes macro foraminíferos.

2.3.3.5.2. Calcarenitas gris-verdosas y margas gris-azuladas (22). Fm Perles. Grupo de Arén. Campaniense terminal-Maastrichtiense inferior

Esta unidad aflora únicamente en la lámina cabalgante del Montsec. Ocupa el área de la cara N de la sierra de Turb, pasando por el valle del río Segre, y también el área central del anticlinal de Isona, en su mitad oriental.

Corresponde a una alternancia de tramos de margas gris-azuladas y tramos de margocalizas grises nodulosas. Las capas de margocalizas llegan a tener potencias de orden decamétrico, las de margas únicamente de orden métrico. La estratificación tiene grosores de orden centimétrico a decimétrico y geometría tabular en secciones decamétricas, mientras que es ligeramente ondulada a nodular a escala decimétrica. Las margocalizas son de grano muy fino y fino, generalmente no tienen gradación, y únicamente en ocasiones tienen “ripples”, laminación paralela, o estratificación cruzada “hummocky”. La bioturbación es intensa y se encuentran restos fragmentados de equínidos, bivalvos, briozoos y espículas de esponjas; así como lepidorbitoides, siderolítidos y pequeños foraminíferos bentónicos.

La unidad se expande en dirección norte, llegando a una potencia próxima a los 500 m. Hacia el sur pasa gradualmente a calcarenitas de la unidad las calizas de la sierra de Turb (21). El conjunto de esta unidad se interpreta como un depósito de plataforma externa, eventualmente afectada por corrientes de marea y por tempestades.

2.3.3.5.3. Cuarzoarenitas y calcarenitas bioclásticas gris-verdosas (23). Grupo de Arén. Maastrichtiense inferior

Son calcarenitas bioclásticas y cuarzoarenitas, de color gris verdoso y de grano medio a muy grueso. Domina en la unidad la estratificación cruzada en surco de grosor decimétrico y métrico. Las paleocorrientes se distribuyen en dos modas opuestas, una dirigida hacia el N-NE y la otra hacia en el S-SO. Contiene fragmentos fósiles de foraminíferos, equínidos y bivalvos. La potencia máxima de la unidad es de 50 m en el área tipo (Valldarques), valor que se reduce gradualmente hacia en el sur y hacia el este (30 m en la Sierra d'Aubenç y 20 m en el valle del Río Segre), acunándose definitivamente hacia el norte en dirección a la estructura de Bòixols. En los afloramientos meridionales la unidad es predominantemente cuarzoarenítica y llega a integrar granos. La base de la unidad es una discordancia, localmente angular en la mitad septentrional del Hoja. En las riberas del río Segre la unidad presenta una sola tendencia granocreciente y estratocreciente, mientras que en el resto de afloramientos la medida de grano y el grosor de los estratos no presentan organización vertical. El conjunto se interpreta como un depósito de plataforma interna dominada por la acción de las mareas.

2.3.3.5.4. Calcarenitas gris-verdosas y margas gris-azuladas (24). Grupo de Arén. Maastrichtiense inferior

La mayoría de las capas de calcarenita tienen un grano entre muy fino y fino y un grosor que varía entre 3 y 30 cm. Los contactos de capa son netos y su geometría es tabular, en secciones decamétricas, y varía entre ligeramente ondulada a nodular a escala decimétrica. Por lo común las calcarenitas no tienen gradación, y únicamente en ocasiones han estado identificados

“ripples” de corriente, laminación cruzada “hummocky” y laminación paralela. Los tramos de marga tienen una potencia que va de los pocos cm hasta los 15 m. La bioturbación es intensa y contiene restos fragmentados de equínidos y de bivalvos. La unidad se organiza en dos tramos. El tramo inferior tiene una potencia de 80 m y proporciones similares de calcarenita y marga y no presenta cambios substanciales en vertical. El tramo superior se inicia con un nivel margoso de hasta 15 m de potencia y evoluciona gradualmente hacia techo a una alternancia de calcarenitas y margas organizada en ciclos menores mayoritariamente grano crecientes. El tramo inferior es ligeramente transgresivo y el superior es regresivo. La potencia máxima de la unidad es de 354 m en el área tipo (Vilars, Coll de la Mola), valor que se reduce gradualmente hacia en el sur. Su límite inferior es concordante con las calcarenitas y cuarzoarenitas de (23). El conjunto de esta unidad se interpreta como un depósito de plataforma externa con acción eventual de corrientes de tormenta.

2.3.3.5.5. Areniscas y lutitas (25). Grupo de Arén. Maastrichtiense inferior

Esta unidad aflora de forma muy reducida a extremo NO del Hoja. Se distribuye a lo largo del flanco norte del sinclinal de Sallent-Faidella con una potencia que varía de 0 a los 152 metros observados en la Costa Grand (Hoja de Isona). Litológicamente está formada por areniscas de grano muy fino, incluso limolíticas, localmente con pasadas de areniscas de grano grueso. Las areniscas de grano muy fino se encuentran biotubadas y presentan bioclastos.

La estratificación es fina a gruesa y predominantemente planoparalela a gran escala; también estratificación ondulada y “ripples” de oscilación. La característica más común, sin embargo, es la falta de estructuras tractivas debido a la fuerte bioturbación.

La potencia se reduce hacia el norte, a la vez que el conjunto de la unidad se vuelve más gruesa. Hacia el sur, pasan lateralmente de manera muy rápida a la unidad 24. Se interpreta como depósitos mayoritariamente de un medio marino de transición a “offshore”.

2.3.3.5.6. Margas (26); Cuarzoarenitas y calcarenitas bioclásticas a la base (27). Grupo de Arén. Maastrichtiense

La unidad de margas (26) únicamente aflora en el extremo N de la Hoja, con un afloramiento muy pequeño, pero que se extiende con mayor desarrollo hacia el N, en la Hoja vecina de Organyà (253). Son margas que hacia el S pasan lateralmente a la unidad (27), también llamada Fm Areniscas de Arén (MEY *et al.*, 1968)

Las cuarzoarenitas (27) forman capas con base erosiva, de finas hasta 90 m de potencia y con una continuidad lateral de orden kilométrico. Presentan estratificación cruzada en surco con una potencia máxima de 2 m. Una parte de los estratos cruzados se organiza en “tidal bundles”, y algunos de estos se combinan en unidades granodecipientes de relleno de canal. Esta facies está desprovista de fósiles.

Las calcarenitas (27) son de color gris verdoso y presentan dos tipos de facies. Una de ellas tiene como característica la estratificación cruzada organizada en “tidal bundles”. Esta facies forma capas con contactos graduales, de hasta 15 m de potencia y con una continuidad lateral de

orden kilométrico. Tiene un grado de bioturbación moderado y el contenido fósil incluye restos fragmentados de foraminíferos, bivalvos y equínidos. La otra facies calcarenítica tiene un aspecto más homogéneo debido a la intensa bioturbación aunque se pueden reconocer trazas de estratificación subhorizontal, laminación "ripple" y una proporción accesoria de láminas de arcilla en disposición "flaser". Las capas con esta facies llegan a potencias de orden decamétrico y una extensión lateral de orden kilométrico. Una parte menor de esta facies la integran alternancias de limos, arcillas y calcarenitas en capas de pocos centímetros de grosor.

Las paleocorrientes de la unidad presentan una gran variabilidad, con modas hacia el oeste, Sudeste y Noreste. La potencia máxima de la unidad es de 160 m, en el barranco del Codor. La base es discordante, y sobre ella se acuña la unidad en dirección sur y este, reduciéndose a los 110 m en los cerros del Pla de Tolustre o en el sur de Coll de Nargó. El conjunto se depositó en medios fluvio-estuarinos (cuarzoarenitas) y de plana de mareas (calcarenitas). Se considera una unidad regresiva.

2.4. FACIES GARUMNIENSE

El término "Garumniense" fue utilizado por primera vez por LEYMERIE (1862) para definir un sistema en el Alto Garona (Pirineo Frances) que comprendía los materiales de tránsito entre el Mesozoico y el Cenozoico. Posteriormente se completa su identificación gracias a los trabajos de L.M. VIDAL (1874) en las zonas de Berga, Isona y Coll de Nargó. Los primeros trabajos se centran básicamente en la posición estratigráfica de las capas rojas que integran la serie (VIDAL, 1874; DALLONI, 1930; BATALLER, 1958; ROSELL, 1965; SOUQUET, 1967; GARRIDO y RÍOS, 1972; LIBEAU, 1973 y PLAZIAT, 1984). Globalmente estas capas rojas fueron definidas formalmente, por MEY *et al.*, (1968), como Formación Tremp. Más tarde NAGTEGAAL (1972), MASRIERA y ULLASTRE (1983 y 1990), y KRAUSS (1990) derivan la atención hacia el análisis de las características sedimentológicas de estos materiales terrígenos. Finalmente ROSELL *et al.* (2001) realizan un análisis de cuenca de los sedimentos de Facies Garumnienses en el prepirineo.

Las evaporitas que presenta esta serie en la parte alta han sido motivo de estudio por parte de GARCÍA VEIGAS (1988). Desde el punto de vista paleontológico, estas facies presentan restos de dinosaurios y carófitas. Los primeros fueron estudiados por LAPPARENT y AGUIRRE (1956), LLOMPART *et al.*, (1984) y CASANOVAS *et al.*, (1987), mientras que las caráceas han sido estudiadas por FEIST y COLOMBO (1983) y ULLASTRE y MASRIERA (1998).

El Garumniense es una de las facies litológicas típicas del Pirineo oriental y central, y comprende todos los materiales continentales que se sitúan entre las calizas y calcarenitas marinas del Cretácico superior y las calizas marinas del Eoceno. La denominación Facies Garumnienses, comprende según la mayoría de los autores, tanto las calizas micríticas lacustres o transicionales como las arcillas grises y rojas, siendo estas últimas las que dan nombre a la unidad. Las calizas micríticas basales son prácticamente un paso gradual de las calizas bioclásticas del Campaniense-Maastrichtiense de las que son difíciles de diferenciar en muchos puntos. El techo es un contacto neto con las calizas de alveolinas que constituyen la transgresión llerdiense.

Globalmente se han distinguido 5 unidades para el Garumniense del Pirineo oriental y central acorde con la división cartográfica tomada para toda la unidad estructural del Cadí. En términos

generales, el G1 corresponde a calizas micríticas lacustres, el G2 corresponde a un conjunto de arcillas versicolores y rojas con esporádicas pasadas de areniscas, el G3 equivale a la caliza de Vallcebre, el G4 corresponde a un tramo de arcillas rojas con abundantes paleosuelos y capas de calizas micríticas, y finalmente el G5 que corresponde a lutitas ocre y margocalizas grises.

ULLASTRE y MASRIERA (1998) citan en regiones vecinas la presencia de carófitas del Maastrichtiense en las unidades G1 y G2, así como restos de dinosaurios en las areniscas de G2 que denominan "Areniscas de Reptiles". Asimismo reconocen carófitas del Thanetiense junto a *Vidaliella gerundensis* en la parte de G4 y G5. En regiones vecinas se han identificado carófitas del Daniense en la caliza de Vallcebre (G3), situándose el límite Cretácico-Terciario en la base de dicha unidad.

ARRIBAS *et al.*, (1996) hace un estudio detallado del abundante *Microcodium* en el Garumniense (G4) del anticlinal de Campllong, en el manto inferior del Pedraforca (Hoja de Sant Llorenç de Morunys) con objeto de llegar a un mejor conocimiento de estas estructuras para poder establecer su posible origen. Aunque el término *Microcodium* fue inicialmente utilizado por GLÜCK (1912) para definir un tipo de cristales de calcita considerada de origen orgánico y que atribuyó a la calcitización de un tipo de alga Codiácea. Más tarde JODOT (1935), MORET (1952) rebaten esta hipótesis al proponer un origen inorgánico. Posteriormente diversos autores señalan un origen mas bien de tipo orgánico (JOHNSON (1961), BODERGAT (1974), y BORDEGAT *et al.* (1975), WRAY (1977), KLAPPA (1978), MAMET y ROUX (1982) y CALVET *et al.* (1991) entre otros.

Desde el punto de vista ambiental los materiales Garumnienses corresponden a llanuras aluviales distales, llanuras lacustres y palustres, y localmente a plataformas carbonatadas transicionales.

Cartográficamente se puede observar como las potencias de cada tramo varían de manera notable, caracterizando el conjunto como una serie de cubetas sedimentarias. El límite basal de la caliza de alveolinas es probablemente erosivo y eso explicaría que en el contacto aparentemente concordante (representado en la cartografía como concordante o paraconforme) falte muy a menudo la parte mas alta de las Facies Garumniense (G5).

El Garumniense en la Hoja de Oliana, presenta características ligeramente diferentes según su posición en las unidades estructurales del Manto del Montsec, Manto del Cadí (Port del Comte) y Sierras Marginales (escamas tectónicas oblicuas o rampas laterales de las Sierras Marginales).

2.4.1. Garumniense en el Manto del Montsec

Sobre los materiales mesozoicos del Montsec (Arenisca de Arén), se desarrolla una de las cuencas Garumnienses más estudiadas, la Cuenca de Tremp. Las potentes series Garumnienses de esta cuenca, afloran de manera marginal en la Hoja de Oliana, depositadas sobre las areniscas de Arén (27). Se reconocen las dos unidades más inferiores: el Garumniense gris (28) aproximadamente equivalente a G1, y el Garumniense rojo inferior (29) que sería equivalente a G2.

2.4.1.1. *Lutitas grises, calizas micríticas, y areniscas con fauna salobre (28). Facies Garumniense. "El Garumniense gris". Maastrichtiense*

En la Hoja de Oliana, únicamente afloran en la lámina cabagante del Montsec y de manera muy reducida, unos 10-15 m aproximadamente. Los máximos espesores de esta Unidad, sin embargo se encuentran más hacia el oeste, en el área del anticlinal de Isona (Hoja de Isona, 290) donde llega a alcanzar los 180 m.

Litológicamente está formada por lutitas grises y calizas micríticas. En menor proporción se encuentran también: horizontes ricos en materia orgánica, lignitos, areniscas de grano fino con fauna salobre y lumaquelas de ostreidos.

El conjunto de la unidad se considera depositada en un medio de laguna costera, situado entre las facies marinas de las Areniscas de Arén (27) y las facies fluviales del Garumniense rojo (29). Lateralmente, a lo largo del flanco norte del Sinclinal de Tremp, se presenta en forma de cuñas intercaladas en las Areniscas de Arén (27). Estas cuñas también se pueden observar en el flanco norte del anticlinal del Montsec (al sur de la cuenca de Tremp). Hacia la parte alta del tramo, en transición a las lutitas rojas de la unidad superior (29), las lutitas toman coloraciones más oscuras y incorporan capas de limolita de tonalidad anaranjada, con geometría tabular, grosor decimétrico y trazas de bioturbación por raíces.

El límite inferior corresponde a un paleosuelo con una ferruginización muy característica sobre las Areniscas de Arén. Es el inicio de la transgresión marina. El contacto con la unidad superior viene marcado por un cambio a facies deltaicas con dominio mareal en un ambiente típicamente fluvial.

CUEVAS y MERCADE (1988) definieron el Garumniense gris como Fm Posa. Es equivalente a las unidades Orcau, Posa y Xulí definidas por LIBEAU (1973).

2.4.1.2. *Lutitas rojas (29). Facies Garumniense. Maastrichtiense superior*

Se trata de la primera unidad del Garumniense clásico rojizo. Su máximo desarrollo se produce a lo largo del área septentrional y central del anticlinal de Isona y sinclinal de Tremp (Hoja de Isona-290) donde puede alcanzar los 500 m. No ocurre así en la Hoja de Oliana, donde solo aparece un pequeño afloramiento en el extremo más NO, allá donde asoma la terminación más oriental sinclinal de Tremp con un espesor de pocos metros.

Litológicamente está formada por lutitas varicoloreadas de tonos predominantemente claros y rojizos que incluyen intercalaciones de niveles lenticulares de areniscas y conglomerados a la base, aunque los niveles más detríticos son casi inexistentes en esta Hoja, en cambio se hacen más abundantes hacia el sur de la Cuenca de Tremp. Los depósitos lutíticos a veces están afectados por procesos edáficos, que les confieren las coloraciones violáceas.

En la zona de Isona (al oeste), en las lutitas se observan esporádicos nidos de huevos de dinosaurio, así como algunos niveles con abundantes trozos de cáscara, y las areniscas contienen esporádicos huesos de dinosaurios.

El contacto inferior, al norte (Hoja de Organyà-253), muy cerca del límite con la Hoja de Oliana, es un paso gradual hacia las lutitas grises del Garumniense gris (28) y sobre las areniscas de Arén (27). Las paleocorrientes indican un sentido de los aportes hacia el O y OSO. Se interpretan como depósitos distales de un sistema fluvial relacionado lateralmente con el complejo lagoón-Isla barrera (CUEVAS, 1989). Corresponden en parte, al “Garumniense inferior” de ROSELL (1965), a parte de la Formación Tremp definida por MEY *et al.* (1968), a la unidad “Canalis” de LIBEAU (1973) y a la unidad “Perilagoonal brown marls” de EICHENSEER y KRAUSS (1985).

2.4.2. Garumniense del Manto del Cadí

En la Hoja de Oliana, los materiales Garumnienses de esta unidad estructural se localizan geográficamente en la Sierra de Port del Comte. Estos, tienen características afines con la mayoría de afloramientos de las unidades estructurales de los mantos del Pedraforca (fuera del ámbito de la Hoja) y Sierras Marginales (escamas tectónicas de las rampas laterales). És por ello que las descripciones son comunes para ambas unidades.

Por razones de escala, el Garumniense, se ha agrupado en dos unidades cartográficas, con los tramos G1 y G2 bajo el epígrafe (30), y G4 incluido en el epígrafe de G3 (31).

2.4.2.1. Arcillas rojas con pasadas finas de limo y calizas micríticas (30). *Facies Garumniense. Maastrichtiense superior*

Comprende calizas micríticas lacustres (G1) y sobre ellas un tramo de capas métricas y decamétricas de arcillas rojas con esporádicas pasadas milimétricas de limo o arenas muy finas (G2). En diversos puntos de la cuenca surpirenaica, se han localizado carofitas que indican una edad Maastrichtiense para este conjunto, FEIST y COLOMBO (1983), y posteriormente ULLASTRE *et al.*, (1990), citan como característica a *Septorella brachydera* y *septorella ultima*. El espesor de esta unidad puede variar de los 80 a los 20 m.

El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma marina transicional (G1) que pasa a una llanura deltaica superior y a una llanura palustre (G2). Cabe mencionar que este último tramo suele presentar, en su parte alta, intercalaciones de canales de areniscas denominadas como “areniscas de reptiles” por ULLASTRE *et al.*, (1990) y ULLASTRE y MASRIERA (1998). Estas areniscas son prácticamente inexistentes en el ámbito de la Hoja de Oliana, observándose de manera muy esporádica alguna intercalación métrica de dichos materiales.

2.4.3. Garumniense de las unidades equivalentes a Sierras Marginales

En las unidades localizadas en las escamas tectónicas de las rampas laterales, debemos destacar el afloramiento localizado en los alrededores de Casa Jou, donde la serie está completa con unos pocos metros de caliza micrítica (G1) no diferenciada cartográficamente, le sigue un tramo de arcillas rojas con alguna intercalación de areniscas (G2), correspondientes a la unidad (30), con algunas decenas de espesor. Encima, la barra de calizas masivas o con intraclastos (31) que soporta la Casa Jou corresponde a la unidad (G3) y es equivalente a la caliza de Vallcebre. Sobre ella se observa una serie completa de por lo menos 150 m de arcilla rojas con capas

intercaladas de caliza micrítica, paleosuelos o areniscas (G4) descritas como (32). Las carófitas descritas en otras áreas permiten atribuir una edad Paleoceno a estos sedimentos. Daniense para la caliza de Vallcebre (G3) y Thanetiense para la parte alta (G4-5).

2.5. PALEÓGENO

2.5.1. Paleoceno

2.5.1.1. *Calizas micríticas con Intraclastos (31). Fm Vallcebre. Facies Garumniense. Paleoceno inferior-Daniense*

Són calizas micríticas en capas métricas compactas, calizas micríticas con intraclastos o calizas brechoides con paleosuelos. Este tramo puede presentar abundante microcódium. Equivale a la Caliza de Vallcebre (G3) ampliamente representada en las cuencas Garumnienses surpirenaicas. La potencia total de la unidad en la Sierra de Port del Comte es de unos 30 metros.

El ambiente sedimentario para la caliza de Vallcebre (G3), corresponde a una llanura lacustre y palustre.

2.5.1.2. *Calizas micríticas con intraclastos, lutitas rojas, y paleosuelos (32). Facies Garumniense. Selandiense-Tanetiense*

Sobre la Caliza de Vallcebre (31) encontramos un tramo de lutitas rojas o versicolores (G4) en capas decamétricas, con niveles de calizas micríticas masivas de orden métrico, calizas con laminaciones algales, calizas brechoidales con intraclastos de caliche y niveles de paleosuelos. No se observan fósiles macroscópicos. Este tramo puede presentar abundante microcódium y la proporción de calizas es muy variable. Pueden constituir casi la mitad del espesor total del tramo o por el contrario pueden ser muy escasas. La potencia total de esta unidad también es muy variable, con espesores desde 120 m a unos 40 m.

En el sector de rampas laterales de las "Sierras" (Más Jonàs) las calizas micríticas constituyen un nivel diferenciado en la cartografía, en cambio en el sector de Port del Comte no son cartografiables a esta escala. La potencia total es de unos 170 metros aproximadamente en Más Jonàs. Si la serie está completa, se observa un nivel final con lutitas ocre y margocalizas grises (G5) que en el ámbito de la Sierra de Port del Comte, en la Hoja de Oliana, es casi inexistente. En la parte alta de la serie, ULLASTRE *et al.*; (1990) citan la presencia de *Vidaliella gerundensis*. Corresponden a un ambiente sedimentario de llanura aluvial muy distal con episodios palustres locales.

2.5.2. Eoceno

Existe una gran variedad de trabajos sobre estratigrafía o bioestratigrafía de los materiales eocenos equivalentes a los que afloran en la Hoja de Oliana. Entre ellos destacaremos a SOLÉ SABARÍS (1958), HOTTINGUER (1960), KROMM (1968), MEY *et al.* (1968), GICH (1969, 1972), PALLI (1972), ESTÉVEZ (1970, 1973), BUSQUETS *et al.* (1979), BUSQUETS (1981), CAUS (1984), BETZLER (1989), GIMÉNEZ (1989, 1993), TOSQUELLA y SAMSÓ (1998), TOSQUELLA *et al.* (1998), TOSQUELLA (1995), SIERRA-KIEL *et al.* (1998) y ULLASTRE y MASRIERA (1998).

Los trabajos bioestratigráficos de HOTTINGER (1960), HOTTINGUER y SCHAUB (1960) y SCHAUB (1981), con especial atención a los nummulites y alveolinas, suponen un avance fundamental. Las revisiones recientes de SIERRA-KIEL *et al.* (1998) y TOSQUELLA *et al.* (1998) redundan en la descripción de las formaciones Cadí, Sagnari, Corones y Peña, caracterizadas por la gran abundancia local de dichos fósiles. Igualmente son imprescindibles en la subdivisión de las margas de Oliana, equivalentes en parte a las de Sant Llorenç de Morunys, a las margas de Vic y a las de Igualada.

2.5.2.1. Calizas con alveolinas (33). Fm Cadí. Ilerdiense

Las calizas de alveolinas depositadas en el Eoceno inferior (Ilerdiense) en una gran extensión de la Cuenca Sur pirenaica, se caracterizan por presentar una transición entre las calizas de plataforma de la Fm Cadí y las margas de la Fm Sagnari. Englobamos bajo la denominación de Formación Cadí a las calizas y margocalizas con gran abundancia de alveolinas y nummulites.

En la Hoja de Oliana, los afloramientos de la Fm Cadí se centran en la Sierra del Port del Comte que forman parte del Manto del Cadí. En ella las calizas de alveolinas abarcan todo el Ilerdiense y no se observan pasos laterales a la Fm Sagnari, como ya describió BETZLER (1989). También afloran en las escamas tectónicas de las Sierras Marginales, concretamente al N y NO del anticlinal de Oliana.

La parte inferior de la serie presenta calizas micríticas en grandes capas masivas con estratificación planar de gran escala con abundantes alveolinas y orbitoides. También se observan miliólidos y otros microfósiles y localmente niveles de algas rodófitas. Puede alcanzar los 50 m de espesor total. Equivalen al tramo “Cadí a” de TOSQUELLA *et al.* (1998) y a la biozona SBZ5 y SBZ6 de SIERRA-KIEL *et al.* (1998). Este tramo inferior está datado como Paleoceno-Ilerdiense inferior. La parte media presenta localmente algunas calizas micríticas laminadas, calizas arenosas o calizas de nummulites, con una potencia de entre 2 y 5 m equivalentes a “Cadí b” de los mismos autores.

La parte media y superior presenta capas masivas de calizas de alveolinas, con laminaciones y estratificación cruzada de bajo ángulo. Algunas capas masivas están formadas de acumulaciones de algas rodófitas y presentan localmente tonalidades rojizas. Presenta una potencia de unos 200 m y la parte más alta muestra algunas intercalaciones arcillosas y de calcarenitas. Equivale a los tramos “Cadí c y d” de TOSQUELLA *et al.* (1998). Sobre este tramo se observa localmente margas grises que se pueden atribuir a la Fm Sagnari, pero que se han cartografiado conjuntamente con la unidad superior (Fm Corones) debido a su escasa entidad cartográfica. La caliza de alveolinas en este tramo puede llegar a presentar texturas “packstone” y “grainstone” de alveolinas. Destacan las grandes formas flosculinizadas como *A. triestina* y *A. bronneri*, acompañadas de otras alveolinas frecuentes de esta asociación como *A. aragonensis*, *A. decipiens* y *A. ilerdensis*, que indican las biozonas SBZ8 y SBZ9 de SIERRA-KIEL *et al.* (1998).

El conjunto de las calizas de la Fm Cadí en la Sierra del Port del Comte, forma un conjunto bastante homogéneo, con pocos cambios laterales.

La interpretación ambiental es de una plataforma marina carbonatada somera y media, con episodios pararrecifales agales.

En las unidades equivalentes a las Sierras Marginales encontramos en las inmediaciones de Can Jou, al pie de la Serra d'Aubens, un pequeño afloramiento de calizas de alveolinas sobre los materiales Garumnienses. Efectivamente existe un tramo de unos 15 m de espesor de areniscas bioclásticas localmente glauconíticas, directamente sobre el Garumniense, y a continuación se observa un paquete de unos 30 m de calizas con alveolinas y algas rodóficæas, de características análogas a la parte alta de la Fm Cadí.

2.5.2.2. *Calizas con nummulites y alveolinas, areniscas, lutitas y margas (34). Fms Sagnari y Coronas. Cuisiense*

En la Hoja de Oliana, la formación coronas, se reconoce en la Sierra del Port del Comte, en el conjunto de materiales del Manto del Cadí. Se caracteriza en buena parte de la Cuenca surpirenaica oriental por diversos tramos de areniscas y calizas micríticas, agrupados en dos grandes ciclos. En esta zona presenta aspectos diversos caracterizados siempre por la presencia de capas de arenisca intercaladas entre la Fm Cadí y la Fm Penya.

En la zona cercana a la localidad de Cambrils, presenta un tramo inferior de margas grises con pequeñas pasadas de limos o arenas muy finas, que podrían ser equivalentes en parte a la Fm Sagnari. Sigue un conjunto alternante de capas de areniscas, calcarenitas y margas grises. En conjunto forman un tramo de areniscas líticas de color ocre alternadas con lutitas grises y ocreas con bastante bioturbación y marcas de raíces.

En la mitad superior de la serie, dominan las areniscas carbonatadas con morfologías de canales, que se superponen y calizas arenosas con bioturbación y decoloraciones. Presenta en este punto un espesor total de casi 200 m. En el límite nor-oriental de la Hoja, presenta una potencia aproximada de 40 m y esta formado exclusivamente de areniscas y calcarenitas, situadas directamente sobre las calizas de alveolinas.

El espesor total del tramo aflorante con areniscas abundantes es de unos 110 m, con alternancias de capas de lutitas y areniscas. Las capas o canales arenosos pueden alcanzar los 10 m de espesor. Localmente contienen alveolinas, miliólidos, equinodermos y restos de moluscos. Entre las alveolinas se observan formas que permiten deducir su pertenencia en las biozonas SBZ 10 de SIERRA-KIEL *et al.* (1998). Los datos procedentes de la misma Sierra del Port del Comte y de la Sierra del Cadí permiten atribuirle una edad Cuisiense, BETZLER (1989) y TOSQUELLA *et al.* (1998). Por lo que el límite inferior representado como concordante, bien podría equivaler a un hiato sedimentario.

El ambiente sedimentario correspondería a una plataforma terrígena marina marginal, localmente con características de sistema deltaico.

2.5.2.3. *Calizas micríticas, con miliólidos y alveolinas (35). Fm Peña inferior; Calizas bioclásticas masivas con nummulites y assilinas dispersas (36). Fm Peña superior. Cuisiense-Luteciense*

En la Sierra del Port del Comte (Manto del Cadí) los materiales de la Fm Penya presentan dos aspectos diferenciados, BETZLER (1989).

El tramo inferior presenta calizas micríticas en grandes capas, localmente con miliólidos, alveolinas y bivalvos dispersos (35).

El tramo superior (36) está formado por calizas bioclásticas masivas, con miliólidos, alveolinas, nummulites, asilinas y bivalvos dispersos, aunque también presenta grandes paquetes de calizas micríticas. Forman un conjunto con un espesor variable entre los 100 y los 300 m ocupando parte de las cotas mas altas debido a su carácter de roca competente.

El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma marina somera o media. No se observan pasos laterales a las facies margosas de la Fm Armancies, muy frecuentes en Hojas vecinas.

Las asociaciones de foraminíferos permiten atribuir a estos materiales edades de Cuisiense para la parte inferior (35), biozonas SBZ11 y SBZ12, y Luteciense para la parte alta (36), biozona SBZ13, según TOSQUELLA *et al.* (1998).

2.5.3. Eoceno medio-superior de la cuenca del Ebro

La Cuenca del Ebro pasa de una etapa de relleno con influencia marina y medio continental exorreico durante el Eoceno medio y superior (37 a 50) a otra de relleno de medio cerrado netamente endorreico, ya en el Oligoceno (51 al 68). Durante el Eoceno medio el relleno de la cuenca en el sector de la Hoja de Oliana es aún de tipo marino. Se caracteriza por la deposición de dos sistemas deltaicos. Uno netamente marino, de edad Bartonienense y otro de transición marina a continental del Priaboniense. Este último corresponde más bien a una plataforma siliciclástica que prograda hacia el S-SE.

Cronoestratigráficamente, estos materiales se correlacionarían con el sistema deltaico definido en la Hoja de Sant Llorenç de Morunys (35, 36, 37, 38); y con el episodio superior del "Ciclo Sedimentario II" descrito en la Hoja de Berga para el Eoceno medio-superior.

2.5.3.1. *Margas del Eoceno medio marino de Oliana y materiales de abanico deltaico asociados. Bartonienense*

En el anticlinal de Oliana, se observan un conjunto de materiales margosos, arenosos, conglomeráticos y localmente carbonatados correspondientes a lo que los autores clásicos denominaban la transgresión marina Biarritzienense. Los puntos de comparación típicos han sido las margas de Vic, REGUANT (1967); las margas de Igualada, FERRER (1971, 1973) y CAUS (1984), y las margas de Sant Llorenç de Morunys, DAILLONI (1930), aunque algunos autores han utilizado directamente el termino Margas de Oliana, como DAILLONI (1930).

Las calizas y niveles arrecifales han sido denominadas como Fm Tossa por CAUS (1984) por comparación a los materiales de la Cuenca de Igualada. Tanto los datos bioestratigráficos de CAUS (1984) como los de SIERRA-KIEL *et al.* (en prensa, 2003), indican que estos materiales pertenecen a la biozona SBZ 18 de SIERRA-KIEL *et al.* (1998).

Para la descripción de los materiales utilizaremos los términos de Margas de Oliana (37), Fm Tossa (38) para los relativos a calizas pararecifales, y (39) para los materiales terrígenos deltaicos.

2.5.3.1.1. Margas marinas gris azuladas (37)

Formalmente deberían llamarse Fm Igualada, son conocidas y estudiadas ya por DAILLONI (1930), siendo CAUS (1984) quien da un nuevo impulso al abordar su estudio micro paleontológico.

Litológicamente se trata de un gran conjunto homogéneo de margas y lutitas grises monótonas, con esporádicas pasadas centimétricas de limos en la parte inferior y con un paso gradual a las facies fandeltaicas y pararrecifales en la parte alta. Forman el núcleo del anticlinal de Oliana con un espesor de aproximadamente 750 m. Presentan estructuras de tipo diagenético, y gran número de foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos, destacan las asociaciones de microforaminíferos descritas por CAUS (1984). De acuerdo con los datos de SIERRA-KIEL *et al.* (en prensa, 2003), todas las margas aflorantes corresponderían igualmente a la biozona SBZ 18 del Bartonense superior, con lo que no aflorarían en Oliana materiales del Bartonense inferior o del primer ciclo Bartonense en el sentido de SIERRA-KIEL *et al.* (1997).

La comparación de los materiales de la cuenca de Oliana, con los de la cuenca de Sant Llorenç de Morunys, en la Hoja vecina nº 292, permite insistir en las notables diferencias en cuencas cercanas, donde la de Oliana tiene mas del doble de espesor de sedimentos en el segundo ciclo del Bartonense. Serían equivalentes a la denominada Fm Vespella de la Cuenca de Vic y a la parte superior de la Fm Igualada en la cuenca de Igualada, REGUANT (1967), FERRER (1973), CAUS (1984) y SIERRA-KIEL *et al.* (1997). El ambiente sedimentario correspondería a una plataforma marina margosa profunda (con planctónicos).

El Sistema deltaico que se desarrolla en el margen de la plataforma, y cuyos materiales pasan lateralmente a las margas consiste en unos cuerpos terrígenos progradantes (39) compuestos por lutitas margosas grises y bioclásticas, areniscas ocreas y canales de conglomerados, y unas calizas bioconstruidas pararrecifales con limos carbonatados equivalentes a la Fm Tossa (38) desarrolladas a techo de estos cuerpos detríticos progradantes.

En el flanco norte del anticlinal de Oliana, los sedimentos fan-deltaicos presentan facies muy variadas que abarcan desde brechas y conglomerados masivos a areniscas y conglomerados y a barras métricas de areniscas, el conjunto puede alcanzar los 350 m de espesor. Las facies más proximales se localizan especialmente en las proximidades del cauce del río Segre con brechas masivas de rocas calizas, que pasan lateralmente y de manera muy rápida a facies arenosas masivas, con intercalaciones de canales y niveles conglomeráticos. Las arcillas presentan laminación paralela y también "wave lamination". Las areniscas presentan bioturbación, y son más o menos masivas, pero pueden presentar alineaciones de cantos y laminación paralela. También presentan marcas de base. En la parte basal de la unidad tienen cantos blandos. Los conglomerados son matriz soportados con matriz arenosa donde se pueden encontrar conchas de lamelibranquios, y cemento carbonatado. Son heterométricos con cantos de pocos centímetros hasta 30-40 cm, de calizas Mesozoicas (calizas con alveolinas del llerdiense). Las capas de areniscas presentan deformación por carga. Las paleocorrientes medidas indican una dirección hacia el SSE.

Entre las lutitas se citan foraminíferos planctónicos (CAUS, 1984). Los sedimentos arenosos se organizan en pequeños lóbulos irregulares, que suelen presentar a techo niveles de acumulación de bioclastos o incluso pequeñas colonizaciones de algas y corales (38).

2.5.3.1.2. Calizas arrecifales detríticas, masivas, algo nodulosas y margosas (38). Fm Tossa

En el flanco norte del anticlinal estos niveles pararecifales presentan asociaciones en las que destacan los nummulites, moluscos, algas rodofíceas y corales. En al menos cuatro niveles destacables, estos niveles forman pequeñas bioconstrucciones de 1 o 2 m de espesor, de manera local las capas pararecifales pueden dar lugar a acumulaciones de calizas bioclásticas, alternadas con margas grises.

2.5.3.1.3. Areniscas bioturbadas y canales de conglomerados (39). Facies media

En el flanco sur del anticlinal de Oliana, las facies son distales. Los materiales se pueden describir como deltaicos, con capas de areniscas de aspecto turbidítico y limos (39) intercaladas entre grandes capas de margas y lutitas grises (37). Las capas de areniscas pueden ser casi planares o bien presentar alternancias de margas, limos y arenas finas en la base, con secuencias estrato y granocrecientes que finalizan con canales de tipo “debris flow”, caracterizándose como lóbulos y barras deltaicas. Igualmente en el flanco sur, se observan varios niveles de acumulación de fósiles, entre los que destacan la presencia de nummulites, discocyclinas, pellatispiras y biplanispiras, así como bivalvos, corales y algas. El más alto de estos niveles da lugar localmente a una capa de caliza pararecifal de hasta 4 m de espesor (38) y viene marcado por el desarrollo de un “hard ground”.

2.5.3.2. Yesos interestratificados en arcillas y areniscas con moldes de evaporitas (40). Fm salina de Cardona. Límite Bartonense-Priabonense

Encima del Eoceno marino representado por las margas de Oliana descansa la Fm salina de Cardona. Corresponde a un tramo marcado por un periodo de estabilización, con sedimentación evaporítica (yesos). Sin embargo aflora de manera muy reducida en esta Hoja, encontrándose en parte afectada por procesos de diapirismo, hecho que provoca una deformación del entorno inmediato dando buzamientos diversos en las capas de areniscas.

En el flanco sur del anticlinal de Oliana, entre los materiales deltaicos (39) y los materiales de llanura deltaica y aluvial (41) se encuentran yesos finamente interestratificados en niveles mm y cm de arcillas y areniscas muy finas que presentan cierta deformación. Son yesos de tipo fibroso.

En el flanco norte (en las facies proximales) el límite entre 39 y 41 se caracteriza, sin embargo, por un nivel de gravas muy lavadas y seleccionadas, areniscas y niveles de margocalizas laminadas intercaladas. En en las areniscas, en cambio, se han preservado moldes de evaporitas, y yesos secundarios en pequeñas grietas, o bien son finas capas deformadas (onduladas) donde había habido yesos interestratificados, que posteriormente se han disuelto.

Los niveles de areniscas presentan laminación cruzada y “ripples”. También, a techo aparecen óxidos de hierro.

Las gravas se interpretan como playas, y las lutitas y areniscas finas con yesos como facies deltaicas distales y de cuenca evaporítica marginal.

2.5.3.3. *Abanico litoral deltaico. Priaboniense. Eoceno superior de transición marina a continental*

Forman parte del último estadio de progradación mayor del Eoceno superior marino en esta área y representan un cambio en el régimen de sedimentación. Pertenecen a un conjunto de materiales en facies de llanura aluvial y deltaica, dominados por procesos fluviales, aunque en algunos casos se observa alguna influencia de olas y mareas.

2.5.3.3.1. Conglomerados con cantos de calizas mesozoicas y matriz arenosa y microconglomerática (41). Facies proximal

Son las facies más proximales de este abanico litoral. Tienen su máximo desarrollo en el flanco norte del anticlinal de Oliana, y corresponden a conglomerados marinos poco seleccionados con matriz arenosa carbonatada y microconglomerática. Los cantos son heterométricos, con diámetros que van de 1 a 30 cm, y están formados por conglomerados, cuarzo, calizas mesozoicas y también del Eoceno. Son conglomerados clastosoportados muy lavados y de tipo brechoide con ausencia de lutita en la matriz, a diferencia de los conglomerados del sistema deltaico anterior (39) donde la matriz tiene un elevado porcentaje de lutita. Se organizan en capas métricas con estratificación planar a gran escala. El conjunto forma un gran paquete de aproximadamente 50 metros de potencia. Hacia el flanco sur evolucionan progresivamente a facies medias (42) y distales (43).

2.5.3.3.2. Areniscas, arcillas ocreas y conglomerados en canales (42). Facies media

Corresponden a las facies medias y se componen de areniscas de grano fino, conglomerados y lutitas. Estas últimas presentan coloraciones ocreas y se encuentran bioturbadas. Están intercaladas entre las areniscas, dominando más hacia la base de la serie. Presentan laminación cruzada planar y “ripples” y están estratificadas en capas de orden decimétrico. Los conglomerados presentan matriz arenosa y microconglomerática y cantos de calizas bioclásticas del Mesozoico, y calizas rojas del Cretácico superior. También presentan recristalizaciones formando unas finas costras carbonatadas que rodean los cantos. Son de tipo fluvial, con los cantos imbricados que indican paleocorrientes hacia el sur y SE, aunque hay niveles de tipo “debris flow”. Suelen presentar base erosiva. En conjunto forman secuencias grano y estrato crecientes de orden decamétrico que culminan con unos conglomerados tipo “debris flow” y niveles de óxidos de hierro a techo. Localmente se observan facies de aspecto turbidítico.

2.5.3.3.3. Areniscas, arcillas ocreas (43). Facies distales

Las facies más distales (43) están formadas por areniscas ocreas y arcillas marrones. Son areniscas líticas y de color claro que forman capas de unos 15 centímetros de grosor. En ellas se puede observar laminación cruzada planar y “ripples”. Las capas más inferiores presentan estructuras de tipo “convolute”. En conjunto forman secuencias grano y estratocrecientes.

El límite inferior de este sistema deltaico es una discordancia cartográfica observable en el flanco N del anticlinal de Oliana, en la base de los conglomerados y areniscas de las facies más

proximales, sin embargo este límite, entre materiales más distales (hacia el centro de cuenca) pasa a ser paraconforme.

En el flanco norte del anticlinal de Oliana se han distinguido dos ciclos sedimentarios claramente diferenciados cuya base se caracteriza por la presencia de unos niveles de grosor centimétrico de gravas muy lavadas. En la parte más alta, donde los conglomerados son más masivos podría haber un tercer ciclo, aunque con un límite más difícil de precisar. Por la posición estratigráfica, por sus facies y por la presencia de las tres secuencias o ciclos sedimentarios bien podría correlacionarse con el “Complejo Terminal” definido por Trabé, 1992 en la cuenca eocena surpirenaica.

2.5.3.4. Yesos y lutitas con paleosuelos (44). Fm Yesos de Barbastro. Priaboniense

Esta formación aflora de manera muy reducida en la Hoja de Oliana como niveles de yesos finamente interestratificados en arcillas. Únicamente se observa en el flanco S del anticlinal de Oliana, en el contacto que separa los sistemas aluviales del eoceno medio y los del eoceno superior continental de este sector de la cuenca, donde las facies son más finas. Muy cerca de la zona donde afloran, encontramos también los yesos de la Fm Cardona (40) que surgen debido a procesos de diapirismo.

2.5.3.5. Sistemas aluviales del Eoceno superior continental. Priaboniense

Durante el Eoceno superior se desarrollaron dos sistemas aluviales a lo largo del margen norte de la Cuenca del Ebro. Cada uno de estos sistemas está compuesto por varios abanicos aluviales cuya generación fue favorecida por la actividad tectónica que afectaba este sector.

2.5.3.5.1. Sistema aluvial 1 o inferior. Priaboniense medio

Este Sistema Aluvial es el más inferior de los que afloran en la Hoja de Oliana y se correlaciona con el sistema aluvial inferior de Berga, definido en la Hoja de Berga (293). Lo componen una serie de materiales aluviales de procedencia septentrional, con unas facies que van de las más proximales (45) a las más distales (50).

a) Brechas de composición local (45)

Los cantos generalmente son de calizas del Cretácico superior y del Jurásico, que son los materiales de las unidades infrayacentes. Se desarrollan en las partes más proximales del sistema aluvial. Afloran únicamente en las escamas oblicuas de las Sierras Marginales. Su relación con los cabalgamientos en fuera de secuencia de dichas escamas ha servido para la datación relativa del emplazamiento de estas estructuras. (VERGÉS, 1973).

b) Conglomerados masivos con cantos, en su mayoría, de calizas mesozoicas y arcilla en la matriz (46). Facies proximal

Son conglomerados heterométricos y heterogénicos con cantos, principalmente, de calizas del Mesozoico, calizas bioclásticas del Eoceno y también de cuarzo. No se observan cantos de rocas

Paleozoicas. Los conglomerados se encuentran más desorganizados que los de la unidad inferior (41) y son de coloraciones más ocres. Son clastosoportados con arcilla en la matriz, a diferencia de los conglomerados de los sistemas deltaicos anteriores (39 y 41). Forman potentes capas de 50 a 60 metros de potencia, que hacia el sur se hacen más delgadas y con estratificación cruzada. Constituyen las facies proximales del sistema aluvial inferior. Estas facies afloran únicamente en el flanco N del anticlinal de Oliana. En el flanco sur quedan totalmente erosionadas por los materiales del sistema aluvial que le sucede, sistema aluvial 2 o medio (49). Las paleocorrientes indican una dirección de transporte hacia el sur y sureste. En este sentido pasan lateralmente a facies medias (47).

c) Areniscas, conglomerados en paleocanales, y arcillas rojizas (47). Facies media

Son areniscas y arcillas, y esporádicamente con algún canal conglomerático. Las areniscas tienen color ocre y son de grano fino a medio y se disponen en capas de orden centimétrico, y las arcillas son de color marrón con tonalidades rojizas.

En el flanco sur la proporción de areniscas y arcillas aumenta. Excepcionalmente también lo hace en el flanco norte, sobre las facies proximales y de manera local, en una pequeña subcuenca de dirección NE-SO, donde incide el barranco de Mora Condal, en el que el propio levantamiento del anticlinal de Oliana ejerce un umbral que limita esta subcuenca por el sur. En general forman secuencias de orden decamétrico grano y estrato decrecientes que hacia a techo evolucionan a grano y estrato crecientes, y que culminan a techo con canales de conglomerados de grosor decimétrico. Estos son de tipo "debris flow" con matriz lutítica. Corresponden a las facies media del Sistema aluvial.

d) Lutitas y arcillas rojizas (48). Facies distal

En esta Hoja, las facies más finas de este sistema aluvial se reconocen mejor en la subcuenca situada al norte del anticlinal de Oliana, anteriormente citada. Constan básicamente arcillas y lutitas rojas.

La base de este sistema aluvial es discordante en el margen de la cuenca y paraconforme hacia el centro de la misma.

2.5.3.5.2. Sistema aluvial 2 o medio. Priaboniense superior

Este sistema aluvial se corresponde con el sistema aluvial medio de Berga. Está formado por materiales aluviales de tipo continental de procedencia norte, cuyas paleocorrientes están orientadas, en términos generales hacia el sur, aunque el levantamiento del anticlinal de Oliana, iniciado en el Priaboniense, después de la deposición de las sales de Cardona obliga a reorientar ligeramente la dirección de transporte de los materiales hacia el sureste.

a) Conglomerados y microconglomerados, areniscas en canales y lutitas en menor proporción (49). Facies media

Los conglomerados forman canales de tipo "debris flow" heterométricos y heterogénicos. Son clastosoportados más o menos cementados, con cantos principalmente de areniscas bioclás-

ticas del Mesozoico, de calizas rosadas del Cretácico superior, de Facies Buntsandstein, de rocas paleozoicas, cuarzo y lititas. En una misma capa los conglomerados y microconglomerados pasan a areniscas. Hay capas que presentan cantos blandos en la base y también por el medio.

Las areniscas son ocreas, forman canales separados por las lutitas. A veces se encuentran muy bioturbadas. Presentan estratificación de orden cm a dm, que puede ser cruzada. También se puede observar laminación tanto paralela como cruzada planar. Presentan pasadas de microconglomerados aunque también cantos aislados de cuarzo y cantos blandos en la base. Se pueden observar cicatrices ferruginosas dentro de las capas de areniscas.

Las lutitas y arcillas, se encuentran en menor proporción. Son de color marrón-rojizo y pueden formar tramos con abundantes paleosuelos. Se encuentran finamente estratificadas cm y dm con intercalaciones de areniscas finas con estratificación cruzada. En conjunto forman unas secuencias estrato y grano crecientes que culminan con canales de “debris flow”. Las paleocorrientes medidas por cantos imbricados indican una dirección de los aportes hacia el S-SSE. Corresponden a las facies media del sistema aluvial en un ambiente fluvial tipo “braided”.

b) Areniscas y lutitas (50). Facies distal

Al N del anticlinal de Oliana afloran unas areniscas con “ripples”, muy bioturbadas a techo y niveles de caliches nodulosos muy finos y blancos. Son arcillas ocreas y rojizas con muchos nódulos de carbonato continental. Se interpretan como facies lagunares depositadas en una pequeña cuenca que se debió formar al norte del umbral generado por el levantamiento del anticlinal de Oliana.

2.5.4. Oligoceno

Durante el Oligoceno continua la sedimentación continental en este sector de la cuenca, con el desarrollo de sistemas aluviales de procedencia septentrional, los cuales están íntimamente relacionados con la última fase del emplazamiento de los Pirineos, y con el cabalgamiento de Valfogona, observándose las relaciones tectonosedimentarias y las discordancias progresivas que se derivan de esta relación.

2.5.4.1. *Brechas clasto soportadas cementadas (sector oriental), y lutitas rojas con yesos interestratificados (norte anticlinal de Oliana) (51). Oligoceno inferior*

A techo del Sistema Aluvial 2 aflora, aunque de manera local, un nivel de facies lacustres muy características, que por su posición estratigráfica y por constituir un cambio brusco en el régimen de sedimentación aluvial, bien se puede correlacionar con el nivel brechoide de Berga, definido por E. SAULA y E. MATÓ (1991) en la Hoja de Berga (293), aunque en facies distintas. Es en la Hoja vecina de Sant Llorenç de Morunys (292) donde este nivel presenta, además de gran continuidad, una amplia variedad de facies: brechas, areniscas y facies más lacustres. Todo este conjunto de facies, en realidad constituye la serie completa de esta unidad, encontrando mayor o menor desarrollo de cada una de ellas según su posición paleogeográfica.

En el sector de la Hoja de Oliana las facies más dominantes son las lacustres. En el afloramiento situado cerca de la Ermita de Santa Magdalena, al NE del Anticlinal de Oliana, esta unidad presenta una serie, que, de base a techo, esta formada por unas margas grises con yesos fibrosos interestratificados, seguidas de un nivel carbonoso de pocos centímetros de grosor en el que resaltan pequeños gasterópodos de color blanco. Le siguen unas calizas lacustres finas centimétricas y decimétricas, y a techo un nivel de gipsarenitas. Este tramo correspondería a una secuencia lacustre somerizante que finalmente quedó expuesta aéreamente tal y como indica la generación de dunas eólicas compuestas exclusivamente por granos de yeso. A continuación se desarrolla una capa de conglomerados poligénicos, que incorporan clastos de gipsarenita re-trabajados.

En la zona próxima al pantano de Oliana, sin embargo, no se observa esta secuencia completa. Únicamente aflora un tramo de lutitas rojas con nódulos y vetas de yeso.

2.5.4.2. Sistema aluvial 3 o superior. Oligoceno inferior. Rupeliense

Este sistema aluvial se corresponde con el “sistema aluvial superior de Berga”. Está formado por distintos abanicos aluviales que proceden de varios puntos situados a lo largo del margen Nororiental de la Cuenca del Ebro. En el extremo oriental de la Hoja de Oliana, cerca del límite con la Hoja de Sant Llorenç de Morunys se observan dos modas de paleocorrientes. Unas dirigidas hacia el SE y otras hacia el SO. Como si fuera una zona de confluencia entre 2 abanicos del mismo sistema aluvial 3.

2.5.4.2.1. Brechas de composición local (52)

En la Hoja de Oliana las partes más proximales de este sistema aluvial están formadas por unas brechas muy poco rodadas, con cantos de composición local, mayoritariamente de carbonatos del Jurásico, del Cretácico superior, y también de areniscas, algunos de cuarzo y de microconglomerados.

Los afloramientos de estas brechas se localizan en dos áreas paleogeográficas distintas. Por un lado en la zona de las rampas oblicuas del Segre relacionadas con las escamas tectónicas de las Sierras Marginales y Montsec, donde se observa claramente como son cortadas por los cabalgamientos en fuera de secuencia de dichas escamas. Por otro lado afloran en la Unidad estructural de Port del Comte, tanto en el bloque superior como en el inferior. En el bloque inferior se observa como son cortadas y plegadas por el cabalgamiento de Vallfogona.

2.5.4.2.2. Conglomerados polimícticos y areniscas (53). Facies proximal

Son conglomerados, areniscas y localmente arcillas. Los conglomerados son de tipo “debris flow”, pero los hay que tienen los cantos imbricados que indican paleocorrientes hacia el sur. La gran mayoría de conglomerados tienen la matriz lutítica, aunque a techo de la unidad esta puede ser más arenítica. Sin embargo, en algunas ocasiones, son canto-soportados. Son conglomerados heterométricos (\varnothing cm a dm) y heterogénicos. Los cantos son de calizas del Mesozoico, calizas con alveolinas del Eoceno, areniscas de Facies Buntsandstein, conglomerados de la Facies

Culm, areniscas del Carbonífero, también areniscas ocre del Devónico, cuarzo y liditas. En algunas capas se observan cantos blandos y marcas de base. Las areniscas son ocre y presentan estratificación cruzada de decimétrica a métrica, a veces con formas, claramente canaliformes. Se caracterizan por contener un alto porcentaje de feldespato. Son de grano grueso a grano fino, forman capas granodecrescentes. Las areniscas de grano grueso y las gravillas presentan granos de calizas mesozoicas, cuarzo, areniscas ocre del Devónico y rocas paleozoicas. Las paleocorrientes indican una dirección hacia el SE. Las lutitas son versicolores, presentan paleosuelos y se encuentran finamente estratificadas con "ripples". En conjunto forman ciclos grano y estrato decrecientes. Corresponden a las facies proximales de este Sistema Aluvial.

2.5.4.2.3. Areniscas, arcillas rojizas y conglomerados en paleocanales (54). Facies media

Forman secuencias grano y estrato crecientes. Los conglomerados son poligénicos con matriz arenosa; los cantos son mayoritariamente de carbonatos del Mesozoico y Cenozoico (calizas rojas del Cretácico superior y calizas con alveolinas), también del Paleozoico superior (la mayoría de Facies Buntsandstein, del Devónico, cuarzo y lidita). Generalmente son de tipo "debris flow", aunque en algunos casos se observa un régimen fluvial de tipo "braided".

Corresponden a las facies media del Sistema aluvial. Éstas evolucionan hacia el sur, expandiéndose lateralmente en forma de abanico. Aunque en el extremo oriental de la Hoja se han medido algunas paleocorrientes dirigidas hacia el SO que probablemente pertenecen a materiales de un abanico aluvial coetáneo situado más hacia el este (en la Hoja de Sant Llorenç de Morunys_292).

2.5.4.2.4. Arcillas rojizas y areniscas en paleocanales (55). Facies distal

Son las facies más distales. Están formadas por lutitas con canales laxos de areniscas, estas se encuentran muy bioturbadas, aún así se pueden observar restos de estructuras sedimentarias "ripples".

2.5.4.2.5. Limos carbonatados muy bioturbados con paleosuelos (56)

Los materiales de la unidad 55, lateralmente pasan a facies de ambientes de plana de inundación, como son limos carbonatados muy bioturbados con paleosuelos y nódulos de caliche, de color amarillento y rojizo cartografiados bajo el epígrafe 56. Dicha unidad se encuentra en el límite entre el sistema aluvial 3 y el 4.

2.5.4.3. Sistema aluvial 4. Oligoceno inferior

La sedimentación continental continua alimentando este sector de la Cuenca del Ebro, y lo hace evolucionando en la misma dirección en la que se sucede la actividad tectónica a lo largo del margen norte de la cuenca, es decir hacia el O y SO. De manera que van apareciendo sistemas aluviales más modernos conforme nos dirigimos hacia el oeste. En la Hoja de Berga (más al este) el sistema aluvial más moderno que se ha cartografiado es el llamado, sistema aluvial superior, que es el equivalente del sistema aluvial 3 para las Hojas de Sant Llorenç de Morunys y Oliana. En

la Hoja de Oliana, sin embargo, los materiales aluviales oligocenos más modernos según la clasificación propuesta para esta Hoja forman parte del sistema aluvial 6 (conglomerados de Comiols).

La base del sistema aluvial 4 es discordante en el margen norte de la cuenca, y paraconforme hacia el centro de la misma. En esta Hoja se observa claramente como fosiliza el cabalgamiento de Vallfogona a la vez que se deposita discordantemente sobre los materiales eocenos de la Unidad estructural de Port del Comte.

2.5.4.3.1. Brechas de composición local (57)

Las facies más proximales están formadas por brechas con cantos de composición local, los hay de Jurásico, Cretácico superior y de Eoceno. Lateralmente y hacia techo pasan a la unidad (58), formada por conglomerados y areniscas.

2.5.4.3.2. Conglomerados polimícticos en paleocanales y areniscas (58). Facies proximal

Corresponden a las facies proximales. Tienen una coloración marrón, son heterométricos (\varnothing de 2 a 10 cm) y heterogénicos. Presentan cantos de rocas metamórficas (esquistos del Cambro-Ordovícico), de rocas volcánicas, también del Carbonífero, del Devónico, areniscas del Buntsandstein o Pérmico, de cuarzo y liditas, y del Dogger. Hacia la base, sin embargo, incorpora cantos de conglomerados carbonatados con alveolinas y puntualmente podemos encontrar algún canto de granito. Cabe destacar que, por erosión diferencial, presenta morfologías similares a las de los conglomerados de Montserrat (aunque son de edades distintas). Estos materiales evolucionan a facies medias hacia el centro de la cuenca (59).

2.5.4.3.3. Areniscas, arcillas rojas y en menor proporción canales de conglomerados (59). Facies media

Constituyen las facies medias del sistema aluvial. En general forman secuencias grano y estrato crecientes. Los tramos de arcillas incluyen finas capas de areniscas arcillosas con estratificación cruzada, centimétrica y decimétrica, y laminación cruzada milimétrica. En la parte alta de estos tramos aparecen canales laxos de areniscas de grano más grueso granodecrecientes, y por encima canales de microconglomerados y conglomerados, algunos de ellos separados por pequeños tramos de arcillas. Presentan estratificación cruzada planar. Los cantos son muy redondeados y de orden centimétrico (3-4 cm). Principalmente son de carbonatos, de cuarzo, de rocas paleozoicas y esporádicamente alguno de granito. En la parte alta de la serie dominan los cantos de rocas metamórficas y de rocas paleozoicas de edad más antigua que los que hay en el tramo inferior, observándose así el llamado efecto de "montaña invertida". Las paleocorrientes de esta unidad indican una dirección de transporte hacia el S y SE. Se observan paleosuelos en algunos tramos de arcillas. Lateralmente pasan a facies más distales (60).

2.5.4.3.4. Arcillas rojizas y areniscas (60). Facies distal

Las facies distales de este Sistema Aluvial están compuestas por arcillas y limos finos muy laminados ocre y rojos con paleosuelos. Presentan algunos canales laxos de areniscas y, esporádicamente, algún canal conglomerático.

2.5.4.4. Sistema aluvial 5. Oligoceno superior. Catiense

El Sistema aluvial 5 es el que tiene mayor representación cartográfica en esta Hoja. Se presenta como un gran abanico aluvial de procedencia septentrional, que recubre la mayor parte del sector de la Cuenca del Ebro que aparece en el ámbito de esta Hoja, a excepción del anticlinal de Oliana. Este representa un umbral paleogeográfico, que provoca la reorientación de las paleocorrientes observándose claramente como lo rodea. Los materiales de facies medias y distales se corresponden hacia el sur, en la Hoja colindante de Pons, a la Fm Molinas de Solsona.

En el flanco sur del anticlinal el carácter discordante de la base de este sistema aluvial es aún más acusado, como ocurre también con los sistemas aluviales 4, 3 y 2, debido al relieve generado por un pequeño retrocambalgamiento que afecta esa parte del anticlinal.

Los materiales de este sistema aluvial 5 también se han subdividido en 4 unidades cartográficas según son facies proximales, medias o distales.

2.5.4.4.1. Brechas de composición local (61)

Las facies más proximales siguen incorporando brechas de composición local. Estas se localizan, en un afloramiento situado al sur del torrente de Gabarra. La composición litológica de los cantos es la misma que la de las unidades infrayacentes, que son básicamente del Cretácico superior. Tienen un tamaño de orden centimétrico y decimétrico.

2.5.4.4.2. Conglomerados con el 95% de cantos de granito, y matriz arenosa (62). Facies proximal

Son las facies proximales, Son de conglomerados con matriz arenosa arcósica y microconglomerática, con cantos de granito, mucho más abundantes hacia la parte superior, donde representan más del 85% de los cantos. El tramo inferior de la unidad presenta tantos cantos de granito como de rocas metamórficas, y también los hay de rocas paleozoicas, de Facies Buntsandstein, de cuarzo, lidita y de carbonatos. Estos conglomerados son canto-soportados y parecen estar poco cementados. Tienen una potencia considerable, forman canales de orden métrico y decamétrico, separados por niveles finos de lutitas. Las paleocorrientes medidas se orientan hacia el S, SE, SO y O. Se observa como rodean el anticlinal de Oliana.

2.5.4.4.3. Areniscas arcósicas, canales de conglomerados con abundantes cantos de granito, y lutitas pardo-rojizas (63). Facies media

Son las facies medias de este sistema aluvial. En general forman ciclos grano y estrato crecientes. Las areniscas son de composición arcósica, muy blancas y con muchos fragmentos líticos. Son de grano fino a grueso. Los canales conglomeráticos presentan cantos de composición variada, principalmente de granito, rocas paleozoicas, rocas de Facies Buntsandstein, cuarzo, lidita y de carbonatos. Forman canales tipo "braided", con estructuras de acreción lateral "point bars". Los cantos imbricados indican paleocorrientes hacia el SO y O. Estos materiales pasan lateralmente hacia el sur, a facies más distales (64).

2.5.4.4.4. Lutitas pardo-rojizas, areniscas arcósicas y, esporádicamente algún canal conglomerático con cantos de granito (64). Facies distal

Afloran únicamente a lo largo y ancho del valle de la Rivera Salada cuya orientación es E-O. Están formadas por lutitas marrones y rojizas típicas de plana de inundación, areniscas arcósicas y algunos paleocanales conglomeráticos con cantos principalmente de rocas paleozoicas, cuarzo, lidita y algunos de granito muy alterado. Forman secuencias grano y estrato crecientes. Las areniscas presentan localmente bases perfectamente acanaladas (un buen afloramiento lo encontramos a unos 6 Km de Solsona, por la carretera que va de Basella a Solsona). Son granodecrecientes y presentan laminación cruzada.

2.5.4.5. Sistema Aluvial 6. Oligoceno superior (Catiense)

Los materiales de este Sistema aluvial afloran únicamente en el extremo suroccidental de la Hoja. Tiene su máxima representación y potencia en la zona del puerto de Comiols, situado en la Hoja de Isona (290), en el sector oriental del puerto de Comiols. Aunque representan la continuación cartográfica de los conglomerados más altos que afloran en la zona de Oliana, su distribución cartográfica, la composición mesozoica de los clastos y las paleocorrientes medidas indican que se trata de un abanico aluvial de procedencia local, N y NO, independiente de los de Oliana. Los materiales de este sistema aluvial ocupan una extensa área, recubriendo totalmente la terminación oriental de la Unidad Surpirenaica Central, tal como se observa en el Mapa Geológico de Cataluña (LOSANTOS *et al.*, 1989). (Ver Mapa estructural del Pirineo, Fig. 4).

Este sistema aluvial se sitúa rellenando el paleovalle de Comiols, con una anchura de 10 km y una profundidad máxima de 1,4 km entre la terminación occidental del anticlinal de Oliana y la terminación oriental de las Sierras Marginales. Esta última se deforma durante el crecimiento del Anticlinal de Oliana generando un paleovalle, tal como se observa en la línea sísmica-TR-69 (op., Eniepsa, 1984) que está calada con el sondeo de petróleo de Comiols-1 (op., Eniepsa, 1984).

2.5.4.5.1. Brechas de composición local (65)

Litológicamente, las facies más proximales están formadas por brechas con cantos de composición local que han sufrido poco transporte, con lo que son de la litología de las unidades infra-yacentes. El tamaño de los cantos es de orden decimétrico y centimétrico. Se sitúan en la base de los conglomerados de Comiols (66), y van recubriendo el paleorelieve de las partes más proximales. La potencia total aproximada es de unos 100 m.

2.5.4.5.2. Conglomerados clasto-soportados con un 65% de cantos de calizas mesozoicas y matriz lutítico-arenosa rojiza (66). Facies proximal

Junto con las brechas de la unidad 65, forman las facies proximales de este sistema aluvial. Presentan estratificación hemimétrica y métrica, morfología canaliforme o planar, y bases ligeramente erosivas. Son canto-soportados, subredondeados y redondeados, heterométricos con cantos de 70 cm hasta pocos mm; generalmente de 8-10 cm. La litología predominante de los cantos es de calizas Mesozoicas (constituyendo aproximadamente un 65%), pero también se

encuentran cantos de areniscas laminadas, conglomerados rojos, areniscas ocre laminadas, cuarzo, chert, calizas del Paleozoico, areniscas y conglomerados del Carbonífero. Los cantos están imbricados indicando una dirección de transporte hacia el S, SE y en alguna ocasión hacia el E. La matriz es de arenas y lutitas rojas. Están bien cementados y presentan un intenso diaclasado. Se dispone discordantemente sobre los materiales cretáceos con una potencia máxima en esta Hoja de 100 metros. Hacia el SE, y mediante un contacto gradual, pasan a la unidad de areniscas, lutitas y conglomerados (67).

2.5.4.5.3. Areniscas, lutitas rojas y conglomerados con un 65% de cantos de calizas mesozoicas y matriz lutítico-arenosa rojiza (67). Facies media

Esta unidad se dispone discordantemente sobre los materiales cretáceos. Con una potencia máxima en esta Hoja de unos 180 metros. Los niveles de conglomerados tienen bases erosivas y morfología ligeramente canaliforme. La estratificación es decimétrica-métrica. Son canto-soportados, de subredondeados a redondeados y predominantemente homométricos (entre 4 y 6 cm). La litología de los cantos es la misma que la de la unidad 66. La matriz es de lutita-arena y están bien cementados. Las areniscas tienen estratificación planoparalela centimétrica-decimétrica y se apilan formando tramos de potencia decimétrica-métrica. La granulometría va de muy fina a media y ocasionalmente están mal seleccionados, con arena gruesa y microconglomerados dispersos. Las estructuras sedimentarias más abundantes son estratificaciones paralelas y cruzadas. Las lutitas constituyen niveles de potencia centimétrica a métrica. Constituyen las facies medias de este sistema aluvial. Hacia el sur, las facies más distales están formadas por lutitas marrones y rojizas, areniscas rojas y grises y, esporádicamente conglomerados (68).

2.5.4.5.4. Lutitas, areniscas y, esporádicamente, conglomerados con un 65% de cantos de calizas mesozoicas (68). Facies distal

Son las facies distales del Sistema aluvial. Las lutitas se disponen en tramos de potencia centimétrica a métrica y a menudo presentan laminación paralela. La bioturbación es escasa, exceptuando algún nivel de paleosuelos con bioturbación de raíces bien desarrollada. Las areniscas tienen estratificación centimétrica-métrica y se apilan construyendo tramos de potencia decimétrica a métrica. La granulometría va de muy fina a media y en menor proporción gruesa y muy gruesa. Las areniscas finas son de color rojo y presentan estratificación planoparalela centimétrica-decimétrica. Las areniscas de granulometría mediana a muy gruesa son de color gris y se disponen en estratos con bases erosivas y morfología canaliforme; localmente incluyen lentejones centimétricos de conglomerados. Esporádicamente, esta unidad presenta también niveles de conglomerados canto-soportados de potencia hemimétrica a métrica, con bases erosivas y morfología canaliforme. Los cantos son subredondeados, homométricos (predominan los cantos de 3 a 6 cm) y su litología es la misma que en la unidad de conglomerados 66, es decir, de calizas mesozoicas (constituyendo aproximadamente un 65%), pero también se encuentran cantos de rocas paleozoicas. La potencia máxima aproximada de esta unidad, en esta Hoja es de unos 100 m.

2.6. CUATERNARIO

Las formaciones superficiales de esta Hoja tienen generalmente poco espesor y extensiones cartográficas reducidas. Se disponen formando un sistema de terrazas escalonadas a ambos márgenes del río Segre y la Rivera Salada. En el resto de rieras y torrentes las formaciones superficiales son en todos los casos discontinuas y de reducido espesor, excepto algunas terrazas bajas del río Rialp. En las zonas donde el substrato precuaternalio es más blando y ha permitido una fuerte erosión, forman abanicos aluviales o glaciares de acumulación de dimensiones kilométricas, como por ejemplo en el interior de la combe anticlinal de Oliana o en el barranco de la Mora Condal.

2.6.1. Depósitos de ladera

La mayor parte de vertientes carecen de acumulaciones de importancia. Predominan las vertientes estructurales, limpias o con acumulaciones discontinuas y de reducida extensión, aunque con frecuencia pueden alcanzar potencias de orden métrico.

La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de substrato de cada zona, aunque dominan los limos y los fragmentos calcáreos ordenados o no granulométricamente. En el sector norte de la Hoja y solamente a cotas altas, abundan los depósitos de gravas limpias muy bien clasificadas de canchales (70) funcionales actualmente, o depósitos antiguos de tipo "gréze litée" (69). Son también frecuentes los depósitos de materiales heterométricos formados por la acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. (70).

2.6.1.1. *Bloques y cantos subangulosos con buena clasificación granulométrica (69). Coluviones y canchales. Pleistoceno-Holoceno*

Alternancia de niveles de gravas limpias bien clasificadas y algunos tramos de limos formando acumulaciones tipo "grézes litées". Presentan una perfecta ordenación y homometría de los niveles de cantos y lechos de materiales más finos. Son también frecuentes las zonas formadas por bloques y cantos con matriz heterométrica o limos con abundantes cantos dispersos. Se disponen adosados en el pie de relieves positivos formando acumulaciones de espesor variable entre pocos decímetros y varios metros. Cabe destacar la abundancia de depósitos de escaso espesor y extensión cartográfica muy reducida que no han sido representados en el mapa. Se trata de sedimentos de origen coluvial formados a partir de la gelifración y la caída gravitacional desde los escarpes adyacentes. Los coluviones tapizan diversas laderas en el valle alto del río Rialp así como la vertiente sur de la Cinglera dels Esplovins y la Sierra de Turp. En esta última su vertiente norte presenta un apreciable desarrollo de canchales.

2.6.1.2. *Bloques y cantos subangulosos (70). Deslizamientos y caída de bloques. Pleistoceno superior-Holoceno*

Se distinguen por un lado las vertientes tapizadas por bloques caídos o deslizados por procesos gravitacionales a partir de los escarpes adyacentes. Las únicas zona relativamente extensas que muestran este tipo de acumulaciones son el extremo Noreste de la combe de Oliana al norte del núcleo de la Valldan y la vertiente oeste del cerro de la ermita de Santa Bárbara en Cambrils

perfectamente observable desde la carretera. Por otro lado, y de manera puntual los deslizamientos de masas con escarpes en sus cabeceras. Se han cartografiado dos a ambos lados del pantano de Oliana. Estos depósitos están formados por lutitas y arcillas con bloques angulosos producto de movimientos en masa por deslizamientos y/o fluidificación de los materiales adyacentes.

2.6.2. Depósitos kársticos

Forman varios depósitos de reducida extensión cartográfica en la Sierra de Odèn y en un afluente del río Rialp al oeste del Coll de Creus. Se trata de limos rojizos tipo “terra rossa” (72) procedentes de la descalcificación de carbonatos. Generalmente aparecen en zonas deprimidas endorreicas, tipo dolinas, formadas por el hundimiento de galerías kársticas. Travertinos (71).

2.6.2.1. Travertinos (71). Pleistoceno superior-Holoceno

Únicamente se ha identificado un afloramiento de travertinos en el ámbito de la Hoja de Oliana. Éste se localiza en la zona de la ermita de Santa Bárbara, en la fuente Salada (El Salí de Cambrils) de la cabecera de la Ribera Salada y vinculado a un afloramiento de Keuper al frente del cabalgamiento de Vallfogona. Se trata de Travertinos de color gris amarillento de origen ligado a vertientes con surgencias freáticas. Están formados por una alternancia de niveles muy carbonatados, porosos y con gran cantidad de restos vegetales con otros niveles arenosos finamente laminados o masivos. También incluyen abundantes cantos angulosos dispersos o formando niveles de geometría lenticular atribuibles a la dinámica de laderas. El grado de litificación es elevado y permite su utilización como roca de construcción cortable en las construcciones antiguas de la zona. Forman un depósito de por lo menos 10 metros de potencia de edad subactual. Su proceso de formación continúa actualmente ligado a la surgencia de la fuente (El Salí).

2.6.2.2. Limos rojizos procedentes de la descalcificación de carbonatos (72). Depósitos kársticos. Pleistoceno-Holoceno

Limos rojizos tipo “terra rossa” procedentes de la descalcificación de carbonatos. Generalmente aparecen en zonas deprimidas endorreicas tipo dolinas formadas por el hundimiento de sistemas de galerías kársticas. Forman varios depósitos de reducida extensión cartográfica en la Sierra de Odèn y en un afluente del Río Rialp en el oeste del Coll de Creus.

2.6.3. Depósitos poligénicos

Las condiciones de relativa dureza del substrato precuaternal de esta Hoja no han posibilitado la formación de grandes unidades superficiales poligénicas de tipo aluvial-coluvial. Solamente en algunos sectores, la menor dureza del substrato ha permitido la excavación de cuencas rodeadas de relieves montañosos abruptos, como por ejemplo en el interior de la Combe anticlinal de Oliana o en el barranco de la Mora Condal.

En la combe anticlinal de Oliana destaca la diferente disposición de las formaciones superficiales del sector sudoeste respecto al noreste. En el sector sudoeste, situado en el margen derecho

del río Segre, se dispone un único sistema de glacis de acumulación coalescentes formando una superficie de suave pendiente en dirección al Segre (glacis de Peramola). En el sector nordeste de la combe de Oliana, sin embargo, destaca la presencia de dos sistemas de glacis de acumulación de edades diferentes. Adosados a los márgenes norte y sur, así como a techo de algunas lomas alargadas en dirección SO-NE, afloran pequeños retazos de un antiguo glacis de acumulación.

El resto de formaciones superficiales de origen poligénico de esta Hoja son de muy poca extensión cartográfica y generalmente de espesores reducidos. Se limitan al relleno de algunos torrentes generalmente muy encajados o al tapizado del fondo de estructuras sinclinales como la situada al NE del núcleo de Gavarra.

2.6.3.1. Gravas con matriz arenosa o limosa y limos con cantos dispersos (73). Glacis antiguo. Pleistoceno inferior y medio

Gravas con matriz arenosa o limosa y en menor proporción limos con cantos dispersos. La litofacies dominante son las gravas bastante rodadas con laminación cruzada y matriz arenosa apenas sin cementar. Forman niveles de geometría canaliforme con la base erosiva y continuidad lateral de orden métrico. Incluyen algunos bloques y frecuentes tramos de limos con cantos angulosos o rodados dispersos o formando pequeños niveles. El techo del depósito está formado por un tramo de limos de entre 1 y 2 metros de potencia. Son depósitos de origen aluvial-coluvial situados en el pie de relieves positivos formando glacis de acumulación. Constituyen el relleno cuaternario del sector Noreste de la combe de Oliana. Esta unidad ha sido fuertemente erosionada por la red fluvial posterior, formando cañones de hasta 80 metros entre el techo del escarpe y el nivel actual de los torrentes. Solamente algunos depósitos adosados en las vertientes de la cuenca o en la cima de colinas alargadas en la misma dirección del valle se han librado del desmantelamiento general que ha sufrido esta unidad.

2.6.3.2. Limos con cantos dispersos en las zonas distales, y gravas con matriz limosa en las zonas proximales (74). Glacis de acumulación modernos. Pleistoceno medio y superior

Gravas subangulosas o rodadas con matriz limosa y limos con abundantes cantos dispersos. Son depósitos de origen aluvial-coluvial situados en el pie de relieves positivos formando glacis de acumulación. En las zonas proximales dominan las litofacies de gravas angulosas o escasamente rodadas con matriz limosa. Presentan aspecto masivo totalmente desorganizado o, por el contrario, aparecen bien estratificadas formando niveles granodecrecientes con base erosiva. Los cantos son de tamaño centimétrico aunque pueden incluir abundantes bloques de hasta 1 metro de diámetro. Se interpreta que tienen un origen mixto entre sedimentos depositados por flujos acuosos tractivos, flujos masivos y caídas gravitacionales. Hacia las zonas medias decrece progresivamente el tamaño de los cantos, se hacen raros los bloques y aparecen abundantes tramos de limos con cantos dispersos. En ellas la litofacies dominante son las gravas rodadas con matriz de limos o arenas, laminación cruzada y ordenadas en niveles tabulares a pequeña escala o de geometría canaliforme. A techo del depósito se dispone un tramo de potencia entre 1 y 2 metros formado por limos masivos cohesionados con abundantes cantos centimétricos.

dispersos. El grado de cementación es muy variable; dominan los materiales escasamente cementados aunque localmente pueden mostrarse fuertemente calchificados. El depósito en conjunto presenta potencias que pueden superar los 10 metros. Forma un extenso glacis de acumulación en la mitad Sudoeste de la combe de Oliana con su techo ampliamente utilizado con finalidades agrícolas. En el sector Nordeste de la combe de Oliana forman diversos glacis en la zona donde el barranco de la Vall dan pierde su encajamiento. En ambas zonas pasan lateralmente de forma transicional en la terraza 2, del Segre, a la vez que los limos superiores y ocasionalmente también las gravas la recubren. Aflora también ampliamente en la zona de cabecera de los barrancos de la Mora Condal y de la Vall dan.

2.6.3.3. Gravas polimícticas y arenas (81). Fondo de valle poligénico. Holoceno

Se trata de limos y arenas con abundantes cantos dispersos o formando niveles y algunos bloques aislados. En la zona de ala de los torrentes, la litofacies dominante son los limos masivos de coloración rojiza o blanquecina en función del área fuente. Incluyen abundantes gravillas angulosas de litología carbonatada, generalmente dispersas y algunos fragmentos de tamaño decimétrico. Hacia el centro de los torrentes son frecuentes los niveles de cantos angulosos o rodados con matriz limosa o arenosa. Presentan geometría lenticular, base erosiva y una continuidad lateral de varios metros. Generalmente su potencia es escasa, aunque localmente puede ser de orden métrico. También incluyen niveles lenticulares de arenas bien estratificadas, formando secuencias granodecrecientes con arenas gruesas en la base que pasan progresivamente, hacia techo, a arenas finas y limos. La unidad en conjunto tiene una potencia muy variable, desde pocos decímetros a varios metros, siendo frecuentes los cortes con más de cinco metros de espesor. Se interpretan como depósitos asociados a pequeños torrentes únicamente funcionales durante episodios de fuertes lluvias. El origen de esta unidad es marcadamente poligénico, por efecto de la acumulación de sedimentos de origen longitudinal y lateral respecto la dirección del torrente. Este origen determina su geometría en forma de valles de fondo plano en la zona central, pasando en los márgenes a depósitos de ladera.

2.6.4. Depósitos fluviales

Forman un sistema escalonado de terrazas fluviales adosadas a los márgenes del río Segre y algunos de sus afluentes. La estrechez del valle, el fuerte encajamiento del río y la construcción del embalse de Oliana no favorecen en absoluto su conservación. Se disponen formando cuatro niveles de acumulación separados por escarpes con o sin substrato precuaternario en la base. Sus alturas sobre el nivel actual del río, de más reciente a más antigua, son las siguientes: +1/+3 m, +10 m, +50 m y +90/+110 m.

La Terraza 1 o inferior (78) aflora a ambos márgenes del río Segre en todo el tramo comprendido en esta Hoja aguas abajo de la cerrada del pantano de Oliana, a lo largo de los cursos bajo y medio de la Rivera Salada y con menor extensión en el río Rialp.

La Terraza 2 (77) solamente está presente en ambos márgenes en el interior de la combe de Oliana y en la confluencia de la Rivera Salada con el Segre. En el resto del valle su desarrollo es mucho mayor en el margen derecho que en el izquierdo. De igual modo, dicha terraza está

presente de un modo casi constante en margen derecho de la Rivera Salada, mientras que en el margen izquierdo se reduce a unos pocos retazos aislados.

La Terraza 3 o media no presenta ningún afloramiento en toda esta Hoja. Se trata de una unidad que ha sufrido una fuerte erosión a lo largo de todo el curso medio del Segre, solamente se ha conservado en zonas donde el valle del río presenta un apreciable ensanchamiento, como por ejemplo en Artesa de Segre o aguas abajo del Embalse de Sant Llorenç de Montgai (Hoja de Artesa de Segre_328).

La Terraza 4 o alta correspondiente a la unidad cartográfica 76, y la Terraza 5 o superior correspondiente a la unidad cartográfica 75, respectivamente, han sufrido una erosión casi total. Solamente se ha localizado un afloramiento de la terraza alta adosado a la vertiente sudoeste del Tossal de Bassella, totalmente colgado y desconectado de la terrazas superior y media. La terraza superior aparece únicamente en dos pequeños retazos en las cimas del cerro de Nuncarga y del Tossal de Bassella. Ambos depósitos quedan restringidos a la estricta cima de los cerros de forma que quedan completamente aislados del resto de materiales cuaternarios.

Algunos afluentes del Segre, la Rivera Salada o el río Rialp también pueden presentar materiales de origen fluvial restringidos al estricto centro del valle (79), ocupando el fondo de pequeños torrentes generalmente encajados y de una cierta funcionalidad únicamente en periodos de lluvias. Hacia las zonas de ala la litofacies dominante son los limos con abundantes cantos dispersos sedimentados por aportes coluviales laterales respecto el eje del torrente (80).

2.6.4.1. Gravas polimícticas, arenas y limos. Localmente suelos y caliches. Terraza 5 (+ 80-110 m) (75). Pleistoceno inferior

Son gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos. La litología de los cantos es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas, conglomerados y otros. Son abundantes los bloques de más de 40 centímetros de diámetro de granitos procedentes de la zona axial pirenaica con escasa alteración por hidrólisis. El grado de cementación varía desde casi nulo a muy elevado, aunque es la terraza con menor cantidad de costrificaciones carbonatadas. Corresponden a la terraza más alta o superior del río Segre situada entre +80 y +110 metros sobre el nivel actual del río. Solamente se han conservado dos pequeños retazos en las cimas del cerro de Nuncarga y en el Tossal de Bassella. Ambos depósitos quedan restringidos en la estricta cima de los cerros de forma que quedan totalmente aislados del resto de la sedimentación cuaternaria. La apreciación de su potencia se dificulta por efecto de la acumulación de sus propios derrubios a pie del escarpe pero se estima que es aproximadamente de unos 10 metros.

2.6.4.2. Gravas polimícticas muy rodadas con niveles lenticulares de arenas o limos. Terraza 4 (+ 50 m). (76). Terraza 4. Pleistoceno inferior y medio

Son gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos. Su litología es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas, conglomerados y otros. El grado de cementación varía desde casi nulo a muy elevado, pudiendo llegar a ser verdaderos conglomerados. Corresponden a la

terrazza alta del Segre situada a +50 metros sobre el nivel actual del río. En esta zona, la erosión ha desmantelado casi completamente esta unidad, actualmente solo queda un pequeño retazo adosado en la vertiente Sudoeste del Tossal de Bassella totalmente colgado y desconectado de las terrazas superior y media.

2.6.4.3. Gravas, arenas y limos. Localmente suelos y caliches. Terraza 2 (+ 10 m). (77). Pleistoceno medio y superior

Se trata de gravas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos. En el río Segre la litología de los cantos es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas, conglomerados y otros. En la Rivera Salada la litología es mucho menos variada y solamente incluye calizas, areniscas y cuarzo. El grado de cementación es generalmente muy bajo aunque localmente puede ser elevado a causa de las costrificaciones carbonatadas. Su techo está formado por un tramo de limos rojizos con abundantes cantos dispersos y una potencia variable desde pocos decímetros a varios metros. En este tramo superior, frecuentemente los cantos son angulosos y su litología es exclusivamente carbonatada. Se interpretan como sedimentos de llanura de inundación o coluviales de origen lateral respecto el río. La unidad en conjunto corresponde en la terraza baja del Segre situada a +10 metros sobre el nivel actual del río. Aflora ampliamente a ambos márgenes del Segre, aguas abajo de la cerrada del embalse de Oliana y a lo largo de todo el curso medio y bajo de la Rivera Salada. Pasen lateralmente de forma transicional en la vez que se recubierta por la unidad (74) mientras que las unidades (78, 79 y 80) la recubren discordantemente.

2.6.4.4. Gravas polimícticas, arenas y limos. Terraza 1 (+ 3 m). (78). Pleistoceno superior

La Terraza 1 también la componen gravas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos. En el río Segre la litología de los cantos es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas, conglomerados y otros. En la Rivera Salada la litología se mucho menos variada y solamente incluye calizas, areniscas y cuarzo. El grado de cementación es muy bajo o nulo. Frecuentemente, su techo está formado por un tramo de potencia decimétrica de limos rojizos con gravas rodadas poligénicas dispersas o formando niveles, se interpretan como sedimentos de llanura de inundación. Ocasionalmente, y solo durante las grandes crecidas del río, es recubierta discordantemente por las gravas de barra fluvial de la unidad 80. Su posibilidad de conservación se baja puesto que son inmediatamente explotadas como áridos. La unidad en conjunto corresponde en la terraza inferior del Segre situada entre +1 y +3 metros sobre el nivel actual del río.

2.6.4.5. Limos y arenas finas con niveles de gravillas y lentejones de gravas (79). Fondo de valle fluvial. Holoceno

Forman el lecho de rieras afluentes del Segre de una relativa importancia como el río Sellent o los barrancos de La Vall dan, Neroles o de la Mora Condal. También ocupan el fondo de pequeños torrentes, generalmente encajados, de una cierta funcionalidad durante episodios de lluvias. Hacia las zonas de ala la litofacies dominante son los limos masivos con cantos dispersos de procedencia lateral respecto el eje del valle. En la zona central son muy abundantes los niveles

lenticulares de tendencia granodecreciente de gravillas y arenas limpias de origen fluvial. Incluyen también algunos lentejones de gravas angulosas o rodadas con matriz limosa o arenosa. Las malas condiciones de afloramiento hacen difícil su observación pero se interpreta una potencia muy variable desde pocos decímetros a varios metros. Corresponden a depósitos básicamente de origen fluvial-torrencial aunque con un cierto aporte coluvial lateral.

2.6.4.6. *Gravas y gravillas muy rodadas con lentejones de arenas de tamaño medio a grueso (80). Barras. Holoceno*

La litología de los cantos es polimíctica en el Segre, mientras que en la Rivera Salada son casi exclusivamente carbonatados. Los depósitos presentan geometrías lenticulares, frecuentemente abombadas y pueden mostrar líneas de acreción de meandros y/o de barra fluvial. Son discordantes respecto al resto de sedimentación cuaternaria. Su potencia, muy irregular, varía entre pocos decímetros y algunos metros, superando frecuentemente los 5 metros de espesor. Forman las barras fluviales actuales del río Segre y son móviles durante las avenidas. Durante inundaciones excepcionales, como las de noviembre de 1982, pueden formarse depósitos fuera del canal habitual, a techo de la terraza inferior. Han sido y son aún explotadas en las graveras existentes a lo largo del río.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN GENERAL DEL PIRINEO-TECTÓNICA ALPINA

Los Pirineos, son una cadena de montañas producida por la colisión entre las placas Ibérica y Europea durante la orogénesis alpina. Tienen una dirección general E-O, limitada por dos depresiones que distan entre ellas unos 425 km. Son la depresión del Ebro, al S, y la depresión de Aquitania al N. Estructuralmente, la cadena alpina de los Pirineos tiene una longitud superior a los 1.100 km, ya que es posible seguir la continuación del orógeno en el océano Atlántico. Diversos autores (MATTAUER y SÉGURET, 1971; SÉGURET, 1972; MATTAUER y HENRY, 1974; CHOUKROUNE, 1976) han distinguido una serie de unidades estructurales. De norte a sur se encuentra, en la zona más septentrional, la cuenca de antepaís de Aquitania, la zona Norpirenaica, la zona Axial, la zona Surpirenaica y la Cuenca de antepaís del Ebro. La parte meridional de los Pirineos se divide, de O a E, en tres grandes regiones geológicas: el Pirineo occidental (Vasco-Cantábrico), el Pirineo central (desde la falla de Pamplona hasta la estructura del Segre) y el Pirineo oriental (hasta el Mediterráneo).

La estructura general está constituida por un sistema de cabalgamientos con doble vergencia, los de vergencia sur tienen un mayor desarrollo que los de vergencia norte, en la zona septentrional. Los cabalgamientos pueden involucrar tanto a materiales de la cobertera como al basamento hercínico (BERÁSTEGUI *et al.*, 1988; CHOUKROUNE y ECORS Team, 1989; ROURE *et al.* 1989; MUÑOZ, 1992).

La secuencia de emplazamiento de las grandes unidades del Pirineo es de bloque inferior, incluyendo un apilamiento antiformal en la parte interna de la cadena que pliega las unidades superiores (LOSANTOS *et al.* 1988; MUÑOZ, 1992). Se distinguen dos grandes grupos: el grupo de

los mantos superiores que, actualmente, no involucran al basamento y están constituidos principalmente por materiales mesozoicos, y el grupo de los mantos inferiores, que sí lo involucran (MUÑOZ *et al.*, 1983; MUÑOZ *et al.* 1986). La evolución del sistema de cabalgamientos condicionó la formación de las cuencas de antepaís, en parte involucradas en el sistema de cabalgamientos (VERGÉS y MARTÍNEZ, 1988, VERGÉS, 1993).

La estructura de los Pirineos ha sido, durante muchos años, considerada como totalmente autóctona, con pliegues, fallas de desgarre y cabalgamientos de poca importancia. ASHAUER (1943) describió el cabalgamiento de Vallfogona (Pirineo oriental) como una pequeña falla inversa y FONTBOTÉ (1962) sugirió la existencia de un nivel de despegue bajo el anticlinal de Bellmunt, en el antepaís, respecto a la estructura pirenaica que afecta a la Cuenca del Ebro. A pesar de las corrientes autoctonistas de principios de siglo, diversas unidades ya fueron interpretadas como alóctonas, como el caso de los mantos del Montgrí (San Miguel de la Cámara y SOLÉ SABARÍS, 1933) y de Figueres (SOLÉ SABARÍS, 1933). Posteriormente, se describieron las unidades de Bac Grillera y Biure (ASHAUER, 1943). A partir de los años 70, los trabajos de diversos autores como SÉGURET (1972), GARRIDO-MEGÍAS (1973) y CHOUKROUNE (1976) pusieron de manifiesto la existencia de un mayor número de unidades alóctonas en el Pirineo central y oriental, como los mantos del Pedraforca y del Montsec, que habían sido descritos desde el punto de vista autóctono por GUERIN-DESJARDINS y LATREILLE (1962). A partir de la década de los 80, los datos proporcionados por las investigaciones de subsuelo de las compañías de petróleo y del perfil de sísmica profunda (ECORS), pusieron de manifiesto el carácter aloctonista de las estructuras de los Pirineos. Dichas estructuras están formadas por la imbricación y apilamientos de mantos de corrimiento, en donde las unidades meridionales tienen un mayor desplazamiento sobre los materiales de antepaís que los septentrionales (CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985; MUÑOZ *et al.*, 1986; CHOUKROUNE *et al.*, 1989; ROURE *et al.*, 1989; MUÑOZ 1992, VERGÉS, 1993, entre otros).

A partir de las interpretaciones modernas de los Pirineos se ha calculado un valor del acortamiento de los Pirineos superior a los 100 km. MUÑOZ *et al.* (1986), a partir del corte a escala cortical ECORS, propone un acortamiento de 147 km.

3.2. UNIDADES PRINCIPALES

El conjunto de Hojas números: 254, 216, 292 y 291, están situadas en las unidades meridionales del Pirineo y abarcan parte del Pirineo central y oriental. La división de estas dos unidades es la estructura del Segre. Desde los años 70, diversos autores han considerado dicha estructura como una falla de desgarre afectando al zócalo (SÉGURET, 1972; GARRIDO-MEGÍAS, 1972 y 1973; ROSELL y ROBLES, 1975; ÁLVARO *et al.*, 1979, SIMÓN, 1981; ULLASTRE y MASRIERA, 1996. La realización del sondeo petrolífero de Comiols en 1984 (LANAJA, 1987), puso de manifiesto la existencia de Eoceno marino debajo del manto del Montsec, que juntamente con los trabajos de exploración petrolera, permitió una reinterpretación de la falla del Segre como una zona de rampas laterales (CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985) o de rampas oblicuas (CLAVELL *et al.* 1988). A ambos lados de la estructura del Segre se encuentran tres grandes unidades con series y emplazamientos similares y por lo tanto correlacionables: el manto superior del Pedraforca equivalente al de Bóixols, el manto inferior del Pedraforca, equivalente al del Montsec y Sierras Marginales y el manto del Cadí (Fig. 4). A pesar de que los mantos del Pedraforca están considerados como mantos superiores ya que, aparentemente, no involucran basamento,

VERGÉS (1993) considera que las unidades con basamento de Nogueres y Montsec de Tost están ligadas con dichos mantos.

3.2.1. Unidad Surpirenaica central

En el ámbito de la Hoja de Oliana, queda enmarcada la zona límite entre la Unidad Surpirenaica Central (USC), la Cuenca de antepaís del Ebro y el manto del Cadí (representado en esta Hoja por la Unidad de Port del Comte). A lo largo de la zona occidental de la Hoja, aflora el margen oriental de la USC. De norte a sur está formada por el manto de Bóixols, el manto del Montsec y las láminas tectónicas del manto de las Sierras Marginales, en un sistema de bloque inferior que se propaga hacia el sur.

La estratigrafía y estructura del manto de Bóixols se basan en gran parte en los trabajos de GARCÍA-SENZ (2002) y BERÁSTEGUI *et al.*, (1990). La estructura consiste en el sinclinal de Santa Fe, altamente disimétrico al norte y en el anticlinal de Sant Corneli al sur. El límite sur del manto lo constituye el cabalgamiento de Bóixols con una dirección E-O.

En esta Hoja, sin embargo, asoma únicamente el flanco sur del anticlinal de Sant Corneli y el cabalgamiento de Boixols. El emplazamiento de este manto queda registrado por la deposición de los materiales del Cretácico superior de las formaciones de Arén y Tremp, que presentan discordancias progresivas en la zona de Sallent (Hoja de Organyà-253) (GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972; ULLASTRE *et al.*, 1990; ARBUÉS, 1991).

La estructura del manto del Montsec está constituida por una potente sucesión mesozoica de más de 2500 m (GARRIDO-MEGÍAS, 1973; ARBUÉS, 1991; VICENS, 1992), que muestra una disposición general de monoclinal con buzamiento norte en general superior a los 40°, pero deformado por un sinclinal y anticlinal (VERGÉS, 1993). En esta Hoja, el bloque superior del manto del Montsec está constituido por la terminación oriental del anticlinal de Isona. Se trata de un anticlinal formado por una potente serie mesozoica, recubierta por las calcarenitas de la formación Arén, cuya terminación oriental está cortada por fallas normales con un buzamiento NE, que se entroncan con el cabalgamiento del Montsec (como se observa en la cartografía).

El núcleo del anticlinal de Isona consta de 1.450 m de evaporitas del Keuper con una intercalación delgada de calizas atribuidas al Eoceno medio situadas 400 m por debajo del contacto superior del Keuper, tal como muestra la interpretación del sondeo Isona-1 (LANAJA, 1987).

En la Sierra de Aubenç el Santoniense se apoya directamente sobre el Jurásico (SOUQUET, 1967). Y en la sierra de Turb, al este del río Segre, se ha reconocido también una serie muy reducida del Cretácico inferior (PEYBERNÉS, 1976; ULLASTRE y MASRIERA, 1989) concretamente en la zona de la Mina Juanita (Fig. 3) en el entorno del barranco de La Ossa.

3.2.2. Unidad de Port del Comte

Esta unidad corresponde a una lámina cabalgante dentro del manto del Cadí. Cartográficamente tiene forma triangular y queda limitada, al E, por la falla del Cardener, que la separa de

la unidad del Pedraforca, al oeste, por la falla de dirección senestra de l'Alzina, que la separa del margen oriental de la USC, concretamente de la lámina del Montsec con afloramientos de Keuper en el contacto donde es cabalgada por unidades de los mantos superiores.

Al sureste, cabalga sobre los materiales evaporíticos del Eoceno medio (Fm Beuda) del manto del Cadí (Fig. 4). A partir del Coll de Jou (en la Hoja de Sant Llorenç de Morunys) hacia el oeste el cabalgamiento de Vallfogona, se entronca con el cabalgamiento basal del Port del Comte, hasta la zona de Cambrils en donde queda fosilizado por los conglomerados oligocenos de la Cuenca del Ebro (58, 59 y 62).

La estructura interna está formada por una serie de pliegues de dirección general NE-SO con el nivel de despegue situado en el Keuper (GUERIN-DESJARDINS y LATREILLE, 1962, SOLÉ SUGRAÑES, 1973 y VERGÉS, 1993) los cuales quedan cortados ortogonalmente por la falla del Cardener, al NE, y por el cabalgamiento de Vallfogona al sur.

El crecimiento de estos pliegues es simultáneo a la sedimentación del Eoceno inferior-medio, como lo demuestran los cambios de potencias y de facies (BETZLER, 1989) y la discordancia de la formación Peña, que recubre los pliegues de la zona de l'Arp (en la Hoja de Gósol-254). La geometría de esta unidad presenta una zona de rellano en la parte meridional (aunque con pliegues) y una zona de rampa en la parte más septentrional, la inflexión corresponde al anticlinal de la Tossa Pelada (en la Hoja de Gósol-254). Este anticlinal tiene una dirección NE-SO y presenta un cabeceo de sus ejes hacia el nordeste en la zona del Cardener y hacia el suroeste en la zona de Cambrils.

El cabalgamiento basal tiene una dirección principal NE-SO, aunque hacia poniente, tiende a disponerse en dirección E-O. Estos cambios de dirección dan lugar a pliegues con las dos direcciones, produciendo figuras de interferencias de pliegues, como el caso de la estructura de Odén en cuyo núcleo aflora el Keuper. El anticlinal de Odén representa la estructura frontal de del Manto de Port del Comte. Se trata de un anticlinal con vergencia al sur, donde el flanco de antepaís es subparalelo al cabalgamiento frontal. En la zona occidental, existe una estructura de dirección NO-SE, con el núcleo formado por materiales plásticos del Keuper que corta las estructuras circundantes, interpretado como el diapiro de Cambrils. La disposición de los pliegues y de la rampa frontal con una dirección NE-SO, marcan la dirección general de transporte de esta unidad hacia el sur, relacionada con el emplazamiento de los mantos de la unidad central (VERGÉS, 1993), siendo la falla del Cardener una rampa lateral que indica la dirección del transporte con una componente del noroeste hacia el sureste.

3.2.3. Anticlinal de Oliana

La estructura interna del anticlinal de Oliana está de acuerdo con los datos profundos disponibles de sondeos y líneas sísmicas. Dicha estructura resulta del apilamiento de dos láminas formadas por margas del Eoceno medio y superior que cabalgan por encima del nivel de sales de Cardona (Fig. 2). Esta geometría se extrae de la interpretación de los sondeos de Oliana-1 situado justo en el centro del anticlinal; de Basella-1, situado al sur del anticlinal, y el de Comiols-1 situado a 20 km hacia SO en el bloque superior del cabalgamiento del Montsec y proyectado paralelamente a este.

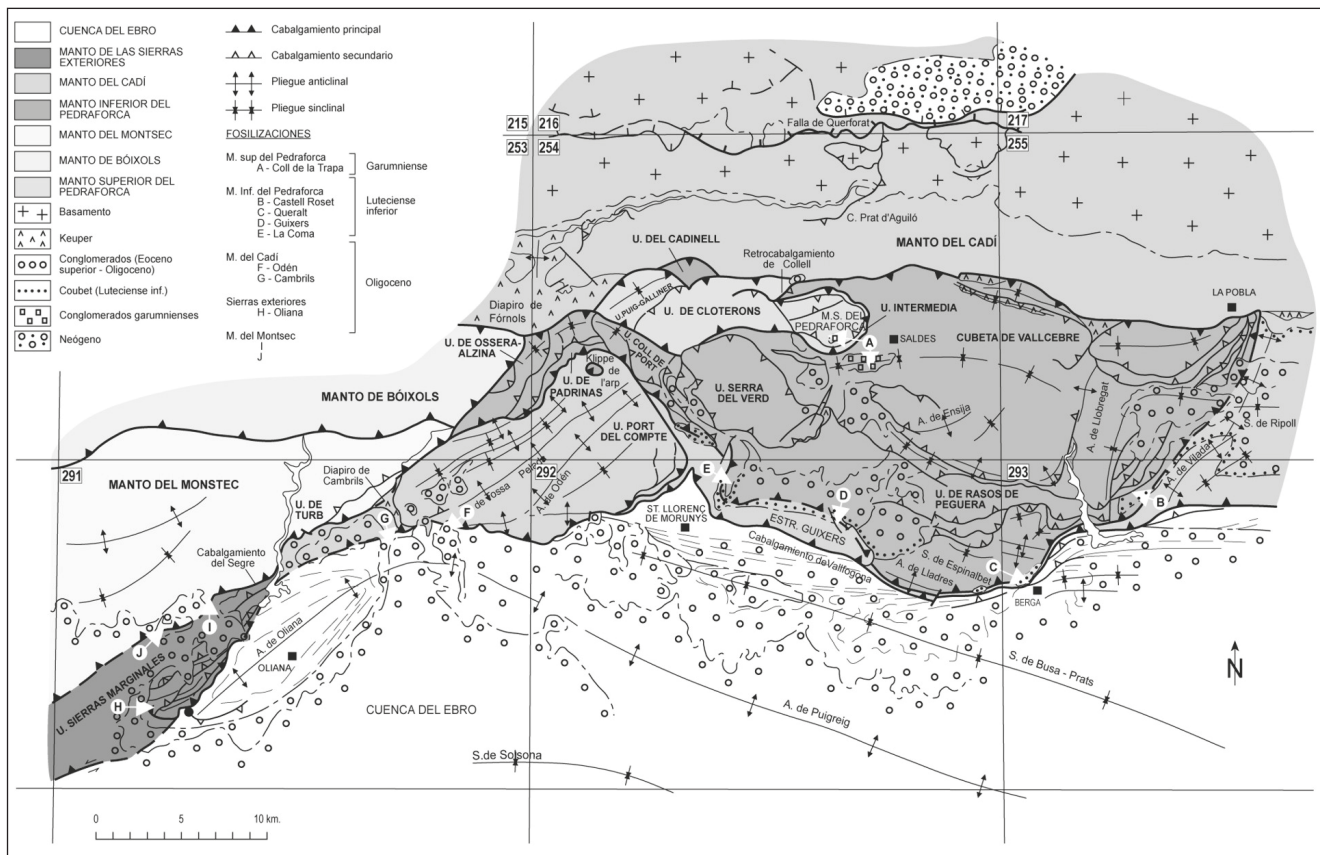


Fig. 4.— Mapa de las Unidades estructurales comprendidas entre las Hojas 291, 292, 293, 254 y 255.

El hecho de que los sondeos de Basella-1 y Comiols-1 corten la misma serie de margas y sales del autóctono, permite interpretar que el anticlinal cabalga sobre las sales de Cardona autóctonas ya que en la parte alta de cada lámina hay yesos correspondientes a las facies marginales de la cuenca evaporítica de Cardona (VERGÉS y MUÑOZ, 1990). También resulta de la interpretación de las líneas sísmicas L3 (op., UERT, S, 1977), TR-65 (op., ENIEPSA, 1982) y TR-69 (op., ENIEPSA, 1983).

El anticlinal de Oliana es la estructura más septentrional del conjunto de pliegues generados en la cuenca de antepaís del Ebro, aunque su longitud cartográfica es de unos 14 km, éste continúa en profundidad por debajo de los conglomerados discordantes que lo recubren, y lo hace en los dos sentidos. En dirección NE el anticlinal gira hacia el ESE hasta unirse al anticlinal de Puig-reig. Este hecho se apoya en los datos de paleomagnetismo recogidos en ambos flancos del anticlinal de Oliana que indican una rotación de 35° en sentido antihorario (BURBANK *et al.*, 1992a y DINARÉS *et al.*, 1992). Esta rotación es condicionada por el emplazamiento de la UCS que empuja el margen SO del anticlinal hacia el sur haciéndolo rotar en sentido antihorario.

3.2.4. Cuenca de antepaís del Ebro

La última cuenca de antepaís, ligada al emplazamiento de las unidades meridionales pirenaicas, corresponde a la Cuenca del Ebro, constituida, principalmente, por sedimentos del Eoceno superior y Oligoceno. Como ya se ha visto anteriormente, la separación entre las unidades alóctonas y los materiales autóctonos, es el cabalgamiento de Valfogona (Pirineo oriental) y el cabalgamiento surpirenaico (Pirineo central). A partir de los datos de subsuelo, proporcionados por las investigaciones petroleras y el proyecto ECORS, se ha constatado la continuación de los sedimentos eocenos varios kilómetros por debajo de los mantos de corrimiento (CLAVELL *et al.* 1988; CHOUKROUNE y ECORS Team, 1989; ROURE *et al.* 1989; MARTÍNEZ *et al.* 1997).

El emplazamiento de los mantos origina una deformación en los materiales del antepaís, que se manifiesta por una serie de pequeños cabalgamientos y pliegues ligados al cabalgamiento basal del sistema despegado. Este se sitúa según la distribución de las cuencas de evaporitas del Eoceno medio: la del Luteciense inferior (Fm Beuda), en la zona oriental, y la del Priabonense (Fm Cardona), en la zona occidental (VERGÉS *et al.* 1992; SANS *et al.* 1996). El ascenso de nivel del cabalgamiento basal del sistema pirenaico, en la Cuenca del Ebro, pasa de la Fm Beuda al nivel superior de la Fm Cardona, originando estructuras de tipo duplex, como en el anticlinal de Puigreig (VERGÉS *et al.* 1992). La orientación de los pliegues de la Cuenca del Ebro puede ser: NE-SO, NE-SO o E-O. Según los datos de subsuelo, los pliegues antiformales, situados en la zona norte (Oliana, Puigreig), están constituidos por un apilamiento de láminas de materiales del Eoceno (VERGÉS y MUÑOZ, 1990; VERGÉS, 1993), mientras que los pliegues situados en la zona central y meridional (Sanaüja, Cardona, Súaia), tienen el nivel de despegue en las sales de Cardona, las cuales se acumulan en el núcleo de los anticlinales.

Los datos de paleomagnetismo (BURBANK *et al.* 1992 y DINARÉS *et al.* 1992) muestran una rotación antihoraria del anticlinal de Oliana, el cual tenía, inicialmente, la dirección del de Puigreig, y, que posteriormente, rotó debido al emplazamiento de la unidad central surpirenaica. Por lo tanto, se puede considerar que el anticlinal de Oliana y el de Puigreig, a pesar de tener direcciones diferentes, corresponden a la misma estructura (VERGÉS, 1993). El emplazamiento

de todas las unidades queda reflejado en los sedimentos conglomeráticos de la cuenca de antepaís, por la existencia de estructuras sintectónicas de crecimiento "growth strata" como las discordancias progresivas espectaculares de Sant Llorenç de Morunys (RIBA, 1973) o las del anticlinal de Oliana (BURBANK *et al.* 1992).

El cabalgamiento de Vallfogona, en situación de rampa sobre los sedimentos del Eoceno superior-Oligoceno, da lugar a la formación de discordancias progresivas en los conglomerados sintectónicos de la Fm Solsona en S. Llorenç de Morunys. Discordancias similares se pueden observar en los sedimentos del borde de la Cuenca del Ebro a lo largo del frente de cabalgamiento surpirenaico. Así mismo, el levantamiento de la unidad del Port del Comte y la flexión del anticlinal de Puigreig-Oliana, condicionan el encauzamiento de los conglomerados más modernos, los cuales fosilizan las estructuras en la zona de Odèn-Cambrils (VERGÉS, 1993, FORD *et al.* 1997; WILLIAMS *et al.* 1998).

3.3. CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS

Las primeras estructuras importantes que se detectan corresponden a la formación de cuencas extensionales producidas durante el "rifting" del Cretácico inferior (140-98 m.a.). En los inicios del Cretácico superior (Cenomaniense-Turonense, 98-89 m.a.) la actividad extensiva cesa y las fallas normales quedan fosilizadas por los sedimentos marinos. Durante el Campaniense-Maastrichtiense (~ 70-75 m.a.) se produce la convergencia entre la placa Ibérica y la Europea, originando la deformación de las rocas por esfuerzos compresivos. Se empiezan a emplazar los primeros mantos de corrimiento, los cuales corresponden a la inversión tectónica de las fallas normales previas, como el manto superior del Pedraforca y el de Bóixols. El emplazamiento de estas unidades origina una cuenca de antepaís que se rellena con sedimentos del Cretácico superior. Los mantos de corrimiento quedan fosilizados por sedimentos de la Facies Garumniense (ver punto J en la Fig. 4). Con una edad aproximada de 60 m.a. dando una velocidad de emplazamiento de unos 0,5 mm / año (VERGÉS 1993, para todos los valores de velocidad de este capítulo). Los esfuerzos de compresión continúan y se originan nuevos mantos hacia el antepaís y por debajo de los anteriores, en secuencia de bloque inferior. Estos nuevos mantos corresponden al manto inferior del Pedraforca (unidades septentrionales) y el del Montsec y, posteriormente, las unidades meridionales del manto inferior del Pedraforca y Sierras Marginales.

En el Pirineo oriental, el manto inferior del Pedraforca origina una cuenca de antepaís que se rellena con sedimentos del Eoceno inferior-medio, los cuales muestran estructuras sincrónicas con la sedimentación, como por ejemplo en el Port del Comte, mientras que en el Pirineo central la sedimentación del Eoceno inferior es muy reducida sobre las unidades alóctonas. El manto inferior del Pedraforca queda fosilizado por sedimentos de la Fm Cubet de edad Luteciense inferior (~ 45 m.a.), mientras que en las unidades centrales, la fosilización del Montsec es más moderna (34 m.a.). La velocidad de emplazamiento para el manto inferior del Pedraforca y de las unidades centrales está entre 3,9 y 4,4 mm/a. A partir del Eoceno medio-superior, un cabalgamiento inferior y situado más hacia el antepaís transporta todas las unidades hacia el sur. En la zona oriental se origina el manto del Cadí y Port del Comte (cabalgamiento de Vallfogona) y en la zona central corresponde a la reactivación de las unidades centrales. Los conglomerados que pertenecen ya al Oligoceno fosilizan dichas estructuras. Simultáneamente al emplazamiento de los últimos mantos de corrimiento, el despegue basal, en la Cuenca del Ebro, da lugar a

la deformación de los materiales autóctonos en forma de pliegues y dúplex. La velocidad de acortamiento, a partir del Luteciense medio es de 1,3-2,6 mm/a, pero a finales del Oligoceno las velocidades aumentan hasta los 11 mm/a. Al comparar estos datos con los de zonas del Pirineo occidental, se observa que el final de la deformación compresiva es cada vez más moderno: Aquitaniense, en la zona de Riglos (HOGAN y BURBANK, 1996) y Mioceno medio, en la zona de Cantabria (CRUSAFONT *et al.* 1966). Mientras que en la zona oriental y central, durante el Mioceno se inicia una etapa extensiva, relacionada con la abertura de la cuenca Liguro-Provenzal (ROCA, 1992), que se traduce por la formación de fallas normales, como la de Querfordat y fosas tectónicas como la de la Cerdanya y la del Empordà.

En el ámbito de la Hoja de Oliana, las rampas oblicuas son el resultado de la compresión de los materiales mesozoicos de las Sierras Marginales durante la reactivación de los Pirineos. Se localiza al oeste del río Segre concretamente al norte de la localidad de Peramola. También durante la reactivación se generaron los anticlinales de bloque inferior de Oliana y Sant Llorenç deformando el margen norte de la Cuenca de antepaís del Ebro. La continentalización de la Cuenca se realizó en dirección ESE y estuvo controlada por el último estadio de la compresión de los Pirineos. Las relaciones geométricas existentes entre los depósitos detríticos de continentalización (abanicos deltaicos y aluviales) y los cabalgamientos suministran información sobre la edad, a la vez que permiten establecer una cronología de propagación de estos.

En la Hoja de Oliana se han llegado a distinguir hasta 6 generaciones de sistemas Aluviales. Los sistemas aluviales 1,2 y 3 se encuentran cortados por los cabalgamientos de la última fase de compresión de los Pirineos. El resto los fosilizan, pero la dinámica compresiva aún se refleja en el sistema aluvial 4, deformándolo en su área más apical, con pliegues en rodilla "knee fold" asociados al frente de cabalgamiento de Vallfogona. Por encima, el sistema aluvial 5 presenta una deformación mucho más laxa y una mayor expansión areal. Los conglomerados del sistema aluvial 6, en cambio, con paleocorrientes hacia el SE (conglomerados de Comiols), se encuentran rellenando un paleovalle generado por la flexión de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales en su rampa lateral oriental. Estos materiales no están plegados pero si ligeramente inclinados hacia el sur.

Se ha observado que las discordancias angulares que separan los diferentes abanicos aluviales en el margen norte de la cuenca, tienen un carácter progradante hasta el sistema aluvial 3, (el último de los sistemas aluviales cortados por los cabalgamientos), gracias a la aceleración del levantamiento. En cambio, la relación geométrica de las discordancias angulares entre los sistemas aluviales posteriores (sistemas 4, 5 y 6), es decir, los que fosilizan los cabalgamientos, tienen una tendencia retrogradante, coincidiendo con una desaceleración del levantamiento.

El extremo oriental de la Unidad Central Sur pirenaica, en la zona de rampas oblicuas del Segre, las relaciones geométricas de corte entre las diferentes unidades de conglomerados y los diferentes cabalgamientos y pliegues permite deducir que se trata de una secuencia de cabalgamientos de bloque superior (VERGÉS y MUÑOZ, 1990). La datación de los conglomerados permite conocer la duración del movimiento de cada cabalgamiento (BURBANK *et al.*, 1992 a).

3.4. ESTRUCTURA DE LA HOJA DE OLIANA

Las unidades principales presentes en esta Hoja son: los mantos de la Unidad Central Surpirenaica (UCS), Bóixols, Montsec y Sierras Marginales, el manto del Cadí y la cuenca de antepaís del Ebro (para detalles de cada unidad ver capítulos anteriores). En el cuadrante NE de la Hoja, aflora la unidad de Port del Comte del manto del Cadí. Esta unidad está cabalgando sobre los materiales eocenos y parte de los oligocenos de la Cuenca del Ebro cuyo frente sur es el cabalgamiento de Vallfogona con una dirección generalizada E-O.

En las rampas laterales de la unidad de Sierras Marginales (al O de Oliana), los sedimentos conglomeráticos del Eoceno y Oligoceno, cubren gran parte de los materiales mesozoicos y a su vez están afectados por estructuras más modernas que avanzan hacia el traspais, en una secuencia de bloque superior. Este tipo de secuencia también es bien visible en varias zonas del manto inferior del Pedraforca, como en la terminación oriental (Vilada, Hoja de la Poble de Lillet), estructura descrita con detalle en MARTÍNEZ *et al.* (1988)

Entre el río Segre al este y el Cardener al oeste, se encuentra la unidad del Port del Comte, la cual (en las Hojas de Sant Llorenç de Morunys y Gósol) está cabalgando por encima de las turbiditas del manto del Cadí con una rampa frontal de dirección NE-SO (en la zona sur), y con un contacto brusco producido por la rampa lateral del Cardener, de dirección NO-SE. Esta rampa lateral coincide con la dirección de transporte, tal como queda determinado por los pliegues de dirección NE-SO, que forman la estructura interna de la unidad del Port del Comte. Uno de estos pliegues es el anticlinal de la Tosa Pelada, que corresponde al anticlinal formado por la rampa sobre la cual la unidad del Port del Comte cabalga al manto del Cadí.

Justo en el límite oriental de la Hoja, el cabalgamiento de Vallfogona cambia la dirección NE-SO por la generalizada regionalmente, este-oeste. Este cambio de dirección origina pliegues E-O que producen figuras de interferencia con las direcciones NE-SO. La estructura de interferencia principal es la de Odén. Esta estructura forma un antiformal con el núcleo de Keuper, cuyas dos direcciones dominantes: NE-SO y E-O, quedan claramente cartografiadas por los materiales del Cretácico superior. Al sur forma el sinclinal del Puig Subirà, con el núcleo de materiales del Eoceno inferior, que en su continuación hacia el este, forma un pliegue falla que afecta a los materiales inferiores.

Tanto en el manto del Cadí como en el manto inferior del Pedraforca existen diversos afloramientos en situaciones anómalas de materiales evaporíticos del Keuper. Los afloramientos de Keuper del manto del Cadí, se encuentran o en las margas de la formación Armànies (vertiente sur de la sierra del Cadí, en la Hoja de Gósol 254), o bien en las turbiditas de Campdevànol, como en el caso del valle del Cardener (Hoja de Sant Llorenç de Morunys) y en el río Arija (Hoja de la Poble de Lillet). Estos afloramientos se han interpretado como olistolitos caídos en la cuenca, relacionados con el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca (VERGÉS *et al.* 1994). Otras estructuras relacionadas con el Keuper, en la unidad del Port del Comte, son los diapiros de Fórnols (Hoja de Gósol 254) y el de Cambrils (en la presente Hoja).

El emplazamiento de las últimas unidades cabalgantes, sobre la Cuenca del Ebro, durante el Eoceno superior y Oligoceno, queda reflejado en la formación de numerosas estructuras sedimentarias

sintectónicas en los sedimentos autóctonos. Estas estructuras son discordancias progresivas y erosivas, como las que se observan en los conglomerados de la formación Solsona tanto en la presente Hoja como en la Hoja de Sant Llorenç de Morunys (RIBA, 1973). Estas discordancias están generadas, en su conjunto, por un sistema de rotación (FORD *et al.* 1997) y en los últimos estadios, y menor escala, por un sistema de triángulo de levantamiento “kink band migration” (SUPPE *et al.* 1977). Presentan una geometría compleja de sedimentos “growth strata” con capas que pasan de invertidas a verticales y a buzamientos suaves. Las formas anticlinales, generalmente, presentan una traza axial discontinua, mientras que las de los sinclinales son cóncavas y continuas. Las mesoestructuras indican que la deformación interna se originó durante el plegamiento de las capas y afecta a todos los niveles. La concentración de esquistosidad en los sinclinales indica que las charnelas se comportaron, a grandes rasgos, de una manera fija (FORD, *et al.* 1997). En los cortes geológicos se ha interpretado que los conglomerados sintectónicos están cortados, en parte, por el cabalgamiento de Vallfogona.

Hacia el centro de la cuenca se encuentran dos pliegues principales, en primer lugar, en la Hoja de Sant Llorenç, el sinclinal de Busa-Prats, de dirección ONO-ESE. Este sinclinal comprende el conjunto de capas plegadas por el cabalgamiento de Vallfogona, en su bloque inferior. En segundo lugar, se encuentra el anticlinal de Puigreig de dirección similar al anterior. Este pliegue continúa hacia el oeste (Hoja de Oliana) y, al cambiar de dirección a NE-SO, corresponde al anticlinal de Oliana (ver capítulos 4.2.3. y 4.2.4.). Estas estructuras antiformales, están formadas por estructuras profundas en dúplex de los sedimentos del Eoceno superior, cuyo nivel de despegue asciende en la serie, pasando de las evaporitas del Luteciense inferior (Beuda) a las de Cardona (Eoceno superior) (VERGÉS, 1993).

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Oliana se sitúa, siguiendo la clásica denominación de las grandes unidades geográficas de la vertiente sur de la cordillera pirenaica, en el límite entre el denominado Prepirineo y la Depresión del Ebro.

El relieve de la Hoja es montañoso presentando desniveles apreciables. La cota más elevada (1.810 m) corresponde a la Sierra de Odén, situada en una posición marginal en el cuadrante nororiental de la Hoja. La cota más deprimida entorno a los 420 m corresponde al nivel del río Segre aguas abajo de la población de Basella cubierta por las aguas del pantano de Rialb.

La red de drenaje es subsidiaria del Segre siendo este el principal eje de drenaje de la Hoja, dividiendo esta en dos zonas y discurriendo según una dirección norte-sur por un valle con ensanchamientos locales en la zona de Oliana.

Los principales volúmenes del relieve están constituidos por diferentes sierras que se reparten arealmente de la siguiente manera: Sierra de Aubenç al oeste del río Segre en el cuadrante noroccidental de la Hoja, Sierra de Turp, continuación de la anterior en el margen izquierdo del Segre, Sierra de Sant Marc al sur de la Sierra de Aubenç, la Sierra de Oden (ya citada

anteriormente) en el cuadrante nororiental y la Sierra de Oliana al sur de la población del mismo nombre.

El clima dominante es mediterráneo templado seco, con una temperatura media anual entre 8 y 13 °C y pluviometría entre 600 y 700 mm.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Antecedentes

No puede abordarse un análisis geomorfológico de la Hoja sin tener en cuenta los trabajos realizados por PEÑA (1983). Entre ellos destaca su tesis doctoral que incluye una cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de las dos terceras partes de la Hoja. Estos trabajos han constituido un punto de partida privilegiado en la realización del presente análisis el cual revisa y actualiza el contenido de los mismos.

4.2.2. Estudio morfoestructural

4.2.2.1. *Enmarque morfoestructural*

En la Hoja pueden diferenciarse tres grandes conjuntos morfoestructurales:

En la mitad septentrional de la Hoja los relieves desarrollados sobre materiales de la cobertera mesozoica y cenozoica que formarían parte de las Sierras Exteriores del denominado Prepirineo, pertenecientes a las unidades del conjunto Central de PEÑA (1983). También se incluyen unidades de las denominadas Sierras Marginales. En el cuadrante nordeste el gran volumen formado por la Sierra de Odén perteneciente al manto de Port del Comte.

Al sur y al este los relieves predominantemente tabulares desarrollados sobre materiales que forman parte del relleno cenozoico de la Depresión del Ebro aunque afectado por estructuras pirenaicas. El antepaís plagado.

Los términos Prepirineo y Depresión del Ebro son puramente geográficos habiendo perdido parte del significado estructural que antaño tuvieron debido a los nuevos conocimientos que, de la estructura de los Pirineos, se tienen en la actualidad. Hoy se acepta que el Pirineo meridional está constituido por dos niveles de mantos, superiores e inferiores, que involucran tanto materiales paleozoicos como mesozoicos y cenozoicos afectando en última instancia a materiales que clásicamente se han venido asignando a la Depresión del Ebro. En este sentido a pesar de que estos materiales están en continuidad con los materiales de la Cuenca del Ebro forman parte de los Pirineos meridionales en sentido amplio ya que presentan deformaciones atribuibles a la generación del orógeno. Es el denominado antepaís plagado.

El Prepirineo representado en la Hoja de Oliana pertenecería mayoritariamente a la unidad de las Sierras Exteriores, incluyendo unidades de las Sierras Marginales, y se hallaría separado de la Depresión del Ebro por una línea de cabalgamiento y diversas discordancias asociadas, resultado de la actividad de los respectivos mantos del Montsec y las Sierras marginales.

4.2.2.2. Unidades morfoestructurales

Los grandes volúmenes del relieve serán descritos por su relación con las unidades tectónicas y posición geográfica en la Hoja y que comprenden dos grandes unidades del relieve: las denominadas Sierras Interiores y los relieves tabulares del antepaís o Depresión del Ebro.

Las Sierras Exteriores (Sierra de Aubenç-Turp) están desarrolladas a favor de la unidad tectónica del manto del Montsec. Separada de la anterior y rodeada de materiales molásicos se encuentra la Sierra de Sant Marc. Atendiendo a su posición tectónica podría considerarse que pertenece a las Sierras Marginales. Ambos ámbitos se traducen en unidades morfoestructurales asociadas a anticlinales, sinclinales y abruptos monoclinales relacionados con láminas cabalgantes.

Al este del Segre y de la Sierra de Turp destaca el volumen y elevación de la Sierra de Oden que pertenece estructuralmente al manto del Port del Comte-Cadí. Clásicamente este cambio brusco en los materiales a ambos lados del Segre se relacionaba con la existencia de una línea de falla (Falla del Segre) que afectaría incluso al zócalo paleozoico PEÑA (1983). Los conocimientos actuales indican que no existe salto apreciable a nivel del zócalo y que la representación en superficie de la Falla del Segre no es más que el conjunto de rampas laterales de la unidad de Sierras Marginales.

Básicamente, en la zona central de la Hoja, las unidades están modeladas en los materiales terciarios molásicos de la Cuenca del Ebro presentando una estructura antiformal muy característica y que ha sido descrita clásicamente como el Anticlinal de Oliana.

Por último los relieves tabulares del medio Segre están formados por grupos de plataformas separadas por alguna depresión. La relación de estos relieves con las unidades anteriores tiene un marcado carácter estructural.

– La Sierra de Oden

La Sierra de Oden pertenece al manto de Port del Comte cuyos límites son complejos. En la actualidad su morfología está dominada por la superficie de erosión somital que lo arrasa si bien todavía pueden reconocerse escarpes y líneas de capa que denotan una estructura formada por un conjunto de pliegues y cabalgamientos. La terminación occidental de la Sierra de Oden se corresponde con la del manto de Port del Comte y consiste en un anticlinal frontal muy cerrado visible desde la población de Cambrils. Las litologías carbonatadas han propiciado el desarrollo de un exokarst importante en la zona somital de la sierra con desarrollo de amplias dolinas.

– Las Sierras Exteriores

La Sierra de Aubenç y la Sierra de Turp

Las sierras de Aubenç y Turp pertenecen a la misma unidad geológica que ha sido subdividida por la acción erosiva del río Segre. Esta no es otra que el manto o cabalgamiento del Montsec o Montsec-Boixols.

La Sierra de Aubenç es una espectacular estructura que responde al modelado del bloque superior de una unidad cabalgante. Se trata del flanco norte de un anticlinal de bloque superior

al que le falta por completo el reducido flanco sur. El frente sur es muy abrupto presentado un escarpe que puede alcanzar dimensiones hectométricas. En este sentido pueden citarse los espectaculares farallones del Tossal del Coscollet que alcanzan los seiscientos metros o les Cinglers dels Esplovins.

– Las Sierras Marginales

La Sierra de Sant Marc-Peramola

Este relieve desarrollado sobre series mesozoicas similares a las de la unidad anterior responde también al bloque superior de una unidad cabalgante. La zona somital de la sierra estuvo sometida a erosión habiéndose desarrollado una superficie de erosión parcialmente fosilizada por materiales detríticos terciarios en posición discordante. Este hecho dataría la superficie de erosión como intraoligocena según PEÑA (1983). De forma análoga a la mayor parte de superficies de erosión desarrolladas sobre materiales carbonatados en la vertiente sur de los pirineos, presenta una intensa karstificación aunque degradada por la posterior incisión fluvial. Puntualmente pueden identificarse lapiazes así como dolinas aunque estas no tienen representación cartográfica. En las cercanías de Peramola el relieve es puramente estructural.

– Las unidades molásicas desvinculadas del antepaís

Las Moles de Sant Honorat y Las Encantades

Entre la Sierra de Aubenç y la combe de Oliana el modelado es en cuestas divergentes dominadas por conglomerados con morfologías claramente montserratinas (Sant Honorat, Roca dels Corbs). Este modelado se extiende a la otra margen del Segre hacia Cambrils y la Roca Llarga en los niveles conglomeráticos subhorizontales de Les Encantades en la Sierra del Obac.

– Los relieves del antepaís

La Depresión del Ebro presenta una posición de cuenca de antepaís respecto al orógeno pirenaico. Se ha avanzado anteriormente que los materiales del relleno sedimentario pueden presentar deformaciones con una estrecha relación con las estructuras pirenaicas constituyendo el antepaís plegado. En este sentido la zona de la Hoja perteneciente a la Cuenca del Ebro quedaría incluida en el denominado antepaís plegado pudiendo individualizarse las siguientes estructuras:

La combe de Oliana

El relieve anticlinal de Oliana se encuentra vaciado en su núcleo formado por materiales margosos lábiles mientras que los flancos están compuestos por formaciones detríticas de carácter conglomerático más resistentes. Este contraste litológico ha propiciado una erosión diferencial muy marcada modelando una amplia combe bordeada de alineaciones competentes que la cierran en su práctica totalidad. Los drenajes se han concentrado hacia el interior de la combe aunque existen diversos depósitos correlativos a la incisión de la red de drenaje situados a diferentes alturas.

Estructuralmente el anticlinal de Oliana representa la estructura más septentrional del conjunto de pliegues despegados del antepaís.

El monoclinal de la Sierra de Oliana

El flanco sur del anticlinal de Oliana presenta un desarrollo topográfico importante que va amortiguándose a medida que los buzamientos se amortiguan. Esta zona es la denominada Sierra de Oliana. El contraste litológico de los materiales es menor aunque la erosión diferencial sigue siendo el responsable del modelado. Hacia el sur y sureste los materiales de la Sierra de Oliana enlazan sin solución de continuidad con los materiales del antepaís en posiciones subhorizontales del laxo sinclinal de Basella.

El sinclinal de Basella

Este conjunto de relieves queda situado entre la Sierra de Oliana y el anticlinal de Vilanova (Hoja de Pons 329). El modelado característico consiste en plataformas estructurales principales que forman mesetas delimitadas por escarpes. A nivel inferior a estas plataformas y bordeándolas, se escalonan otros niveles de plataformas de menor amplitud pero de gran continuidad lateral. Estos niveles se enlazan mediante taludes que corresponden a los niveles blandos.

El anticlinal de Puigreig

Al sur del gran volumen del relieve formado por la Sierra de Oden los materiales molásicos del antepaís describen una amplia antifforma que corresponde a la terminación occidental del conocido anticlinal de Puigreig (Hojas de San Llorenç de Morunys 292, Puigreig 321). El modelado es similar al descrito en las unidades anteriores, el contraste litológico de los materiales causa que la erosión diferencial sea la responsable del modelado en plataformas estructurales principales y secundarias que se enlazan mediante taludes desarrollados merced a la existencia de niveles poco competentes.

– Relaciones con la red fluvial

Los dos cursos fluviales principales en el ámbito de la Hoja son el río Segre y la Rivera Salada. Ambos presentan un desarrollo de sistemas de terraza, más numeroso en el Segre que en la Rivera Salada.

El río Segre presenta una situación central en la Hoja discurriendo en dirección N-S atravesando indiscriminadamente diversas estructuras. El Segre ha seccionado las potentes masas calizas mesozoicas individualizando la Sierra de Aubenç de la Sierra de Turp. Asimismo es el responsable último del vaciado del núcleo de la antifforma de Oliana al que parte en dos mitades. Este patrón es propio de muchos de los cursos fluviales de la vertiente sur de los Pirineos (Cinca, Noguera Ribagorzana, Noguera Pallaresa etc). Esta disposición de la red de drenaje principal solo puede explicarse atendiendo a fenómenos de antecendencia (singénesis) o sobreimposición (epigénesis).

El curso superior de la rivera Salada también responde al modelo descrito sin embargo la Rivera Salada cambia drásticamente de dirección, en su curso medio pasando de la dirección N-S a la E-O hasta su confluencia con el Segre. Es posible que ello pueda responder a una captura provocada por la erosión remontante de un afluente del Segre subsecuente que podría haber capturado un antiguo curso N-S.

El río Rialb drena la mitad occidental de la Hoja y responde, como en el caso del Río Segre, al modelo de río con dirección N-S que corta las estructuras. Su encajamiento es considerable habiendo desarrollado cañones estrechos cuyo desnivel alcanza el centenar de metros. Estas incisiones espectaculares no son privativas del río Rialb. La Rivera Salada en su Cabecera también ha desarrollado este tipo de morfologías en las litologías conglomeráticas molásicas. La verticalidad y estrechez de los cañones implica una velocidad de incisión realmente alta lo que podría estar relacionada con una caída brusca del nivel de base o un levantamiento rápido del orógeno.

La red de drenaje secundaria mantiene, por lo general un carácter subsecuente paralelo a la dirección de las estructuras principales. Este es el caso del barranco de Coscollola paralelo a la Sierra de Oliana y el río de la Mora paralelo al flanco norte del anticlinal de Oliana.

4.2.3. Controles litológicos del relieve

En el ámbito de la Hoja pueden observarse diversas relaciones entre litología y relieve. En el caso de las rocas carbonatadas formadas por potentes series calizas mesozoicas, su carácter competente, ha propiciado la existencia de escarpes subverticales de dimensiones apreciables pero la nota más significativa respecto a estas litologías es su asociación con formas kársticas en especial sobre superficies de erosión.

Un caso particular es el modelado, llamado montserratino de gran parte de los conglomerados que aparecen en la Hoja. Dicho modelado necesita la existencia de un diaclasado importante que individualice los monolitos. Las formas redondeadas son producto de la erosión sobre estas litologías.

Por último destacar la fuerte relación entre el modelado estructural y las diferencias de competencia de los materiales. Sin un contraste litológico adecuado en este sentido, el modelado estructural no se habría desarrollado de una forma tan clara.

4.2.4. Estudio del modelado

4.2.4.1. Laderas

Predominan las vertientes estructurales, regularizadas, limpias o con derrubios de ladera. Las vertientes de bloques caídos o deslizados por procesos gravitatorios a partir de los escarpes adyacentes aparecen en el extremo Noreste de la combe de Oliana al norte del núcleo de la Vallldan.

También cabe citar la vertiente oeste del cerro de la ermita de Santa Bárbara en Cambrils donde una acumulación de grandes bloques indica posiblemente una antigua desestabilización de la ladera.

Los coluviones tapizan diversas laderas en el valle alto del río Rialb así como la vertiente sur de la Cinglera dels Esplovins y la Sierra de Turp. En esta última su vertiente norte presenta un apreciable desarrollo de canchales.

Puntualmente se identifican deslizamientos de forma aislada.

4.2.4.2. Formas fluviales

Son formas con una amplia representación cartográfica en la Hoja. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje.

– Fondo de valle y barras

Los fondos de valle suelen quedar delimitados por una ruptura más o menos pronunciada de pendiente cóncava a en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por sí misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arroyada.

– Terrazas

Las terrazas fluviales de la Ribera Salada y el río Segre son sectores llanos, o con ligera pendiente hacia el río, edificados gracias a la acumulación de aluviones y que en la actualidad se encuentran a un nivel superior al actual de las aguas. El límite de la terraza con el curso viene dado frecuentemente por un escarpe producido por el zapamiento o incisión del río. Las terrazas de los ríos Segre y Ribera Salada presentan depósitos que se describen apropiadamente en el apartado de formaciones superficiales.

– Escarpe de terraza

Se trata de un talud formado, al menos en parte por material aluvial (terrazza) y que aparece al ser cortado dicho material. Los escarpes de terraza delimitan las terrazas del río Segre.

– Abanicos aluviales

Estas formas se originan por la acumulación selectiva de material al pie de un relieve que es el que lo suministra. En el caso de abanicos aluviales el principal agente de transporte es el agua. La funcionalidad de esta forma es parcial ya que se concentra en un sector del cono. Con el tiempo varía repartiéndose los materiales por una amplia zona. Estas formas aparecen en el margen derecho del Segre a su paso por el anticlinal de Oliana.

– Incisión lineal

Esta es la forma fluvial más extendida sin duda en la Hoja. La incisión lineal se produce al profundizar un eje de drenaje, una vez concentradas las aguas de escorrentía en un torrente, en su substrato erosionándolo. El resultado son valles en uve o incisiones verticales en fondos de valle.

Esta forma es indicativa de la importancia de la erosión a la que ha estado sujeta la zona.

– Gargantas, cañones

Son valles de paredes subverticales desarrollados merced a la incisión lineal de un curso. La existencia de paredes subverticales implica una cierta competencia de la roca sobre la que se

encuentran excavados. El río Rialb y el curso superior de la Rivera Salada muestran magníficos ejemplos de esta morfología ya sea sobre materiales carbonatados en el primer caso o sobre conglomerados en el segundo. Sin embargo en ocasiones, se ha preferido remarcar la componente estructural habiendo representado las paredes verticales como escarpes estructurales.

– **Cárcavas**

Son redes de drenaje arborescentes con múltiples regueros jerarquizados e interfluvios afilados que no pueden ser eliminados por las operaciones normales de labranza.

Las cárcavas son muy frecuentes sobre los materiales margosos que aparecen en el núcleo de la combe de Oliana especialmente en su mitad oriental.

– **Salto de agua, Cascadas**

Se trata de rupturas abruptas verticales o subverticales en el perfil longitudinal de cursos fluviales y torrentes. Suelen venir condicionadas por la existencia de diferencias de competencia entre las rocas del sustrato. Pueden identificarse estas formas en los barrancos que drenan la Sierra de Aubenç al precipitarse por los farallones de la Cinglera dels Esplovins.

– **Drenaje indiferenciado**

En la cartografía se ha utilizado este concepto para remarcar aquellas zonas que concentran la escorrentía superficial pero que no muestran características especiales o representables a la escala de trabajo. Puede incluir cortos tramos con incisión lineal y pequeños fondos de valle no cartografiados a 1:50.000. Este tipo de representación permite la caracterización detallada de la red de drenaje.

4.2.4.3. Formas kársticas

Estas formas están condicionadas por la presencia en el sustrato de rocas carbonatadas y su origen está basado en fenómenos de disolución. En el ámbito de la Hoja se repite la asociación de exokarst con superficies de erosión muy común en la vertiente sur de los Pirineos.

– **Dolinas y uvalas**

Las dolinas son depresiones con geometría tendente a la cónica de planta más o menos circular y que actúan como sumideros de escorrentía. La coalescencia de varias dolinas genera una uvala. Este tipo de morfologías es común en la parte somital de la sierra de Oden identificándose al menos tres uvalas con representación cartográfica. El fondo presenta formaciones superficiales de cierta importancia.

4.2.4.4. Formas poligénicas

Las formas poligénicas son aquellas que tienen un origen complejo en el que se combinan procesos pertenecientes a diversos sistemas morfogenéticos o en diversos ciclos temporales.

– Fondo de valle

De características similares a las descritas para los fondos de valle fluviales. En este caso cabe añadir componentes coluviales dándoles un carácter mixto que condiciona su inclusión en este grupo de formas.

– Glacis

Los glacis son superficies de inclinación suave que descienden desde una zona abrupta hacia un fondo más o menos llano. En principio pueden describirse como formas de piedemonte aunque el término glacis es muy amplio. En la zona que nos ocupa se trata mayormente de glacis de acumulación o mixtos (erosión-acumulación). A diferencia de los conos de deyección que tienen su mayor espesor en la zona apical, los glacis de acumulación presentan el mayor espesor en la zona distal y su morfología en planta difiere de la típica en abanico de aquellos siendo más irregular. Asimismo el perfil longitudinal de los glacis es cóncavo mientras que el de los abanicos suele ser convexo.

Estas formas aparecen en el interior del anticlinal de Oliana a diferentes alturas lo que indica diferentes generaciones de ellos. También se han identificado en el piedemonte de la Sierra del Obac al pie de los relieves montserratinos de les Encantades.

– Superficies de erosión

La forma poligénica por excelencia de estudio corresponde a la superficie de erosión. A la escala considerada, la superficie de erosión no constituye una llanura perfecta sino que más bien constituye el producto de una larga evolución pudiendo considerarse una forma modificada y en parte degradada más que una forma pura. Aparece en las zonas somitales de la Sierra de Oden y Sierra de Sant Marc.

En los Pirineos, estas formas no constituyen grandes superficies como es el caso del Macizo Hespérico constituyendo retazos aislados que dificultan su correlación. Ello puede ser debido a que en algunas zonas quizás no llegaron nunca a elaborarse y también que las diferentes reactivaciones del orógeno pirenaico y la fuerte denudación hayan impedido su conservación.

Es muy común su asociación a relieves constituidos por molasas. En ocasiones el techo de las molasas enlaza con una superficie de erosión mientras en otros es su base la que se considera una superficie erosiva.

4.2.5. Las formaciones superficiales

Las formaciones superficiales de esta Hoja tienen generalmente poco espesor y extensiones cartográficas reducidas. Se disponen formando un sistema de terrazas escalonadas a ambos márgenes del río Segre y la Rivera Salada. En el resto de rieras y torrentes las formaciones superficiales, son en todos los casos, discontinuas y de reducido espesor, excepto algunas terrazas bajas del río Rialb. En las zonas donde el sustrato precuaternalario es más blando y ha permitido una fuerte erosión, forman abanicos aluviales o glacis de acumulación de dimensiones

kilométricas, como por ejemplo en el interior de la combe anticlinal de Oliana o en el barranco de la Mora Condal.

4.2.5.1. Formaciones superficiales de ladera

La mayor parte de vertientes carecen de acumulaciones de importancia. Predominan las vertientes estructurales, limpias o con acumulaciones discontinuas y de reducida extensión, aunque con frecuencia los depósitos pueden alcanzar potencias de orden métrico. Actualmente, predominan los procesos de erosión sobre los de acumulación favorecidos por las fuertes pendientes de gran parte de la Hoja y la deforestación general. Únicamente las vertientes mejor orientadas y ocupadas por una cobertera vegetal densa, protegidas por un encostramiento o mejor orientadas respecto la red fluvial se han librado del desmantelamiento general.

La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de sustrato de cada zona, aunque dominan los limos y los fragmentos calcáreos ordenados o no granulométricamente.

En el sector norte de la Hoja y solamente a cotas altas, abundan los depósitos de gravas limpias muy bien clasificadas de canchales funcionales actualmente o depósitos antiguos de tipo "gréze litée". La forma de los cantos es angulosa excepto cuando éstos ya están rodados en el área fuente. Cabe destacar la abundancia de este tipo de acumulaciones, aunque con espesores pequeños y dimensiones cartográficas muy reducidas, que no han sido representados en el mapa. Dada la gran variabilidad a pequeña escala de los depósitos de ladera se han agrupado todos ellos en un única unidad. Solamente se han individualizado los depósitos de canchales actuales.

Son también frecuentes los depósitos de materiales heterométricos formados por la acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa correspondientes a bloques o masas desprendidas. Se distinguen por un lado las vertientes tapizadas por bloques caídos o deslizados por procesos gravitacionales a partir de los escarpes adyacentes. La única zona relativamente extensa que muestra este tipo de acumulaciones es el extremo Noreste de la combe de Oliana al norte del núcleo de la Valldan. En menor grado también cabe citar la vertiente oeste del cerro de la ermita de Santa Bárbara en Cambrils. Por otro lado, y de manera puntual los deslizamientos de masas que presentan escarpes en sus cabeceras. Se han cartografiado un par a ambos lados del pantano de Oliana.

4.2.5.2. Formaciones superficiales de origen fluvial

Forman un sistema escalonado de terrazas fluviales adosadas a los márgenes del río Segre y algunos de sus afluentes. La estrechez del valle, el fuerte encajamiento del río y la construcción del embalse de Oliana no favorecen en absoluto su conservación. Las terrazas más bajas presentan afloramientos relativamente extensos a ambos márgenes del Segre aguas abajo de la cerrada del embalse de Oliana. Los depósitos correspondientes al resto de terrazas aparecen solo en retazos aislados adosados a las vertientes o bien coronando la cima de pequeñas colinas. Se disponen formando cuatro niveles de acumulación separados por escarpes con o sin sustrato precuaternario en la base. Sus alturas sobre el nivel actual del río, de más reciente a más antigua, son las siguientes: +1/+3 m, +10 m, +50 m y +90/+110 m.

La terraza inferior aflora a ambos márgenes del río Segre en todo el tramo comprendido en esta Hoja aguas abajo de la cerrada del pantano de Oliana, a lo largo de los cursos bajo y medio de la Rivera Salada y con menor extensión en el Río Rialb. La terraza baja solamente está presente en ambos márgenes en el interior de la combe de Oliana y en la confluencia de la Rivera Salada con el Segre. En el resto del valle su desarrollo es mucho mayor en el margen derecho que en el izquierdo. De igual modo, la terraza 2 o baja está presente de un modo casi constante en margen derecho de la Rivera Salada, mientras que en el margen izquierdo se reduce a unos pocos retazos aislados.

La terraza media no presenta ningún afloramiento en toda esta Hoja. Se trata de una unidad que ha sufrido una fuerte erosión a lo largo de todo el curso medio del Segre, solamente se ha conservado en zonas donde el valle del río presenta un apreciable ensanchamiento, como por ejemplo en Artesa de Segre o aguas abajo del Embalse de Sant Llorenç de Montgai (Hoja número 328, Artesa de Segre).

Las terrazas alta y superior, han sufrido una erosión casi total. Solamente se ha localizado un afloramiento de la terraza alta adosado a la vertiente sudoeste del Tossal de Bassella, totalmente colgado y desconectado de las terrazas superior y media. La terraza superior aparece únicamente en dos pequeños retazos en las cimas del cerro de Nuncarga y del Tossal de Bassella. Ambos depósitos quedan restringidos a la estricta cima de los cerros de forma que quedan completamente aislados del resto de materiales cuaternarios.

Todos los niveles de terraza se caracterizan por el dominio de gravas polimícticas dispuestas en niveles lenticulares con base erosiva, poco continuos lateralmente y amalgamados con abundantes lentejones de arenas grises. A su techo generalmente se dispone un tramo de limos rojizos de inundación o de procedencia lateral de potencia variable entre pocos centímetros y varios metros. Los cantos presentan diámetros entre 3 y 10 centímetros, pero pueden incluir bloques decimétricos. La matriz es arenosa, ocasionalmente limosa, normalmente poco cementada. La litología de los cantos es muy variada, incluyendo principalmente calizas, areniscas, conglomerados, granitoides, esquistos, pizarras, cornubianitas y cuarzo procedentes del desmantelamiento de los relieves pirenaicos y prepirenaicos a la vez que de procedencia local.

Algunos afluentes del Segre, la Rivera Salada o el río Rialb también pueden presentar materiales de origen fluvial (barras) restringidos al estricto centro del valle. Se trata de limos y arenas finas con niveles de gravillas y lentejones de gravas. Ocupan el fondo de pequeños torrentes generalmente encajados y de una cierta funcionalidad únicamente en periodos de lluvias. Hacia las zonas de ala la litofacies dominante son los limos con abundantes cantos dispersos sedimentados por aportes coluviales laterales respecto al eje del torrente. Presentan potencias variables entre los pocos decímetros y varios metros, como por ejemplo en la riera de la Valdan, en el barranco de La Mora Condal o en el río de Sellent.

4.2.5.3. Formaciones superficiales de origen poligénico

Las condiciones de relativa dureza del substrato precuaternario de esta Hoja no han posibilitado la formación de grandes unidades superficiales poligénicas de tipo aluvial-coluvial. Solamente en algunos sectores, la menor dureza del substrato ha permitido la excavación de cuencas

rodeadas de relieves montañosos abruptos, como por ejemplo en el interior de la Combe anticlinal de Oliana o en el barranco de la Mora Condal.

En la combe anticlinal de Oliana destaca la diferente disposición de las formaciones superficiales del sector sudoeste respecto al noreste. En el sector sudoeste, situado en el margen derecho del río Segre, se dispone un único sistema de glacis de acumulación coalescentes formando una superficie de suave pendiente en dirección al Segre (glacis de Peramola).

Litológicamente se trata de gravas subangulosas o rodadas con matriz limosa y limos con abundantes cantos dispersos. En las zonas proximales dominan las litofacies de gravas angulosas o escasamente rodadas con matriz limosa. Presentan aspecto masivo totalmente desorganizado, o por el contrario, aparecen bien estratificadas formando niveles granodecrecientes con base erosiva. Los clastos son de tamaño centimétrico aunque pueden incluir bloques de orden métrico. Hacia las zonas medias decrece progresivamente el tamaño de los clastos, se hacen raros los bloques y aparecen abundantes tramos de limos con cantos dispersos. En ellas, la litofacies dominante son las gravas bastante rodadas con matriz de limos o arenas, laminación cruzada y ordenación en niveles tabulares a pequeña escala o de geometría canaliforme. A techo del depósito se dispone un tramo de potencia entre 1 y 2 metros formado por limos masivos cohesionados con abundantes cantos centimétricos dispersos.

La unidad en conjunto pasa lateralmente de forma transicional a la terraza baja del Segre, a la vez que los limos superiores y ocasionalmente también las gravas la recubren. La erosión de la red fluvial posterior ha incidido este depósito con intensidades variables, desde muy elevadas como en el caso de torrente de Rumbau hasta moderadas como en el barranco de Nerolas.

En el sector noreste de la combe de Oliana destaca la presencia de dos sistemas de glacis de acumulación de edades diferentes. Adosados a los márgenes norte y sur, así como a techo de algunas lomas alargadas en dirección SO-NE, afloran pequeños retazos de un antiguo glacis de acumulación. Litológicamente se trata de gravas bastante rodadas con laminación cruzada y matriz arenosa o limosa apenas sin cementar. Forman niveles de geometría canaliforme con la base erosiva y continuidad lateral de orden métrico. Incluyen algunos bloques y frecuentes tramos de limos con cantos angulosos o rodados dispersos o formando pequeños niveles. El techo del depósito está constituido por un tramo de limos de entre 1 y 2 metros de potencia. La erosión posterior ha dismantelado la mayor parte de esta unidad y la red fluvial la ha incidido profundamente hasta dejar su escarpe a un máximo de 80 metros sobre el nivel actual del torrente. En este espacio aflora otro sistema de glacis de acumulación más moderno encajado fuertemente en el anterior. Éste último, pasa lateralmente de forma transicional a la terraza baja del Segre y equivale al glacis de Peramola en el sector sudoeste de la combe de Oliana. Sus características litológicas y sedimentológicas son idénticas a ambos lados del Segre.

En los tramos medio y alto del barranco de la Mora Condal se dispone un sistema de glacis de acumulación coalescentes entre sí de características análogas al de Peramola, de la combe de Oliana.

También cabe destacar un depósito con morfología de glacis en el margen derecho del río Segre entre los núcleos de Nuncarga y Bassella. Su geometría es alargada en sentido norte-sur

paralelamente a la terraza baja a, la cual pasa lateralmente de forma transicional. Del mismo modo, en el extremo norte de la Hoja se ha cartografiado un depósito de iguales características en el Río de Sallent en el núcleo de les Masies.

El resto de formaciones superficiales de origen poligénico de esta Hoja son depósitos de origen aluvial-coluvial de muy poca extensión cartográfica y generalmente de espesores reducidos. Se limitan al relleno de algunos torrentes generalmente muy encajados o al tapizado del fondo de estructuras sinclinales como la situada al NE del núcleo de Gavarrà.

Litológicamente se trata de limos o limos arenosos con abundantes cantos dispersos o formando niveles y algunos bloques dispersos. En la zona de ala de los torrentes, la litofacies dominante son los limos masivos de coloración rojiza o blanquecina en función del área fuente. Incluyen abundantes gravillas angulosas de litología generalmente carbonatada. Hacia el centro de los torrentes son frecuentes los niveles de cantos angulosos o rodados con matriz limosa o arenosa. Presentan geometría lenticular, base erosiva y continuidades laterales de varios metros.

4.2.5.4. Formaciones superficiales de origen kárstico

Forman varios depósitos de reducida extensión cartográfica en la sierra de Odèn y en un afluyente del río Rialp al oeste del coll de Creus. Se trata de limos rojizos tipo *terra rossa* procedentes de la descalcificación de carbonatos. Generalmente aparecen en zonas deprimidas endorreicas, tipo dolinas, formadas por el hundimiento de galerías kársticas.

4.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El relieve actual de la Hoja es el resultado final de procesos geodinámicos internos (constructivos) y externos (mayoritariamente destructivos). Este conjunto de procesos ha contribuido desde las primeras fases de la construcción del orógeno pirenaico a la evolución geomorfológica del mismo si bien los retoques definitivos están relacionados con los cambios climáticos del Cuaternario.

El almacén o estructura del relieve actual es el resultado de las fases tectónicamente más activas del orógeno iniciadas en el Cretácico superior y continuadas con mayor importancia durante el Eoceno y el Oligoceno. Es durante estas últimas edades cuando las unidades cabalgantes adquieren mayor actividad y desarrollo. Producto de esta dinámica se generó un importante volumen de relieve que fue expuesto a los agentes externos produciéndose coetáneamente la generación de importantes espesores de materiales detríticos (molasses) así como los procesos erosivos de escultura para dar lugar a un relieve estructural con importante energía. La actividad tectónica sincrónica con el depósito propició que muchos de estos materiales molàsicos estén afectados a su vez en la dinámica de cabalgamientos.

Según PEÑA MONNE (1983) las molasses llegaron a fosilizar la práctica totalidad de los surcos creados desarrollándose superficies de erosión en las zonas más elevadas que se corresponderían a los relieves actuales (Sierras del Montsec, Boumort, Prada; Sant Joan, San Marc, etc). Dichas zonas fueron sin embargo fosilizadas más tarde, a lo largo y finales del Oligoceno y posiblemente inicios del Mioceno, aunque con menores espesores de materiales detríticos. Este hecho

quedaría probado por la presencia de retazos de dichos materiales, prácticamente subhorizontales, por encima de las superficies erosivas.

En la Hoja de Oliana las edades de fosilización de cada unidad cabalgante han sido establecidas por VERGÉS (1993) considerando los 29 m.a. para el cabalgamiento de Port del Comte y los 34 m.a. para el del Montsec. Ello situaría el final de la actividad tectónica principal en el Oligoceno.

A partir del depósito de los materiales molásicos más modernos correspondiéndose con los menos deformados se inicia un proceso de exhumación que esculpirá la estructura. Este proceso se mantendrá durante todo el Neógeno y Cuaternario siendo activo en la actualidad.

4.3.1. Las superficies de erosión

En principio cualquier superficie de erosión debería poderse datar dentro de unos límites de forma muy simple. La superficie debe ser más joven que las rocas erosionadas que corta y más antigua que las formaciones rocosas que la recubren. Sin embargo en la realidad la datación de superficies puede ser más compleja y difícil. Debe considerarse que se entiende por edad de una superficie de erosión dado que esta necesita un considerable lapso de tiempo para su formación.

Según el modelo de Davis la evolución del relieve queda expresada como un ciclo de erosión (Fig. 5). Partiendo de una superficie inicial que ha sido elevada para formar una cordillera, por causas tectónicas, el drenaje tenderá a cortar hacia un nuevo nivel de base generando incisiones importantes y convirtiendo la superficie inicial en una superficie irregular. Una vez que los cursos fluviales hayan alcanzado su nuevo nivel de base, cesa el corte longitudinal en los mismos y prosigue en los interfluvios consumiéndolos, aminorando las pendientes, y formando en última instancia una llanura o penillanura (casi llanura). El ciclo volvería a iniciarse a consecuencia de un nuevo levantamiento (tectónica). En este sentido el relieve es concebido como una serie de penillanuras en diversos procesos de evolución.

A partir del simple modelo de Davis se han propuesto diversas variaciones al mismo. Una de las cuestiones más debatidas ha sido el de la evolución y morfología de las pendientes. En este sentido hoy sabemos que la forma de las mismas depende en gran parte de las propiedades del material y la naturaleza de los procesos erosivos que se dan en ellas. La diferencia está en si las pendientes evolucionan según el modelo de Davis en el cual cada estadio es isócrono (ver figura) o si la evolución de las pendientes sigue el modelo propuesto por King, ver OLLIER (1991) y TWIDALE (1989), en que las pendientes retroceden formando un pedimento el cual sería evidentemente heterócrono.

Es difícil en el caso que nos ocupa saber cómo se formaron las superficies. Nuestro concepto acerca de la edad de esta forma depende en gran manera de que modelo consideremos en cuanto a su formación. Si pensamos que estas superficies se formaron por retroceso paralelo de las pendientes según el modelo de King, entonces las zonas cercanas a los relieves residuales son más jóvenes que los situados en zonas más deprimidas. La superficie sería diacrónica y si le tenemos que asignar una edad la duda está en considerar la edad de su inicio o la de su término.

En el caso de aplicar el modelo de Davis el problema es más sencillo siempre que se conozca cual fue la edad en que terminó el último estadio, a menudo difícil de determinar.

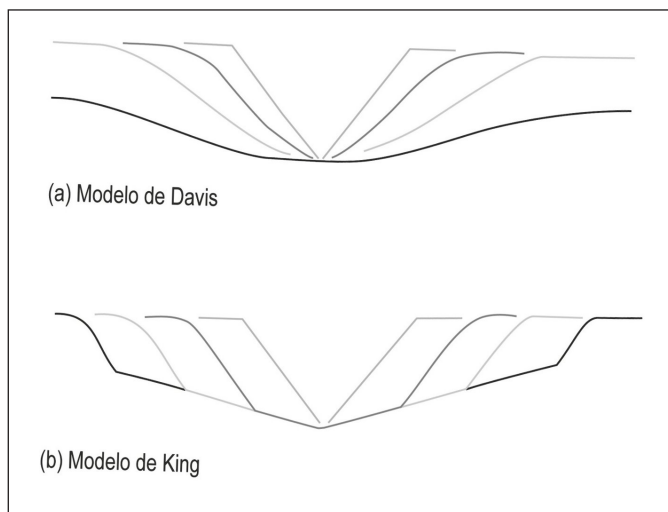


Fig. 5.– Modelos de evolución de las pendientes.

La cuestión a tener en cuenta y quizás la principal, es, como ya se ha avanzado, las relaciones existentes entre los depósitos recientes o no y la superficie de erosión. Si bien resulta prácticamente imposible establecer la evolución de la zona en referencia a edades absolutas debido a la total falta de las mismas, sí se pueden establecer los principales episodios de evolución en referencia a criterios de edades relativas.

Clásicamente en el Pirineo se han descrito tres conjuntos de superficies de erosión: El primer conjunto está formado por diferentes retazos que afectan incluso la denominada Zona Axial que se supone coetánea a la formación de las molasas Oligocenas respecto a las que quedaban como relieves residuales BOISSEVAIN (1934), SOLE *et al.*, (1952), SERRAT, (1980), GÓMEZ (1987), PEÑA (1983), BIROT (1937), BARRERE (1951), RODRÍGUEZ (1986).

Un segundo conjunto de edad intra o fini-miocena muy extendida en las Sierras Marginales, BARRERE (1951), PEÑA (1983), RODRÍGUEZ (1986), SANCHO (1988), BENITO (1989) y un tercer conjunto Pliocuaternal descrito por PEÑA (1983), ALBERTO *et al.*, (1983).

En principio las superficies de erosión identificadas en la Hoja (Sierra de Odén y Sant Marc) pertenecerían al primer conjunto. Los dos conjuntos restantes no estarían representados en la Hoja aunque no puede descartarse que alguno de ellos se confundiera por coincidir con la situación de plataformas estructurales subhorizontales ya en la zona del antepaís.

4.3.2. La karstificación

La presencia de afloramientos calizos en las zonas afectadas por superficies de erosión han favorecido el desarrollo de procesos kársticos cuyas representaciones más espectaculares se

encuentran en la Sierra de Odén. El inicio de estos procesos se considera posterior a la exhumación de la cobertera molásica discordante que recubría estas superficies erosivas. Es durante el neógeno cuando podría haber adquirido un desarrollo importante que se continuaría durante el Cuaternario y la actualidad.

4.3.3. La incisión fluvial

El encajamiento de la red fluvial es patente a lo largo de todo el Neógeno y Cuaternario con la creación de profundos cañones y vaciados importantes. En el segundo caso la alternancia de periodos de sedimentación con periodos erosivos queda patente en los sistemas de terraza del río Segre y la Rivera Salada. Hoy en día se desvincula la equivalencia de terrazas con épocas glaciares. Es evidente la relación del número de terrazas en un curso con su importancia hidrológica. El Segre dispone de mayor número que la Rivera Salada que a su vez presenta mayor número que el río Rialb. Asimismo los empalmes morfológicos entre terrazas en las zonas de confluencia de los ríos relacionan los niveles inferiores de terraza. Con toda probabilidad durante la génesis de las terrazas más antiguas del río Segre los afluentes tan solo presentarían incisión lineal o un desarrollo incipiente de terrazas que no habrían sobrevivido a la erosión posterior.

La edad de las terrazas es imprecisa debido a la falta de dataciones absolutas pero, atendiendo a relaciones relativas entre los niveles de terraza a lo largo del curso del Segre, las terrazas superiores +90/+110 m así como sus glaciares correlativos pertenecerían al Pleistoceno inferior o medio, el nivel, +50 m y sus glaciares correlativos al Pleistoceno medio a superior y las inferiores, +10 m, +1/+3 m y sus depósitos correlativos al Pleistoceno superior y Holoceno respectivamente PEÑA (1983).

4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos actuales desde el punto de vista dinámico comprenden los relacionados con el régimen fluvial, dinámica de vertientes y erosión. La erosión ocasiona la remoción del material superficial debida a la acción de los agentes externos. Los procesos erosivos son frecuentes en el ámbito estudiado y son un aspecto normal del desarrollo del paisaje. Factores tales como el grado de cobertura vegetal, la pendiente del terreno y la competencia o resistencia litológica influyen en el grado de erosión. En la zona que nos ocupa la existencia de litologías lábiles como margas y margocalizas, unido a la desprotección del suelo por parte de la escasa cobertera vegetal y las altas pendientes que se observan condicionan la existencia de procesos erosivos importantes. Las formas indicativas de la actividad de este proceso son la incisión lineal, las cárcavas y sus cabeceras. Asimismo y en relación con la dinámica fluvial diversas zonas correspondientes a las partes cóncavas de los meandros presentan zapamamiento por parte del Segre.

En la actualidad los procesos fluviales siguen siendo activos. La incisión lineal sigue actuando especialmente en las zonas acaravadas de la combe de Oliana así como en todos aquellos sectores con substrato lábil y desprovistos de cubierta vegetal.

Las laderas, pese a los fuertes desniveles existentes, no presentan altos grados de inestabilidad aunque cabe precisar que dichas inestabilidades pueden darse en amplias zonas, aunque de forma puntual, tras periodos de lluvias intensas, que favorecerían la aparición de deslizamientos, así como caídas de bloques.

Los procesos kársticos siguen siendo perfectamente funcionales en las zonas de substrato calizo constituyendo auténticos sistemas acuíferos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

5.1. TRIÁSICO-JURÁSICO. EL PERIODO DISTENSIVO

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja de Oliana pertenecen al Triásico superior y Jurásico. La emisión de rocas magmáticas (ofitas) intruidas entre las lutitas y yesos del Keuper se atribuye a una etapa tectónica distensiva en todo el Mediterráneo occidental durante este periodo. Aunque en la Hoja de Oliana no hay afloramientos de ofitas, si los hay al sur de la Hoja vecina de Artesa de Segre (328) cerca de la localidad de la Ametlla.

Los procesos distensivos controlaron la sedimentación del que era una cuenca amplia y homogénea en un momento de calma orogénica (GARRIDO y RÍOS, 1972). La sedimentación dio lugar a depósitos lagunares, perimareales y de plataforma carbonatada somera.

Los materiales del Muschelkalk superior, interpretados como depósitos de inter a supramareales, se formaron durante una fase regresiva que culminó con la deposición de las facies keuper, en un contexto claramente evaporítico que marcaría la etapa final del ciclo marino del Muschelkalk superior.

El Lías representa sin embargo la primera gran transgresión jurásica, al final de la cual una sobre-elevación de los fondos provoca que estos sean recubiertos por acumulaciones de Ostras, que dan lugar a las llamadas capas de Griceas del Aalenense. Este dispositivo seguirá rigiendo la sedimentación durante el Jurásico medio y superior dando lugar a ritmos y secuencias de carácter regresivo, es decir, con los términos marinos a la base y seguidos de una evolución progresivamente más regresiva hacia techo. Hecho que solo se puede explicar por movimientos de distensión (subsistencia) GARRIDO-MEGÍAS (1973).

5.2. CRETÁCICO INFERIOR: INDIVIDUALIZACIÓN DEL DOMINIO PIRENAICO

Con el Cretácico inferior se inicia un nuevo ciclo, que rompe con la gran homogeneidad, que en términos generales reinaba durante el Jurásico, el cual perdurará durante todo el Cretácico inferior.

En esta nueva etapa empieza la individualización del dominio pirenaico. Se caracteriza por una gran inestabilidad (fases de distensión y fuerte subsidencia) que fragmenta la cuenca jurásica del dominio aquitano-pirenaico en numerosas cuencas secundarias. Cuencas que a la vez, presentan un cambio radical en las direcciones paleogeográficas tomando la dirección del eje pirenaico.

Durante este periodo las áreas de deposición quedan considerablemente reducidas respecto del Jurásico, originándose una sedimentación localizada en zonas restringidas

En el manto de las Sierras Marginales (escamas tectónicas de las rampas laterales del Segre) el único registro sedimentario que persiste son los sedimentos lateríticos de edad Aptiense-

Albiense, depositados en las cavidades kársticas. En los mantos de Montsec y Bóixols, que ocupaban una posición paleogeográfica más septentrional que el manto de las Sierras marginales, continuó la sedimentación carbonatada marina durante todo el cretácico inferior, y localmente la sedimentación laguno-lacustre (9) directamente por encima del Jurásico mediante un "Hard ground" atribuida al Albocenomaniense. Tal como se observa al norte de Llinàs, en la Sierra de Tub.

5.3. CRETÁCICO SUPERIOR: LA TRANSGRESIÓN CRETÁCICA Y LA ESTRUCTURACIÓN DE LOS PIRINEOS

En el Cretácico superior el desplazamiento relativo de las placas ibérica y europea favorece ya en el Albo-cenomaniense la creación de un sistema de fosas entre dichas placas a lo largo de la falla Norpirenaica. Estas fosas resultan de un proceso de "rifting" que provoca el hundimiento y el basculamiento de bloques previamente delimitados por fallas de dirección NE-SO y NO-SE. De este proceso resultan la emersión de una gran parte de las plataformas del Cretácico inferior, una activación de la erosión subaérea y una sedimentación turbidítica a pie de los pendientes submarinos. Este sería el origen del primer "flysch" pirenaico. Este "flysch", sin embargo, se localiza al norte de la zona axial del Pirineo.

Al sur, en cambio, en el dominio de los mantos de Bóixols-Montsec, el Cretácico superior se inicia con la discordancia intra-Cenomaniense situada a la base de las calizas de Santa Fé (10). En las Sierras Marginales y en el dominio de la unidad del Cadí (Port del Comte) lo hace, sin embargo, con la sedimentación de los depósitos detríticos del Santoniense, las areniscas de Adraén (19), que constituirían la base de la transgresión del Cretácico superior, por encima de una superficie de erosión.

A partir del Santoniense Superior, se produce un notable cambio, cuyo dispositivo paleogeográfico vendría regido por unos surcos de orientación subparalela al eje de la cadena pirenaica. La génesis de estos surcos vendría marcado por un giro levógiro de la placa Ibérica respecto de la europea, donde la distensión máxima se alcanzaría al oeste y disminuiría al este hasta un hipotético eje de giro que marcaría el final del surco (MATTAUER y SEGURET, 1971). A partir de este punto se produciría el fenómeno inverso, es decir una compresión y por consiguiente un plegamiento. Este mecanismo explicaría por un lado la geometría de los surcos (progresivamente más anchos y profundos hacia el oeste), y por otro lado el origen de los materiales detríticos que provendrían de las zonas plegadas sometidas a compresión, es decir del Este. Por lo que este periodo tomaría un carácter mixto (distensión-compresión) (GARRIDO-MEGÍAS, 1973).

El dominio marino correspondiente al Santoniense superior Campaniense de la parte oriental del pirineo meridional, habría consistido en una cuenca turbidítica orientada SE-NO, limitada en su extremo oriental por una plataforma progradante hacia el NO, instalada por la transgresión del Santoniense superior Campaniense. Las series de plataforma en el margen Ibérico de la cuenca, afloran en la Unidad Surpirenaica Central (Sierras del Montsec, Aubenç, Turb, manto del Pedraforca), también en las Sierras Marginales, y en las unidades intermedias, como la Sierra del Cadí.

En el Senoniense preside en esta zona una intervención tectónica compresiva bien caracterizada, que provoca el levantamiento y la erosión del sector oriental de la sierra pirenaica en la zona axial.

Durante el Campaniense terminal-Maastrichtiense, las facies de talud y margen activo de la cuenca se reconocen en la parte noroccidental de la Unidad Surpirenaica Central. Se identifican en esta zona en la periferia del anticlinal sinsedimentario de San Corneli-Boixols-Montanissell (al NO de la presente Hoja) con depósitos de resedimentación submarina muy gruesos (olistotroma de Pumanyons) y continua con una serie terrígena primero turbidítica y después de plataforma (margas de Salàs y Areniscas de Arén) y finalmente de cono aluvial (Garumniense de Coll de Nargó) cuyos conglomerados fosilizan el frente del cabalgamiento de Bóixols.

La plataforma externa es reconocible en la parte suroriental de la UCS, en el anticlinal de Isona, en las sierras de Aubenç y de Turb. Se manifiestan con la potente serie de margas alternadas con margocalizas de Valldarques (23) (Valle del Segre, al sur de coll de Nargó) o con la formación de Perles (22) (Valle del Segre al O de Alinyà) que pasan progresivamente a las areniscas de Areny. Éstas constituyen la última unidad regresiva del Cretácico En la UCS y están recubiertas por los materiales ya continentales del Garumniense del Grupo de Tremp.

El Grupo de Tremp agrupa los depósitos no marinos del Cretácico superior y del Paleoceno, en facies de llanura de inundación fluviales, de paleosuelos y de lagunas. Se desarrollan ampliamente en el sinclinal de Tremp (cuya terminación oriental asoma por el extremo Noroccidental de la Hoja de Oliana), y en las cercanías de Coll de Nargó, en el valle del Segre (al N de la presente Hoja, y Hoja de Organyà). El Garumniense se extiende igualmente sobre las calizas maastrichtienses de las Sierras Marginales, del Cadí, Odén y Port del Comte, en esta zona. Los depósitos del Garumniense si bien indican una tendencia regresiva en la cuenca pirenaica, son expansivos respecto los depósitos marinos infrayacentes.

5.4. PALEOCENO-EOCENO MEDIO

Al final del Cretácico, esta área surpirenaica estaba dominada por una cuenca de sedimentación marina abierta hacia el Atlántico, con depósitos turbidíticos que pasaba a ambientes marinos cada vez más someros y costeros hacia las zonas periféricas y hacia el este. En este sentido (en la parte central y oriental del área surpirenaica) había ambientes netamente continentales ocupados por los depósitos rojos de ambientes lacustres, fluviales y aluviales conglomeráticos típicos de las llamadas Facies Garumnienses, que comprenden en esta área desde el Maastrichtiense hasta casi la totalidad del Paleoceno.

Durante el paleoceno superior se inicia una nueva fase transgresiva en el dominio surpirenaico que culmina con la instalación de una plataforma carbonatada somera durante el llerdense (33).

A partir de ese momento (la base del Eoceno) se empiezan a sentir las primeras evidencias orogénicas que crean los primeros relieves generadores de sedimentos detríticos. La cuenca hasta entonces única, se divide en dos surcos de dirección generalizada E-O.

En el surco situado al sur, la Cuenca del Ebro, se observa como los depocentros sedimentarios migran hacia el oeste a la vez que la propia cuenca migra hacia el sur. Se trata de una cuenca disimétrica con el margen más abrupto al N, a pie de una área montañosa muy activa que se contrapone al S con el margen pasivo y de relieve suave, propicio para la instalación de ambientes sedimentarios tranquilos como son las plataformas marinas carbonatadas de aguas someras.

Es en esta época cuando se dan las primeras deformaciones de las Sierras Marginales y el emplazamiento del Manto del Montsec.

La deposición de las margas de Oliana (37) en el Bartonense de este sector de la cuenca de antepaís del Ebro, se realiza siguiendo, en términos generales, un surco de dirección ONO-ESE con polaridad atlántica. Este surco está flanqueado por depósitos deltaicos, que en el margen sur son de procedencia catalánide (ANADÓN *et al.*, 1979; y COLOMBO, 1980), y en el margen norte de procedencia pirenaica (CAUS, 1973; SOLÉ SUGRAÑES, 1973; TABERNER, 1983, y PUIGDEFÁBREGAS *et al.*, 1986). En el ámbito de la Hoja de Oliana estos depósitos de ambientes deltaicos están representados bajo los epígrafes 38 y 39.

5.5. EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO

A finales del Eoceno, se registra la última regresión marina que tuvo lugar en la Cuenca del Ebro. La deposición de las sales marinas de la Fm Cardona (40) llegó a colmar la cuenca, convirtiéndola en una cuenca potásica durante esta época, marcando el paso de las condiciones marinas a continentales en el sector oriental de la Cuenca del Ebro. Estos depósitos llegan a alcanzar una potencia considerable, unos 300 m. Sin embargo los afloramientos de estas evaporitas solo son accesibles en sus facies más centrales (al sur del ámbito de la Hoja), en el diapiro de Cardona y en las explotaciones mineras, a causa de la disposición de la cuenca y por encontrarse recubiertas por los materiales continentales de relleno. En las zonas marginales de la cuenca, como es el área del anticlinal de Oliana, las evaporitas, aunque con afloramientos muy restringidos, presentan facies de características predominantemente detríticas. Hecho que indica su proximidad con los aportes de los materiales de facies deltaicas y de abanicos litorales de procedencia pirenaica (41, 42, 43).

La evolución de los sistemas aluviales de procedencia norte, formados a lo largo del margen septentrional del sector oriental de la Cuenca del Ebro fue simultánea con el emplazamiento final de la unidad del Cadí y de la Unidad Surpirenaica Central. En los sectores más orientales, algunos de estos sistemas se desarrollaron desde el Priabonense superior hasta el Rupeliense, mientras que hacia el O la evolución persistió al menos hasta el Oligoceno terminal.

Cada uno de estos sistemas aluviales, está compuesto por conjunto coalescente de abanicos aluviales. Los conglomerados de las zonas aluviales proximales evolucionan hacia el sur a sedimentos detríticos de abanico aluvial terminal y depósitos lacustre evaporíticos, en una secuencia de progradación muy marcada relacionada con la migración hacia el sur del margen septentrional de la cuenca por el emplazamiento final de la Unidad del Cadí.

Los procesos de emplazamiento final de las unidades autóctonas pirenaicas (Unidad del Cadí y Unidad Surpirenaica Central) dieron lugar a estructuras tectónicas que controlaron la evolución de estos sistemas, quedando afectados por procesos de levantamiento y deformación de los márgenes de la cuenca. Este hecho dio lugar a la formación de discordancias progresivas angulares y discordancias sintectónicas en los conglomerados aluviales. La evidencia más espectacular de estas relaciones geométricas lo encontramos en la Hoja de Sant Llorenç de Morunys, al sur de esta población, en el curso del río Cardener.

Entre el río Segre (Hoja de Oliana) y Llobregat (Hoja de Berga) se formaron depósitos muy potentes de conglomerados de zonas aluviales proximales que alcanzan entre 1.000 y 2.500 m de potencia.

Por otro lado, el crecimiento del anticlinal de Oliana y la reactivación de las rampas laterales de las Sierras Marginales son coetáneos (VERGÉS, 1993). Con esta reactivación se genera un sistema de rampas imbricadas que se deforman por el crecimiento del anticlinal de Oliana, siguiendo una secuencia de bloque superior (VERGÉS y MUÑOZ, 1990).

El cabalgamiento inferior de la USC (Sierras Marginales) aflora en el ámbito de la Hoja al este de la Sierra de Sant Marc. Los conglomerados y brechas de los sistemas aluviales 1,2 y 3 se encuentran claramente involucrados y cortados por los cabalgamientos tanto de las rampas laterales como por el cabalgamiento basal de la unidad del Cadí (cabalgamiento de Vallfogona). En cambio los sistemas aluviales 4 y 5 se generaron posteriormente al movimiento de estas estructuras, ya que se observa claramente como las fosiliza, sin embargo aún se observa en ellos un cierto grado de deformación que va disminuyendo progresivamente.

En este extremo oriental de la USC, el cabalgamiento inferior del Montsec está recubierto por los conglomerados de Comiols del Oligoceno superior, que hemos atribuido, en la presente memoria, al sistema aluvial 6. Cabe decir que dicho sistema aluvial se depositó rellenando una paleovalle generada por la deformación del extremo oriental de las láminas de las Sierras marginales, plegadas por el emplazamiento del dúplex de Oliana (anticlinal de Oliana).

A partir de este momento no se reconoce en el ámbito de la Hoja de Oliana ningún registro sedimentario más moderno hasta el Cuaternario.

5.6. CUATERNARIO

El conjunto del Terciario continental queda sometido a erosión. El encajamiento de la red fluvial y la generación de los depósitos superficiales asociados han dado lugar desde entonces al modelado actual del relieve.

Las formaciones superficiales en esta Hoja tienen generalmente poco espesor y extensiones cartográficas reducidas. Se disponen formando un sistema de terrazas escalonadas a ambos márgenes del río Segre y la Rivera Salada. En el resto de rieras y torrentes las formaciones superficiales son en todos los casos discontinuas y de reducido espesor, excepto algunas terrazas bajas del río Rialp. En las zonas donde el substrato precuaternario es más blando y ha permitido una fuerte erosión, formándose abanicos aluviales o glacis de acumulación de dimensiones kilométricas, como por ejemplo en el interior de la combe anticlinal de Oliana o en el barranco de la Mora Condal. Los glacis, en el interior del anticlinal de Oliana aparecen a diferentes alturas lo que indica diferentes generaciones de ellos.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES-MINERÍA Y CANTERAS

6.1.1. Minería

En la actualidad no hay constancia de actividades mineras en el territorio abarcado en la Hoja. Existió sin embargo, cierta actividad minera dedicada a la explotación de lignitos en las localidades de Coll de Nargó y Fígols d'Organyà; así como al norte de la localidad de Cambrils (Mina Juanita) y a la explotación de bauxitas en Peramola (Mina Esperanza), en la Baronia de Rialb (Mina Teresita) y en el monte Sant Marc (Mina de Sant Marc) al extremo SO del anticlinal de Oliana (Fig. 6).

6.1.1.1. *Minerales metálicos: Mineralizaciones de Al (bauxita)*

Las mineralizaciones de aluminio constituyen las mineralizaciones metálicas más frecuentes en esta Hoja con un total de 7 indicios cartografiados. Son mineralizaciones de tipo sedimentario debidas a procesos de laterificación relacionados con la laguna estratigráfica que abarca desde el Jurásico medio hasta el Cretácico medio. Como resultado de este proceso de laterificación y relacionadas con procesos kársticos, se originan las bauxitas.

Las bauxitas contienen fundamentalmente bohemita y subordinadamente caolín y hematites, mineral responsable de la pigmentación rojiza que presentan. Todas las bauxitas encontradas aparecen rellenando cavidades kársticas en las calizas mesozoicas.

6.1.1.2. *Minerales no metálicos*

Los indicios de minerales no metálicos presentes en la Hoja se reducen a:

- pequeñas acumulaciones de halita (sal común) en la localidad de Cambrils (Oden), relacionadas con surgencias originadas por la circulación de aguas superficiales
- niveles del Keuper (Mesozoico)
- niveles interestratificados de yeso, al sur de Oliana, principalmente en los materiales paleógenos de origen evaporítico de la Fm Cardona (40) y de la Fm Barbastro (44) (SAEZ, 1987, VERGÉS, 1993)
- y a un indicio de epsomita (sulfato de magnesio) en la población de Nuncarga (Peramola).

6.1.1.3. *Minerales energéticos*

En el ámbito de la Hoja existen lignitos que presentan una mineralización accesoria de sulfuros y óxidos de hierro principalmente. Son de edad cretácica y presentan una coloración marróncea o negra.

No existen en la actualidad canteras activas de lignitos.

<i>Población</i>	<i>Yacimiento</i>	<i>Lambert X</i>	<i>Lambert Y</i>	<i>Mineralizaciones</i>
Coll de Nargó		1019,9	851,2	Lignito, pirita
Fígols d'Organya		1018,2	851,3	Lignito, pirita
Nuncarga		1008,2	837,3	Calcita, yeso
Peramola	"Mina Esperanza"	1008,2	838,9	Bauxita (Boehmita)
	Font Cané	1009,3	839,7	Boehmita, hematites
	Mollesi	1008,1	840,4	Boehmita, caolinita
Perles (Alinyà)	Mina Juanita	1018,6	851,2	Lignito, siderita
Sant Marc		1007,8	837,8	Bauxita
Cambrils (Ordèn)		1019,6	849,3	Halita, yeso
Pallerols (Baronia de Rialb)	Mina Teresita	1006,4	837,4	Boehmita, hematites
	Can Empordanès	1005,6	837,5	Boehmita, caolinita
	Arsosa	1006,2	838,2	Boehmita, hematites

Fig. 6.– Relación indicios minerales y explotaciones (inactivas) en el ámbito de la Hoja de Oliana (291).

6.1.2. Canteras

Existen acumulaciones de yesos representados por los sulfatos de origen marino que afloran al sur de la localidad de Oliana y en la localidad de Cambrils (Oden) y en los materiales triásicos, sector noroccidental de la Hoja. En la actualidad, ninguna de estas acumulaciones es objeto de explotación.

En la actualidad únicamente existe una explotación de gravas en el lecho de la Ribera Salada, cerca del pueblo de Ogern.

6.2. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

Aplicando criterios litológicos, estructurales, geomorfológicos e hidrogeológicos, los materiales que de la Hoja de Oliana pueden agruparse en seis áreas de comportamiento geotécnico diferente.

Área 1: Comprende los materiales mesozoicos que forman la unidad morfoestructural del Montsec y el fragmento de la lámina cabalgante de Bòixols que aflora en la Hoja.

Área 2: Comprende los materiales terciarios que forman la fracción de la depresión del Ebro que aflora en esta Hoja.

Área 3: Comprende los materiales terciarios que constituyen el anticlinal de Oliana.

Área 4: Comprende los afloramientos de las Sierras Marginales.

Área 5: Comprende los afloramientos de la unidad morfoestructural del Port del Comte.

Área 6: Comprende las formaciones superficiales cartografiadas.

6.2.1. Área 1

Comprende los materiales mesozoicos que forman la unidad morfoestructural del Montsec y el fragmento de la lámina cabalgante de Bòixols que aflora en la esquina noroccidental de la Hoja. Pueden diferenciarse diversas Zonas atendiendo a criterios meramente litológicos e hidrogeológicos.

– Zona 1.1

Está formada por materiales carbonatados del mesozoico que constituyen los relieves del Montsec englobados en las unidades cartográficas: 17, 18, 21, 22, 23, 24, 27 y 28.

Son materiales consolidados y competentes. Presentan un cierto grado de fracturación debido a la estructuración tectónica. Su permeabilidad dominante es por fisuración y por karstificación. Sus buzamientos raramente superan los 40 grados. Presentan un grado de peligrosidad moderado frente a inestabilidades en taludes. El principal factor de riesgo es la caída de bloques, producida por la intersección de las superficies de estratificación y la esquistosidad del macizo asociada a la estructuración tectónica. Este fenómeno se ve potenciado por la alternancia de los carbonatos con litologías impermeables que favorecen la meteorización de las juntas, por el buzamiento de las capas y por el marcado relieve.

Las unidades cartográficas 17 y 18 formadas por calizas alternando con margocalizas presentan caídas gravitacionales de bloques y deslizamientos en sus taludes naturales. Los depósitos formados por bloques caídos y materiales deslizados se han incluido en la unidad cartográfica 69 y son atravesados por la carretera C-1313 a su paso por el embalse de Oliana.

– Zona 1.2

Está formada por los materiales mesozoicos que constituyen el fragmento del anticlinal de Abejlla de la Conca, que aflora en esquina noroccidental de la Hoja. Engloba a las unidades cartográficas: 7, 10, 11, 12, 13, 14, 15 y 16.

Esta zona está formada por alternancias entre calizas, margas y margocalizas. Se trata de materiales poco competentes que presentan fuertes buzamientos, superiores a 40 grados.

6.2.2. Área 2

Comprende todos los materiales terciarios de la depresión del Ebro que afloran en la Hoja a excepción de los que forman el anticlinal de Oliana, que por criterios estructurales han sido considerados como una área distinta, Área 3. Esta área está formada por las unidades cartográficas

de la 52 a la 68. Son rocas sedimentarias de tipo detrítico, conglomerados, areniscas y lutitas. En función de criterios litológicos han sido separadas las siguientes zonas:

– Zona 2.1

Está formada por las unidades cartográficas constituidas por conglomerados afectados por un intenso diaclasado. Estos materiales se incluyen en las unidades cartográficas: 62, 58, 53.

– Zona 2.2

Está zona la constituyen las unidades cartográficas: 66, 67, 68, 64, 63, 60, 59, 55 y 54 formadas básicamente por alternancias de areniscas, lutitas y algún nivel de conglomerados.

– Zona 2.3

Los materiales que constituyen esta zona son brechas muy consolidadas incluidas en las unidades cartográficas: 51, 57, 61 y 65, pero tienen una escasa representación en la Hoja.

6.2.3. Área 3

Comprende los materiales terciarios que constituyen el anticlinal de Oliana. Está constituida por las unidades cartográficas: 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 46, 47, 48, 49, 50, 54, y 59. Todos los materiales de esta área se caracterizan por buzamientos, en su mayoría, superiores a los 40 grados, además de presentar un diaclasado importante.

En general se trata de alternancias de materiales detríticos: conglomerados, arenas y lutitas con grados de cementación muy variables. El contraste de competencias entre estas litologías añadido a los fuertes buzamientos que presentan, comporta caídas de bloques, el tamaño de los cuales está directamente relacionado con el grueso de los estratos de las litologías más competentes.

Existen niveles de yesos dentro de las unidades cartográficas 40 y 44, pero siempre alternando con lutitas. Cabe diferenciar la unidad 37, constituida únicamente por margas y lutitas. La carretera C-1313 a su paso por los materiales que constituyen esta área, permite observar en sus desmontes las principales problemáticas que presentan estos materiales.

6.2.4. Área 4

Comprende los afloramientos de las Sierras Marginales. Está constituida por los materiales de las unidades cartográficas: 45, 9, 8, 6, 5, 4, 3, 2 y 1.

6.2.5. Área 5

Comprende los afloramientos de la unidad morfoestructural del Port del Comte. Está constituida por los materiales de las unidades cartográficas: 36, 35, 34, 33, 32, 31, 30, 29, 20, 19, 2 y 1.

6.2.6. Área 6

Comprende las formaciones superficiales cartografiadas. En función de criterios litológicos se han diferenciado las siguientes zonas:

– Zona 6.1

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 76, 77. Se trata de gravas, polimícticas, arenas y limos con un grado de cementación que varía de nulo a elevado en función de la presencia local de crostificaciones.

– Zona 6.2

Está formada por los materiales de las unidades 78 y 79. Se trata de gravas polimícticas, arenas y limos con un grado de cementación nulo o bajo.

– Zona 6.3

Está formada por los materiales de las unidades 71 (travertinos) y 72 (arcillas de descalcificación). Se trata de unidades con muy poca representación en la Hoja.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja 291 de Oliana abarca el sector centro meridional del Dominio del Sinclinal de Tremp, en contacto con el Sistema Paleógeno de la Depresión del Ebro. Constituye una zona de tránsito entre las unidades occidentales y orientales del sistema Tremp-Vallcebre, delimitado meridionalmente por el cabalgamiento del Montsec, fosilizado aquí por los materiales del Sistema Paleógeno de la depresión del Ebro. Comprende también la terminación oriental del Sistema de las Sierras Marginales Catalanas, en forma de afloramientos discontinuos recubiertos por los materiales paleógenos.

El Sistema Paleógeno de la Depresión del Ebro ocupa el sector centro-meridional de la Hoja, formado mayoritariamente por materiales oligocenos. En el núcleo del anticlinal de Oliana aflora la base de los materiales terciarios (margas de Igualada).

Los materiales aluviales están desarrollados en los márgenes del río Segre, aguas abajo del embalse de Oliana y en el curso bajo de la Ribera Salada, integrados dentro del Sistema de los aluviales del Segre. Por otro lado, el recubrimiento coluvial ocupa la mayor parte de la cubeta de Oliana y el curso bajo del río Sallent, al norte de la Hoja, y se han integrado dentro del Sistema de los cuaternarios del Segre.

6.3.1. Climatología

La precipitación media anual en la estación de Oliana es de 731 mm, con un máximo de 88,2 mm en el mes de septiembre y un mínimo de 34,2 mm en el mes de enero. La lluvias medias anuales descienden notablemente de norte a sur. El trazado de las isoyetas toma una dirección oeste-

noroeste a este-sureste, entre los 557 mm de Ponts y los 760 mm de Abella de la Conca. Las precipitaciones medias mensuales dan una distribución alternante con dos máximos anuales en mayo y setiembre, y dos mínimos en julio y enero-febrero. La temperatura media anual en la estación de Oliana de 12,5 ° C, con una máxima de las medias mensuales de 22,8 ° C en el mes de julio y una mínima de 3,1 ° C en el mes de enero. Estas temperaturas son relativamente elevadas para la zona y corresponden al valle del río Segre, que se mantiene entre los 12 y los 13 ° C, pero disminuyen hacia los flancos del valle.

La Hoja queda comprendida dentro de la zona mesotérmica I de Thornthwaite, con valores de la ETP anual situados en el entorno de los 700 mm, con máximos en el mes de julio (117 a 142 mm) y mínimos en el mes de enero (1,1 a 8,9 mm).

6.3.2. Las aguas superficiales

La Hoja de Oliana se sitúa en la cuenca media del Segre, que cruza la Hoja de norte a sur por su sector central. Solo una reducida y estrecha franja del margen sureste pertenece a la cuenca del río Cardener (Pirineo Oriental).

Dentro de la Hoja cabe diferenciar tres subcuencas que corresponden a afluentes principales del Segre, todos ellos de carácter perenne. Por el margen derecho del río, el sector norte está ocupado por la parte meridional de la cuenca del río Sallent, que confluye con el Segre justo en el extremo norte de la Hoja. El margen occidental de la Hoja pertenece a la cuenca alta y media del Rialb, afluente del Segre en la vecina Hoja de Ponts. Por el margen derecho, la cuenca de la Rivera Salada ocupa casi todo el sector centro-oriental de la Hoja. Desagua en el Segre a la altura de Basella, en el límite inferior de la Hoja.

Los restantes afluentes del Río Segre dentro de la Hoja, tienen un carácter generalmente efímero y de escasa entidad. Definen una franja longitudinal a ambos lados del río, que separa la cuenca de la Ribera Salada de las del Rialb i Sallent. La cuenca del río Segre en Oliana tiene una superficie de 2.700 km² y una aportación media anual de 1.028 hm³. El embalse de Oliana (163 hm³) se emplaza en el sector centro-norte de la Hoja, con la presa situada a unos 2,5 km al norte de esta localidad. Aguas abajo, el fondo del valle del Segre se ocupará con el embalse de Rialb, cuya presa se sitúa fuera de la Hoja.

El uso de las aguas superficiales, dentro de la Hoja estudiada, es eminentemente agrícola e hidroeléctrico. La mayor parte de la superficie regada se concentra en los márgenes del río Segre y en el curso bajo de la ribera Salada, en los cultivos que ocupan la llanura aluvial. La toma de agua suele ser directa del río. El único canal de una cierta entidad es el de la huerta de Oliana. La superficie de riego dentro de la Hoja es de unas 785 ha, que parcialmente pueden situarse en las Hojas vecinas. Se afectarán parcialmente con el embalse de Rialb. Corresponden principalmente a cultivos herbáceos de forrajes, patatas y maíz y, en menor cuantía frutales. Derivan 1,93 hm³ anuales.

6.3.3. Las aguas subterráneas

Los acuíferos presentes en la Hoja están vinculados fundamentalmente a las formaciones carbonatadas del sinclinal de Tresp, que ocupan el sector centro-norte de la Hoja (unidades del

Montsec, Bóixols y Odèn-Port del Comte), y a las formaciones aluviales del valle del Segre y del curso bajo de la Ribera Salada (Unidad de los aluviales del Segre). En las formaciones asociadas a las Sierras Exteriores predominan los materiales carbonatados, relativamente permeables, aunque su extensión está limitada por el solape de los depósitos oligocenos. Constituyen acuíferos locales en el sector centro-oriental de la Hoja, integrados sin desglosar en el sistema del mismo nombre. También adquieren el carácter de acuíferos locales, los vinculados a los depósitos coluviales, desarrollados principalmente en la cubeta de Oliana y en el curso bajo del río Sallent e integrados en la unidad de los cuaternarios del Segre.

Las formaciones paleógenas de la depresión del Ebro son poco permeables, tanto en sus facies detríticas superiores (unidad oligocena), como en las facies margosas subyacentes (unidad eocena).

El inventario de puntos de agua que se dispone, comprende 39 puntos distribuidos por toda la Hoja, aunque con una mayor concentración en los valles de los grandes ríos y al pie de la sierra de Port del Comte, donde se ubican los grandes manantiales y se concentra la población.

De los 39 puntos inventariados, la mayoría corresponden a manantiales (22), siguiendo los pozos abiertos (12) y los sondeos (5). La profundidad de los pozos abiertos en los acuíferos cuaternarios, suele ser inferior a los 10 metros, mientras que los sondeos presentan una profundidad más variable, entre los 21 y los 210 metros.

Los principales manantiales de la Hoja, captados a menudo para el abastecimiento urbano, suelen drenar los acuíferos carbonatados, con unos caudales mínimos iguales o superiores a los 0,3 l/s, hasta un máximo de 175 l/s.

Las fuentes del Bulic (3412/1/002), se sitúan en el curso medio del río Rialb, en el contacto entre el mesozoico del Montsec y el paleógeno del Ebro. Representan las mayores aportaciones subterráneas al río que aumentaba su caudal de 10 a cerca de 200 l/s.

La fuente de Sant Quintí (3412/4/002), se sitúa en la cabecera de la Ribera Salada y puede considerarse como las fuentes del río, con un caudal de 125 l/s. Drena las calizas de la Unidad de Oden-Port del Comte.

Las fuentes de Can Sala (3412/4/001), con 18 l/s y de la Mosquera (3412/4/007), con 25 l/s, corresponden a descargas secundarias de la misma unidad, también en la cabecera de la Ribera Salada.

La fuente del Cristo o de la Vila (3412/6/001), con un caudal de 27 l/s, es la más importante de los afloramientos de las Sierras Exteriores y la más significativa de Peramola.

La fuente Salada (el Salí) de Cambrils es una peculiar surgencia salina, de escaso caudal (0,03 l/s), situada en la cabecera de la Ribera Salada y vinculada al afloramiento de Keuper del frente del Montsec.

El rendimiento de los pozos del aluvial del Segre en Oliana, es de 3 a 10 l/s, con unas transmisividades de 100 a 600 m²/d. En la cabecera de la Ribera Salada, en las calizas del borde de la

Unidad del Montsec, el pozo de Llinàs proporciona solo 2,2 l/s, con una transmisividad de 3 m²/d, mientras que el pozo de Cambrils, perforado en las calizas de Oden-Port del Comte, proporciona 8,5 l/s, con una transmisividad de 1.024 m²/d.

El uso de las aguas subterráneas se orienta a los abastecimientos urbanos, a la industria y, en menor proporción al riego. La ganadería suele abastecerse de las redes urbanas. Las extracciones contabilizadas en la Hoja totalizan 1,92 hm³ anuales, de los que 0,95 hm³ corresponden a usos industriales, 0,89 hm³ a abastecimientos urbanos y 0,07 hm³ a riego.

Los usos urbanos incluyen el agua exportada a la Mancomunidad de municipios del Solsonés, procedente de la captación 3412/4/007, con unas extracciones de 0,57 hm³ anuales. En usos de riego cabe considerar la Comunidad de Regantes de Peramola, con unas 20 ha regadas con agua de la surgencia 3412/6/001 y un volumen anual de 50.000 m³. Las extracciones proceden del aluvial del Segre y de la Ribera Salada en un 60%, de las calizas de Oden-Port del Comte en un 30% y de los restantes acuíferos en un 10%.

La calidad de las aguas subterráneas, en base a un total de 21 análisis químicos que corresponden a 7 puntos, refleja aguas de tipo bicarbonatado cálcico, de mineralización media, (entre 400 y 1.150 µS/cm), pH neutro o ligeramente alcalino (7,1 a 8,0), y durezas altas (230 a 680 mg/l CO₃Ca). Las facies menos mineralizadas corresponden lógicamente a las muestras procedentes de los acuíferos aluviales, aumentando en las surgencias relacionadas con las barreras de Keuper. El caso extremo se situaría el Salí de Cambrils (3412/3/006), con una conductividad en campo superior a los 300 mS/cm.

Los índices de contaminación disponibles no son elevados, aunque si reflejan la vulnerabilidad de algunos acuíferos, posiblemente afectados por actividades agrícolas. Muestran una cierta afección por nitratos, aunque no superan los 37 mg/l, acompañada por indicios de amoníaco y ausencia de nitritos.

6.3.4. Definición de las unidades hidrogeológicas

6.3.4.1. *El sistema Tremp-Vallcebre*

Las diversas estructuras tectónicas que integran el sistema, bien delimitadas, facilitan la subdivisión en unidades:

Unidad mesozoica de Bóixols, situada en el ángulo NO de la Hoja. Es un pequeño sector del frente meridional del manto del mismo nombre, constituido por materiales carbonatados.

Unidad mesozoica del Montsec, formada por el extremo oriental del mismo manto que tiene entidad regional. En la presente Hoja ocupa todo el cuadrante noroccidental y una pequeña porción del nororiental. Está constituida por una serie jurásica calco-dolomítica con niveles margosos que soporta una serie cretácica superior, calcárea en la base y detrítico areniscosa hasta el techo.

Unidad mesozoica y terciaria de Odèn-Port del Comte, que aflora en el ángulo noreste de la Hoja, constituyendo el sector más occidental del manto cabalgante del mismo nombre. Está

constituida fundamentalmente por calizas eocenas soportadas por Facies Garumn, Cretácico calizo testimonial y Triásico en la base.

6.3.4.2. El sistema de las Sierras Marginales catalanas

Aflora en el sector central y suroccidental de la Hoja, constituyendo el extremo oriental de dichas sierras como estructura surpirenaica. La sucesión estratigráfica abarca materiales calcodolomíticos jurásicos, carbonatados del Cretácico superior, Facies Garumn y calizas de alveolinas. El hecho de que tectónicamente forme un bloque compacto, a diferencia de la Hoja de Artesa de Segre (328), no permite realizar subdivisiones de carácter hidrogeológico.

6.3.4.3. El sistema paleógeno de la depresión del Ebro

Está formado por materiales detríticos de relleno de la depresión, de edad Eoceno superior-Oligoceno, con la particularidad de que en el centro de la Hoja, por causas tectónicas y erosionales afloran materiales marinos del eoceno superior (margas de Igualada), en el núcleo del anticlinal de Oliana. Este hecho ha posibilitado la división del sistema en dos unidades: la detrítica superior, denominada Unidad oligocena de la depresión del Ebro, y la margosa inferior, Unidad eocena de Oliana.

6.3.4.4. El Sistema de los cuaternarios de la Cuenca del Segre

Dentro de este sistema se diferencian dos unidades:

La unidad de Aluviales del Segre, que incluye el aluvial de dicho río y el de su principal afluente por la izquierda, la Ribera Salada. La unidad denominada Cuaternarios del Segre. Formada por los depósitos coluviales con cierta entidad y capacidad acuífera.

7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1. RAMPAS OBLICUAS DEL SEGRE

Si bien toda la zona de rampas oblicuas son de interés geológico por el hecho de pertenecer a la terminación oriental del manto de las Sierras Marginales, constituyendo las rampas laterales de dichas Sierras, cabe remarcar el interés geológico de la relación tectonosedimentaria que se da entre estas escamas tectónicas y los materiales aluviales del Eoceno superior y Oligoceno. Estas rampas laterales, se sitúan entre el anticlinal de Oliana (en su flanco norte) y la lámina cabalgante del Montsec (en su terminación más oriental)

Los cabalgamientos deforman y cortan a los materiales aluviales de manera que se puede establecer una cronología relativa entre dichas estructuras (Fig. 7). El cabalgamiento inferior y más oriental es el más antiguo ya que corta a los materiales aluviales del Sistema Aluvial 1, pero no a los materiales del Sistema Aluvial 2, que lo fosilizan; y el superior y más occidental es el más moderno ya que corta a los materiales del Sistema Aluvial 3 a la vez que es fosilizado

por los del Sistema Aluvial 4. Constituyen así una secuencia de bloque superior o “sistema en fuera de secuencia”, que se generaron sincrónicamente con el anticlinal de Oliana.

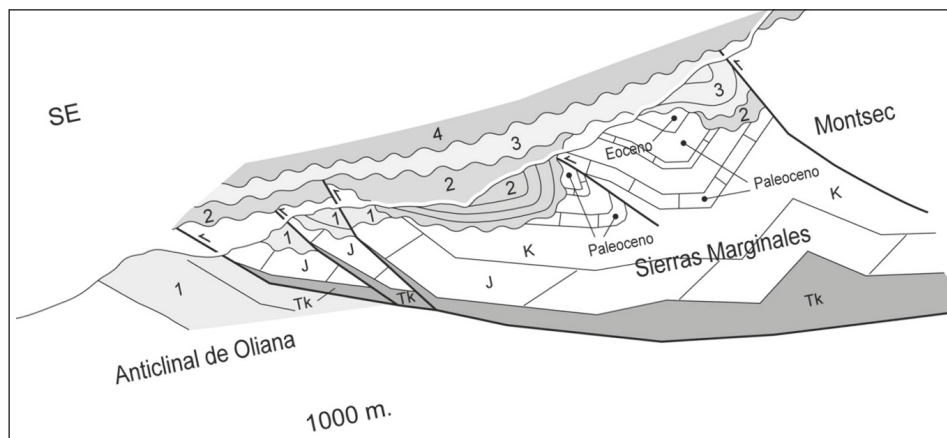


Fig. 7. – Sección de las rampas oblicuas en la zona del Segre. Cronología relativa de las rampas laterales de las Sierras Marginales i del Montsec. 1 y 2 (Sistemas Aluviales 1 y 2): conglomerados del Eoceno superior. 3 y 4 (Sistemas Aluviales 3 y 4) conglomerados del Oligoceno inferior (modificado de VERGÉS 1999).

La deformación de los terrígenos aluviales implicados en estas escamas queda muy patente en el área situada al oeste de la presa del pantano de Oliana. La visión más completa se da desde lo alto del flanco sur del anticlinal de Oliana, mirando hacia el oeste. Se puede llegar por el camino que va de Oliana a la Valldan, tras el desvío de esta última localidad hacia la izquierda, subiendo hasta llegar, al punto más alto de la sierra de Oliana.

7.2. FRENTE DEL CABALGAMIENTO DE VALLFOGONA

El interés geológico radica en la relación sintectónica entre el cabalgamiento de Vallfogona (estadio final del emplazamiento de la unidad estructural de Port del Comte y los conglomerados y brechas del Oligoceno. El punto situado a lo alto del cerro de la Fosa (por la carretera que va al pueblo de Cambrils) constituye un excelente mirador, que hacia el este se observa claramente como los conglomerados y brechas del Oligoceno, del Sistema Aluvial 3 están deformados y cortados por el cabalgamiento, y en cambio los pertenecientes al Sistema Aluvial 4 no los llega a cortar, si bien se encuentran fuertemente deformados, generando discordancias progresivas, y adquiriendo la típica forma de pliegue en rodilla justo en su contacto con el frente del cabalgamiento.

7.3. PLANO DE CABALGAMIENTO

Se trata de un punto cuyo interés geológico radica en la identificación del plano de cabalgamiento de la rampa lateral de las sierras marginales, en la zona de las rampas oblicuas del Segre.

Este punto se localiza en la parte oeste del pueblo de Peramola, justo en el desvío del camino que va a Cortiuda.

Se observa claramente un plano horizontal donde las arcillas y yesos del keuper se sitúan sobre las margas y areniscas deltaicas del Eoceno medio superior del anticlinal de Olina.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; MACHÍN, J.; MELÉNDEZ, A.; PEÑA, J.L.; POCOVÍ, A. y RODRÍGUEZ, J. (1983): "El piedemonte Plioquaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida)". *Geographicalia*, nº 18: 109-126.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979): "Un model de evolució geotectónica par la cadedan Celtibérica". *Act. Geol. Hisp. Hometg. Solé Sabarís*, nº 14: 172-177.
- ANADÓN, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M. y MARZO, M. (1979): "Evolució tectonoestratigráfica de los Catalánides". *Act. Geol. Hisp.*, nº 14: 242-270. Barcelona.
- ASHAUER, H. (1943): "Terminación oriental de los Pirineos". *Publ. Alem. Geo. Esp.*, nº 2: 236-336.
- ALMELA, A. y RÍOS, J.M^a. (1947): *Explicación al Mapa geológico de la provincia de Lérida. Esc. 1:200.000*, I.G.M.E., Madrid.
- ÁLVAREZ-SIERRA, M.A.; ARRIBAS, M.E.; ARDEVOL, L.; CIVIS, J.; DAAMS, R.; KRAUSS, S.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; DE LA PEÑA, A.; SOLER, R.; VIANEY-LIAUD, M.; LACASA, A.; MARANDAT, B.; PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; SEVILLA, P. y SIGE, B. (1994): El límite Cretácico-Terciario en la sección de Fontllonga (cuenca de Ager, Provincia de Lérida). Comunicaciones II Congreso Grupo Esp. Del Terciario. Jaca: 23-26 p.
- ARBUÉS, P. (1991): Estudi geològic de la Fm Areny entre els rius Segre i Noguera Ribagorçana. Servei Geològic de Catalunya. (inèdit).
- ARBUÉS, P.; PI, E. y BERÁSTEGUI, X. (1996): "Relaciones entre la evolución sedimentaria del Grupo de Arén y el Cabalgamiento de Boixols (Campaniense terminal-Maastrichtiense del Pirineo Meridional-Central)". *Geogaceta*, 20 (2), pp. 446-449.
- ARRIBAS, M.E.; RAMPONE, G.; ESTRADA, R. y OBRADOR, A. (1996): "Distribución y ordenación de Miocrocodium en la Formación Tremp: Anticlinal de Campllong (Pirineos catalanes, Provincia de Barcelona)". *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 9-18.
- BARRERE, P. (1951): "La morphologie des Sierras Oscenses". *Actas I Congr. Inst. Est. Pirenaicos*, nº 5, Sec. 4: 51-79 p.
- BATALLER, J.R. (1958): "El Garumniense español y su fauna". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 50: 43-82.
- BAUDELOT, S. y TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1986): "Decouverte d'une microflore dans les Pyrénées catalanes atribuible au Norien-Rhetien". *Revue de Paléobiologie*, 5: 5-9.
- BENITO, G. (1989): *Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego*. Tesis Doctoral. Fac. Ciencias, Univ. Zaragoza, 764 p (inédita)
- BERÁSTEGUI, X.; LOSANTOS, M.; MUÑOZ, J.A. y PUIDEFÀBREGAS, C. (1988): Tall geològic del Pirineu Central. Serv. Geol. Catalunya.

- BERÁSTEGUI, X.; GARCÍA-SENZ, J.; LOSANTOS, M. (1990): "Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extension basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the lower Cretaceous". *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI, 2 pp. 251-264.
- BETZLER, C. (1989): The Upper Paleocene to Middle Eocene between the Río Segre and the Río Llobregat (Eastern South Pyrenees): Facies, Stratigraphy and Structural Evolution. Tübinger (2) Geowissenschaftliche Arbeiten: 113 pp., 15 app.
- BIROT, P. (1937): *Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles*. Edit. J.B. Baillière: 318 pp., 65 figs. Paris 1937.
- BODERGAT, A.M. (1974): "Les Microcodiums, milieux et mode de développement". *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, 62: 137-235.
- BODERGAT, A.M., TRIAT, J.M. y TRUC, G. (1975): L'origine organique des Microcodium: exemple du rôle des microorganismes dans la biocorrosion des roches carbonatées et la biosynthèse de la calcite en milieu continental. IX Congrès International de Sedimentologie, Nice, 2: 7-10.
- BOOGARD, M. y SIMON, O.J. (1973): "Pseudofurnishius (conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras", S.E. Spain. *Scripta Geologica*, 16: 1-23.
- BOISSEVAIN, H. (1934): "Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Segre". (Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. Hist. Nat.*, nº LXVI: 33-170 p. Toulouse.
- BURBANK, D.W.; VERGÉS, J.; MUÑOZ, J.A. y BENTHAM, P. (1992a): "Coeval hindward- and forward-imblicating thrusting in the Central Southern Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition". *Geol. Soc. America Bull.*, nº 104: 3-17 p.
- BUSQUETS, P.; SERRA-KIEL, J. y REGUANT, S. (1979): "Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleógeno de la zona septentrional de la Depresión Central Catalana entre los ríos Llobregat y Merlès (provincias de Barcelona y Gerona)". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*. Nº 77: 157-167 p.
- BUSQUETS, P. (1981): *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari prepirinenc entre els rius Llobregat i Freser-Ter*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, vol 2.
- CALVET, F. y ANGLADA, E. (1987): *El Triásico del Pirineo: Análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico*. Informe del Instituto Geológico y Minero de España, pp. 96. (Inédito).
- CALVET, F.; WRIGHT, V.P. y GIMÉNEZ, J. (1991): Microcodium: descripción y origen. Implicaciones paleogeográficas, paleoclimatológicas y paleogeomorfológicas. Pub. I Congreso del G.E.T., Vic, 50-51.
- CALVET, F.; MÁRQUEZ, L. y TRIFONOVA, Ek. (1994): "Litoestratigrafía y bioestratigrafía (foraminíferos) de las Facies Muschelkalk del Triásico Surpirenaico y del Pirineo Vasco (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 89, pp. 167-188.

- CALVET, F.; SOLE DE PORTA, N. y SALVANY, J.M. (1995): "Cronoestratigrafía (Palinología) del Triásico surpirenaico y del Pirineo Vasco-Cantábrico". *Acta Geol. Hisp.*, 28: 33-48.
- CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985): "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica". *Estudios. Geol.* nº 41: 391-404 p.
- CASANOVAS, L.; SANTAFE, J.V.; SANZ, J.F. 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. (1973): "Aportaciones al conocimiento del Eoceno del anticlinal de Oliana (prov. de Lérida)". *Acta Geológica Hispánica*, t. VIII, 7-10.
- (1984): Biostratigrafia i Micropaleontologia de l'Eocè mitjà i superior del Pre-Pirineu català. Institut d'Estudis Catalans. Archius de la secció de ciències, LXXIV. pp. 1-83, XI lam.
- CAUS, E. y CORNELLÀ, A. (1983): "Macroforaminifères du Cretacé supérieur du Bassin Sud-Pyrénéen". *Géologie Méditerranéenne* 13(4): 137-142.
- CAUS, E.; LLOMPART, C.; ROSELL, J. y BERNAUS, J.M. (1999): "El Coniaciense superior-Santonense inferior de la Sierra del Montsec (Pirineos, NE de España)". *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2): 269-280.
- CHOUKROUNE, P. (1976): "Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne (analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale)". *Mémoires de la Société Géologique de France*, nº 127: 116 p.
- CHOUKROUNE, P. y ECORS TEAM (1989): "The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt". *Tectonics*, nº 8(1): 23-39 p.
- CLAVELL, E.; MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J. (1988): "Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corrent". *Acta Geol. Hispánica*, nº 23(2): 129-140 p.
- COLOMBO, F. (1980): *Estratigrafia y sedimentologia del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. (inédita).
- COLOMBO, F. y CUEVAS, J.L. (1993): "Características estratigráficas y sedimentológicas del Garumniense en el sector de Àger. (Pre-Pirineo, Lleida)". *Acta Geológica Hispánica*, nº 28 (4): 15-32 p.
- COMBES, P.J. (1969): "Recherches sur la gèneses des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France)". *Mem. C. Etudes et Recherches Géol. et Hydrol. Univ. Montpellier*, 3-4, 335 pp.
- CUEVAS, J.L. (1989): *La Formación Talarn: estudio estratigráfico y sedimentológico de las facies de un sistema aluvial en el tránsito Mesozoico-Cenozoico de la Conca de Tremp*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, 107 p.

- (1992): “Estratigrafía del ‘Garumniense’ de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida”. *Acta Geol. Hispánica*, 27 (1-2): 95-108.

- CUEVAS, J.L. y MERCADÉ, L. (1988): Mapa geológico de la Conca de Tremp a 1:25 000. Informe Interno del Servei Geològic de Catalunya. Inédito. Barcelona.

- CUEVAS, J.L.; MARZO, M. y MERCADÉ, L. (1989): “Depósitos de barra de meandro de granulometría gruesa en la Formación Talarn (tránsito Mesozoico-Cenozoico de la Conca de Tremp. Lérida)”. XII Congreso Español de Sedimentología, *Comunicaciones*: 19-22.

- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966): “Contribución al conocimiento de la estratigrafía del terciario continental de Navarra y Rioja”. *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, nº 90: 53-76 p.

- DAILLONI, M. (1930): “Etude géologique des Pyrénées catalanes”. *Ann. Fac. Scien. Marseille*, XXVI: 373 p.

- DINARÈS, J.; MCCLELLAND, E. y SANTANACH, P. (1992): “Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust-tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the southern Pyrenees”. In: *Thrust Tectonics* (K. Mc Clay Ed.), Chapman & Hall; 265-275 p.

- DURAND-DELGA, M.; MÉON, H.; MASRIERA, A. y ULLASTRE, J. (1989): “Effets d’une phase tectonique compressive, affectant du Miocène supérieur, daté palynologiquement, dans la zone de la Pedraforca (Pyrénées catalanes, Espagne)”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 308 p., Séri.

- EICHENSEER, H. y KRAUSS, S. (1985): The Tremp Formation (Maastrichtian/Paleogene) and the lower Ager Group (Paleogene) of the northern flank of the Tremp-Graus embayment (NE Spain). En: 6th European Regional Meeting of Sedimentology. I.A.S., Lleida, Abstracts: 149-151.

- ESTÉVEZ, A. (1970): “La estructura de la Garrotxa (Gerona) en el sector comprendido entre Coma Negra y St. Joan les Fonts. Relaciones entre zócalo y cobertera”. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 1-2: 123-133

- (1973): *La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del río Fluvià*. Publ. Universidad de Granada.

- FEIST, M. (1981): Charophytes du Crétacé moyen et données nouvelles sur l’évolution des Clavatoracées, (Charophyta). *Géobios* (Lyon), 13 (1): 129-135, 3 fig., 1 pl.

- FEIST, M. y COLOMBO, F. (1983): “La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l’Espagne, du point de vue des Charophytes”. *Géologie Méditerranéenne*, 10 83-(4): 303-326 p.

- FERRER, J. (1971): *El Paleoceno y el Eoceno del borde sur-oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña)*. Schweizerische Paläont. Abhand., vol. 90, 70 págs., 50 figs., 8 láms., 6 cuadr., 1 mapa geol., Basilea.

- (1973): “El Eoceno de Igualada”. XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología. ENADIMSA, 63-71.

- FONTBOTÉ, J.M. (1962): Informe interno BERGA PERMITS. Unión Explosivos Río Tinto. (Inédito).

- FORD, M.; WILLIAMS, E.A.; ARTONI, A.; VERGÉS, J. and HARDY, S. (1997): “Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees”. *Journal of Structural Geology*, Special Issue on Fault-Related Folding, v. 19: 413-441 p.

- FRÉCHENGUES, M; MARTÍN, R.; PEYBERNÈS, B. y ZANINETTI, L. (1990): “Mise en evidence d’associations de Foraminifères benthiques dans la séquence de dépôt ladino?-carnienne du Muschelkalk des Pyrénées Catalanes (France, Espagne)”. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310: 667-673.

- FRÉCHENGUES, M. y PEYBERNÈS, B (1991a): “Associations de Foraminifères benthiques dans le Trias carbonaté (Anisien,Ladinien-Carnien et Réthien) des Pyrénées Espagnoles”. *Acta Geol. Hisp.*, 26: 67-73.

- (1991b): “Stratigraphie séquentielle du Trias moyen et supérieur des Pyrénées franco-espagnoles”. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313: 355-360.

- GALBRUN, B.; FEIST, M.; COLOMBO, F.; ROCCHIA, R. y TAMBAREAU, Y. (1993): Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager basin, Province of Lérida, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimat. Palaeoecol.* Nº 102: 41-52 p.

- GALLEMI, J.; MARTÍNEZ, R. y PONS, J.M. (1982): “Unidades del Cretácico superior en los alrededores de St. Corneli (Prov. de Lérida)”. *Cuaderno Geol. Ibr.* 8.

- GARCÍA-SENZ, J. (2002): *Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. Inédita.

- GARCÍA-VEIGAS, J. (1988): *La formación evaporítica de la Facies Garumniense de la Conca de Tremp (Lleida). Petrología, geoquímica y sedimentología*. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Barcelona, 175 pp.

- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1972): “Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, el manto del Montsec”. *Bol. Geol. Min.* T 83/3: 242-248 p.

- (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral (2 vol.), Fac. Ciencias. Univ. Granada. 395 p.

- GARRIDO-MEGÍAS, A. y RÍOS, L.M. (1972): “Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre”. *Bol. Geol. y Min.* T LXXXIII, pp. 1-47.

- GLÜCK, H. (1912): “Eine neue gesteinsbildende Siphonae (Codiaceae) aus dem marinen Tertiär von Süddeutschland”. *Mitteilungen der Badischen Geologischen Landesanstalt*, 7: 3-24.

- GUERIN-DESJARDINS, B. y LATREILLE, M. (1961): "Etude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les ríos Segre y Llobregat". *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, t. 16 n° 9, pp. 922-940, 1 lám., 1 mapa Geol.
- (1962): "Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat (prov. de Lérida)". *Bol. Geol. Min.* T 73: 329-371 p.
- GICH, M. (1969): "Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona)". *Acta Geológica Hispánica*, (1): 5-8 p.
- (1972): *Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 477 p.
- GIMÉNEZ, J. (1989): *Els materials deltaics i de plataforma del Cuisà Inferior (Eocè inferior) de la Conca Surpirinenca Catalana, Sector Bagà-Pobla de Lillet*. Tesis de Llicenciatura, Universitat de Barcelona, 200 p.
- (1993): *Anàlisi de Cuenca del Eoceno Inferior de la Unidad Cadí (Pirineo Oriental). El sistema Deltaico y de Plataforma carbonática de la Formación Coronas*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. 344 p.
- GÓMEZ, A. (1987): Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirenaics. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell. Institut Cartogràfic de Catalunya. 161 p. Barcelona.
- GÓMEZ-GARRIDO, A. (1989): "Biostratigrafia (Foraminíferos Planctònics) del Cretàcico Superior del Surpirineo Central". *Revista Española de Micropaleontología*. 21 (1), 145-171.
- GRAMBAST-FESSARD, N. (1980): "Description de deux espèces nouvelles d'Atopochara Peck (Clavatoraceae, Charophyta)". *Géobios* (Lyon), 13 (1) : 129-135, 3 fig., 1 pl.
- GUÉRIN-DESJARDINS, B. y LATREILLE, M. (1961): "Etude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les ríos Segre et Llobregat (Lérida-Barcelona)". *Rev. IFP*, T. 16, n° 9, pp. 922-940.
- HARTEVELT, J.A. (1970): "Geology of the upper Segre and Valira valleys Central Pyrenees, Andorra, Spain". *Leidse Geol. Med.*, 45: 167-236.
- HOGAN, P.J. y BURBANK, D.W. (1996): Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. In P.F. Friend, and C.J. Dabrio, eds. Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University press, U.K., p. Chapter E14: 153-160 p.
- HOTTINGUER, L. (1960): "Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène". *Mem. Suisses de Paléont.*, n° 75-76: 1-243 p.
- HOTTINGER, L. y SCHAUB, H. (1960): "Zuf Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien". *Eclogae geol. Heiv.* 53: 453-480 p.

- JODOT, P. (1935): "Microcodium Elegans Glück du Miocène de Bade ne semble pas être une algue". *C.R. somm. Soc. Geol. France*, 4: 51-52.
- JOHNSON, J.H. (1961): "Limestone-building Algae and algal limestones". Colorado School of Mines Special Publication, *Boulder, CO*, 277 p.
- KLAPPA, C.F. (1978): "Biolithogenesis of Microcodium: elucidation". *Sedimentology*, 25: 489-522.
- KRAUSS, S. (1990): *Stratigraphy and facies of the "Garumnian"-Late Cretaceous to early Paleogene in the Tremp region, Central Southern Pyrenees*. Ph. D. Thesis, Univ. Tübingen, 142 p.
- KROMM, F. (1968): Stratigraphie comparée des formations éocènes de revers sud des Pyrénées et de la cordillère prelittorale catalane. *Ac. Soc. Linéenne. Bordeaux*, T. 2: 105 p., ser. B.
- LANAJA, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Instituto Geológico y Minero de España, 1-465 p.
- LAPPARENT, A.F. y AGUIRRE, E. (1956): "Algunos yacimientos de Dinosaurios en el Cretácico superior de la Cuenca de Tremp". *Estudios Geol.*, 31-32: 377-382
- LEYMERIE, A. (1862): "Aperçu géognostique des Petites Pyrénées et particulièrement de la montagne d'Ausseing". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19: 1091-1096.
- LEHMAN, J.P. (1964). "Étude d'un Saurichthidé de la région d'Oden (Espagne)". *Annales de Paleontologie*, 50: 25-30.
- LOSANTOS, M.; BERÁSTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1988): Corte geológico cortical del Pirineo Central (perfil ECORS): Evolución geodinámica de la cordillera pirenaica. II Congreso geológico de España. Granada. Simposios, 7-16.
- LOSANTOS, M.; ARAGONÉS, E.; BERÁSTEGUI, X.; PALAU, J. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1989): Mapa Geològic de Catalunya, 1/250.000. Servei Geològic de Catalunya. Ed: ICC.
- LLOMPART, C.; CASANOVAS, L. y SANTAFE, J.V. (1984): "Un nuevo yacimiento de Icnitas de Dinosaurios en las Facies Garumnienses de la Conca de Tremp (Lleida, España)". *Acta Geol. Hisp.*, 19 (2): 143-147.
- MAMET, B.L. y ROUX, A. (1982): "Sur la présence de Microcodium (Algae?, Incertae sedis?) dans le Paléozoïque supérieur de l'Arctique canadien". *Can. Jour. Earth Sci.*, 19: 357-363.
- MANDADO, J.; BESTEIRO, J. y POCOVÍ, A. (1982): *Memoria sobre la localización, composición e interés industrial de las rocas de facies bauxítica de las Sierras Marginales Catalanas*. Informe del Servei Geològic de Catalunya-ICC. 64 pp.
- MARCH, M., (1991): *Los Conodontos del Triásico Medio (Facies Muschelkalk) del Noreste de la Península Ibérica y de Menorca*. Tesis doctoral. Universidad de Valencia. 394 p.

- MARQUEZ, L.; TRIFONOVA, Ek. y CALVET, F. (1990): An Involutinidae (Foraminifera) Assemblage of upper Ladinian (Muschelkalk Facies) of the Southern Pyrenees (Spain). *Studies in Benthic Foraminifera*. BENTHOS '90, Tokay University Press, 355-359.
- MARTÍNEZ, A.; VERGÉS, J. y MUÑOZ, J.A. (1988): "Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos". *Acta Geol. Hispánica*. T 23 / 2: 119-128 p.
- MASRIERA, A. y ULLASTRE, J. (1983): "Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacée des Pyrénées Catalanes (NE de Espagne)". *Géologie Méditerranéenne*, 20: 283-290.
- (1990): "Yacimientos inéditos de carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo Catalán". *Rev. Soc. Geol. España*, T 3 / 1-2: 33-41 p.
- MATTAUER, M. y HENRY, J. (1974): "Mesozoic and Cenozoic orogenic belts, data for orogenic studies. The Pyrenees". In: Spencer, A.M. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, nº 4: 3-21 p.
- MATTAUER, M. y SÉGURET, M. (1971): "Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne". In: Debyser, J. et al. (Eds): *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Ed. Technip, Paris; 1-24 p.
- MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J. y HARTEVELT, J.J.A. (1968): "Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees", Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41; 221-228.
- MORET, L. (1952): "Curieuses cristallisations de calcite, attribuées à tort à des Algues (Microcodium) dans la partie terminale du Crétacé supérieur Alpin et Pyrénéen". *C.R.R. Acad. Sci. Paris*. 235: 762-764.
- MUÑOZ, J.A. (1992): "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section". In: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay Ed.). Chapman & Hall, London; 235-246 p.
- MUÑOZ, J.A.; SÀBAT, F. y SANTANACH, P. (1983): "Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées entre le Freser et le Ter. (Pyrénées catalanes)". *C. R. Ac. Sc. Paris*, 296, sér. II; 1453-1456 p.
- MUÑOZ, J.A., MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J. (1986): "Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees". *J. Struct. Geol.*, 8(3/4); 399-405 p.
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1969): "Sedimentology, Paleoclimatology and Diagenesis of Post-Hercynian continental deposits in the South central Pyrenees". *Leidse Geologische Medelingen*, vol. 42, pp. 143-238.
- (1972): "Depositional history and clay minerals of the Upper Cretaceous Basin in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Mededelingen*, 47: 251-275.

- OLLIER, C.D. (1991): *Ancient landforms* Belhaven Press. London. 233 p.
- PALLI, L. (1972): *Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes*. Publicaciones de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona. 338 p.
- PEÑA-MONNÉ, J.L. (1983): *La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana*. Estudio Geomorfológico. Instituto de estudios Ilerdenses, 373 p., Lérida.
- PEYBERNES, B. (1976): *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garone et la Méditerranée*. Thèse Doctorat. Sciences Naturelles, Toulouse, 459 pp.
- PLAZIAT, J.C. (1973): "Vidaliella gerundensis (Vidal) et les autres Bulimoïdes de l'Éocène du Nord de l'Espagne et du Sud de la France. Caractérisation paléobiométrique et descriptive de l'espèce et répartition stratigraphique del Vidaliella et Romaella de ce domaine". *Paléobiologie continentale*, 4 (3): 1-34 p., 4 láms.
- (1984): *Le domaine Pyrénéen de la fin du Crétacé a la fin de l'Eocène. Stratigraphie, Paléo-environment et évolution paléogéographique*. Thèse Doct. Sci. Nat. de Paris-Sud: 1362 p., 528 figs. 105 láms.
- PONS, J.M. (1977): *Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de los rudistidos del Cretácico superior del Prepirineo de la provincia de Lérida*. Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 105 pp.
- PUIGDEFÀBREGAS, C.; MUÑOZ, J.A. y MARZO, M. (1986): "Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin". In: *Foreland basins*. (Ed. by P.A. Allen i P. Homewood). Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 8; 229-246 p.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986): "Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". *Tectonophysics*, nº 129, 173-203 p.
- REGUANT (1967): *El Eoceno marino de Vic (Barcelona)*. Tesis Doc. Fac. Cienc. de Oviedo, 2 vols., 617 págs., 26 láms. Mem. y Com. Inst. Geol. Min. España, t. 68, 350 págs., 64 figs., 1 mapa geol., Escala 1:100.000.
- RIBA, O. (1973): "Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva". *Acta Geol. Hispánica*, 8(3); 90-99 p.
- ROCA, E. (1992): *L'estructura de la conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesi doct., Univ. de Barcelona; 330 p.
- RODRÍGUEZ, J. (1986): *Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte*. 172 p. Inst. Est. Altoaragoneses.
- ROSELL, J. (1965): "Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Prov. de Lérida)". *Pirineos*, 21 (75-78): 9-214.

- ROSELL, J. y LLOMPART, C. (1982): "Pirineo". En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense Madrid, pp. 161-198.
- ROSELL, J. y ROBLES, S. (1975): "Le Paleogène marin de la Catalogne". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7)XVII, 2; 195-198 p.
- ROSELL, J.; LINARES, R. y LLOMPART, C. (2001): "El Garumniense Prepirenaico". *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (1-2).
- ROURE, F.; CHOUKROUNE, P.; BERÁSTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, A.; MATHERON, P. (1989): "ECORS Deep Seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees". *Tectonics*, 8(1): 41-50 p.
- SALVANY, J.M., (1990): "Introducción a las evaporíticas triásicas de las cadenas periféricas de la Cuenca del Ebro: Catalánides, Pirineo y Región Cantábrica". A Ortí, F. y Salvany, J.M. Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas periféricas, y la Zona de Levante. pp. 9-20. ENRESA-GPPG, Universidad de Barcelona.
- SAEZ, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la cuenca del Ebro*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 353 pp. (inédita).
- SANCHO, C. (1988): *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza, 743 p. (Inédito).
- SAN MIGUEL, M. y SOLÉ SABARÍS, L. (1933): "Geología del Massís del Montgrí". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 129-145 p., Barcelona.
- SANS, M.; MUÑOZ, J.A. y VERGÉS, J. (1996): "Thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (Southern Pyrenees)", in P.A. MacKlay, T.E. Kubli, A.C. Newson, J.L. Varsek, R.G. Dechesne, and J.P. Reid, eds., Triangle Zones and Tectonic Wedges, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, pp. 375-384.
- SAULA, E. y MATÓ, E. (1991): A subaerial mass flow deposit in the Berga Fm (Oligocene). NE Spain. The result of a dam failure ? IAS. 12th. Regional Meeting. Abst. Univ. Bergen.
- SCHAUB, H. (1981): "Nummulites et Assilines de la Thetys Paléogène. Taxonomie, Phylogénèse et biostratigraphie". *Mem. Suisse Paleontol.* 104-106: 236p.
- SÉGURET, M. (1972): "Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées". Pub. USTELA, *Sér. Geol. Struct.* n. 2, Montpellier; 155 p.
- SERRA-KIEL, J.; BUSQUETS, P.; TRAVÉ, A.; MATÓ, E.; SAULA, E.; TOSQUELLA, J.; SAMSÓ, J.M.; FERRÁNDEZ-CANADELL, C.; BARNOLAS, A.; ÁLVAREZ, G.; FRANQUÈS, J. y ROMERO, J. (1997): *Marine and transitional Middle-Upper Eocene sediments of the South-Eastern Pyrenean Foreland basin: II IGCP-303 Meeting*, Guide-book, 50 pp.

- SERRA-KIEL, J.; HOTTINGER, L.; CAUS, E.; DROBNE, K.; FERRÁNDEZ, C.; JAUHRI, A.K.; LESS, G.; PAVLOVEC, R.; PIGNATTI, J.; SAMSÓ, J.M.; SCHAUB, H.; SIREL, E.; STROUGO, A.; TAMBAREAU, Y.; TOSQUELLA, J. y ZAKREVSKAYA, E. (1998): "Larger foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene". *Bull. Soc. Geol. France*. 169 (2): 281-299.
- SERRA-KIEL, J.; TRAVÉ, A.; MATÓ, E.; SAULA, E.; FERRÁNDEZ-CAÑADELL, C.; BUSQUETS, P. y VERGÉS, J. (en prensa): Part II. *Marine an Transitional Middle/Upper Eocene Units of the Southeastern Pyrenean Foreland Basin*. Symposium in Honour to Dr. Prof. Salvador Reguant Serra.
- SERRAT, D. (1980): "Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal, Costabona)", *Notes de Geografia Física*, n° 2, 39-55 p. Barcelona.
- SIMÓN, J.L. (1981): "Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica". *Teruel*, n° 65; 195-209 p.
- SIMÓ, A. (1985): *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec, Pirineo Central*. Tesis Doc., Univ. Barcelona, 325 p.
- SIMÓ, A.; PUIGDEFÁBREGAS, C. y GILI, E. (1985): Transition from shelf to basin on an active slope. Upper Cretaceous Tresp area, Southern Pyrenees. IV European Regional Meeting of Sedimentology, I.A.S., Lérida.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1933): "La geología dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 250-257 p. Barcelona.
- (1958): "El Eoceno del Alto Valle del Ter (Excursión a Olot, Núria y Puigcerdà)". *Guia III Congreso Inst. Est. Pirenaicos*, pp. 7-9.
- SOLÉ SABARÍS, L. y LLOPIS, N. (1947): *Memoria explicativa de la Hoja n° 216*; Bellver, IGME, 109 pp.
- SOLÉ SUGRAÑES, L. (1971): "Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat" (resumen). *Acta Geol. Hispánica*, 6 (1), 8-12.
- (1973): "Algunos aspectos de la tectónica del Prepirineo oriental entre los ríos Segre y Llobregat". *Acta Geol. Hispánica*, 8(3); 81-89 p.
- SOUQUET, P. (1967): *Le Crétacé supérieur Sub-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre*. Thèse Fac. Sc. Toulouse.
- SUPPE, J.; SABAT, F.; MUÑOZ, J.A.; POBLET, J.; ROCA, E. y VERGÉS, J. (1997): "Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees". *Journal of Structural Geology*, v. 19, pp. 443-461.
- TABERNER, C. (1983): *Evolución ambiental y diagenética de los depósitos del Terciario inferior (paleoceno y Eoceno) de la Cuenca de Vic*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 1400 pp. (inédita).

- TOSQUELLA, J. (1995): *Els Nummulitinae del Paleocè-Eocè inferior de la Conca Subpirinenca*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. 281 p.
- TOSQUELLA, J. y SAMSÓ, J.M. (1998): "Biostratigrafía y litoestratigrafía del Paleoceno Superior-Eoceno inferior del sector oriental de la Cuenca Surpirenaica". *Acta Geol. Hispánica*, 31 (1-3): 3-21 p.
- TOSQUELLA, J.; SERRA-KIEL, J.; FERRÁNDEZ, C. y SAMSÓ, J.M. (1998): "Las biozonas de nummulíticos del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica". *Acta Geol. Hispánica*. 31 (1-3): 23-36 p.
- TWIDALE, C.R. (1989): "La antigüedad del paisaje Australiano: Pruebas e implicaciones. En: Xeo-morfoloxia Granítica". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 13, pp. 7-30.
- ULLASTRE, J.; DURAND-DELGA, M. y MASRIERA, A. (1987): "Argumentos para establecer la estructura del sector del pico de Pedraforca a partir del análisis comparativo del Cretácico de este macizo con el de la región de Sallent". *Bol. Geol. y Minero*, T. 98/1: 3-22 p.
- (1990): "Relaciones tectónicas y sedimentarias entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca (Pirineo catalán)". *Treb. Mus. Geol. Barcelona*. Nº 1: 163-207 p.
- ULLASTRE, M. y MASRIERA, A. (1989): "Discusión de algunas apreciaciones estratigráficas relativas al 'Cretácico superior de la vall d'Alinyà' (Pirineo oriental Lérida)". *Acta Geol. Hispánica*, 24(1): 55-58 p.
- (1996): "Evolución tectónica de las unidades sudpirenaicas al W y al E de la línea de accidentes del Segre (Pirineo catalán, España)". *Treb. Mus. Geol. Barcelona*. Nº 5: 213-253 p.
- ULLASTRE, J. y MASRIERA, A. (1998): "Nuevas aportaciones al conocimiento estratigráfico del paleoceno continental del Pirineo catalán (España)". *Treb. Mus. Geol. Barcelona*. Nº 7: 95-128 p.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; TODO, R.G.; WIDMIER, J.M.; THOMPSON, S., III; SANGREE, J.B.; BUBB, J.N. y HATLEID, W.G. (1977): "Seismic stratigraphy and global changes of sea level". In C.E. Payton (editor), *Seismic Stratigraphy-Aplication to Hydrocarbon Exploration*, A.A.P.G. Mem., 36, pp. 129-144.
- VERGÉS, J. (1993): *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona. Publicada en 1999: Col.lecció Monografies tècniques, nº 7. Institut Cartogràfic de Catalunya, p. 194.
- (submitted): "Evolución de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridionales: fallas del Segre y Pamplona". *Boletín Geológico y Minero de España*.
- VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, A. (1988): "Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento". *Acta Geol. Hispánica*, nº 23(2): 95-106 p.

- VERGÉS, J. y MUÑOZ, J. A. (1990): "Thrust sequences in the Southern Pyrenees". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, VI (2), 265-271.
- VERGÉS, J.; MUÑOZ, J.A. y MARTÍNEZ, A., (1992): "South Pyrenean fold-and-thrust belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry". En K.R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*, London, Chapman and Hall, pp. 255-264.
- VERGÉS, J.; MARTÍNEZ, A.; BERÁSTEGUI, X.; FLETA, J.; PUJADAS, J.; TOSQUELLA, J.; SAMSÓ, J.M.; SANZ, J. y BARBERÁ, M. (1994): *Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 255 (la Pobla de Lillet) del mapa geológico de España E. 1: 50 000*, MAGNA, ITGE.
- VICENS, E. (1992): *Estudio de la fauna de rudistas (Hippuritidae y Radiolitidae) de los materiales cretácicos del Pirineo oriental: Implicaciones biostratigráficas*. Tesis doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona; 247 p, (inèdita).
- VIDAL, L.M. (1874): "Datos para el conocimiento del terreno Garumnense de Cataluña". *Boletín de la comisión del Mapa Geológico de España*, 1: 209-247
- (1898): "Compte-rendu des excursions dans la province de Lérida du 11 au 15 d'Octobre". *Bull. Soc. Géol. France*, (3), XXVI, pp. 884-900.
- VIRGILI, C. (1958). Estratigrafía del Triásico del Pirineo Oriental. Actas III Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos, Girona.
- (1960-62): Le Trias du Nord-Est de l'Espagne. Livre à la mémoire du P. Fallot, S.G.F., Tome I, pp. 301-311.
- (1963): Trias du NE de l'Espagne. Colloque in Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. B.R.G.M., pp. 469-481.
- WILLIAMS, E.; FORD A.M.; VERGÉS, J. y ARTONI A. (1998): "Alluvial gravel sedimentation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenç de Morunys, southeastern Pyrenees". In A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher, and M. Fernández, eds., *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, London, *Geological Society Special Publications*, pp. 69-106.
- WRAY, J.L. (1977): "Calcareous Algae". In *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 4: 185 pp.
- ZWART, H.J. (1979). "The geology of the Central Pyrénées". *Leidse Geol. Med.*, 50: 1-74.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA